Н.А. Сычева • Л.М. Богомолов • С.И. Кузиков

Вычислительные технологии в сейсмологических исследованиях

(на примере KNET, Северный Тянь-Шань)

Сонкульская



ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ НАУЧНАЯ СТАНЦИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК В Г. БИШКЕКЕ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ ИНСТИТУТ МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

RESEARCH STATION OF RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES IN BISHKEK

INSTITUTE OF MARINE GEOLOGY AND GEOPHYSICS FAR EASTERN BRANCH OF THE RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

N.A. Sycheva, L.M. Bogomolov, S.I. Kuzikov

COMPUTATIONAL TECHNOLOGIES IN SEISMOLOGICAL STUDIES

(ON THE EXAMPLE OF KNET, NORTHERN TIEN SHAN)



Yuzhno-Sakhalinsk 2020

Н.А. Сычева, Л.М. Богомолов, С.И. Кузиков

ВЫЧИСЛИТЕЛЬНЫЕ ТЕХНОЛОГИИ В СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

(на примере KNET, Северный Тянь-Шань)



Южно-Сахалинск 2020 УДК 550.34 C 958

Сычева Н.А., Богомолов Л.М., Кузиков С.И. Вычислительные технологии в сейсмологических исследованиях (на примере КNET, Северный Тянь-Шань). – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2020. – 358 с.

ISBN 978-5-6040621-6-6 DOI: 10.30730/978-5-6040621-6-6.2020-2

В настоящей книге авторами из Научной станции Российской академии наук в г. Бишкеке и Института морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения Российской академии наук обобщены результаты многолетних сейсмологических исследований, полученные по данным сейсмологической сети KNET, установленной в 1991 году в Северном Тянь-Шане. Применение различных инструментов к полученным сейсмическим данным позволило решить различные сейсмологические задачи, такие как оценка кинематических и динамических параметров землетрясений, определение параметров напряженно-деформированного состояния земной коры. Представлены новые результаты, в деталях описывающие определение различных показателей сейсмичности на территории Бишкекского геодинамического полигона, Северный Тянь-Шань.

Книга будет полезной для сейсмологов и геофизиков, а также молодых исследователей и аспирантов, работающих в области наук о Земле.

К книге прилагается CD с электронной версией публикуемого материала, а также каталога фокальных механизмов землетрясений Северного Тянь-Шаня (на территории БГП).

Научные редакторы:

д-р физ.-мат. наук М.В. Родкин, д-р физ.-мат. наук Ю.Л. Ребецкий

Авторы посвящают эту книгу памяти Ю.А. Трапезникова, С.Л. Юнги, В.И. Макарова, А.А. Авагимова, А.Я. Попова

Печатается по решению Ученых советов

Научной станции Российской Академии наук в г. Бишкеке

и Института морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения Российской академии наук.

На обложке фото д.г.-м.н. Баталева В.Ю.

© Коллектив авторов, 2020 © НС РАН, 2020 © ИМГиГ ДВО РАН, 2020

UDC 550.34

S 958

Sycheva N.A., Bogomolov L.M., Kuzikov S.I. Computational technologies in seismological research (on the example of KNET, Northern Tian Shan). – Yuzhno-Sakhalinsk: IMGG FEB RAS, 2020. – 358 p.

ISBN 978-5-6040621-6-6 DOI: 10.30730/978-5-6040621-6-6.2020-2

The results of long-term seismological investigations have been represented in the manuscript, which were obtained by the data of the seismological network KNET established in 1991 in Northern Tien Shan. Use of various tools for processing of the obtained seismic data allowed solving a number of seismological problems, such as assessment of kinematic and dynamic parameters of earthquakes, determination of parameters of the stress – strained state of the of the crust. The new results describing in details the determinations of various indicators of seismicity in the territory of the Bishkek geodynamic test site, Northern Tien Shan have been presented.

The book will be useful to the young researchers and graduate students working in the field of Earth Sciences.

The CD attached to this book represents the electronic version of the content and the catalog of earthquakes focal mechanisms of North Tien Shan (BGP territory).

Scientific Editors:

D.Sci (Phys.and Math.) M.V. Rodkin, D.Sci (Phys.and Math.) Yu.L. Rebetsky

The authors devote this book to the memory of Yu.A. Trapeznikov, S.L. Yunga, V.I. Makarov, A.A. Avagimov, A.Ya. Popov

Published by the decision of Scientific Councils of Research Station of Russian Academy of Sciences in Bishkek Institute of Marine Geology and Geophysics Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences.



© Team of authors, 2020 © RS RAS, 2020 © IMGG FEB RAS, 2020

оглавление

Список принятых сокращений 8
Математические обозначения 9
Предисловие научного редактора М.В. Родкина 10
Отзыв научного редактора Ю.Л. Ребецкого
Введение. От истории к обобщению опыта исследований 14
Глава 1. KNET – инструмент сейсмологических исследований 22
1.1. Киргизская сейсмологическая сеть KNET
1.2. Оценка станционных поправок на основе Н/V отношения спектров 32 сейсмического шума и локальных землетрясений 32 1.2.1. Исходные данные 32 1.2.2. Методика расчета 38 1.2.3. Результаты исследования 40
1.3. Исследование уровня сейсмического шума станций сети КNET 45 1.3.1. Исходные данные и методика 45 1.3.2. Результаты 47
1.4. О вариациях уровня сейсмического шума в периоды геоэффективных солнечных вспышек и магнитных бурь 1.4.1. Методика исследования сейсмического шума 1.4.2. Результаты исследования
1.5. Определение параметров гипоцентра землетрясений 77 1.6. Анализ скоростных моделей Тянь-Шаньского региона 81 1.7. Статистические характеристики и график повторяемости землетрясений 90 1.8. Метод двойных разностей 95 1.9. О суточной квазипериодичности и случайной составляющей 103 1.9.1. Исходные данные, методика 104 1.9.2. Результаты исспедования 106
1.10. Выводы
Глава 2. Исследование добротности коры и верхней мантии Бишкекского геодинамического полигона (Северный Тянь-Шань)
2.1. Метод кода-волн локальных землетрясений 117 2.1.1. Исходные данные 117 2.1.2. Методика 118 2.1.3. Результаты исследования 127

2.2. Метод томографической инверсии 2.2.1. Исходные данные. 2.2.2. Методика. 2.2.3. Результаты исследования	137 137 139 142
 2.3. Исследования поля сейсмических скоростей Бишкекского геодинамического полигона методом сейсмической томографии. 2.3.1. Данные и алгоритмы скоростной томографии. 2.3.2. Результаты исследования 	144 145 149
2.4. Выводы	152
Глава 3. Кинематические параметры очагов землетрясений	154
3.1. Графическое представление фокального механизма и используемая система параметров	154
о полярности вступлений объемных сейсмических волн	158 159 163
3.2.3. Результаты исследования фокальных механизмов. 3.3. Метод волновой инверсии и тензор сейсмического момента 3.3.1. Волновое моделирование 3.3.2. Тензор сейсмического момента 3.3.3. Функция Грина телесейсмических объемных волн. 3.3.4. Расчет тензора сейсмического момента в условиях сети KNET 3.3.5. Результаты исследования тензоров сейсмического момента	166 172 172 173 175 177 179
3.4. Выводы	181
Глава 4. Динамические параметры очагов землетрясений	182
4.1. Исследование землетрясений Северного Тянь-Шаня (Бишкекский геодинамический полигон). 4.1.1. Исходные данные. 4.1.2. Теоретические основы и методика расчета динамических	184 184
параметров	193 208
 4.2. Исследование землетрясений Центрального Тянь-Шаня	218 220 221
 4.3. Сравнение динамических параметров слабых и умеренных землетрясений Бишкекского геодинамического полигона и других регионов. 4.4. Выводы. 	233 246
Глава 5. Исследование параметров напряженно-деформированного состояния земной коры	248
5.1. Метод сейсмотектонических деформаций (по Ризниченко–Юнга) 5.1.1. Методические особенности анализа сейсмотектонических	248
деформаций	249

	5.1.2. Расчет сейсмотектонических деформаций земной коры	
	Северного Тянь-Шаня	264
	5.1.3. Сравнение полученных результатов с GNSS-данными	273
	5.1.3.1. GNSS-данные и методика расчета распределения значений	
	тензора скорости современных деформаций земной коры	273
	5.1.3.2. Сравнение результатов оценки деформационного режима	
	на основе сейсмологических и GPS-данных	278
	5.1.4. Исследование напряженно-деформированного состояния	
	территории Центрального Тянь-Шаня	282
52	Интенсивность сейсмотектонинеских веформаний как показатель	
5.2.	линаминеских процессов в земной коре	287
	5.2.1 Metonuka nachetop u kaptunopalue pequitatop	207
	5.2.1. Методика расчетов и картирование результатов	207
	3.2.2. И пализ изменении интереновности СТД в связи с интерпретацией	297
	матерналов о сенеми ческом эффекте электрозондировании	271
5.3.	Метод катакластического анализа	300
	5.3.1. Исходные данные	301
	5.3.2. Результаты реконструкции напряжений	304
5.4.	Оценка уровня активности разломов Северного Тянь-Шаня	
	на основе сейсмологических данных	317
	5.4.1. Исходные данные.	320
	5.4.2. Промежуточные этапы расчетов	323
	5.4.3. Районирование активных разломов	326
5.5	Обсужление результатов	331
5.6	Выволы	334
Заключ	ение	336
Список	литературы.	339

СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ

АЧХ	 амплитудно-частотная характеристика
БИХ	– фильтры с бесконечной ИПХ
БГП	 Бишкекский геодинамический полигон
БРЗ	– Байкальская рифтовая зона
ДП	– динамические параметры
ИВТАН	– Институт высоких температур Академии наук СССР
ИГД СО РАН	– Институт горного дела Сибирского отделения РАН
ИПХ	– импульсная переходная характеристика фильтра
ИФЗ РАН	– Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН
КИС	– Киргизский институт сейсмологии
КИХ	– фильтры с конечной ИПХ
ЗЛТ	– землетрясение
МДР	 метод двойных разностей
МКА	 метод катакластического анализа
HC PAH	– Научная станция РАН
СКД	 сейсмограф Кирноса длиннопериодный
СКМ	– сейсмограф Кирноса модернизированный
СМЛ	– скоростная модель литосферы
СТД	 сейсмотектонические деформации
TCM	 тензор сейсмического момента
ЭРГУ	 – электро-разведочная генераторная установка
ARTS	 Antelope Real-Time System
CMT	 – centroid moment tensor
GPS	- Global Position System
GNSS	 global navigation satellite systems
CRDF	- U.S. Civilian Research & Development Foundation
CSS	 Cascading Style Sheets
DC	– Data Concentrator
hypoDD	 double-difference earthquake location
IGPP-UCSD	- Institute of Geophysics and Planetary Physics - UC San Diego
IRIS	 Incorporated Research Institution for Seismology
ISC	 International Seismological Center, United Kingdom
KNET	– Kyrgyz net
LOTOS	 Local Tomography Software
MS	– mean square
OBS	– observation
REF TEK	 Refraction Technology
RMS	– root mean square
RTEXEC	– Real Time Exec
SEED	 Standard for the Exchange of Earthquake Data
STA/LTA	 Short Time Average over Long Time Average

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

D	– смещение по разрыву
$D_{\rm d}$	– дисперсия
$E_{\rm S}$	– сейсмическая энергия
f	— частота
f_{0}, f_{c}	- частота «среза» (угловая частота) на очаговом спектре землетрясения
G	– модуль сдвига
I_{Σ}	 интенсивность сейсмотектонической деформации
Κ	 энергетический класс землетрясения
K_{cp}	– параметр концентрации трещин (сейсмогенных разрывов)
m _{ij}	– компоненты тензора механизма очага
M	– магнитуда землетрясения
$M_{\rm ex}$	– математическое ожидание
M_0	 скалярный сейсмический момент
$M_{\rm W}$	— моментная магнитуда
r	– радиус очага землетрясения
S	– площадь разрыва
$S_i(f)$	 спектр сейсмических волн, исходный
$S_{ m ij}$	 девиатор тензора напряжений или тензора СТД
<i>T</i> , <i>t</i>	- время
V	- объем
$V_{\rm S}$	 скорость поперечной волны
$V_{\rm P}$	– скорость продольной волны
Q	 – фактор добротности
Q_{c}	– фактор добротности, определенный по кода-волнам землетрясения
$\Delta \sigma$	 сброс касательных напряжений
λ	 критерий Колмогорова – Смирнова
μ_{ϵ}	– параметр Лоде – Надаи для тензора деформаций
δ	– коэффициент затухания
ρ	– плотность горных пород
χ^2	 критерий Пирсона
Ψ_0	 – фактор направленности излучения из очага
ω	– угол вида напряженного состояния (фаза тензора-девиатора)

 Ω_0 – спектральная плотность

Предисловие научного редактора

«State of art» в вопросе региональных сейсмологических исследований – так можно кратко охарактеризовать эту очень интересную и полезную книгу. Материал дан на примере Северного Тянь-Шаня, одной из сейсмически активных и сложных по строению областей Средней Азии. Получение уникальных данных стало возможным благодаря развертыванию в этом регионе, дополнительно к другим сетям, современной и высокоэффективной системы сейсмологических наблюдений KNET. В результате образовался полигон с лучшей в Средней Азии сетью сейсмических наблюдений. В отличие от большинства аналогичных по тематике книг, в данной монографии представлен полный комплекс информации как по регистрации и приборному оснащению системы наблюдений, так и по анализу и интерпретации получаемых сейсмических данных с привлечением геодезических и иных данных.

В первой главе детально проанализированы характеристики системы регистрации, в частности, обсуждаются вопросы зависимости характеристик системы регистрации от сезонных и погодных условий, обычно не освещаемые в подобного рода монографиях. К примеру, можно узнать о весьма сильных изменениях H/V спектрального отношения во времени в связи с сезонными и иными изменениями. Детально рассматриваются характеристики и пространственная и временная изменчивость сейсмического шума, его связь с магнитными бурями, солнечными вспышками и иными факторами. Затем подробно исследуется добротность и сейсмическое строение области исследования.

На основании полученных данных авторы переходят к исследованию сейсмичности региона. При этом они исходят из важности приведения возможно более полных анализа и интерпретации данных. Реализуя эту программу, они детально обсуждают не только характер изменчивости потока событий в пространстве и времени, но детально исследуют также кинематические и динамические характеристики сейсмических событий, характер напряженно-деформированного состояния земной коры области исследования, анализируют характер сейсмотектонических деформаций методом расчета сейсмотектонических деформаций С.Ю. Юнги и методом катакластического анализа Ю.Л. Ребецкого в их сравнении между собой и с данными геодезических наблюдений. При этом использование метода всегда предваряется описанием методики исследования. По такой комплексности подхода монография является уникальной.

Многие приводимые авторами результаты являются новыми, многие получают новое освещение в связи с их сочетанием с другими геофизическими данными. Среди прочего, приводится принципиально важный результат о мозаичном характере напряженно-деформированного состояния земной коры, при этом характерный размер областей неоднородности существенно меньше размеров всей исследуемой области. Это позволяет предположить, что современное поле напряжений не может быть результатом только Индо-Азиатской коллизии.

Читатель получает полную современную информацию по всему предмету исследований.

Книга хорошо оформлена – с цветовыми, форматными и фоновыми подчеркиваниями смысла в тексте, многочисленными хорошими цветными иллюстрациями.

Книгу можно смело рекомендовать как научным работникам различных направлений, использующим в своей работе сейсмологические данные, так и студентам старших курсов и аспирантам.

Научный редактор, главный научный сотрудник Института теории прогноза землетрясений и математической физики РАН, доктор физ.-мат. наук

М.В. Родкин

Отзыв научного редактора Ю.Л. Ребецкого

Монография представляет собой обобщение сейсмологических данных по интереснейшему северному району Центрального Тянь-Шаня, включающему в себя области от южного обрамления Чуйской впадины до северных склонов хребта Молдо-Тоо и от Суусамырской впадины до западной части Иссык-Кульской впадины. Она обобщает труд не только авторов монографии, но и всего коллектива Научной станции РАН в г. Бишкеке за последние 30 лет.

Большой интерес представляет первая глава монографии, в которой детально описаны сейсмическая аппаратура сети, а также технологии и методы сбора и первичной обработки сейсмических данных. Она занимает солидный, около 40 %, объем монографии. В этой главе подробно описаны приемы оценки станционных поправок и сейсмических шумов, рассматриваются вопросы влияния магнитных бурь и солнечных вспышек, которыми авторы монографии занимаются более 10 лет (От исследований..., 2007; Сычева и др., 2012). Приводятся исходные данные для решения обратной задачи сейсмологии по определению гипоцентров землетрясений – скоростные модели коры, созданные: модель 1 – Институтом сейсмологии НАН КР (Киргизия); модель 2 – Т.П. Грином (Киргизия); модель 3 – С. Реккером (США); модель 4 – Институтом динамики геосфер РАН (Россия); а также дается анализ качества этих моделей. Такой основательный подход в начальный период создания сейсмической сети и подробное описание всех ее исходных данных – большая редкость не только в монографиях, но и в отчетах. Качество работы сейсмической сети КNET также характеризует предпоследний раздел первой главы, где представлена технология и результаты применения в обработке сейсмических записей метода двойных разностей. Специально следует отметить, что именно работы авторов монографии (Сычева, Кузиков, 2012) позволили внедрить эту технологию на НС РАН.

Надо отметить, что началом создания сети KNET был 1991 г. В это время существовала проблема единого времени, т.к. фиксация времени на основе GPSтехнологий стала возможной только в конце 90-х годов прошлого века. До этого момента станции сейсмических локальных сетей стандартно работали в офф-лайн режиме с осуществлением цифровых записей в локальном станционном времени. От качества установки единого времени зависело не просто качество сейсмических наблюдений, но и возможность совместной обработки данных сети сейсмических станций. Сеть KNET перешла на работу в режиме реального времени с 1998 г. Поэтому история создания сети, представленная в первой главе монографии, отражает скачок сейсмических технологий, произошедший в самом конце XX-го века.

Вторая – четвертая главы посвящены изучению среды и параметров очагов землетрясений чисто сейсмологическими методами. В них рассматриваются методические вопросы определения добротности коры в районе Бишкекского геодинамического полигона, кинематических и динамических параметров очагов землетрясений. Это важнейшие и передовые технологии в практические работы НС РАН были внедрены благодаря исследованиям авторов монографии (Сычева, 2004; Сычева и др., 2012; Расчет добротности..., 2015).

В последней главе монографии представлены результаты изучения современных тектонических напряжений и приращений сейсмотектонических деформаций, полученных на основе данных о механизмах очагов землетрясений. Результаты этой, второй по объему, главы монографии следует рассматривать как главные элементы новизны научных достижений, полученных в последние 10 лет.

Следует обратить внимание, что все основные новые методические подходы, которые в настоящее время используются на НС РАН в г. Бишкеке, были освоены авторами монографии в последние 10–15 лет, что говорит о достаточно интенсивной восходящей тенденции применения современных методов исследований.

Монографию можно рекомендовать для ознакомления сейсмологам, геофизикам, аспирантам, исследователям сейсмического процесса в Центрально-Азиатском регионе. Отдельные разделы могут представлять интерес и для специалистов по другим сейсмоактивным регионам.

> Научный редактор, руководитель лаборатории тектонофизики Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, доктор физ.-мат. наук

Ю.Л. Ребецкий

Введение

От истории к обобщению опыта исследований

История развития инструментальных наблюдений сейсмичности Тянь-Шаньского региона достаточно подробно отражена в работе [Атлас землетрясений..., 2009], где отмечено, что активная фаза создания региональной сейсмологической сети начата в 1969 г. по инициативе и под руководством К.Д. Джанузакова и П.А. Скуиньша. При этом конфигурация сети была продумана таким образом, чтобы решать основные на тот момент задачи: изучение общей сейсмичности и скоростного строения среды в пределах исследуемого региона. Для понимания уровня и пространственного распределения сейсмичности было необходимо равномерное распределение станций по всей территории, а для исследования скоростной структуры земной коры – протяженные профили из наблюдательных станций. Несмотря на достаточно расчлененный горный рельеф Тянь-Шаня, расстановка станций была осуществлена оптимальным образом в свете поставленных задач. К началу 1980-х годов создание сейсмологической региональной сети в Киргизии в основном завершилось. На станциях сети была установлена аппаратура типа СКМ-3 (сейсмограф Кирноса модернизированный с полосой пропускания колебаний с периодом 0.3-1.25 секунд и увеличением 20 000) и СКД (сейсмограф Кирноса длиннопериодный с полосой пропускания колебаний с периодом 0.3–20.0 секунд и увеличением 1000). В результате создания такой региональной сейсмологической сети была получена возможность фиксировать землетрясения с энергетическим классом $K \ge 8$ (магнитудой *М* ≥ 2.2) по всей территории Киргизского Тянь-Шаня.

С началом так называемой «перестройки» в 1985 году и до официального распада СССР в 1991 году были нарушены социально-экономические связи между союзными республиками. В это время произошло межотраслевое переопределение финансирования внутри уже фактически отдельных государств. При этом в Киргизии из-за нехватки финансирования было закрыто 10 сейсмических станций. Только станция Ала-Арча в 1990 году была оснащена современной цифровой аппаратурой и вошла в состав станций сети IRIS IDA (*Incorporated Research Institution for Seismology* [*Types* ...]). Трёхкомпонентная сейсмическая станция Ала-Арча сертифицирована только в 2007 г. как вспомогательная сейсмическая станция АS060 Международной системы мониторинга, создаваемой Организацией по Договору о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний.

В рамках Соглашения между Консорциумом Университетов США, Россией и Киргизстаном на территории Северного Тянь-Шаня в 1991 г. организуется локальная сеть цифровых сейсмических станций (Kyrgyz net – KNET). В 2007 г. осуществился следующий шаг модернизации сейсмологической сети Киргизии в виде переоснащения 10 станций цифровыми приборами типа GURALP на основании безвозмездной помощи со стороны Норвегии. По инициативе ряда германских организаций в 2008 г. начинается создание Центрально-Азиатской (Казахстан, Киргизстан, Таджикистан, Узбекистан и Туркмения) сети сейсмического мониторинга в рамках проекта «Трансграничное предотвращение стихийных бедствий в Центральной Азии». При этом был взят курс на переоснащение станций широкополосными цифровыми сейсмографами, передачу данных в режиме реального времени по спутниковым каналам связи, установку высокотехнологичного программного обеспечения типа SeisComp-3. Таким образом, с этого времени открылась новая страница инструментальных сейсмологических наблюдений в Центральной Азии [*Атлас землетрясений...*, 2009].

В рамках исторического экскурса следует более пристальное внимание обратить на локальную Киргизскую сейсмологическую сеть KNET, так как данные именно этой сети легли в основу наших расчетов и анализа. Напомним, что эта сеть была установлена в августе–сентябре 1991 г. в результате совместных усилий ряда научных организаций: Института геофизики и планетарной физики при Калифорнийском университете в г. Сан-Диего (IGPP-UCSD), Киргизского Института сейсмологии (КИС), российского Института высоких температур (ИВТАН), российского Института физики Земли (ИФЗ) и университета штата Индианы. На рис. 1 представлен один из полевых эпизодов установки станций сети KNET сотрудниками различных организаций.

Развертывание сети было направлено на обеспечение данными для решения двух задач [*Vernon*, 1992, 1994]:

- определение сейсмической опасности;

- контроль над испытанием ядерного оружия.

На момент создания сеть KNET была одной из самых современных в мире. Десять станций были оборудованы широкополосными сейсмометрами с 16-битными цифровыми преобразователями, которые предусматривают 90 дВ регистрируемого динамического диапазона. Одной из важных особенностей сети является то, что сейсмографы установлены на скальных породах, и это позволило некоторые из них отнести к самым бесшумным сейсмическим станциям в мире. Следует напомнить и тот факт, что до 1991 г. большинство сейсмических станций в Центральной Азии работало на аналоговом оборудовании с ограниченными частотными характеристиками. Это дало возможность решать лишь небольшой круг задач: локализация сейсмических событий и составление каталога землетрясений, определение фокальных механизмов очагов и другие задачи, не требующие применения сложных технологий. Установка цифровых сейсмографов KNET нового поколения позволила получать данные с более высокой разрешающей способностью и пригодные для высокотехнологичной обработки.

Шесть станций КNET пространственно окружают столицу Киргизии г. Бишкек и расположены вдоль бортов Чуйской долины (рис. 2). Три станции северного эшелона установлены в зоне южных предгорий Чу-Илийских гор. Средний широтный ряд из трех сейсмостанций расположен вдоль северных отрогов Киргизского хребта. И, наконец, четыре станции самого южного эшелона охватывают территорию от Суусамырской впадины до юго-западного обрамления Иссык-Кульской депрессии.

На первом этапе эксплуатации сети KNET решались в основном технологические задачи: мониторинг поведения станций в местных климатических и высокогорных условиях; отладка системы энергопитания станций и ретрансляторов (рис. 2); определение надежности станций этого типа.



Рис. 1. Полевой эпизод установки станций КNET: первый и третий слева – Ф. Вернон и Ф. Портер (сотрудники IGPP-UCSD); первый и второй справа – В.Д. Брагин и В.А. Троценко (сотрудники ИВТАН) и студенты американских университетов. Фото предоставлено В.Д. Брагиным.

Согласно [Зейгарник и др., 1994; Трапезников, 1995], первые два года эксплуатации станций сети выявили много проблем технического и программного обеспечения, некоторые из них значительно снижали работоспособность всей системы. Например, в 1993 г. надежность системы в теплое время года составляла ~80 % и падала до 50 % в зимний период. Основными причинами этого были:

 плохие погодные условия, при которых из-за малой мощности цифровых радиопередающих устройств резко ухудшалось прохождение радиосигнала вдоль выделенных трасс и вело к возрастанию телеметрических ошибок;

- значительное понижение температуры приводило к сбою и даже к прекращению работы центральной машины узла сбора сейсмических данных, расположенного на станции Чумыш.

Кроме этого, зафиксированы сбои в работе аппаратных средств системы, связанные с недостатками программного обеспечения как в системе регистрации сейсмических данных на рядовых пунктах, так и в центре сбора данных. Такие сбои возникали в момент отключения электропитания. Для восстановления работоспособности системы необходимо было перезапускать ее вручную на станции или в центре сбора данных. Большие затраты, вызванные отключением ретрансляторов или высокогорных станций из-за их труднодоступности и экстремальных климатических условий, были связаны с запуском системы.

Для решения накопившихся проблем был разработан ряд технических мероприятий, реализованных в 1994 г. На всех легкодоступных станциях были переоборудованы антенные мачты и подняты на высоту более 6 м все внешние устройства. На станциях, которые в силу климатических условий имели частые сбои по питанию, усилена система энергообеспечения, в частности, установлены дополнительные солнечные панели и увеличен аккумуляторный буфер до 35 ампер-часов. К двум станциям дополнительно подведена электрическая сеть.



Рис. 2. Расположение станций киргизской сейсмологической сети KNET. Треугольники – сейсмостанции; пунктирные прямые линии – телеметрические связи между станциями и ретрансляторами для управления и передачи данных.

В центре сбора данных для увеличения безотказной работы была модернизирована система энергопитания, установлен резервный дизель-генератор с автоматическим запуском в случае отключения электросети, утеплено помещение, в котором располагается аппаратура, доработано программное обеспечение, обслуживающее центральную машину и сверхвысокочастотный канал передачи данных в центр обработки. Все эти мероприятия позволили повысить надежность работы сети до 92–98 %.

В 1994 г. в Научную станцию ИВТРАН в г. Бишкеке Калифорнийским университетом была передана вычислительная машина типа SUN SPARK LX с программным пакетом COLORADO для обработки данных сети, которая позволила совместно со специалистами из ИФЗ приступить к полномасштабной обработке сейсмологических данных и детальному анализу сейсмического поля на исследуемой территории.

В 1995 г. проведена большая работа по модернизации станций сети, направленная на повышение их чувствительности. На всех станциях сети была установлена новая 24-разрядная аппаратура, позволившая значительно расширить динамический диапазон регистрируемых сейсмических процессов (с 90 до 140 дБ). Это, в свою очередь, значительно улучшило качество регистрации землетрясений и их обработку на ЭВМ, в том числе и слабых событий с K < 6. К концу 1995 г. в основном были закончены работы, связанные с отладкой телеметрической системы.

С июля 1998 г. сейсмологическая сеть KNET получила новое развитие, и начала работать в режиме реального времени. Модернизация системы позволила одновременно организовать передачу сейсмологических данных по каналу ETHERNET в Институт сейсмологии НАН КР (ранее КИС) и на Научную станцию РАН (НС РАН – бывший полигон ИВТАН). До 2001 г. данные параллельно поступали в IGPP-UCSD, а после стали передаваться в сейсмологический центр IRIS. Передача сейсмологических данных через океан стала возможной благодаря организации канала INTERNET при поддержке фонда CRDF (U.S. Civilian Research & Development Foundation).

С мая 2003 г. сейсмологические бюллетени, полученные на основе данных KNET, участвуют в составлении каталогов ISC (International Seismological Center, United Kingdom). В конце 2005 г. по проекту CRDF (со-руководитель от HC PAH Л.М. Богомолов) было приобретено два сервера Sun Fire V240 и LCD монитора Sony SDM-HS75, которые позволили перевести обработку данных на новый качественный уровень. Один из серверов был установлен на центральном узле – станция CHM, второй – на узле HC PAH.

С 2008 г. прекращена финансовая поддержка обслуживания станций сети KNET со стороны IRIS, и вся нагрузка по поддержанию работоспособности сети легла на HC PAH, которая продолжает обслуживать эту сеть и по настоящее время.

На момент написания текста данного обобщения в НС РАН накоплен архив сейсмических записей за 1994–2017 гг. До 1999 г. архивные сейсмические данные записывались на кассетных магнитных лентах, с 1999 данные хранятся на CD дисках и на жестких дисках сервера. В настоящее время общий объем первичных данных по сети KNET составляет более 2 ТБ.

В 2016 г. исполнилось 25 лет работы сейсмологической сети KNET. Эффективная работа сети в течение многих лет обеспечивается благодаря руководителям Научной станции РАН в г. Бишкеке В.А. Зейгарнику и А.К. Рыбину, сотрудникам НС РАН: В.Д. Брагину, А.И. Матиксу, Р.Р. Дудинских, В.С. Берестову, Э.Г. Днепровскому, А.В. Аладьеву, В.Н. Сычеву, Н.А. Сычевой, В.Н. Хритонкову, которые обслуживали эту сеть и поддерживали ее работоспособность. Обработкой сейсмических данных в течении этих лет занимались Н.Ю. Краснокутская, К.Р. Ахмедова и И.И. Коваленко. В настоящее время Киргизская сейсмологическая сеть является уникальным инструментом для проведения различных сейсмологических исследований. Многие ученые из разных стран активно используют данные этой сети при решении различных научных задач. Темы этих работ разнообразны: распределение сейсмической скорости и строение структур Тянь-Шаня и Центральной Азии [The *M*_S = 7.3 1992..., 1997; *Ghose et al.*, 1998]; градуировочные записи для изучения распространения сейсмических волн [Pavlis et al., 1994; Levshin, Ritzwoller, 1995]; исследования, связанные с возможностью контроля ядерных взрывов и изучения порога обнаружения [Vernon, Mellors, 1995; Mahdi, Pavlis, 1998]; исследования глубинных структур Земли [Адамова, 2003; Сабитова и др., 2006, 2009] и многие другие. Благодаря сейсмологическим данным KNET стало возможным массовое определение механизмов очагов землетрясений Северного Тянь-Шаня [Сейсмотектонические деформации..., 2005, 2008] и расчет их динамических параметров [Сычева, Богомолов, 2014, 2016]. Эти данные позволили обнаружить новые проявления триггерных эффектов в сейсмичности при воздействиях магнитных бурь с резким началом [Сычева и др., 2010, 2011] и электромагнитных зондирований коры на Бишкекском геодинамическом полигоне [Корреляционный анализ..., 2006; Богомолов и др., 2011].

Материалы о сейсмичности Северного Тянь-Шаня, полученные при помощи сети КNET, широко представлены в монографии «Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная

Азия)» [Современная..., 2005], где обобщение этих материалов проведено с позиций современной геодинамики. Настоящее обобщение составлено через 14 лет после выхода в свет этой монографии, ставшей классической. В новом обобщении внимание фокусируется на разнообразных вопросах углубленной обработки и интерпретации сейсмологических данных сети KNET.

Обширные фактические материалы, полученные по данным этой сети, позволили разрабатывать многие новые методические вопросы с перспективой выхода на новые пути решения проблемы прогноза землетрясений. Важнейшим примером могут быть данные по механизму очагов землетрясений, которые дают возможность целенаправленного и более детального изучения закономерностей геодеформационного процесса в коре Тянь-Шаня на современном геодинамическом этапе.

Актуальность исследований этих вопросов и систематизации полученных результатов обусловлена рядом практических задач по оценке сейсмической опасности мест проектируемого строительства гидротехнических, промышленных и гражданских сооружений, исключительных по своей масштабности и народнохозяйственному значению, задачами разработки и эксплуатации крупных месторождений твердых полезных ископаемых, нефти и газа.

Помимо чисто прикладного интереса эти исследования имеют большое научное значение для теории эволюции Земли и геотектоники, развития представлений о природе и причинах сейсмичности. Однако решение задачи реконструкции по данным наблюдений в сейсмически активных областях тектонических деформаций и напряжений встречает значительные трудности, требующие отдельного рассмотрения.

Сейсмический процесс протекает в сложно построенной, разделенной зонами ослабленной прочности разных рангов среде, которая состоит из блоков разной масштабности – от микроблоков до блоков, сопоставимых с планетарными неоднородностями [*Cadobckuŭ u dp.*, 1982, 1987; *Cadobckuŭ, Писаренко*, 1991; *Coбoлев*, 1993; *Cmaxobckuŭ*, 2007].

Эта закономерность хорошо видна при анализе сейсмоактивного поля земного шара. Сейсмоактивные области представляют собой линеаменты, разделяющие крупные неактивные регионы. В меньшем масштабе, в пределах крупных регионов, главным образом материковых, сейсмоактивное поле распадается на ряд блоков с размерами в сотни километров. Именно по границам таких блоков второго ранга происходят, как правило, сейсмические катастрофы. На третьем уровне находятся блоки масштаба первых десятков километров, определяющие структуру блоков предшествующего ранга [*Keilis-Borok*, 1990; *Гольдин*, 2003, 2005].

Средняя по силе сейсмичность приурочена, в основном, именно к этим блокам третьего ранга. Слабая сейсмичность в большей или меньшей степени проявляется внутри блоков третьего ранга. Не менее сложным выглядит по ряду имеющихся представлений глубинное распределение сейсмичности как индикатора современной тектонической активности. Можно отметить здесь представления о структурно-динамической расслоенности литосферы, возможности деформации верхнекоровых и глубинных слоев. В целом для регионов активной современной тектоники характерным является наличие иерархической системы разноранговых, различных по глубине и генезису структурных неоднородностей [*Physical modeling...*, 1997; *Садовский*, 1999; *Гольдин*, 2002, 2004; *Кочарян и др.*, 2006; *Кочарян*, 2016].

Указанная иерархия неоднородностей находится в поле постоянно действующих сил, связанных как с перемещением крупных геотектонических плит, так и с

глубинными процессами в мантии. Необходимое адекватное описание тектонических сил, позволяющее охватить тот или иной диапазон экспериментальных наблюдений, обеспечивающее задачи интерпретации, представляет в таких обстоятельствах значительные трудности. Можно пояснить характер последних, обратившись к сходным проблемам в механике сложно построенных сред, – гранулированных, многофазных, гетерогенных и т.п., где, как известно, введение понятия напряжения, как и оперирование с ним, требует специальных усилий [*Quasi-static fault...*, 1991; *Нелинейная механика...*, 2007].

Представления о природе действующих в недрах нашей планеты сил получили развитие во многих разделах наук о Земле. Однако не будет преувеличением отметить, что данные по механизму очагов землетрясений поставляют едва ли не основную часть информации о напряженном состоянии земных недр [Keilis-Borok, 1990; Ребецкий, 2007а; Сейсмотектонические деформации..., 2008].

Механизм возбуждения сейсмических волн очагом землетрясения связывается в современной сейсмологии с внезапной подвижкой горных пород по некоторой поверхности ослабленной прочности. Механизм очага фактически является, таким образом, сугубо геометрической характеристикой, отражающей одновременно ориентацию плоскости разрыва в очаге и направление относительного смещения сторон разрыва, или, иными словами, механизм есть кинематика движения в очаге.

Заметим, что в практике сейсмологических исследований до недавнего времени это обстоятельство оказывалось существенно затененным не вполне удачной терминологией, связывающей механизм очага с так называемыми упругими напряжениями, внезапное приложение которых к гипотетической упругой среде без разрыва создает такую же волновую картину, как и очаг землетрясения (статический подход к анализу очагов). Исследование динамических параметров очагов землетрясений показало, что вопрос о тектонических напряжениях по месту гипоцентров событий и о частичном снятии напряжений при землетрясении более сложен, и не может быть решен в рамках статического подхода [*Ruff*, 1999; Scholz, 2002; Abercrombie, *Rice*, 2005; Development of inversion..., 2012; Precursory changes..., 2016].

Накопление данных о механизмах землетрясений обеспечивает возможность все более подробного описания сейсмотектонического процесса. Этой проблеме посвящено исключительно большое число работ, содержащих наряду с описанием методик исследований и полученных результатов, как правило, и данные по механизму очагов. В ряде работ после определения механизмов очагов (кинематических характеристик) проводится расчет динамических параметров очагов: сейсмического момента, радиусов очагов, снятия напряжений в них. Однако до последнего времени в сейсмологии не удавалось в рамках единого подхода дать количественное описание всех основных стадий исследования. Принципиальным моментом здесь является необходимость применения статистических методов анализа совокупностей механизмов очагов землетрясений в противовес тектонофизической интерпретации только одиночных механизмов, пусть даже и достаточно сильных сейсмических событий.

Наличие подобия движений в совокупности очагов сильных землетрясений, с одной стороны, и во множестве слабых сейсмических событий, с другой, будет означать, кроме всего прочего, что характер движений в очагах сильных землетрясений чрезвычайно разнообразен и требует для своего анализа статистического подхода [*Ризниченко*, 1985; *Юнга*, 1990]. Точно так же это имеет место в случае анализа механизмов очагов слабых землетрясений.

Как известно, многочисленные исследования подвижек в очагах сейсмическихсобытий свидетельствуют о многообразии сейсмотектонических движений в пределах однородных геотектонических структур: для механизма очагов сильных землетрясений в большинстве сейсмических поясов земного шара отмечается значительное разнообразие типов сейсмических подвижек. Эти процессы накладываются нанекоторую общую для того или иного региона закономерность и их можно считатьподобными проявлению сейсмотектонического процесса. Требуется, тем не менее, непосредственная проверка гипотезы о подобии подвижек на реальных определениях механизма очагов землетрясений в широком диапазоне энергий. Такого родапроверка проведена в ряде работ [*Smirnov et al.*, 1995; *Смирнов, Пономарев,* 2004; *Веттегрень и др.*, 2006] и, как известно, найдено подтверждение наличия подобия.Эти соображения обосновывают настоятельную необходимость использования статистического подхода к задаче выявления общих закономерностей в развитии тектонического процесса.

Выявление таких общих закономерностей лежит, как нам представляется, напути получения и анализа больших объемов данных по механизму очагов землетрясений во всем доступном диапазоне. Реализация такого пути возможна уже натех временных интервалах, где иначе для осуществления статистического подходаеще недостаточно наблюдений более редких сильных сейсмических событий. Здесьпредставления о подобии движений в очагах относительно слабых и более сильныхземлетрясений позволяют восполнить материал экспериментальных наблюдений засчет повышения детальности их проведения.

Первостепенное значение имеет развитие этих исследований в горных областях Тянь-Шаня, характеризующихся, с геофизической стороны, высоким уровнемсейсмичности и, с другой стороны, высокой для горной местности плотностью населения и промышленных объектов. Обширные фактические материалы, полученные по данным этой сети, позволили разрабатывать многие новые методическиевопросы, наметить новые пути решения проблемы прогноза землетрясений [*Современная*..., 2005; Получаемые данные по механизму очагов землетрясений дают возможность целенаправленного и более детальногоизучения закономерностей современного сейсмотектонического деформационногопроцесса литосферы Тянь-Шаня [*Сейсмотектонические деформации*..., 2005, 2008; *Динамика взаимодействия*..., 2010]

Монография предназначена для сейсмологов и геофизиков, молодых исследователей и аспирантов, работающих в области наук о Земле, которые разделяют илиже сомневаются во мнении авторов, что характеристики сейсмичности Тянь-Шаняотражают геодеформационный процесс в этом регионе.

Книга основана на серии из 28 работ, выполненных при частичной поддержкечетырех инициативных грантов Российского фонда фундаментальных исследований в 2009–2017 гг.:

– Изучение механизма генерации тектонических напряжений в земной коре внутриплитовых орогенов (рук. Н.А. Сычева).

– Исследование неоднородности поля напряжений в коре Тянь-Шаня и егоэволюции по сейсмологическим данным (рук. Н.А. Сычева).

– Исследование динамических параметров землетрясений и добротности земной коры Северного Тянь-Шаня (рук. Н.А. Сычева).

– Механизмы генерации напряжений в литосфере внутриплитовых горноскладчатых орогенов (рук. С.И. Кузиков).

Глава 1

КNЕТ – инструмент сейсмологических исследований

1.1. Киргизская сейсмологическая сеть КNET

1.1.1. Местоположение станций КNET

Название каждой станции сети определяется ее близостью к одному из населенных пунктов на территории Киргизии (7) или Казахстана (3). В табл. 1.1.1 сведены кодовые названия и географические характеристики сейсмологических станций сети KNET.

Таблица 1.1.1. Географические характеристики для станций и ретрансляторов сети КNET

№	Код	Название	ф, ° с.ш.	λ, ° в.д.	<i>Н</i> , м	Географический объект, страна
1	AAK	Ала-Арча	42.6333	74.4944	1680	Ущелье Ала-Арча, село Кашкасу, Киргизия
2	AML	Алмалы-Ашуу	42.1311	73.6941	3400	Перевал Алмалы-Ашуу, Киргизия
3	CHM	Чумыш	42.9986	74.7513	655	Село Чумыш, горы Чумыш, Казахстан
4	EKS2	Эркин-Сай	42.6615	73.7772	1360	Село Эркин-Сай, Кара-Булак, Киргизия
5	KBK	Карагай-Булак	42.6564	74.9478	1760	Село Карагай-Булак, Киргизия
6	KZA	Кызарт	42.0778	75.2496	3520	Перевал Кызарт, горы Кызарт, Киргизия
7	TKM2	Токмак	42.9208	75.5966	2020	Северный склон Кастекского хребта, 30 км от г. Токмак, Казахстан
8	UCH	Уч-Тёр	42.2275	74.5134	3850	Перевал Уч-Тёр, перевал Тюз-Ашуу, Киргизия
9	ULHL	Улахол	42.2456	76.2417	2040	Село Улахол, урочище Донускудук, Киргизия
10	USP	Успеновка	43.2669	74.4997	740	Аул Беткайнар (бывшая Успеновка), Казахстан
11	ERPT	Восточный ретранслятор	42.5778	76.0778	3746	Перевал Калмак-Ашуу, хребет Кунгей- Алатау, Киргизия
12	NRPT	Северный ретранслятор	42.4694	73.7278	4214	Перевал Мазар-Ашуу, Киргизский хребет, Киргизия

Примечание. φ – широта, λ – долгота, *H* – высота. В таблице не указаны станции, которые были временными и отработали короткое время – BLG (Белогорка), TKM (Токмак).



Рис. 1.1.1. Участки топографической основы (0.1° по широте и 0.15° по долготе), в центрах – позиции станций и ретрансляторов KNET, в подписи – код пункта и координаты (с.ш., в.д.).

Согласно обзорной карте (рис. 2, введение) сейсмостанции USP, CHM и TKM2 образуют северный эшелон сети наблюдения вдоль зоны сопряжения предгорий и Чуйской депрессии. В более крупномасштабном плане топографическая ситуация здесь сводится к сравнительно пологим формам рельефа с глубиной эрозионного вреза в первые десятки метров и абсолютными высотами 650–2000 м (рис. 1.1.1, верхний ряд). При этом основная часть окружающих сейсмостанции территорий представлена четвертичным терригенным чехлом с окнами выходов на дневную поверхность скальных пород палеозойского фундамента.

Следующий эшелон станций EKS2, ААК и КВК (рис. 1.1.1, второй ряд сверху) находится в предгорной зоне перехода от Чуйской долины к северным склонам

Киргизского хребта. При абсолютных высотах 1350–1800 м к северу от этих сейсмостанций наблюдается выполаживание рельефа, а к югу – наоборот, возрастание градиента превышений и глубины вреза водных потоков. Для этой зоны характерно сопряжение палеоген-неогеновых слабо литифицированных отложений (с севера) и палеозойских скальных образований (в основном гранитов, с юга).

В юго-западной части территории KNET распложены станции AML и UCH, а также ретранслятор NRPT, обеспечивающий телекоммуникационную связь этих станций с Чуйской впадиной (рис. 2). Эта группа объектов имеет самый большой интервал высот 3400–4250 м (рис. 1.1.1, второй ряд снизу), охватывая приводораздельные части Киргизского, Суусамырского и Джумгальского хребтов. Здесь обнажается сильно расчлененный палеозойский кристаллический фундамент с довольно значимой сейсмической активностью (Суусамырское землетрясение 1992 г., $M_{\rm S} = 7.4$) и следами современных тектонических проявлений (разломы, зеркала скольжений, трещиноватость пород). Для сейсмостанций Уч-Тёр и Алмалы-Ашуу характерен чрезвычайно низкий уровень шума, они относятся к разряду так называемых «тихих» станций.

И наконец, в юго-восточной части сети КNET находятся станции КZA и ULHL, а также связывающий их Восточный ретранслятор (ERPT). Эти объекты расположены на территории от гор Кызарт до западного окончания Кунгейского и Терскейского хребтов. Интервал высот здесь довольно большой – от 2050 до 3750 м (рис. 1.1.1, нижний ряд), градиент расчлененности рельефа значительный. Породы главным образом представлены скальными выходами палеозойских образований, в меньшей мере – палеоген-неогеновыми отложениями. Станции этого района обычно характеризуются как «шумные» из-за фиксации значительного количества микросейсмического фона неустановленной природы.

1.1.2. Техническое описание

Схема полевой станции, которая включает в себя сейсмологический датчик STS-2, цифровую станцию REF TEK (*Refraction Technology*), солнечную энергетическую систему и радиомодем, представлена на рис. 1.1.2. Эта система через цифровую радиотелеметрию обеспечивает связь сейсмометра с центральным узлом сбора данных, расположенного на Relay (станция CHM).

Основное оборудование станции расположено в пределах некоторого хранилища. На станциях ULHL и TKM2 оно находится в металлическом ящике объемом приблизительно 2 м³ под землей, на станциях EKS2, KBK и USP в подвалах небольших помещений, а на станциях AML, UCH, KZA в хранилище размером 3.4.2 м³. На станции CHM сейсмометр находится в небольшом здании, на станции AAK расположен внутри штольни, длина которой составляет 100 м [*Березина и др.*, 2018], причем там же на расстоянии 10 м расположена станция AAK, которая относится к мировой сети IRIS.

Из-за экстремальных погодных условий в горных районах Киргизии температура в хранилищах, расположенных на большой высоте, может понижаться до -15° С и ниже (3500 м – высота расположения станции UCH). Энергетическое питание станций осуществляется на основе аккумуляторов, которые подзаряжаются от солнечных панелей. Солнечные панели и радиоантенны у большинства станций крепятся к вертикальным металлическим конструкциям (мачтам) на высоте 6 м от поверхности земли.



Рис. 1.1.2. Схема полевой станции и цифрового преобразователя REF TEK [Mellors, 1995].



Рис. 1.1.3. Сейсмологический датчик STS-2: *а* – внешний вид; *б* – вид сверху (схематическое представление), штыри: F – земля; T, U и V соответствуют сенсорным элементам U, W и V; *в* – амплитудночастотная характеристика.

Сейсмологический датчик. Сейсмометры STS-2 генерируют выходное напряжение, пропорциональное скорости перемещения почвы, и обладают широкополосной передачей с диапазоном частот от 0.01 до 40 Гц. Внешний вид STS-2, его вид сверху (схематическое представление) и амплитудно-частотная характеристика представлена на рис. 1.1.3 [Passcal], а описание параметров сейсмометра указано в таблице 1.1.2.

Физические характеристики	Частотные характеристики	Канал записи
Размер цилиндра 23.5 см в	Естественная частота. 0.0083 Гц	(Положительное напряжение
диаметре, высота 23 см	(120 секунд)	в канале DAS означает,
Вес 9 кг	Демпфирование 0.707	что Земля перемещается в
Вес в упаковке 25 кг	критическое	заданном направлении)
Размер 46×46×41 см	Нули	
Потребляемая мощность:	2-в нуле	1 – вверх, 2 – север, 3 – восток
для серийного номера 190##	Полюса	
100мА, 12В постоянного тока.	- 0.037 + 0.037i	Чувствительность 1500
Для всех остальных типов	- 0.037 + 0.037i	вольт/метр/секунда
50мА, 12В.	3 – более высокая частота,	Константа калибровки
	существуют полюсы	1 шаг микроампера ~ Вольт пик

Таблица 1.1.2. Описание параметров STS-2 [Passcal]

Датчики внутри STS-2 расположены в тетрагональной конструкции, и ортогональные компоненты электрически синтезируются из выходных сигналов датчиков [Wielandt, Streckeisen, 1982; Streckeisen, 1990]. Прибор STS-2 должен быть установлен по уровню, т.к. он очень чувствителен к малейшему наклону. Наклоненный инструмент имеет тенденцию смещать массы датчиков от центра, что способствует смещению постоянного тока выходного сигнала, ухудшая или разрушая работу прибора. Можно повторно центрировать массу прибора вручную, нажав кнопку на «host box» (рис. 1.1.36), либо сделать это удаленно, используя терминал регистратора данных и телеметрическую связь.

Сейсмометры станций сети КNET вмонтированы внутри небольшого герметичного «мини-бункера», изготовленного из поливинилхлоридной трубы, который предназначен для минимизации колебаний движения воздуха и температурных колебаний. Он закреплен болтами и эпоксидным клеем к бетонному постаменту, установленному в коренной горной породе внешнего хранилища. Первоначальное выравнивание каждого «мини-бункера» производилось с помощью гироскопа, который был откалиброван с помощью визирной оптической трубы и ручного компаса Брайтона. В крышке «мини-бункера» находится устройство («*host box*», приемный блок), поддерживающее связь с регистратором данных и подающее питание.

Цифровой преобразователь. Аналоговое выходное напряжение из сейсмометра преобразуется в цифровую форму с помощью модифицированного регистратора REF TEK72A-08 [*REF TEK*] с 24-битным цифровым преобразователем. Такие регистраторы были установлены на станциях сети в январе 1995 г. До этого времени данные регистрировались на двух уровнях усиления с помощью 16-битных цифровых преобразователей. До июня 1998 г. регистрировались два потока данных: ждущий поток при 100 отсчетах в секунду и непрерывный поток при 40 отсчетах в секунду.

Регистратор первоначально фильтрует поток данных низкочастотным фильтром сглаживания и производит выборку данных с частотой 1000 Гц. Дополнитель-

ная цифровая фильтрация и уменьшение частоты сигнала применяются для получения желательных частот 100, 40 и 1 Гц.

Регистраторы данных *REF TEK* сети KNET были значительно модифицированы. Кроме оцифровки сигнала регистратор данных также сжимает данные и делит их на пакеты с временными отметками для радиотелеметрии и коммуникации маркеров с основным реле, расположенным на станции CHM. Каждый выходной пакет данных содержит информацию о параметрах состояния оборудования, например, уровне зарядки аккумуляторов, подсчет телеметрических ошибок и т.д. Регистратор данных также обрабатывает входные пакеты команд от сетевого центрального реле (эти пакеты содержат информацию о синхронизации), а также любые команды для сейсмометра, такие как центровка масс и калибровка.

Передача данных. Данные из регистратора передаются на радиомодем и затем отсылаются на центральное реле сети – Relay (CHM), используя цифровую радиорелейную линию. В радиосвязи используются частоты 900 МГц, а мощность передатчика составляет 1 Ватт. Четыре из десяти станций находятся в пределах сильно расчлененного рельефа, что блокирует радиосвязь в пределах прямой видимости. В этом случае для передачи данных используются ретрансляторы, которые восстанавливают и пересылают сигналы на Relay. Сеть KNET использует те же ретрансляторы, что и система телевещания Киргизии. Станции AML и UCH подключены через «Северный» ретранслятор (NRPT), а KZA и ULHL для передачи данных используют «Восточный» (ERPT). Местоположение ретрансляторов обозначено квадратами на рис. 2.

За первые два года работы сети KNET повышенные потери телеметрического сигнала были устранены путем модификаций радиоканала и ретрансляторов. Сбои в работе телеметрии формируют так называемые «дыры» в данных, которые в среднем имеют длительность в одну секунду, однако для разных сейсмических станций сети этот показатель может варьировать.

1.1.3. Система реального времени RTEXEC

Технология реального времени была разработана в 1997 г. Ее авторами явились Д. Харвей, Д. Куилиан и Ф. Вернон [*Brtt*]. Программное обеспечение, разработанное для управления процессом реального времени, называется *Antelope Real-Time System (ARTS)* и берет свое имя от самого быстрого млекопитающего Земли в западном полушарии [*Antelope*...].

Antelope – интегрированная коллекция программ для сбора и сейсмического анализа данных, типично выполняется на машине в среде UNIX под операционными системами Solaris, Linux, X86 и др. Она имеет открытую архитектуру с обширной документацией внутренних интерфейсов. Система реального времени Antelope построена вокруг гибкого, неразрушающегося кольцевого буфера. Модули сбора данных общаются с регистрирующими устройствами и с выходными данными через кольцевой буфер. Протокол кольцевого буфера обеспечивает удобный подход для импортирования и экспортирования данных. В режиме реального времени программы читают из него входные данные и пишут в него результаты работы. Например, дискриминатор читает данные из буфера и регистрирует время скачков в сейсмической записи. Ассоциатор читает эти данные и обеспечивает предварительное определение местоположения события.

В основе *ARTS* лежит обработка реляционной базы данных. Волновые формы, данные локации событий и другая информация сохраняются из кольцевого буфера в базу данных. Аналитик, просматривая базу данных, может запускать соответствующие задачи для дальнейшей обработки в режиме квази-реального времени.

Комплекс программ *ARTS* также является средой проектирования с богатым набором библиотек: компиляторы C, *tcl/tk* и язык *Perl*; общие интерфейсы для кольцевого буфера и базы данных; обширные библиотеки форматирования/восстановления пакета данных, написанные на языке высокого уровня.

На рис. 1.1.4 представлена блок-схема сбора и передачи данных от станций сети до конечного пользователя, работающая в режиме реального времени. На схеме обозначены названия пунктов установки сейсмографов, данные с которых по радиоканалу поступают на ретрансляторы, а далее на концентратор DC (Data Concentrator), который отправляет полученные пакеты на центральную машину сбора данных, установленную на НС РАН. Входные пакеты записываются в буфер, организованный в виде кольцевой очереди. Закольцованность буфера обеспечивает непрерывное хранение информации в течение некоторого времени. Размерность кольцевого буфера устанавливается пользователем, и его размер зависит только от ресурсов компьютера. Размерность буфера составляет 1 Гб, что достаточно для хранения сейсмологической информации, полученной с десяти станций за время, приблизительно равное трем суткам. Ряд процессов, работающих на SPARK станции НС РАН под управлением операционной системы SOLARIS 2.8, составляют основу комплекса по автоматической передаче, обработке и записи данных в формате rt1.0 (до 1998 г. это формат CSS 3.0, Cascading Style Sheets). Программы, реализующие управление этими процессами, входят в состав лицензионного пакета Antelope.

Диаграмма, представленная на рис. 1.1.5, показывает типичную реализацию системы реального времени, которая демонстрирует связи, начиная от потоков данных с отдаленных полевых станций, через *ARTS* до архивирования информации. Потоки данных инициализированы в пределах полей от индивидуальных полевых цифровых преобразователей. Типичный пример конфигурации сейсмического полевого места был представлен выше на рис. 1.1.2, где цифровой преобразователь является источником цифровых сейсмических данных. Полевые станции общаются с одним или более программными модулями интерфейса поля *ARTS*, работающими на центральном узле обработки. Модуль полевого интерфейса управляет одним или более полевыми цифровыми преобразователями через множество физических связей. Кольцевой буфер, представленный в центре диаграммы, характеризуется следующими свойствами:

- клиент-серверный подход управления;
- параллельность процессов чтения и записи;
- клиентами могут быть те, кому доступна сеть;
- пакеты данных могут иметь любой размер, формат, информационное наполнение;
- устойчивое построение и безошибочная работа.

На каждом узле системы работает процесс *RTEXEC* [*Antelope*...], который представляет собой ряд параллельных подпроцессов, управляемых программами пакета *Antelope*. Диаграмма взаимодействия программ с кольцевым буфером, работающих в процессе *RTEXEC* на сервере НС РАН, представлена на рис. 1.1.6. Информация от сейсмических станций передается пакетами, и каждый пакет включает заголовок, который содержит название узла, время и т.д.



Рис. 1.1.4. Схема построения системы реального времени [*Types...*]: IRIS – *Incorporated Research Institution for Seismology*; НС РАН – Научная станция РАН; КИС – Институт сейсмологии НАН КР.



Рис. 1.1.5. Схема передачи потоков данных в режиме реального времени (RTEXEC).

Программа orbserver выполняет процесс взаимодействия с кольцевым буфером, который располагается в центре системы. Связь между двумя серверами (узлами) обеспечивает подпроцесс orb2orb (транспортирует данные кольцевого буфера от внешнего источника до внутреннего). Программа orb2db читает данные из кольцевого буфера и создает непрерывную базу данных (rt1.0). Orbdetect представляет собой многочастотный датчик STA/LTA (Short Time Average over Long Time Average). Orbtrigger реализует триггерный алгоритм системы. Orbassoc – ассоциатор/локатор, определяющий местоположение сейсмического события и поиск его регистрации в других источниках, orbmag вычисляет локальную магнитуду события в режиме реального времени.

Все клиенты сервера предоставляют информацию или ее потребляют. Каждая работающая программа создает файл системного журнала, в котором записывается информация о запуске и качестве ее работы. Программы процесса *RTEXEC* при запуске используют *pf*-файлы с априорно установленными параметрами, которые может настраивать пользователь (например, формировать список подпроцессов и настраивать их входные параметры).

Автоматическое определение параметров гипоцентров. При обработке сейсмограмм процесс реального времени *RTEXEC* позволяет автоматически определять параметры землетрясений, которые регистрируются станциями сети. Время прихода *P*-волны на станцию определяет программа orbdetect. Оно записывается в arrival (прибытие) таблицу базы данных. Эти записи из таблицы в дальнейшем используются при автоматической локализации события. При расчете гипоцентров землетрясений используется простая двухслойная модель среды (*isp*91). Результаты расчета пишутся в таблицу origin (источник) базы данных (*rt*1.0, ранее CSS3.0).

Станции сети KNET позволяют регистрировать не только локальную сейсмичность, но и далекие сильные события. На рис. 1.1.7 представлено эпицентральное положение всех сейсмических событий, зарегистрированных сетью за 1998–2007 гг. Обращают на себя внимание расположение далеких сейсмических событий вдоль радиальных линий, что указывает на систематическую ошибку их позиционирования. Ошибка может быть связана с использованием простой модели и с тем, что для далеких событий вся сеть выступает как одна станция. Поэтому для далеких землетрясений автоматическую обработку можно использовать только как факт фиксации события и его приблизительного положения.

В районе расположения сети (рис. 1.1.7) наблюдается область с высокой плотностью гипоцентров землетрясений. В дальнейшем эти локальные события обрабатываются дополнительно в интерактивном режиме для уточнения их параметров.

Уточнение гипоцентров локальных событий. Чем больше фаз (*P*- и *S*-волны) участвует в определении гипоцентра и чем точнее скоростная модель литосферы, используемая при расчетах, тем точнее определяются параметры гипоцентра землетрясения.

В интерактивном режиме уточнение параметров гипоцентров включает в себя два этапа: первый – уточняются времена прихода *P*-волны и определяются времена прихода *S*-волны на стацию, которые не фиксируются при автоматической обработке; второй – пересчет параметров гипоцентров на основе полученных данных. На первом этапе используется программа *Dbpick*, на втором – *Dbloc2*, входящие в пакет *Antelope*.



Рис. 1.1.6. Структура процесса *RTEXEC* на узле НС РАН. Обозначения: кольцо – кольцевой буфер; овалы – программы (название), взаимодействующие с кольцевым буфером; стрелки – направление потоков данных.



Рис. 1.1.7. Эпицентры землетрясений, зарегистрированные сетью KNET в режиме реального времени за 1998–2007 гг. Белые треугольники, которые сливаются на карте в один, – положение станций сети KNET.

В качестве входных данных программы *Dbpick* используются волновые формы (SEED формат – Standard for the Exchange of Earthquake Data) и таблицы базы данных rt1.0 (wfdisc, arrival (время прибытия волн) и др.), формируемые автоматическим режимом обработки. *Dbpick* позволяет отображать волновые формы и времена при-

хода *P*-волны на станцию, полученные автоматическим режимом обработки, и дает возможность аналитику устанавливать метки прихода *S*-волны на станцию и определять ее параметры – амплитуду и период. Сложность построения дискриминатора (программа, позволяющая отследить многократное увеличение амплитуды сигнала) определения прихода *S*-волны не позволяет качественно определять ее прибытие автоматически, человеческий глаз с этой задачей справляется быстрее и надежнее. При выходе программа редактирует существующие и добавляет новые записи о временах прихода *S*-волны в таблицу *arrival* базы данных. При редактировании программа меняет автора записи в поле автор: если после автоматической обработки в таблице *arrival* автором записи была программа *orbassoc*, то после ручной обработки и автор меняется на *dbp:rt*.

Программа *Dbloc2* в качестве входных данных использует отредактированную *arrival* таблицу, вычисляет новые значения параметров гипоцентра события, а также редактирует записи в таблице *origin*. Если автором автоматической обработки является *orbassoc*, то после ручной обработки он меняется на *IVTAN:rt*. Программа *Dbloc2* при расчете параметров гипоцентра позволяет подключать годограф (*kyrhgyz*), описывающий локальную среду, поэтому при редактировании таблицы *origin* меняется не только автор записи, но и тип модели с *gridassoc* на *locsat:kyrhgyz*.

1.2. Оценка станционных поправок на основе Н/V отношения спектров сейсмического шума и локальных землетрясений

Уменьшение амплитуды сейсмического сигнала по мере распространения от источника происходит по причине объемного затухания и геометрического расхождения, а небольшой слой горных пород низкой плотности непосредственно под сейсмической станцией может породить резонанс сигнала, усилив его. Поправка на это усиление называется станционной поправкой (*site effect*).

Существуют различные методы определения станционных поправок: прямые и непрямые, на основе сейсмического шума и землетрясений, с применением базовой станции и без нее, которые описаны в работах [Site effects..., 2000; Assessment of the..., 2004; Site characterization..., 2009]. В основе некоторых из этих методов лежит предложенный в [Nakamura, 1989] подход, основанный на вычислении отношения амплитудных спектров горизонтальной и вертикальной компонент сигнала.

Для определения станционных поправок станций сети KNET также используется этот подход, который требует последовательного применения нескольких математических преобразований к выбранным участкам волновых форм, в качестве которых рассматривались записи *S*-волн землетрясений и сейсмического шума, полученные со станций сети.

Предварительные оценки станционных поправок сейсмических станций сети КNET были получены ранее с использованием авторской программы [*Макагон, Сычева,* 2013], и результаты этих оценок представлены в работе [*Сычева, Богомолов,* 2014]. В дальнейшем алгоритм вычисления поправок был пересмотрен и реализован А.Н. Мансуровым. Представляемые ниже станционные поправки получены на основе этой реализации.

1.2.1. Исходные данные

Станционные поправки были вычислены на основе раздельного анализа записей землетрясений и сейсмического шума.

Записи землетрясений. При анализе записей землетрясений использовались сейсмограммы событий с энергетическим классом 9.5 < K < 13.7, произошедших в 1998–2012 гг. на территории, ограниченной координатами краевых станций сети KNET (рис. 1.2.1). Верхняя граница энергетического класса соответствует событию 16.01.2004 г., наиболее сильному на исследуемой территории за рассматриваемый период времени.



Рис. 1.2.1. Схема расположения эпицентров анализируемых землетрясений (кинематические характеристики событий см. табл. 1.2.1) (по [*Сычева, Мансуров*, 2018]). Треугольники – станции сети КNET; круги – эпицентры рассматриваемых событий (размер кругов отображает магнитуду события). Линии – региональные разломы.

Количество обработанных по каждой станции землетрясений (N), минимальное ($R_{\text{мин}}$) и максимальное ($R_{\text{макс}}$) расстояния от эпицентра события до станции представлены в табл. 1.2.1; некоторые кинематические характеристики этих событий – в табл. 1.2.2.

Таблица 1.2.1.	Количество	землетрясений	і, обработанных	по каждой	станции	сети
KNET , и миним	иальное и мак	симальное рас	стояния от эпиц	ентра событ	ия до стан	нции

	Cmahuuu cemu KNET AAK AML CHM EKS2 KBK KZA TKM2 UCH ULHL USP										
N	68	60	79	68	76	65	74	52	65	75	
<i>R</i> _{мин} , км	2.62	3.42	16.13	12.22	7.55	5.13	27.33	22.45	23.84	36.81	
<i>R</i> _{макс} , км	123.6	191.4	139.3	177.1	120.2	136.6	180.8	125.0	214.5	174.8	

	Дата	Время	φ, °	ã, °	Н, км	K	M	No	D_{\min} , км	<i>RMS</i> , c	ERH, км	ERZ, км
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	26.08.1998	22:50:27.42	42.24	75.01	18	9.7	3.2	20	26.5	0.30	0.4	1.0
2	02.11.1998	00:57:37.10	42.10	75.08	16	11.5	4.2	18	14.1	0.26	0.8	0.9
3	21.11.1998	11:46:09.44	42.24	74.06	21	12.5	4.7	20	32.8	0.25	0.7	1.4
4	24.05.1999	07:39:21.39	42.66	75.04	7	10.7	3.7	20	7.5	0.38	0.8	1.3
5	15.06.1999	07:32:03.52	42.66	75.03	7	10.3	3.5	20	7	0.30	0.6	1.0
6	13.07.1999	00:40:40.99	42.14	73.68	13	9.7	3.1	19	0.9	0.18	0.8	0.5
7	14.01.2000	13:27:43.37	42.07	75.74	4	9.9	3.3	18	40.6	0.23	1.1	2.6
8	28.07.2000	17:41:28.18	42.58	74.80	17	9.5	3.1	20	14.6	0.28	0.6	0.9
9	01.08.2000	18:48:51.09	42.09	75.10	16	10.1	3.4	18	12.1	0.25	0.9	0.9
10	22.10.2000	00:54:20.68	42.12	75.02	7	10.6	3.7	14	42.9	0.25	1.3	99.9
11	14.12.2000	21:34:25.04	42.63	74.87	13	9.6	3.1	20	7.4	0.27	0.6	1.1
12	14.12.2000	23:47:48.60	42.63	74.87	13	10.2	3.4	20	7.3	0.27	0.6	1.1
13	21.02.2001	12:15:16.40	42.74	75.00	2	11.7	4.3	20	10	0.30	0.6	0.9
14	08.07.2001	11:51:52.68	42.14	74.98	14	11.2	4.0	20	22.7	0.25	0.1	0.2
15	20.08.2001	01:27:05.74	42.14	74.98	7	10.5	3.6	18	23.4	0.25	0.7	3.2
16	11.09.2001	07:13:42.81	42.41	75.59	6	10.9	3.8	19	46.3	0.44	1.1	5.6
17	18.11.2001	01:28:55.44	42.59	74.14	7	12.7	4.8	20	29.4	0.31	0.7	2.5
18	08.10.2002	17:00:03.65	42.05	75.66	16	9.7	3.2	19	33.5	0.17	0.0	0.0
19	11.12.2002	14:21:07.63	42.58	74.94	17	9.8	3.2	18	8.9	0.24	0.6	0.7
20	21.02.2003	10:35:22.15	42.53	74.47	13	11.7	4.3	20	11.9	0.32	0.7	1.4
21	02.07.2003	10:30:14.42	42.69	74.35	21	9.8	3.2	18	13.5	0.23	0.5	0.9
22	15.07.2003	10:17:01.84	42.11	75.49	11	9.9	3.3	16	75	0.41	0.7	11.3
23	24.09.2003	01:51:17.94	42.37	74.23	17	9.6	3.1	19	28.3	0.21	0.4	0.7
24	06.10.2003	16:42:13.93	42.50	74.48	16	12.0	4.4	20	14.9	0.23	0.5	0.8
25	12.11.2003	05:09:50.26	42.04	75.21	17	9.6	3.1	20	5.4	0.23	0.8	0.7
26	11.12.2003	22:44:35.94	42.42	73.99	6	10.4	3.6	20	31.3	0.27	0.3	0.7
27	16.01.2004	09:06:17.90	42.55	75.30	14	13.7	5.4	20	30.9	0.34	0.8	2.0
28	18.01.2004	13:26:34.98	42.55	75.28	19	10.5	3.6	20	29.6	0.38	0.9	2.8
29	04.02.2004	19:48:15.44	42.83	74.28	7	11.3	4.0	19	27.7	0.65	1.5	5.4
30	13.02.2004	02:01:08.30	42.74	74.90	20	10.3	3.5	20	10.4	0.24	0.5	0.9
31	13.05.2004	22:37:09.42	42.61	74.62	13	10.2	3.5	19	10.7	0.33	0.7	1.6
32	02.06.2004	17:15:10.82	42.28	74.91	18	13.3	5.1	20	33.3	0.29	0.4	1.1
33	20.09.2004	14:25:22.70	42.54	75.23	20	9.7	3.2	15	26.3	0.19	0.5	1.5
34	27.11.2004	12:42:54.30	42.61	74.84	15	10.6	3.7	19	9.7	0.26	0.6	1.0

15.5

0.23

0.8

1.6

35 08.06.2005 21:05:21.44 42.16 75.09 17 10.6 3.7 19

Таблица 1.2.2. Список событий, записи которых использовались для расчета станционных поправок станций сети KNET
Продолжение табл. 1.2.2

	Дата	Время	φ, °	ã, °	Н, км	K	M	No	$D_{\min}, \kappa м$	<i>RMS</i> , c	ERH, км	ERZ, км
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
36	20.06.2005	14:25:01.50	42.77	74.38	23	12.0	4.4	20	17.8	0.22	0.5	0.9
37	07.07.2005	19:22:05.42	42.66	74.84	12	10.9	3.8	20	9.2	0.36	0.7	1.6
38	07.07.2005	21:00:07.50	42.65	74.82	11	10.8	3.8	19	10.3	0.42	0.9	2.2
39	03.10.2005	09:28:26.24	42.65	74.82	12	10.8	3.8	18	10.3	0.25	0.5	1.2
40	27.12.2005	00:55:30.54	42.71	75.89	6	11.6	4.2	18	33.8	0.58	2.2	5.8
41	28.12.2005	01:52:48.29	42.69	75.41	12	11.9	4.4	19	29.8	0.26	0.3	1.0
42	29.12.2005	08:50:32.76	42.69	75.40	6	10.5	3.6	17	30.4	0.24	0.7	2.4
43	01.01.2006	08:56:53.85	42.60	75.25	22	11.0	3.9	19	25.3	0.26	0.5	1.4
44	28.05.2006	03:23:55.39	42.21	73.64	0	10.0	3.3	16	10	0.13	1.0	1.2
45	20.07.2006	18:43:00.42	42.76	75.85	7	9.5	3.1	19	27.2	0.37	1.4	3.5
46	15.08.2006	18:58:22.87	42.60	75.11	10	10.2	3.4	20	14.4	0.25	0.5	1.8
47	09.09.2006	02:32:07.82	42.16	73.68	13	9.6	3.1	18	3	0.15	0.6	0.4
48	05.11.2006	23:43:30.68	42.17	73.64	10	9.8	3.2	17	5.6	0.31	1.4	1.2
49	08.11.2006	02:21:06.94	42.57	75.36	19	13.4	5.2	20	34.9	0.31	0.6	2.2
50	08.11.2006	02:26:50.84	42.57	75.35	20	10.9	3.9	16	34	0.26	0.7	2.3
51	17.11.2006	19:47:58.27	42.57	75.35	13	10.1	3.4	20	34.7	0.43	0.2	0.4
52	17.11.2006	19:47:58.27	42.57	75.35	13	10.1	3.4	20	34.7	0.43	0.2	0.4
53	25.12.2006	20:21:16.74	42.14	75.99	1	10.3	3.5	16	23.7	0.33	1.1	1.8
54	28.12.2006	02:04:46.76	42.54	74.44	13	9.6	3.1	20	11.2	0.26	0.6	1.1
55	06.06.2007	11:09:25.58	42.57	75.40	13	13.3	5.1	18	38.2	0.26	0.5	2.2
56	07.06.2007	17:50:10.27	42.58	75.40	20	9.7	3.2	13	38	0.18	0.4	1.2
57	06.10.2007	23:56:47.92	42.47	74.42	7	10.2	3.5	16	19.3	0.30	0.7	1.6
58	21.10.2007	14:08:44.42	42.57	75.35	14	11.0	3.9	15	34	0.42	1.1	2.0
59	08.01.2008	18:04:13.75	42.05	75.20	17	11.0	3.9	20	5.1	0.21	0.7	0.6
60	05.02.2008	09:24:12.29	42.28	74.96	6	9.7	3.1	20	32.9	0.42	0.9	3.8
61	24.02.2008	21:02:11.89	42.53	75.44	22	9.5	3.1	14	43	0.23	0.7	2.8
62	13.09.2008	13:40:29.18	42.52	74.57	12	9.8	3.2	17	13.8	0.31	0.7	2.0
63	13.09.2008	18:18:42.06	42.52	74.57	11	10.1	3.4	17	13.8	0.32	0.8	2.1
64	20.09.2008	04:15:52.27	42.27	74.86	22	10.6	3.7	18	38	0.37	0.9	2.7
65	22.01.2009	12:55:14.19	42.61	74.49	17	9.9	3.3	19	3.1	0.29	0.6	0.7
66	01.02.2009	11:25:38.02	42.75	73.86	15	12.3	4.6	19	12.3	0.34	1.2	1.3
67	26.02.2009	22:48:10.55	42.27	74.78	17	9.8	3.2	20	22	0.29	0.6	0.8
68	09.05.2009	05:36:34.52	42.59	75.11	15	9.6	3.1	20	15.2	0.29	0.6	1.4
69	16.05.2009	05:38:46.20	42.59	74.19	6	10.1	3.4	17	34.7	0.38	0.9	3.5
70	24.05.2009	00:08:40.93	42.61	74.60	13	10.5	3.6	19	8.9	0.28	0.6	1.3
71	25.07.2009	14:57:10.42	42.59	75.71	12	10.5	3.6	17	38.5	0.41	1.2	4.8
72	31.07.2009	09:21:48.59	42.68	74.73	10	9.7	3.2	18	17.5	0.31	0.7	2.2

	Дата	Время	φ, °	ã, °	Н, км	K	M	No	D _{min} , км	<i>RMS</i> , c	ERH, км	ERZ, км
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
73	07.08.2009	04:32:46.39	42.00	75.73	6	11.8	4.3	17	39.9	0.38	1.1	3.2
74	27.10.2009	15:42:17.95	42.29	74.85	20	9.9	3.3	17	40	0.32	0.1	0.4
75	22.11.2009	16:16:03.28	42.60	75.73	14	10.3	3.5	17	37.4	0.38	0.0	0.0
76	02.03.2010	01:55:36.02	42.43	75.66	19	13.3	5.2	17	51.7	0.23	0.3	1.6
77	02.03.2010	02:49:01.06	42.43	75.65	22	9.5	3.1	15	50.9	0.45	1.3	5.3
78	19.05.2010	15:29:36.24	42.21	74.11	7	9.7	3.2	16	32.7	0.24	0.4	2.1
79	09.09.2010	18:31:50.35	42.31	75.15	19	11.0	3.9	19	26.9	0.37	0.4	1.0
80	29.09.2010	07:30:07.97	42.25	75.45	17	10.0	3.3	18	25	0.26	0.6	1.8
81	19.12.2010	19:12:48.85	42.54	74.70	7	9.8	3.2	15	19.7	0.30	0.8	1.9
82	09.04.2011	02:28:48.84	42.02	74.84	19	9.8	3.2	18	48.9	0.14	0.4	2.5
83	09.04.2011	12:30:24.93	42.02	74.84	21	12.5	4.7	19	47.7	0.27	2.1	6.2
84	16.12.2011	03:14:40.13	42.30	75.88	13	10.2	3.4	18	30	0.34	1.1	2.7
85	10.02.2012	06:49:17.11	42.94	74.57	16	10.2	3.4	18	16	0.33	0.9	1.4
86	28.03.2012	12:54:01.43	42.49	74.73	17	10.4	3.6	18	24.8	0.30	0.7	1.0
87	16.05.2012	03:26:40.57	42.48	74.92	16	10.6	3.7	20	19.3	0.35	0.6	0.9
88	12.09.2012	05:51:15.70	42.41	73.92	4	10.4	3.5	10	30.2	3.39	0.2	0.5
89	06.10.2012	11:41:23.18	42.21	75.42	14	9.9	3.3	19	20.2	0.26	0.5	0.9
90	29.10.2012	17:44:48.37	42.15	75.26	6	9.7	3.1	19	7.9	0.38	1.3	2.1

Окончание табл. 1.2.2

Рассматривались волновые формы с началом примерно за 1 с до прихода *S*-волны и концом, определяемым временем выделения основной энергии волны (~95 %), которое устанавливалось визуально интерпретатором. Все выбранные фрагменты записей анализировались на репрезентативность (отсутствие сильных импульсных помех и других факторов, искажающих спектр). Примеры выделения участка *S*-волны в записях четырех станций сети для события 16.01.2004 г. (K = 13.7) приведены на рис. 1.2.2.

Записи сейсмического шума. При формировании набора записей для анализа сейсмического шума использовались данные за 2000–2014 гг. с включением всех времен года, для чего рассматривались март (равноденствие), июнь (самый долгий день), сентябрь (равноденствие), декабрь (самый короткий день). В результате осуществлен анализ около 5000 шестидесятисекундных фрагментов записей шума. Все записи были просмотрены на предмет отсутствия в них землетрясений и сильных импульсных помех.

Для примера слева на рис. 1.2.3 приведены записи исходного и тапированного сейсмического шума в разные дни марта 2002 г. (станция КВК, компонента *E*). На том же рисунке справа представлены исходные записи шума с удаленной низкочастотной составляющей, которые использовались для оценки их репрезентативности. Можно видеть, что в обоих случаях сигналы от землетрясений, импульсные помехи и иные артефакты отсутствуют.



Рис. 1.2.2. Сейсмологическая сеть KNET. Записи события 16.01.2004 г. (*K* = 13.7) на станциях UCH (*R* = 73 км), USP (*R* = 102 км), EKS2 (*R* = 73 км) и AML (*R* = 139 км) (по [*Сычева, Мансуров,* 2018]). Серым цветом выделена часть записи, используемая для анализа. *R* – расстояние между эпицентром события и регистрирующей станцией.



Рис. 1.2.3. Сейсмическая запись Е компоненты на станции КВК длительностью 60 секунд в разные дни марта 2002 г. (по [*Сычева, Мансуров*, 2018]): слева – исходный сигнал с вычтенным средним значением (1) и после вычитания линейного тренда и процедуры тапирования (2); справа – исходный сигнал, фильтрованный с полосой пропускания 1–20 Гц.

Описанный выше принцип выбора исходных данных для анализа позволил оценить станционные поправки по фрагментам *S*-волн землетрясений в диапазоне от 0.5 до 40 Гц, а по сейсмическому шуму – в диапазоне от 0.2 до 40 Гц.

1.2.2. Методика расчета

Использованный в данной работе метод основан на представлении о том, что влияние расположенного непосредственно под сейсмической станцией тонкого слоя земной коры в большей части относится к поперечным волнам, усиливаемым этим слоем. Продольные волны, в отличие от поперечных, имеющих близвертикальное распространение, под влиянием этой структуры практически не изменяются. В таком случае отношение спектральных характеристик горизонтальных компонент к спектральным характеристикам вертикальной будет характеризовать передаточную функцию, вид которой однозначно зависит от местоположения сейсмического датчика. Как известно, сейсмические датчики фиксируют смещения земной коры в трех направлениях – двух горизонтальных (*H* – восток-запад, *E*; север-юг, *N*) и одном вертикальном (V-Z). Суть метода заключается в нахождении отношения суммарного амплитудного спектра горизонтальных компонент Н к амплитудному спектру вертикальной компоненты *V*. Для расчета названных спектров необходимо измерение трех компонент – E, N, Z. Средний амплитудный спектр H вычисляется как среднеквадратическое значение амплитудных спектров компонент N и E; амплитудный спектр V соответствует амплитудному спектру компоненты Z. Затем вычисляется непосредственно отношение Н/V, для корректного вычисления которого необходимы следующие преобразования используемых исходных данных.

Применение поправок за прибор. На сейсмической станции устанавливается датчик, имеющий собственную амплитудно-частотную характеристику. Исследование записей волновых форм без учета поправок за аппаратуру вносит некоторые искажения в спектр сигнала. Для их устранения к сигналу были применены соответствующие приборные поправки.

Устранение линейного тренда. Под трендом понимается непериодическое изменение среднего, например, его линейный рост. В таком случае тренд представляет собой линейную функцию $z(t) = a \cdot t + b$, где a – линейный коэффициент (визуально воспринимаемый как угол между графиком сейсмограммы и осью времени), b – постоянная составляющая сейсмического сигнала (смещение графика от оси времени, проведенной через условный ноль амплитуды). Наличие на участке сейсмограммы линейного роста может свидетельствовать, например, о наличии колебаний очень большой амплитуды и очень низкой частоты; колебания такой частоты не могут быть корректно учтены при анализе участка рассматриваемой длины, поэтому линейный рост сигнала лишь исказит его спектр. Постоянная составляющая сама по себе никак не влияет на спектр в ненулевых частотах, но ее наличие препятствует тапированию краев анализируемого участка сейсмограммы (см. следующий абзац). Для устранения линейного тренда методом наименьших квадратов для каждого анализируемого отрезка сейсмограммы были вычислены параметры а и b функции $z(t) = a \cdot t + b$, наилучшим образом аппроксимирующей анализируемый участок сейсмического сигнала; затем значения этой функции вычитались из значений сигнала.

Сглаживание (тапирование) исследуемого отрезка сигнала (окно косинуса 5 %). Общепринятой практикой считается умножение временного окна данных на сглаживающее окно перед преобразованием Фурье. Это окно является функцией, плавно убывающей на концах. Поскольку анализируемый фрагмент волновой формы извлекается из общего сигнала, а преобразование Фурье фактически вычисляет спектр бесконечной функции, получаемой «зацикливанием» этого фрагмента, разность значений сигнала между концами фрагмента проявляется в виде неоднородностей (скачков), эффект которых уменьшается благодаря использованию сглаживающего окна. В данной работе применялось наиболее эффективное в сейсмическом анализе [*Pilz, Parolai, 2012*] косинусное окно с шириной, составляющей 5 % от общей длины сейсмограммы.

Вычисление спектра. Для вычисления амплитудного спектра каждой компоненты сейсмического сигнала использовалось быстрое преобразование Фурье.

Сглаживание спектра. Применяемое к амплитудному спектру сглаживание Конно и Омачи [*Konno, Ohmachi*, 1998] определяется следующим соотношением:

$$A'(f_{c}) = \sum_{f} \left(K_{K0}(f_{c}, f) \cdot A(f) \right), \quad K_{K0}(f_{c}, f) = \left(\frac{\sin(b \cdot \lg(f/f_{c}))}{b \cdot \lg(f/f_{c})} \right)^{4} \cdot norm(f_{c}), \quad (1.1)$$

где A(f) – исходный спектр, $A'(f_c)$ – сглаженный спектр, b – коэффициент полосы пропускания (определяет «радиус» сглаживания), $norm(f_c)$ – нормировочный коэффициент, рассчитываемый из условия $\sum_{f} K_{KO}(f_{c'}f) = 1$ для всех f_c .

Усредненный спектр горизонтальных компонент вычислялся как среднеквадратическое значение сглаженных спектров компонент N и E. Пример 60-секундной исходной записи одной компоненты сейсмического шума и тапированной после вычета тренда показан на рис. 1.2.4. На рис. 1.2.5 приведен пример усредненного спектра горизонтальных компонент, исходного и сглаженного спектров вертикальной компоненты записи одного из землетрясений.

В итоге для каждого анализируемого участка записи сейсмического сигнала было вычислено отношение амплитудного спектра горизонтальной компоненты к амплитудному спектру вертикальной компоненты. Затем для каждой станции были вычислены среднее значение и среднеквадратическое отклонение логарифма этого отношения; осреднение проводилось отдельно для записей сейсмического шума и для фрагментов записей S-волн землетрясений. Для расчета станционных поправок использовалась программа SUR SPECTRAL RATIO [Coud. Manсуров, Сычева, 2017].



Рис. 1.2.4. Пример 60-секундной сейсмической записи (по [Сычева, Мансуров, 2018]): 1 – исходный сигнал с удалением среднего; 2 – сглаженный (тапированный) сигнал после вычета тренда. Горизонтальная ось – время Т, с; вертикальная – значение скорости компоненты HHN, измеренной сейсмодатчиком, А, нм/с.



Рис. 1.2.5. Станция ЕКS2. Пример амплитудных спектров записи землетрясения 20.03.2003 г. 1 – спектр вертикальной компоненты; 2 – спектр вертикальной компоненты, сглаженный по методу Конно – Омачи; 3 – усредненный сглаженный спектр горизонтальных компонент (по [*Сычева и Мансуров*, 2018]).

1.2.3. Результаты исследования

Угловая частота, определяемая по очаговому спектру, соответствует времени подвижки в очаге. При рассмотрении событий с K > 9 (на НС РАН динамические параметры рассчитываются только для таких событий) это время не может быть менее 0.14 с, что соответствует угловой частоте до 7 Гц, в связи с чем область рассмотрения очагового спектра может быть ограничена сверху частотой 20 Гц.

Статистические характеристики станционных поправок станций сети KNET, полученных методом расчета отношения H/V по землетрясениям и сейсмическому шуму в диапазоне 0.2–20 Гц, представлены в табл. 1.2.3. Для каждой станции приведены максимальное (max) и минимальное (min) значения отношения H/V, их отношение (max/min) и отклонения максимального и минимального значений от единицы (max–1 и min–1).

Crowna		Co	ейсмически	ій шум				Землетрясе	ения	
Станция	min	max	max/min	min–1	max-1	min	max	max/min	min–1	max–1
AAK	0.63	1.20	1.90	-0.37	0.20	0.75	2.04	2.72	-0.25	1.04
AML	0.75	1.27	1.70	-0.25	0.27	1.04	3.06	2.94	0.04	2.06
CHM	0.68	1.89	2.78	-0.32	0.89	1.07	2.10	1.95	0.07	1.10
EKS2	0.72	1.47	2.03	-0.28	0.47	0.87	1.63	1.87	-0.13	0.63
KBK	0.95	2.36	2.48	-0.05	1.36	0.77	3.00	3.88	-0.23	2.00
KZA	0.81	1.17	1.44	-0.19	0.17	0.54	1.77	3.29	-0.46	0.77
TKM2	0.60	2.11	3.50	-0.40	1.11	0.72	2.89	4.03	-0.28	1.89
UCH	0.72	1.06	1.48	-0.28	0.06	0.98	1.67	1.66	-0.05	0.63
ULHL	0.61	1.21	2.00	-0.39	0.21	0.94	1.50	1.59	-0.05	0.50
USP	0.72	1.99	2.77	-0.28	0.99	0.90	1.63	1.81	-0.10	0.63

Таблица 1.2.3. Статистические характеристики станционных поправок

Графическое сопоставление станционных поправок, полученных по сейсмическому шуму и по землетрясениям, приведено на рис. 1.2.6, где серая область соответствует диапазону среднеквадратичных отклонений для значений по землетрясениям, черная – по сейсмическому шуму.



Рис. 1.2.6. Сравнение спектральных отношений *H*/*V* для землетрясений (черные графики на сером фоне) и сейсмического шума (серые графики на черном фоне) для станций сети KNET (по [*Сычева, Мансуров,* 2018]). Залитые серым и черным области демонстрируют диапазон среднеквадратичных отклонений.

Выше было отмечено, что станции сети KNET установлены на скальных породах для исключения усиления сигнала тонким слоем, расположенным непосредственно под станцией. Для таких станций теоретически отношение спектра горизонтальной компоненты к спектру вертикальной должно равняться единице во всем диапазоне рассматриваемых частот. На практике значения станционных поправок незначительно отклоняются от единицы в рассматриваемом диапазоне частот, варьируя от 0.4 до 1.36 по сейсмическому шуму и от 0.46 до 2.06 по землетрясениям (см. табл. 1.2.3). Минимальные значения станционных поправок не опускаются ниже 0.6 (ТКМ2) по сейсмическому шуму и 0.54 (КZА) по землетрясениям, максимальные превышают значения 2.00 на станциях ТКМ2 и КВК по сейсмическому шуму и на станциях ААК, АМL, СНМ, КВК и ТКМ2 по землетрясениям. Уровень станционных поправок, определенных по землетрясениям, находится чуть выше уровня станционных поправок, определенных по сейсмическому шуму; при этом ход станционных поправок, полученных по землетрясениям и сейсмическому шуму, практически одинаков на всех станциях (за исключением ААК, АМL, КZА).

Различия между станционными поправками по землетрясениям и шуму – явление обычное. Для примера на рис. 1.2.7 приведены результаты их определения для станции Викоза в Италии [*Analysis and Modeling*..., 2005]. Анализ сейсмического шума и землетрясений позволил в этом случае выявить два интервала частот, на которых амплитуды сигнала увеличиваются.

В целом для станций сети KNET можно говорить об отсутствии резонансного эффекта во всем рассматриваемом диапазоне частот. Полученные результаты дают основания для вывода, что все станции сети являются «хорошими» – на них не наблюдается увеличение амплитуд регистрируемых сигналов вследствие резонансных явлений. Однако наличие некоторых отклонений от единичного уровня (см. табл. 2.2.3, станции ААК, AML, KBK, TKM2) в рассматриваемом диапазоне частот делает необходимым использование станционных поправок для корректного расчета очагового спектра.

Выше было отмечено, что для получения станционных поправок по записям сейсмического шума использовались данные 2000–2014 гг. за март, июнь, сентябрь, декабрь каждого года. Для станций AML, UCH и KZA при расчете спектральных отношений в определенные месяцы определенных лет все кривые (или не менее половины кривых в выборке одного месяца одного года) зависимости H/V от частоты лежат далеко от кривых, представляющих среднее за все месяцы и годы. Такие данные не включены в результат, показанный выше на рис. 1.2.6.

Для каждой из трех станций наблюдалось не более четырех видов систематических отклонений¹. Для каждого вида была сделана выборка рассчитанных для него кривых H/V; средние кривые по этим выборкам представлены на рис. 1.2.8.

На всех фрагментах рис. 1.2.8 черные графики – осредненное отношение H/V за исключением отклонений (оно же показано на рис. 1.2.6). Графики разного цвета относятся к выборкам данных по разным видам; жирные линии – среднее логарифмическое отношение H/V по выборке; тонкие ограничивают диапазон среднеквадратических отклонений соответствующих выборок. В табл. 1.2.4 приводится соответствие цветов на рис. 1.2.8 месяцам и годам использованных записей. Утолщенным шрифтом выделены годы, для которых за указанный месяц данные лишь частично вошли в соответствующую выборку; для остальных данные использованы полностью.

¹ Под видом отклонений подразумеваем сходство ряда кривых по характеру отклонений; фактически для некоторых видов это сходство очень велико – отмечается малое среднеквадратическое отклонение от среднего для вида.



Рис. 1.2.7. Станционные поправки для станции Викоза, Италия (по [*Giacomo et al.*, 2005]). Сравнение спектральных отношений *H*/*V* для землетрясений (пунктирные линии на сером фоне) и сейсмического шума (сплошные на темно-сером): *a* – результаты для локальных землетрясений; *б* – для череды землетрясений в *San Giuliano di Puglia*; *в* – для региональных и телесейсмических событий; *г* – для всех анализируемых землетрясений. Области с заливкой соответствуют диапазонам изменения среднеквадратичных отклонений.

Станция	Цвет на рис. 1.2.8	Количество записей в выборке	Месяц	Год
	Бирюзовый	105	ИЮНЬ	2006
AMT	Зеленый	91	июнь	2000
AML	Красный	79	сентябрь	2000
	Коричневый	295	сентябрь	2003, 2005 , 2006 , 2007, 2011
	Синий	67	декабрь	2012
KZA	Красный	435	сентябрь	2000, 2001 , 2002 , 2003, 2004 , 2005 , 2006, 2009
			март	2009
	Contra	407	июнь	2009
	Серыи	407	сентябрь	2001
UCH			декабрь	2007, 2008
I	Красный	454	сентябрь	2002, 2004 , 2008, 2009, 2010, 2011 , 2012
	Синий	35	декабрь	2012

	Таблица 1	1.2.4.	Расшифровка	условных	обозначе	ний на р	ис. 1.	2.8
--	-----------	--------	-------------	----------	----------	----------	--------	-----



Рис. 1.2.8. К анализу систематических отклонений станционных поправок, вычисленных для трех станций сети KNET по записям сейсмического шума в марте, июне, сентябре и декабре каждого года в период с 2000 по 2014 гг. (по [*Сычева, Мансуров,* 2018]). Расшифровка условных значений приведена в табл. 1.2.4.

На рис. 1.2.8 можно видеть, что бо́льшая часть данных с вышеописанными систематическими отклонениями от среднего содержится в выборках за сентябрь.

1.3. Исследование уровня сейсмического шума станций сети KNET

Сейсмический шум – очень слабые колебания (микросейсмы), источниками которых могут быть различные явления – ветер, колебания воды в водоемах или удары волн о береговые линии, часть из них возбуждается стоячими волнами морей и океанов при прохождении циклонов и т.д. Микросейсмы регистрируются в широком частотном диапазоне и служат естественным фоном, определяющим порог чувствительности сейсмографов, установленных на земной поверхности. Низкий уровень шума сейсмографа позволяет более качественно определять слабые сейсмические события и микросейсмы. Расположение станций сети KNET внутри материка, далеко от морей, океанов и промышленных районов, а также установка их на скальных породах позволили некоторые из них отнести к самым бесшумным сейсмическим станциям в мире.

Выше, в разделе 1.2, представлены результаты расчета станционных поправок (*site-effect*) станций сети KNET на основе сейсмического шума по методике [*Nakamura*, 1989]. Для высокогорных станций, что расположены южнее оси Киргизского хребта – AML, UCH и KZA, было получено несколько часто встречающихся вариантов отклонений отношения спектра горизонтальной компоненты к вертикальной (H/V) от типичного для этих станций. Такая проблема могла возникнуть, если по одному из каналов значительно изменялся (возрастал или уменьшался) уровень шума. Причина этого явления не была выяснена, находилось одно объяснение, связанное с климатическими условиями места расположения станций. За время работы сети накопился большой архив непрерывных цифровых записей, который позволил бы оценить уровень сейсмического шума станций сети KNET характерный для разных времен суток, года и его изменение во времени. Такая детальная оценка уровня сейсмического шума на станциях сети еще не проводилась.

В этом разделе представлены описание данных, методика и результаты исследований по оценке уровня сейсмического шума станций сети KNET.

1.3.1. Исходные данные и методика

С июля 1998 г. сейсмологическая сеть KNET работает в режиме реального времени, что обеспечивает получение непрерывных данных почти в полном объеме (98–99 %). Для исследования уровня сейсмического шума станций сети KNET были рассмотрены цифровые записи с частотой 100 Гц за период с начала 1999 до середины 2017 г. Из непрерывных записей были сформированы отрезки (сегменты) сейсмического шума длительностью 15 мин (900 с). Сегменты выбирались за четыре интервала времени суток с разницей в 6 часов: 00, 06, 12 и 18 часов UTC. Указанные интервалы времени суток выбирались из четырех месяцев разных времен года – март, сентябрь, июнь, декабрь, для каждого исследуемого года (1999–2017). Указанные месяцы выбраны как месяцы весеннего и осеннего равноденствия и месяцы с самой продолжительной и короткой ночью. Анализ сегментов сейсмического шума, принадлежащих какому-то критерию выбора, позволит в дальнейшем выяснить, за-

висит ли уровень сейсмического шума от времени года, времени суток и меняется ли он из года в год. В результате было сформировано ~240000 записей (сегментов) сейсмического шума. Из этого числа были использованы только сегменты, в которых не было обнаружено сейсмических событий, микросейсм и импульсных помех. На рис. 1.3.1, в качестве примера, представлены оригинальные и фильтрованные записи сейсмического шума длительностью 15 мин (900 с) по всем станциям сети КNET. Аналогичные графики были использованы при просмотре и отборе данных для анализа.

Частотный состав сейсмического шума изучался путем построения вероятностной спектральной плотности мощности (ВСПМ) сейсмического шума для всех трех измеряемых компонент (*E*, *N*, *Z*). Суть этой методики, подробно описанной в [*McNamara, Buland*, 2004], состоит в следующем.

Для каждого канала станции формируются наборы (выборки) рассматриваемых сегментов сейсмической записи (примеры критериев формирования наборов: записи за определенный год, за определенное время суток, все исследуемые записи).

Для каждого рассматриваемого сегмента вычисляется спектральная плотность мощности (СПМ), в частотной области производится пересчет от измеряемых сейсмодатчиком значений скорости к значениям ускорения. Традиционно вместо зависимости СПМ от частоты рассматривается зависимость СПМ от периода колебаний.

Для всего набора исследуемых сегментов выбираются узловые значения периода с шагом в 1/8 октавы, и СПМ каждого отрезка передискретизируется к этим значениям периода со сглаживанием. Также для всего набора данных исследуемый диапазон значений СПМ разбивается на поддиапазоны шириной в 1 дБ, строится матрица вероятностной спектральной плотности мощности (ВСПМ), в которой каждый столбец соответствует узловому значению периода, а каждая строка – поддиапазону значений СПМ. Значение каждого элемента матрицы рассчитывается как доля (в исследуемом наборе) количества сегментов, для которых на соответствующем узловом периоде значение СПМ попадает в соответствующий поддиапазон.

Полученные матрицы спектров мощности визуализируются в виде тепловых карт (от англ. heatmap).



Рис. 1.3.1. Пример записи сейсмического шума по станциям сети KNET: *a* – оригинальные; *б* – фильтрованные.

Таким образом, каждый сегмент оставляет на тепловой карте ВСПМ «след» в форме пикселизованного графика его СПМ. Чем больше сегментов вошло в тепловую карту, тем «бледнее» след каждого отдельного сегмента, но, когда на каких-то частотах значения СПМ многих сегментов близки и попадают в один диапазон, их «следы» складываются и становятся более яркими. Так как, по сути, каждый столбец матрицы ВСПМ является плотностью распределения значения мощности, то у этой плотности можно рассчитать среднее значение и построить кривую зависимости среднего значения ВСПМ от частоты. Также можно визуально выделить максимум (моду) и рассмотреть кривую максимума ВСПМ.

Для формирования сегментов сейсмического шума, графического построения волновых форм, просмотра данных и построения ВСПМ использовались авторские программы с привлечением дополнительных библиотек. Для работы с данными в формате miniSEED была использована библиотека obspy [A Python Toolbox...]. Из этой же библиотеки был использован класс PPSD для автоматизации расчета и изображения матриц ВСПМ. В документации этой библиотеки отмечено, что алгоритмы расчета ПСМ основаны на методике, описанной в [McNamara, Bulan, 2004], а информация об эталонной модели высокого (NHNM) и низкого (NLNM) уровня шума использована из [Peterson, 1993]. В [Peterson, 1993] они обозначены как NHNM и NLNM соответственно, в целях улучшения читаемости в данной работе для них будут использоваться обозначения HiMdl и LoMdl.

В результате обработки по каждому каналу (*E*, *N*, *Z*) были построены ВСПМ сейсмического шума для следующих наборов данных:

- 1) за весь период исследования;
- 2) за весь период исследования по четырем временам суток (00, 06, 12 и 18 часов, время UTC);
- 3) за весь период исследования по четырем временам года (март, июнь, сентябрь, декабрь);
- 4) по каждому году исследования (1999-2017);
- 5) по каждому году исследования (1999–2017) по четырем временам года (март, июнь, сентябрь, декабрь).

1.3.2. Результаты исследования

Результаты исследования приводятся по каждой группе данных.

Результаты по всем данным за весь период исследования

Количество сегментов (n), обработанных по всему набору данных, дата первого и последнего сегмента по каждой станции сети представлены в табл. 1.3.1. Всего обработано ~50 000 сегментов сейсмического шума, среднее число сегментов по каждому каналу всех станций сети составило ~16 500. Для каждой станции было обработано приблизительно равное (разница может составлять несколько сегментов) количество записей по каждому из каналов. Максимальное количество сегментов обработано по станциям UCH (n \cong 2260 по каждому каналу) и AAK (n \cong 2130 по каждому каналу), минимальное по станции KBK (n \cong 740 по каждому каналу). При просмотре сегментов сейсмического шума станции KBK на записях часто обнаруживали себя сигналы высокой амплитуды неясной природы (не землетрясение). При отсутствии таких сигналов на остальных станциях сети эти записи были исключены из анализа.

Cranner	Пата мана та	Пото ночно	Количес	гво сегментов п	о каналам
Станция	дата начала	дата конца	E	N	Z
AAK	01.03.1999	30.06.2017	2134	2133	2133
AML	01.03.1999	30.06.2017	1475	1475	1474
СНМ	01.03.1999	30.06.2017	1915	1910	1914
EKS2	01.03.1999	14.06.2017	1544	1547	1548
KBK	01.03.1999	28.06.2017	735	735	736
KZA	01.03.1999	29.09.2015	1397	1395	1394
TKM2	01.03.1999	30.06.2017	1223	1218	1215
UCH	01.03.1999	29.06.2017	2354	2357	2358
ULHL	01.03.1999	29.06.2017	1836	1836	1836
USP	01.03.1999	30.06.2017	1917	1927	1920

Таблица 1.3.1. Период и количество обработанных сегментов сейсмического шума по каждому каналу станций сети KNET

Тепловые карты плотности спектра мощности сейсмического шума для каждого канала станции относительно моделей из [*Peterson*, 1993] представлены на рис. 1.3.2 и 1.3.3. При рассмотрении тепловых карт можно оценить как положение кривой максимума ВСПМ относительно модельных кривых на разных периодах спектра, так и разброс значений мощности в пределах выборки на разных частотах. Положение максимума ВСПМ относительно моделей говорит об уровне шума станции, разброс значений мощности – об устойчивости (стабильности) ее работы.

Положение кривой максимума СПМ. Как видно из рис. 1.3.2 и 1.3.3, положение максимума ВСПМ относительно моделей меняется в зависимости от периода, поэтому полученные спектры рассматривались на четырех периодах: 0.02-1, 1-5, 5-10 и 10-100 с. В зависимости от положения максимума ВСПМ относительно моделей на каждом рассматриваемом периоде были приняты следующие обозначения: «L~» - близко к модели низкого уровня шума LoMdl, «~H» – близко к модели высокого уровня шума HiMdl, «L~M» – ниже середины между моделями, «M~H» – выше середины между моделями, «H<» – выше HiMld. Согласно принятым обозначениями составлена табл. 1.3.2, содержащая информацию об отклонениях от моделей на рассматриваемых диапазонах периодов для каждого канала каждой станции. Ячейки таблицы закрашены в соответствии с оценкой, чем светлее цвет, тем максимум ВСПМ ближе к нижней модели (низкий уровень шума).

Канал			E				N			2		
Crowna	Диа	пазон	перио	цов, с	Диа	пазон	период	(ов, с	Диаг	іазон г	ериод	ов, с
Станция	0.02-2	2-5	5-10	10-100	0.02-2	2-5	5-10	10-100	0.02-2	2-5	5-10	10-100
AAK	L~M	L~	L~	M~H	L~M	L~	L~	M~H	L~M	L~	L~	L~
AML	L~M	L~	L~	M~H	L~M	L~	L~	M~H	L~M	L~	L~	L~
СНМ	L~M	L~	L~	H<	L~M	L~	L~	H<	L~M	L~	L~	L~
EKS2	L~M	L~	L~	H<	L~M	L~	L~	H<	L~M	L~	L~	L~
KBK	L~M	L~	L~	~H	L~M	L~	L~	H<	L~M	L~	L~	L~
KZA	L~M	L~	L~	~H	L~M	L~	L~	~H	L~M	L~	L~	L~
TKM2	L~M	L~	L~	M~H	L~M	L~	L~	M~H	L~M	L~	L~	L~
UCH	L~M	L~	L~	~H	L~M	L~	L~	~H	L~M	L~	L~	L~
ULHL	L~M	L~	L~	~H	L~M	L~	L~	~H	L~M	L~	L~	L~
USP	L~M	L~	L~	~H	L~M	L~	L~	H<	L~M	L~	L~	L~

Таблица 1.3.2. Положение кривой максимума ВСПМ относительно модельных кривых на разных периодах спектра по трем каналам (*E*, *N*, *Z*) станций сети KNET

Каналы. Анализ табл. 1.3.2 и рис. 1.3.2 и 1.3.3 показал, что наилучшим является вертикальный: максимум ВСПМ для всех станций сети находится ниже середины между двумя моделями (L~M) на периодах до 1 с и близко к нижней модели на остальных периодах (L~).

Диапазон периодов 0.02–2 с. Положение максимума ВСПМ для всех станций сети на этом участке спектра находится ниже середины между двумя моделями (L~M). Ближе всего к LoMdl находятся максимумы ВСПМ для станций ААК, AML, EKS2, KZA, UCH и USP.



Рис. 1.3.2. ВСПМ сейсмического шума по всем каналам станций ААК, AML, CHM, EKS2 и KBK, построенные по всему набору данных. Тонкой черной пунктирной линией на этом и всех последующих рисунках ВСПМ показана кривая зависимости среднего значения ВСПМ от частоты.



Рис. 1.3.3. ВСПМ сейсмического шума по всем каналам станций КZA, ТКМ2, UCH, ULHL и USP, построенные по всему набору данных.

Диапазон периодов 2–5 с. На этом участке спектра положение максимума ВСПМ для всех станций совпадает с нижней моделью или находится чуть выше ее. Это означает, что станции сети на этих периодах имеют минимальный уровень шума.

Диапазон периодов 5–10 с. В этом диапазоне максимум ВСПМ для всех станций также находится чуть выше нижней модели, что означает минимальный уровень шума.

Диапазон периодов 10–100 с. Положение максимума ВСПМ на рассматриваемом участке не совпадает как между каналами, так и между станциями. Как было указано выше, для вертикальных каналов станций максимум ВСПМ находится чуть выше нижней модели. Максимумы ВСПМ горизонтальных каналов по станциям AAK, AML и TKM2 расположены чуть выше середины между двумя моделями, по станциям KZA, UCH и ULHL граничат с верхней моделью, а для станций CHM, EKS2, KBK и USP даже превышают уровень верхней модели.

Разброс значений мощности в пределах выборки. Большое количество анализируемых данных создает необходимость ввести некоторую сводную оценку, которую условно можно назвать «качеством». Присвоение оценки (I, II или III) может зависеть как от разброса спектров отдельных сегментов сейсмического шума (чем больше разброс, тем ниже качество), так и от смещения максимума ВСПМ вверх относительно нижней модели (чем ближе к нижней модели, тем выше качество).

Как видно из рис. 1.3.2 и 1.3.3, для станций сети разброс значений мощности в пределах выборки меняется в зависимости от рассматриваемого периода. Результаты анализа значений плотности распределения (дисперсии) на разных диапазонах периодов с применением вышеописанных оценок (І – минимальный разброс между спектрами отдельных сегментов сейсмического шума (высокое значение плотности спектра мощности); ІІ – есть небольшой разброс; ІІІ – большой разброс) представлены в табл. 1.3.3.

Канал		1	Е			1	V			ź	Z	
Стонния	Диа	пазон і	период	(ов, с	Диап	азон 1	териод	ов, с	Диап	азон і	териод	(ов, с
Станция	0.02-2	2–5	5-10	10-100	0.02-2	2–5	5-10	10-100	0.02-2	2–5	5-10	10-100
AAK	II	Ι	II	Ι	II	Ι	Ι	Ι	II	Ι	Ι	Ι
AML	II	II	Ι	II	III	II	Ι	II	III	I	Ι	II
CHM	Ι	Ι	Ι	III	Ι	Ι	Ι	III	Ι	Ι	Ι	III
EKS2	Ι	Ι	II	III	Ι	Ι	II	III	Ι	Ι	Ι	II
KBK	III	II	II	II	III	II	II	II	III	II	Ι	III
KZA	II	Ι	II	III	Ι	Ι	II	III	Ι	Ι	Ι	II
TKM2	Ι	Ι	Ι	Ι	II	Ι	II	II	II	Ι	Ι	Ι
UCH	III	Ι	Ι	III	III	III	III	III	III	I	Ι	III
ULHL	II	II	II	III	II	II	II	III	II	II	Ι	III
USP	II	Ι	II	III	II	Ι	II	III	Ι	Ι	Ι	III

Таблица 1.3.3. Разброс значений мощности в пределах выборки на разных периодах станций сети KNET

Примечание. I – хорошее согласование между спектрами отдельных сегментов; II – небольшая дисперсия; III – большая дисперсия.

Каналы. Чаще всего хорошее согласование между спектрами отдельных сегментов на всех периодах наблюдается на Z канале (I – 24 раза, II – 8, III – 8). Большее количество оценок I по всем каналам на станции СНМ, ААК и ТКМ2 (9, 8 и 8), меньшее на станциях КВК и ULHL (1, 1). Максимальное количество оценок III на станциях UCH и КВК (8, 4), на станциях ААК, ТКМ2 эти оценки отсутствуют. На станциях AML и UCH разброс между спектрами в пределах выборок больше связан с отдельными значительными отклонениями от типичного спектра мощности.

Диапазон периодов 0.02–2 с. Значительный разброс между спектрами отдельных сегментов наблюдается на станциях AML, UCH, и KBK. На остальных станциях хорошее согласование или небольшая дисперсия. Диапазон периодов 2–5 с. На этих периодах небольшая дисперсия наблюдается по станциям AML, KBK и ULHL на всех каналах, а большая – на *N*-канале станции UCH.

Диапазон периодов 5–10 с. Для рассматриваемого периода незначительный разброс между спектрами наблюдается на *N*-каналах станций EKS2, KBK, KZA, ULHL, USP; большая дисперсия – на *N*-канале станции UCH.

Диапазон периодов 10–100 с. Дисперсия велика по всем каналам всех станций, значительные расхождения между отдельными спектрами на этом периоде наблюдаются для станций СНМ, EKS2, KZA, UCH, ULHL и USP.

Результаты за весь период исследования по четырем временам суток

Количество сегментов сейсмического шума, обработанных по временам суток (00, 06, 12 и 18 часов UTC) по каждому каналу станций сети KNET, представлено в табл. 1.3.4: наибольшее количество сегментов обработано по станции UCH (8110) и AAK (7367), минимальное по станции KBK (2672). Количество обработанных сегментов по временам суток (UTC): ноль часов – 26476, шесть часов – 6590, двенадцать часов – 6402, восемнадцать часов – 10124. Такое количественное соотношение может косвенно свидетельствовать о том, что в утренние (00 часов UTC – 6 утра местного времени) и ночные (18 часов UTC – полночь местного времени) часы сейсмический шум свободен от импульсных помех.

Предварительный просмотр 120 тепловых карт (10 станций, 3 канала, 4 времени суток) показал, что положение максимума ВСПМ практически не зависит от времени суток. Поэтому при анализе данных на оценку качества в основном влиял разброс между спектрами отдельных сегментов на разных периодах (дисперсия). Результаты анализа ВСПМ с использованием вышеприведенных оценок качества представлены в табл. 1.3.5. Посредством подсчета оценок по всем станциям за конкретное время суток получен следующий результат: ноль часов UTC – (I – 22 раза, II – 7, III – 1), шесть часов – (I – 7, II – 20, III – 3), двенадцать часов – (I – 10, II – 11, III – 9) и восемнадцать часов – (I – 14, II – 9, III – 7 раз). На основе полученных соотношений оценок I, II и III для каждого времени суток можно сделать вывод, что наилучшими часами работы для станций сети является 00:00 UTC, что соответствует шести часам утра местного времени, наибольшая дисперсия в ВСПМ наблюдается в 12:00 UTC, что соответствует шести часам вечера местного времени.

Канал		1	Ξ			1	V				Ζ	
Crowna	B	ремя U	ГС, ча	сы	B	ремя U	ТС, ча	сы	B	ремя U	ТС, ча	сы
Станция	00	06	12	18	00	06	12	18	00	06	12	18
AAK	968	313	316	537	967	313	316	537	967	313	316	537
AML	721	242	224	288	721	242	224	288	721	242	224	287
CHM	1134	171	183	427	1132	171	182	425	1133	171	183	427
EKS2	963	154	109	318	965	154	109	319	964	155	109	320
KBK	466	63	58	148	466	64	58	147	466	64	58	148
KZA	691	220	236	250	690	220	236	249	691	221	234	248
TKM2	613	179	180	251	613	176	179	250	610	177	177	251
UCH	1039	422	397	496	1037	424	398	498	1040	422	398	499
ULHL	1098	228	238	271	1100	227	239	271	1100	227	239	270
USP	1129	205	194	389	1136	207	195	389	1135	203	193	389

Таблица 1.3.4. Количество сегментов (n) сейсмического шума, обработанных по временам суток (00, 06,12 и 18) по каждому каналу станций сети KNET

Таблица 1.3.5. «Качество» ПСМ для разных часов суток (00, 06, 12, 18 часов UTC) станций сети КNET

Канал		1	E			1	V			2	Z	
Стонина	Bpo	емя U	ТС, ча	асы	Bpo	емя U'	ТС, ча	асы	Bpe	емя U	ТС, ча	асы
Станция	00	06	12	18	00	06	12	18	00	06	12	18
AAK	II	Ι	Ι	Ι	II	Ι	Ι	Ι	II	Ι	Ι	Ι
AML	II	Ι	Ι	II	Ι	III	III	Ι	Ι	II	II	II
СНМ	Ι	III	III	II	Ι	II	II	Ι	Ι	II	II	Ι
EKS2	Ι	II	II	Ι	Ι	II	III	Ι	Ι	II	III	Ι
КВК	Ι	II	III	III	Ι	II	III	III	Ι	II	III	III
KZA	Ι	Ι	II	II	Ι	II	II	II	Ι	II	II	Ι
TKM2	II	Ι	Ι	II	II	Ι	Ι	II	Ι	II	Ι	Ι
UCH	II	II	Ι	II	III	III	III	III	Ι	II	Ι	Ι
ULHL	Ι	II	II	III	Ι	II	II	III	Ι	II	III	III
USP	Ι	II	II	Ι	Ι	II	Ι	II	Ι	II	II	Ι



Рис. 1.3.4. ВСПМ сейсмического шума (канал *Z*): А – по временам суток (станции ААК и EKS2); В – по временам года (ААК и CHM).

На рис. 1.3.4А представлены ВСПМ двух станций – ААК и ЕКS2 для разных времен суток. Первая станция находится в штольне, расположенной в ущелье Ала-Арча на высоте 1680 м, вторая – на склоне горы на высоте 1360 м. Разница в характеристике ВСПМ в разные часы для станции ААК практически не наблюдается, а для станции EKS2 уровень сейсмического шума на периодах больше 10 секунд зависит от времени суток. В дневные часы наблюдается рост дисперсии между спектрами отдельных сегментов.

Результаты за весь период исследования по четырем временам года

Количество сегментов сейсмического шума, обработанных по временам года (март, июнь, сентябрь, декабрь) по каждому каналу станций сети KNET представлено в табл. 1.3.6: наибольшее количество обработано по станции UCH (7796) и AAK (7041), минимальное по станции KBK (2487). Соотношение количества обработанных сегментов по временам года: март – 16052, декабрь – 14081, июнь – 10378, сентябрь – 9080. Такое количественное соотношение может косвенно свидетельствовать о том, что лучшим месяцем для станций является март, а худшим сентябрь.

Канал		E				N	r			Z		
Станция	Март	Июнь	Сент.	Дек.	Март	Июнь	Сент.	Дек.	Март	Июнь	Сент.	Дек.
AAK	641	506	435	552	641	505	435	552	641	505	435	552
AML	458	367	261	389	458	367	261	389	458	367	261	388
СНМ	600	306	442	567	600	302	442	566	600	306	442	566
EKS2	509	229	328	478	511	230	328	478	511	232	328	477
KBK	281	120	91	243	281	121	90	243	281	121	91	243
KZA	438	383	209	367	438	383	208	366	434	383	209	368
TKM2	474	182	143	424	471	183	143	421	470	180	143	422
UCH	722	596	425	611	722	605	423	607	727	596	424	611
ULHL	571	431	351	482	572	432	351	482	571	431	352	482
USP	656	335	344	582	659	335	345	588	656	339	340	585

Таблица 1.3.6. Количество сегментов сейсмического шума, обработанных по временам года (март, июнь, сентябрь и декабрь) по каждому каналу станций сети KNET

Для оценки ВСПМ сейсмического шума для каждого времени года использовался такой же подход, как было описано выше. Распределение мощности сейсмического шума оценивалось отдельно по каждому из диапазонов: 0.02–2 с, 2–5 с, 5–10 с и 10–100 с. Внутри этих диапазонов периодов в зависимости от времени года по-разному меняется как положение максимумов ВСПМ, так и разброс между спектрами отдельных сегментов. Результаты просмотра ВСПМ (120 тепловых карт) сведены в табл. 1.3.7.

Таблица 1.3.7. Качество (І – высокое, ІІ – среднее, ІІІ – низкое) ВСПМ сейсмического шума для разных времен года (март, июнь, сентябрь, декабрь) на разных диапазонах периодов

	Канал			E				N				Ζ	
Станция	Maaguu	Диаг	азон	перио	дов, с	Диаг	азон	перио	дов, с	Диаг	азон	перио	дов, с
	месяцы	0.02-2	2–5	5-10	10-100	0.02-2	2–5	5-10	10-100	0.02-2	2–5	5-10	10-100
	Март	Ι	Ι	II	II	Ι	Ι	II	II	Ι	Ι	II	Ι
AAV	Июнь	II	Ι	Ι	Ι	II	Ι	Ι	Ι	II	Ι	Ι	II
AAK	Сентябрь	II	Ι	Ι	II	II	Ι	Ι	II	II	Ι	Ι	II
	Декабрь	Ι	Ι	II	Ι	Ι	Ι	II	II	Ι	Ι	II	II
	Март	Ι	Ι	II	II	Ι	Ι	Ι	Ι	Ι	Ι	Π	II
AML	Июнь	II	Ι	Ι	Ι	III	II	Ι	III	II	II	Ι	II
	Сентябрь	Ι	Ι	Ι	III	II	Ι	Ι	III	III	Ι	Ι	Ι
	Декабрь	Ι	Ι	II	II	Ι	Ι	II	II	Ι	Ι	II	Ι

	Канал			E		N				Z			
Станция	Месяны	Диапаз	он пе	риодо	в, с	Диапазон периодов, с			Диапазон периодов, с				
		0.02-2	2–5	5-10	10-100	0.02-2	2–5	5-10	10-100	0.02-2	2–5	5-10	10-100
СНМ	Март	Ι	Ι	II	II	Ι	Ι	II	III	Ι	Ι	II	III
	Июнь	Ι	Ι	Ι	II	Ι	Ι	Ι	III	Ι	Ι	Ι	III
	Сентябрь	Ι	Ι	Ι	III	Ι	Ι	Ι	III	Ι	Ι	Ι	II
	Декабрь	Ι	Ι	II	III	Ι	Ι	II	II	Ι	Ι	II	III
	Март	Ι	Ι	Π	III	Ι	Ι	II	III	Ι	Ι	II	II
THE	Июнь	Ι	Ι	Ι	II	Ι	Ι	Ι	II	Ι	Ι	Ι	Ι
EKS2	Сентябрь	Ι	Ι	Ι	III	Ι	Ι	Ι	III	Ι	Ι	Ι	Ι
	Декабрь	Ι	Ι	II	II	Ι	Ι	II	II	Ι	Ι	II	II
	Март	III	II	II	II	III	II	II	II	II	II	II	II
LIDIZ	Июнь	III	Π	II	III	III	II	II	III	III	II	II	III
КВК	Сентябрь	III	II	II	III	III	II	II	III	III	Ι	II	II
	Декабрь	II	II	II	II	II	II	II	II	II	II	II	II
	Март	Ι	Ι	II	II	Ι	Ι	II	II	Ι	Ι	II	II
KZA	Июнь	Ι	Ι	Ι	III	Ι	Ι	Ι	II	Ι	Ι	Ι	II
	Сентябрь	Ι	Ι	Ι	III	II	Ι	Ι	II	II	Ι	Ι	II
	Декабрь	Ι	Ι	II	II	Ι	Ι	II	II	Ι	Ι	Ι	Ι
	Март	Ι	Ι	II	Ι	Ι	Ι	II	Ι	Ι	Ι	Ι	Ι
TH/140	Июнь	Ι	Ι	Ι	II	Ι	Ι	Ι	III	Ι	Ι	Ι	Ι
1 KM2	Сентябрь	Ι	II	Ι	II	Ι	Ι	Ι	III	Ι	Ι	II	II
	Декабрь	Ι	Ι	II	Ι	Ι	Ι	II	Ι	Ι	Ι	Ι	Ι
	Март	Ι	Ι	Ι	Ι	Ι	Ι	Ι	III	Ι	Ι	Ι	Ι
uan	Июнь	Ι	Ι	Ι	III	Ι	Ι	Ι	III	Ι	Ι	Ι	Ι
UCH	Сентябрь	III	Ι	Ι	III	III	III	III	III	III	Ι	Ι	III
	Декабрь	Ι	Ι	Ι	Ι	Ι	Ι	Ι	Ι	Ι	Ι	Ι	II
	Март	Ι	Ι	Ι	II	Ι	Ι	Ι	II	Ι	Ι	Ι	II
	Июнь	Ι	Ι	Ι	II	Ι	Ι	Ι	III	Ι	Ι	Ι	Ι
ULHL	Сентябрь	Ι	Ι	Ι	Ι	Ι	Ι	Ι	II	Ι	Ι	Ι	II
	Декабрь	Ι	Ι	Ι	Ι	Ι	Ι	Ι	Ι	Ι	Ι	Ι	III
	Март	Ι	Ι	II	III	Ι	Ι	II	III	Ι	Ι	Ι	II
LICE	Июнь	Ι	Ι	Ι	III	Ι	Ι	Ι	III	Ι	Ι	Ι	Ι
USP	Сентябрь	Ι	Ι	Ι	III	Ι	Ι	Ι	III	Ι	Ι	Ι	II
	Декабрь	Ι	Ι	II	II	Ι	Ι	II	II	Ι	Ι	II	II

Продолжение табл. 1.3.7

В табл. 1.3.8 представлено суммарное распределение оценок для каждого исследуемого времени года и рассматриваемого диапазона периодов.

		Диапазон периодов, с										
	0.02-2			2-5				5-10		10-100		
Месяцы	Ι	Π	III	Ι	Π	III	Ι	II	III	Ι	II	III
Март	27	1	2	27	3	0	10	20	0	7	16	7
Июнь	21	5	4	25	5	0	27	3	0	8	9	13
Сентябрь	17	6	7	26	3	1	25	5	0	3	11	16
Декабрь	27	3	0	27	3	0	8	22	0	13	14	3

Таблица 1.3.8. Распределение оценок «качества» для рассматриваемых периодов спектра мощности исследуемых времен года

Согласно таблице наиболее чувствительным к изменениям времени года является диапазон периодов 5–10 с (большее количество высоких оценок на теплое время года и меньшее на холодное), наименее чувствительным – диапазон периодов 2–5 с (все месяцы года имеют близкое количество высоких оценок). Для больших периодов (10–100 с) характерна нестабильность уровня сейсмического шума для всех времен года. На высоких частотах (0.02–2 с) менее благоприятным является сентябрь месяц.

Если не рассматривать длиннопериодные (10–100 с) колебания, то все станции, за исключением KBK, AML и UCH, можно считать стабильными к изменениям времени года. На практике данный диапазон периодов (10–100 с) может содержать сигнал только от необычайно сильных землетрясений.

Март является лучшим временем года для станций ТКМ2 и AML, июнь – для станций AAK, CHM, EKS2, USP, KZA, сентябрь – для станций CHM и USP, декабрь – для станций KBK, KZA, TKM2, UCH, ULHL.

На рис. 1.3.4В представлены ВСПМ двух станций по временам года – ААК и СНМ. Станция ААК расположена в ущелье на высоте 1680 м над уровнем моря, а станция СНМ – на склоне низкой горы (высота 655 м). Качество работы станции ААК мало зависит от времени года, а станция СНМ чувствительна ко времени года на периодах более 10 с. На этих периодах в холодное время года возрастает дисперсия распределения. На рис. 1.3.5 представлена ВСПМ сейсмического шума для разных времен года (март, июнь, сентябрь, декабрь) по всем каналам (E, N, Z) для станции КВК. Лучшим временем года для этой станции является март и декабрь.



Рис. 1.3.5. ВСПМ станции КВК по всем каналам за март, июнь, сентябрь, декабрь.

Высокогорные станции сети КNET

Высокогорные станции сети расположены в горах Северного Тянь-Шаня: AML (3400 м) – в Суусамырской долине; КZA (3520 м) в горах Кызарт; UCH (3850 м) – недалеко от перевала Учтор.

В горах Северного Тянь-Шаня представлены три типа рельефа: горный комплекс, предгорный комплекс и внутригорные впадины. Имеющиеся типы горного рельефа во многом определяют и климатические особенности Северного Тянь-Шаня. Его климат, как и любого горного района, связан с вертикальной поясностью, широтой и долготой местности, удаленностью от озер и морей. С увеличением высоты над уровнем моря климат изменяется от увлажненного теплого до очень холодного влажного. В целом, Северный Тянь-Шань по условиям циркуляции воздушных масс относится к умеренному поясу, при этом предгорья характеризуются умеренно теплым климатом, а высокогорье находится в умеренном и холодном климатах. Режим ветров определяют горы как препятствие свободного

передвижения воздушных потоков. Горы задерживают влагу и вызывают местные ветры, которые ночью дуют с гор в долину (горные ветры), а днем, наоборот, в горы (долинные ветры). Иногда они достигают силы 20– 30 м/сек. Большей же частью в летние месяцы на Северном Тянь-Шане стоит тихая, маловетреная погода [*Рельеф и климат*...].

Для трех областей Северного Тянь-Шаня – Суусамырской долины (станция AML), горы Кызарт (станция КZА) и перевала Учтор (станция UCH) климатические характеристики – распределение осадков, ход годовой температуры, скорость ветра и его направление, полученные на основе усреднения за 30-летний период наблюдений, представлены на рис. 1.3.6. Для всех этих областей можно отметить общие черты: в холодное время года скорость ветра выше и может достигать 20 км/час, температура воздуха может опускаться до -30° С, преобладающее направление ветра с севера на юг.

Если рассматривать типичное распределение ВСПМ по исследуемым станциям и ее положение относительно моделей из [*Peterson*, 1993], то на периодах 0.02–10 с их можно отнести к малошумящим станциям. Однако, наряду с типичным распреде-



Рис. 1.3.6. Некоторые многолетние климатические характеристики Суусамырской долины [*Климат Almalu...*] (расположена станция AML), гор Кызарт (KZA) [*Климат Кызарт...*] и перевала Учтор (UCH) [*Климат Перевал Учтор...*].

лением по рассматриваемым станциям, наблюдаются отклонения уровня сейсмического шума. Рассмотрим результаты, полученные по каждой станции.

АМЬ. ВСПМ сейсмического шума, построенные по временам суток и временам года для станции AML, представлены на рис. 1.3.7. Лучшим каналом для этой станции является горизонтальный канал Е: наблюдается минимальное число отклонений сейсмического шума от типичного распределения. Максимум таких отклонений приходится на канал N, меньшее число на Z канале. Наличие отклонений во все времена суток (рис. 1.3.7А) на двух компонентах станции указывает на то, что это явление не зависит от времени суток. Напротив, ВСПМ сейсмического шума, построенные по временам года (рис. 1.3.7Б), показывают, что лучшим для этой станции являются март и декабрь месяцы: в первом случае отклонения сейсмического шума от типичного распределения ВСПМ отсутствуют, а в декабре их число минимально. В декабре также наблюдается минимальный разброс уровня сейсмического шума на периодах 10-100 с. Проблемными месяцами для этой станции являются июнь и сентябрь. С мая месяца в Суусамырской долине наблюдается массовое таяние ледников, которое продолжается все летнее время, включая сентябрь, что может приводить к затоплению бункера с сейсмическим датчиком талой водой. В сентябре начинается сезон частых ветров, что также может влиять на работу сейсмометра.



Рис. 1.3.7. ВСПМ сейсмического шума станции AML по всем каналам по временам суток (A) и временам года (Б).

КZA. На тепловых картах, построенных для станции КZA (рис. 1.3.8), наблюдается меньшее число отклонений уровня сейсмического шума от типичного распределения по сравнению со станцией AML, но отмечается возрастание разброса ВСПМ, который не зависит от времени суток (рис. 1.3.8А), а определяется временем года (рис. 1.3.8Б). На периодах 10–100 с отмечается высокий разброс уровня сейсмического шума во все рассматриваемые времена, исключение составляет декабрь месяц. На периодах 0.02–10 с лучшим временем года для этой станции является март и июнь. Худшим месяцем для стации КZA, как и для станции AML, является сентябрь.

UCH. Станция UCH является самой высокогорной станцией сети (3850 м). Анализ ВСПМ этой станции по временам суток (рис. 1.3.9А) и временам года (рис. 1.3.9Б) показал наличие наибольшего числа отклонений от типичного распределения по отношению к станциям AML и KZA. Меньшее число отклонений отмечено на *E* компоненте. Менее благоприятным для этой станции по количеству отклонений является сентябрь месяц. Для периодов 0.02–10 с лучшими месяцами являются март и июнь, а для периодов 10–100 с – декабрь.

Наличие отклонений от типичного распределения ВСПМ во все времена суток на всех станциях указывает на то, что явления, вызывающие повышение уровня сейсмического шума, не связаны со временем суток, а объясняются изменением климатических условий, связанных со временем года.



Рис. 1.3.8. ВСПМ сейсмического шума станции КZA по всем каналам по временам суток (A) и временам года (Б).

На всех рассматриваемых станциях в отдельные месяцы наблюдается большой разброс данных на периодах 10–100 с (низкие частоты). Такое возрастание уровня сейсмического шума на низких частотах можно объяснить влиянием сильного ветра. Это отмечал и академик Б.Б. Голицын. В работе [Sannikov, Leskova, 2005] показано, что скорость ветра больше влияет на работу горизонтальных компонент. Согласно рис. 1.3.6, во всех рассматриваемых областях преобладающее направление ветра с севера на юг. Вполне вероятно, что такое направление ветра может влиять на работу сенсора в направлении север-юг (N канал), что отмечается на станциях AML и UCH. Станция UCH может реагировать на направление ветра и его силу особенно, так как расположена на вершине горы. На перевале Учтор скорость ветра в отдельные дни может достигать 15–20 км/час.

Для того чтобы определить причину резкого повышения уровня сейсмического шума на всех периодах, требуется провести более детальное исследование климатических условий и их влияние на уровень сейсмического шума. Однако рассматриваемые станции находятся вдали от населенных пунктов и дорог. Добраться до них можно только на вертолете. Можно только отметить, что самым проблемным месяцем для всех станций является сентябрь. Согласно рис. 1.3.6, этот месяц отмечен как сухой и еще теплый период времени с минимальным количеством осадков.



Рис. 1.3.9. ВСПМ сейсмического шума станции UCH по всем каналам по временам суток (A) и временам года (Б).

ULHL. Исследование ВСПМ станций по временам суток и временам года позволило отметить особенность станции ULHL, которая находится на высоте 2010 м, близ села Улахол, расположенного юго-западнее озера Иссык-Куль. Независимо от времени года и времени суток на периодах 0.5–3.5 с наблюдается неустойчивое поведение сейсмического шума (рис. 1.3.10). На рисунке эти частоты отмечены красными вертикальными линиями для 00:00 часов и для марта месяца по всем каналам. Вероятно, что на этих частотах проявляется близкое расположение станции к озеру, например в виде ударов волн о берега. Наиболее благоприятным временем суток для этой станции является 00:00 UTC, а временем года – декабрь. В целом, эта станция характеризуется низким уровнем шума на всех периодах, за исключением горизонтальных каналов, где на периодах более 10 с дисперсия мощности меняется в широких пределах.



Рис. 1.3.10. ВСПМ для станции ULHL по временам суток (А) и временам года (Б) по всем каналам.

Результаты по каждому году исследования (1999-2017)

Просмотр вероятностной спектральной плотности мощности сейсмического шума станций сети KNET по каждому году исследования (570 тепловых карт) показал, что годовая ВСПМ может незначительно отличаться от ВСПМ, определенной по всему набору данных, и, в целом, работу станций KNET от года к году можно считать стабильной. На рис. 1.3.11 в качестве примера представлены СПМ для станции TKM2 по каждому году исследования (*N*-компонента).



Рис. 1.3.11. ВСПМ для станции ТКМ2 по годам исследования для *N*-компоненты.

Результаты по каждому году исследования (1999–2017) по четырем временам года (март, июнь, сентябрь, декабрь)

Анализ ВСПМ по четырем временам каждого года для всех станций сети позволил выявить наиболее проблемные станции, которые уже были отмечены ранее – AML, KBK, KZA и UCH, и указывалось, что в отдельные дни рассматриваемого периода на этих станциях ВСПМ значительно отличается от типичной, определенной по всему набору данных.

Результаты просмотра тепловых карт по вышеуказанным станциям за разные времена года сведены в табл. 1.3.9, где для каждого канала отмечены месяцы годов, в течение которых набралось большое количество сегментов, СПМ которых значительно отклоняется от кривой максимума ВСПМ, посчитанной за весь период исследования.

Таблица 1.3.9. Месяцы годов, в которые зафиксированы значительные отклонения уровня сейсмического шума на отдельных каналах станций AML, KBK, KZA и UCH. Серый цвет ячеек означает, что на этом канале в этом месяце ни в одном году не наблюдалось существенного количества сильных отклонений

Станция	Месяцы	E	N	Z
	Март			
	Июнь		1999, 2001–2007, 2010–	1999, 2002–2003,
AML			2011, 2015–2017	2006–2007, 2011, 2013, 2016–2017
	Сентябрь		2013, 2015	2015
	Декабрь	2005, 2007		2005, 2007
	Март	1999, 2001–2002, 2005,	1999, 2002, 2005, 2007–	1999, 2002, 2005, 2007,
КВК		2007–2008, 2010, 2012, 2016	2008, 2010, 2012, 2016	2008, 2010, 2012, 2016
	Июнь	2000–2003, 2005– 2008, 2015	1999, 2001–2003, 2005– 2008, 2015,	1999, 2001, 2002, 2015
	Сентябрь	2002, 2006, 2009, 2012	2002, 2006, 2009, 2012	2002, 2006, 2009, 2012
	Декабрь	1999, 2002, 2004,	1999, 2002, 2013	1999, 2002
		2010–2011, 2013–2015		

Продолжение табл. 1.3.9

Станция	Месяцы	E	N	Z
KZA	Март			`
	Июнь			
	Сентябрь	2003, 2005, 2006–2008, 2010, 2011,	2002, 2003, 2005–2007, 2010, 2011	2001–2011, 2014
	Декабрь	2000, 2004, 2012	2000–2002, 2004, 2007, 2011, 2012	2011-2013
	Март		2009	
	Июнь		2009	
UCH	Сентябрь	2001, 2002, 2007–2009, 2010–2012, 2014, 2016	2001–2016	2001–2010, 2015, 2016
	Декабрь	2010, 2014	2007, 2010, 2012	2010, 2012, 2014

Согласно табл. 1.3.9 для станций, расположенных южнее оси Киргизского хребта, высоко в горах (AML, KZA, UCH), наблюдается сезонная закономерность (наличие отклонений только в определенные месяцы года). На рис. 1.3.12 представлены примеры нестабильного поведения для вышеуказанных станций.



Рис. 1.3.12. ВСПМ станций KNET в периоды нестабильного поведения мощности сейсмического шума.

В 2009 г. на станции UCH в марте и июне стабильно наблюдался обычный уровень сейсмического шума (табл. 1.3.9). В сентябре отмечено нетипичное поведение шума, причиной которого явилось неисправность на станции («завалился» датчик). На рис. 1.3.13 представлены ПСМ станции UCH за четыре месяца 2009 г., неисправность могла произойти в период с июля по сентябрь месяц. 24 ноября 2009 г. датчик был заново установлен и отцентрирован.



Рис. 1.3.13. ВСПМ станции UCH по Е-компоненте для 2009 года.

1.4. О вариациях уровня сейсмического шума в периоды геоэффективных солнечных вспышек и магнитных бурь

К настоящему времени наличие определенного влияния солнечной активности на сейсмичность Земли можно считать установленным [Сытинский, 1985, 1989; Соболев и др., 2001; Закржевская, Соболев, 2004]. Оно заняло свое место среди земных явлений в живой и неживой природе, чувствительных к взаимосвязанным процессам на Солнце, в межпланетном пространстве, магнитосфере, ионосфере, атмосфере и «твердых» слоях Земли. Тем не менее, сохраняет актуальность поиск и анализ новых примеров, в которых проявляется влияние на сейсмичность активности Солнца, в частности, геоэффективных солнечных вспышек, сопровождающихся магнитными бурями с резким началом. Об этом свидетельствуют следующие обстоятельства. В обобщающих работах [Соболев, Пономарев, 2003; Сычев, 2008] обращено внимание на сходство изменений сейсмичности при возбуждении в земной коре импульсных токов, возбуждаемых естественными (магнитные бури) и искусственными источниками. По всей видимости, это соответствует общности механизма триггерного воздействия электромагнитных полей. В ситуации, когда проведение новых экспериментальных электромагнитных зондирований с мощными источниками (геофизические МГД-генераторы, электроимпульсные системы [О триггерном влиянии..., 2008; Аномальная магнитная..., 2009]), сталкивается с экономическими и прочими трудностями, случаи естественной реализации «электровоздействий» становятся востребованными в исследованиях по наведенной и техногенной сейсмичности (включая вопрос о разрядке избыточных напряжений в земной коре). Произошедшие в начале XXI века сверхсильные вспышки на поверхности Солнца и последовавшие после них аномальные магнитные бури позволяют получить новые данные, в дополнение к известным результатам о влиянии электрических импульсов на вариации сейсмичности [Тарасов, 1997; Воздействие мощных..., 1999; Корреляционный анализ..., 2003, 2006; Богомолов и др., 2011; О триггерном влиянии..., 2008; Влияние электромагнитных..., 2010; О синхронизации вариаций..., 2010; Influence of strong..., 2006].

В этом разделе представлены результаты исследования влияния таких вспышек и магнитных бурь на параметры сейсмического шума и потока событий (на примере Северного Тянь-Шаня), сопоставление с ранее полученными результатами [Соболев и др., 1998, 2001; О связи сейсмичности..., 2008] и обсуждение на этой основе физической природы сейсмических вариаций при «геоэффективных» солнечных вспышках. Ключевым является анализ времени задержек между солнечной вспышкой и откликов в виде вариаций параметров сейсмических рядов. Есть ли случаи, когда эти задержки краткие, и прирост среднего уровня шума либо числа событий опережает начало магнитной бури? Для пояснения значимости вопроса можно отметить, что к настоящему времени имеются два варианта объяснения взаимосвязи солнечных вспышек и изменений сейсмичности. Наиболее распространен подход, согласно которому влияние возмущений на Солнце можно схематически представить как цепочку: мощная вспышка на Солнце – увеличение концентрации заряженных частиц, т.е. солнечного ветра в межпланетной среде – возмущение магнитосферы и ионосферы (магнитная буря с резким началом) – изменения величины и направления теллурических токов из-за возникновения в земной коре индукционных токов изображения. С индукционными токами как раз и связывается триггерный эффект перераспределения сейсмичности [Авагимов и др., 2005]. При таком подходе достаточно очевидно существование сходных признаков в вариациях сейсмичности при воздействии естественных (при магнитных бурях) и искусственных источников (при сильноточных электрозондированиях), как, например, приуроченность откликов к зонам концентрации фоновой сейсмичности, расположение гипоцентров в верхних слоях земной коры (глубины до 20 км), задержки откликов с длительностью несколько суток и др. [Современная геодинамика..., 2005]. Однако в недавних работах [О связи сейсмичности..., 2008; Солнечная активность..., 2009] обращено внимание на другой, чисто механический (гравитационный) канал взаимосвязи сверхсильных вспышек на Солнце и вариаций сейсмичности. Согласно этим работам, при сильных вспышках, подобных возникшей 5-6 декабря 2006 г. (одной из десяти самых сильных за всю историю наблюдений), происходит выброс огромной массы заряженных частиц, изза чего имеет место смещение центра массы Солнца и, как следствие, смещение центра масс системы Солнце-Земля. Вслед за этим возбуждаются колебательные (релаксационные) движения внутреннего ядра Земли, что проявляется по деформационным колебаниям с периодом 1–12 ч, зарегистрированным при прецизионных измерениях с помощью лазерного деформографа [Гетеродинные лазерные..., 1992], установленного в штольне в Байкальской рифтовой зоне. Под влиянием колебаний внутреннего ядра, передающихся слоям земной коры, как раз и происходит перераспределение планетарной сейсмичности [Солнечная активность..., 2009], причем по данным локальных сейсмических сетей реакция на сильную вспышку будет выглядеть как отклик, т.е. прирост числа событий в некоторой зоне. При таком механизме можно ожидать отличия в характере сейсмических откликов по сравнению со случаем электромагнитного воздействия с искусственными источниками, например, боль-

ем электромагнитного воздействия с искусственными источниками, например, большую глубинность очагов землетрясений, инициированных после солнечных вспышек, или краткость задержек, а возможно и опережение магнитной бури.

В принципе любой из упомянутых двух механизмов может играть ведущую роль в том или ином регионе, в зависимости от геодинамических условий и особенностей сейсмического режима. В частности, согласно [Левин, 2001], можно ожидать, что связанные с внутренним ядром процессы (включая колебания) проявятся,

прежде всего, в вариациях сейсмичности в приэкваториальной зоне между 35° ю.ш. и 35° с.ш., а в более высокоширотных областях их вклад менее значим. По мнению авторов, для идентификации основного механизма могут быть полезными новые результаты о региональной сейсмичности с привлечением данных о временных зависимостях сейсмического шума.

1.4.1. Методика исследования сейсмического шума

В качестве исходного материала рассматривались цифровые записи сейсмической сети KNET, охватывающей территорию Бишкекского геодинамического полигона, Северный Тянь-Шань (рис. 2, введение). Для обработки и анализа были привлечены данные с шести из десяти станций KNET: AAK, AML, EKS2, KBK, KZA, TKM2 (рис. 2). Локальные особенности рельефа в месте расположения этих станций представлены на рис. 1.1.1, а описание местоположения станций в разделе 1.1.1.

В исследовании вариаций сейсмического шума основная роль отводится записям с низким уровнем шума станций ААК и ТКМ2.

Для анализа возможного влияния солнечных вспышек и магнитных бурь на уровень сейсмического шума необходимо выбрать подходящую характеристику во временных сейсмических рядах и далее рассматривать ее изменения. Поскольку уровень сейсмического шума сильно меняется в отдельные моменты, то использование его усредненного значения за определенный интервал времени является нецелесообразным. В качестве анализируемого параметра рассматривается текущее значение среднеквадратичного отклонения (СКО) как достаточно устойчивая характеристика. Для того чтобы определить характер изменения этого параметра во времени и корреляций с солнечными вспышками и магнитными бурями, важна априорная информация о периодических вариациях, или сезонности СКО. В предварительном порядке были проведены такие исследования сейсмического шума на станции ААК в период 2003-2005 гг. Канал исследования ВНZ (40 отсчетов/с). Для расчета СКО сейсмического шума формировались выборки за каждые 15 мин. Определялись среднее значение, дисперсия и среднеквадратичное отклонение (96 точек за сутки). Если в какой-то момент времени произошло землетрясение, то эта точка характеризуется повышенным значением СКО относительно общего уровня. Поскольку интерес вызывает изменение уровня в течение более длительного времени (несколько суток), то отдельные выбросы, связанные с локальными и глобальными событиями, не исключались ввиду неоднозначности алгоритма исключения и во избежание субъективности. Чтобы определить проявления сезонности в уровне сейсмического шума, проанализировано изменение СКО в зимние и летние месяцы года. В качестве летних месяцев использован 2-месячный период с серединой в самый продолжительный день года (22 июня), а для зимних месяцев выбран 2-месячный период с серединой, выпадающей на самый короткий день года (22 декабря). Изменения СКО сейсмического шума на станции ААК за периоды 22.05.2003-22.07.2003 (лето) и 22.11.2003-22.01.2004 (зима) представлены на рис. 1.4.1а, и за периоды 22.05.2004–22.07.2004 (лето) и 22.11.2004–22.01.2005 (зима) на рис. 1.4.1б. По оси абсцисс откладывается количество календарных дней (сутки – 96 точек). Для наглядности выполнено наложение данных в течение летних и зимних периодов на один график. Видно, что средний уровень СКО в летние месяцы ниже, чем в зимние: если в летние месяцы его значение колеблется на уровне 0.2·10⁴ (нм/с), то в зимние достигает 0.5·104 (нм/с). В зимние месяцы также наблюдается некоторая квазипериодичность и более значительные перепады значения СКО. Отдельные отклонения (точки) на фоне общего хода СКО сейсмического шума вызваны сильными далекими землетрясениями, зарегистрированными сетью KNET и локальными событиями. Более высокий уровень шума с резкими изменениями в зимний период может свидетельствовать о подвижках снежного покрова, который образуется в местах расположения станций (рис. 2, введение) обычно в конце ноября – начале декабря. Проявлений летнего сезонного фактора – фильтрации воды после грозовых дождей – не обнаружено.

После получения предварительных материалов проводился поиск возмущений уровня СКО сейсмического шума, связываемых с влиянием геоэффективных солнечных вспышек и вызванных ими магнитных бурь. При этом в методике исследования изменились только следующие параметры: время исследования по каждой солнечной вспышке определялось датой ее возникновения ±20 суток и в целом составляло 41 сутки; период осреднения сейсмического шума – 20 мин (72 значения за сутки). В табл. 1.4.1 представлен список и некоторые характеристики наиболее значимых солнечных вспышек, которые произошли за 2000-2006 гг., а также сведения о магнитных бурях, которые, как правило, возникали после этих вспышек. Табл. 1.4.1 составлена по данным Интернет-сайта Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН (www.izmiran.ru/ services/saf/). Данные о возмущениях магнитного поля Земли были получены по станции Ак-Суу геомагнитной сети Научной станции РАН, где наблюдения ведутся с 1983 г. по настоящее время. На станциях сети для измерений используются магнитовариационные станции MB-01, дискретность измерений 20 секунд (4320 значений в сутки). Время начала бури определялось непосредственно из суточного хода поля по станции по резким отклонениям абсолютной величины магнитного поля от тренда, учитывающего характерный суточный ход, т.е. усредненные вариации в магнитоспокойные дни.



Рис. 1.4.1. Изменение СКО сейсмического шума на станции Ала-Арча (ААК) в летние (желтый) и зимние (синий) месяцы (по [*Сычева и др.*, 2011]): *a* – 22.05.2003–22.07.2003, 22.11.2003–22.01.2004; *б* – 22.05.2004–22.07.2004, 22.11.2004–22.01.2005.

		Солнечная	н вспышка	Рмах	Магнити	ная буря
№	Рис.	Начало	Конец		Начало	Конец
		Дата; час	Дата; час	Дж/м ²	Дата; час	Дата; час
1	1.4.2a	05/12/2006; 07	05/12/2006; 08	0.71	06/12/2006; 07	08/12/2006; 23
2	1.4.26	07/09/2005; 21	11/09/2005; 21	2.60	09/09/2005; 14	13/09/2005; 15
3	1.4.2в	15/01/2005; 05	17/01/2005; 17	0.63	16/01/2005; 13	19/01/2005; 18
4	1.4.2г	28/10/2003; 11	29/10/2003; 04	1.80	28/10/2003; 02	31/10/2003; 17
5	1.4.2д	28/05/2003;00	28/05/2003; 03	0.28	29/05/2003; 12	31/05/2003; 03
6	1.4.2e	26/07/2002; 20	26/07/2002; 23		26/07/2002	26/07/2002
6	1.4.3a	21/04/2002; 01	21/04/2002; 10	0.60	Нет бури	6
8	1.4.36	04/11/2001; 12	06/11/2001; 00	0.22	05/11/2001; 11	06/11/2001; 23
9	1.4.3в	24/09/2001; 16	25/09/2001; 09	0.63	25/09/2001; 20	26/09/2001; 14
10	1.4.3г	08/11/2000; 23	09/11/2000; 07	0.21	10/11/2000; 06	10/11/2000; 20
11	1.4.3д	14/07/2000; 09	15/07/2000; 12	0.75	15/07/2000; 15	16/07/2000; 16

Таблица 1.4.1. Солнечные вспышки и вызванные ими магнитные бури

Для визуального анализа влияния на уровень сейсмического шума солнечных вспышек и/или магнитных бурь строились графики временных рядов СКО сейсмического шума. На графиках в отдельных полях также представлялась следующая информация: 1) время солнечной вспышки (серый вертикальный прямоугольник); 2) период, в который происходила магнитная буря, вызванная солнечной вспышкой (черная горизонтальная линия ниже временной оси); 3) глобальные сейсмические события с M > 6 (черные ромбы) из каталога PDE [Search Earthquake...]; 4) локальные сейсмические события, зарегистрированные сейсмической сетью KNET (серые круги), рис. 1.4.2.–1.4.3.

1.4.2. Результаты исследования

Временные зависимости СКО сейсмического шума для станций ААК и ТКМ по каждому из одиннадцати исследуемых интервалов с солнечной вспышкой в середине представлены на рис. 1.4.2 и 1.4.3 (ААК – слева, ТКМ – справа). Цена деления по оси абсцисс – 1 день. На графики также вынесена следующая информация: серый вертикальный прямоугольник в середине окна – день аномальной солнечной вспышки; черные полосы под осью абсцисс – дни магнитных бурь; серые круги – локальные сейсмические события; черные ромбы – глобальные сейсмические события. Серыми вертикальными прямоугольниками отмечены дни не только аномальных солнечных вспышек (в середине окна), но и дни эруптивных событий, которые произошли в период ±20 дней относительно главной солнечной вспышки (табл. 1.4.2). По каждой солнечной вспышке результаты изменения СКО представлены в масштабе, удобном для оценки степени влияния солнечной вспышки или магнитной бури на сейсмический шум. Как показывают рис. 1.4.2 и 1.4.3, графики отличаются друг от друга и на первый взгляд не дают закономерной картины. Для анализа результатов рассмотрим каждый временной интервал с солнечной вспышкой (вспышками). При этом будем выделять случаи нарастания текущих значений СКО, если при вспышках и магнитных бурях (или вскоре после них) такие приросты происходят.

05.12.2006 (рис. 1.4.2а). В этот период кроме сверхсильной вспышки 5-6 декабря произошло еще несколько достаточно мощных солнечных вспышек 13, 14 декабря 2006 г., за которыми последовали магнитные бури 6-8.12.06 и 14-15.12.06, и магнитные возмущения с 18.12.2006 г. по 23.12.2006 г. Характеристики вспышек приведены в табл. 1.4.2. На графике рис. 1.4.2а видно, что после первой вспышки происходит незначительное повышение СКО сейсмического шума на станции ААК (слева) и заметное возрастание СКО сейсмического шума на станции ТКМ (справа). Отмеченное повышение носит кратковременный характер (сутки). После вспышки возникла магнитная буря, по окончании которой происходит резкое возрастание СКО. Это возрастание может быть вызвано серией локальных сейсмических событий, произошедших с 10 по 12 декабря 2006 г. Следующая солнечная вспышка попала на спадающий участок графика СКО, и новое возрастания СКО начинается после вспышки, во время магнитной бури 13–14 декабря. Магнитные возмущения, которые произошли с 18 по 23 декабря, сопровождаются новым ростом амплитуды СКО. 26 декабря в районе Кочкорской впадины произошло Кочкорское землетрясение (M = 5.8, каталог СМТ, координаты эпицентра 42.2° с.ш., 76° в.д.), которое является наиболее сильным событием для рассматриваемой территории за период 2006-2007 гг.

Таблица 1.4.2. Мощные, «геоэффективные» и сопутствующие им события-вспышки на Солнце в период 2000–2006 гг.

No	Пото		Время		Рмах	Примон
JNE	Дага	t_start	t_max	t_end	Дж/м²	примеч.
1	05/12/2006	10:18	10:24	10:45	0.71	Основ. (1.4.2а)
1.1	06/12/2006	08:02	08:23	09:03	0.14	
1.2	06/12/2006	18:29	18:47	19:00	0.48	
1.3	13/12/2006	02:14	02:40	02:57	0.51	
1.4	14/12/2006	21:07	22:55	22:26	0.12	
2	07/09/2005	17:17	23:28	18:47	2.60	Основ. (1.4.2б)
2.1	08/09/2005	20:52	21:06	24:42	0.38	
2.2	09/09/2005	09:42	09:59	10:08	0.23	
2.3	09/09/2005	19:13	20:04	20:36	1.70	
2.4	10/09/2005	21:30	22:11	22:43	0.64	
2.5	13/09/2005	19;19	19;27	23;13	0.55	
3	15/01/2005	22:25	16:20	23:31	0.63	Основ. (1.4.26)
3.1	17/01/2005	06:59	09:52	11:57	0.84	
3.2	19/01/2005	08:03	08:22	08:40	0.22	
3.3	20/01/2005	06:36	07:01	08:54	1.30	Макс. Р
4	28/10/2003	09:51	10:38	14:20	1.80	Основ. (1.4.2г)
4.1	26/10/2003	05:57	06:54	09:17	0.51	
4.2	26/10/2003	17:21	18:19	20:16	0.63	
4.3	27/10/2003	07:51	08:33	10:18	0.12	
4.4	29/10/2003	20:37	20:49	22:53	0.87	

			Drova		Ducar	
N⁰	Дата		время		PMax	Примеч.
		t_start	t_max	t_end	Дж/м²	
4.5	02/11/2003	17:03	17:25	19:54	0.91	
4.6	03/11/2003	09:43	09:55	10:06	0.56	
5	28/05/2003	00:17	01:51	02:45	0.28	Основ. (1.4.2∂)
6	26/07/2002	20:51	21:12	22:59	0.12	Основ. (1.4.2е)
6.1	15/07/2002	19:59	20:08	23:34	0.14	
6.2	20/07/2002	21:04	21:30	21:54	0.72	
6.2	23/07/2002	00:18	00:35	02:40	0.46	Макс. Р
6.3	04/08/2002	08:58	09:55	10:33	0.23	
7	21/04/2002	00:43	00:27	02:51	0.60	Основ. (1.4.3а)
7.1	17/04/2002	07:46	08:24	11:41	0.15	
8	04/11/2001	16:03	11:10	23:40	0.22	Основ (1.4.3б)
8.1	25/10/2001	14:42	15:02	19:06	0.23	
8.2	07/11/2001	19:30	20:01	21:21	0.12	
8.3	08/11/2001	14:59	15:35	16:25	0.10	
8.4	22/11/2001	22:09	23:30	00:41	0.31	Макс. Р
9	24/09/2001	09:32	20:49	12:17	0.63	Основ. (1.4.3е)
9.1	27/09/2001	08:55	12:13	14:06	0.40	
9.2	01/10/2001	04:41	05:15	05:23	0.09	
10	08/11/2000	22:42	23:02	00:05	0.21	Основ. (1.4.3г)
11	14/07/2000	10:03	17:40	11:46	0.75	Основ. (1.4.3∂)
11.1	10/07/2000	21:05	21:42	00:46	0.22	
11.2	11/07/2000	12:12	13:10	13:35	0.31	
11.3	12/07/2000	10:18	10:37	11:44	0.14	
11.4	19/07/2000	06:45	07:26	09:01	0.16	
11.5	20/07/2000	09:21	10:06	11:21	0.11	

Продолжение табл. 1.4.2

07.09.2005 (рис. 1.4.26). По энергетической характеристике солнечная вспышка 7 сентября 2005 г. является наиболее значительной из всех рассматриваемых. Вскоре после этой даты произошли еще вспышки 8, 9 и 10 сентября, что указано одним серым вертикальным прямоугольником на рис. 1.4.26. В период этих вспышек происходит кратковременный прирост СКО сейсмического шума, максимум амплитуды приходится на 9 сентября. Магнитная буря началась через сутки после первой вспышки и продолжалась до 13 сентября. 13 сентября произошла еще одна солнечная вспышка, вызвавшая магнитную бурю, во время которой происходит значительный рост СКО, продолжающийся до ее окончания. Этот период характеризуется ростом числа локальных сейсмических событий, причем активация отмечается позже, чем начало нарастания СКО сейсмического шума.

15.01.2005 (рис. 1.4.2*в*). В рассматриваемый период эта вспышка также не была единственной, наряду с ней произошли еще солнечные вспышки, отмеченные в табл. 1.4.2. Во время, соответствующее первой половине окна, произошел
ряд землетрясений, чем обусловлен рост амплитуды СКО. Перед рассматриваемыми вспышками уровень шума снизился. При этом обращает на себя внимание, что после магнитного возмущения 12.01.2005 г., произошедшего в отсутствие сильной бури, состоялось несколько сейсмических событий и имел место всплеск СКО. Во второй половине окна в дни с солнечными вспышками и магнитной бурей отмечен прирост глобальной и локальной сейсмичности. При этом рост СКО начинается в день второй солнечной вспышки 17.01.2005, т.е. одновременно или с краткой задержкой с началом магнитной бури, а спад и возвращение к исходному уровню СКО соответствуют по времени окончанию бури.

28.10.2003 (рис. 1.4.2г). В рассматриваемый период кроме этой вспышки произошло еще несколько вспышек, в том числе и 29 октября (табл. 1.4.2). 26 октября, после первой вспышки, наблюдается резкий рост СКО, который продлился до окончания магнитной бури, возникшей сразу после вспышки 28 октября 2003 г. При этом отмечается значительный рост амплитуды СКО в период магнитной бури и спад сразу же после нее. Вслед за этим спадом, в те же сутки имеет место повышение локальной сейсмической активности. Следующие солнечные вспышки произошли 4–5 ноября 2003 г. и вызвали кратковременный рост СКО сейсмического шума и рост числа сейсмических событий.

28.05.2003 (рис. 1.4.2 ∂). Период, в который произошла вспышка, не сопровождался другими вспышками. Как видно из рисунка, до вспышки средний уровень сейсмического шума стабильный. После солнечной вспышки последовала магнитная буря 29–31 мая 2003 г. В период магнитной бури происходит значительный рост СКО, после окончания бури СКО возвращается примерно к исходному уровню. Стоит отметить, что эта вспышка как раз и рассматривалась в [*О связи сейсмичности...*, 2008; *Солнечная активность...*, 2009]. В первой половине окна наблюдается серия локальных сейсмических событий, которые являются афтершоками Луговского землетрясения 22.05.2003 (M = 5.7).

26.07.2002 (рис. 1.4.2*e*). За период исследования произошло несколько солнечных вспышек: три в первой половине окна и одна после центральной рассматриваемой вспышки. Можно отметить рост СКО в период центральной вспышки, которая сопровождалась магнитными возмущениями в течение суток. Влияние других солнечных вспышек на уровень СКО незначительно.

21.04.2002 (рис. 1.4.3*a*). За четыре дня до центральной вспышки произошла вспышка и магнитная буря после нее. После центральной солнечной вспышки магнитная буря не последовала. Зависимость СКО сейсмического шума в окне имеет меньший разброс по сравнению с другими окнами. После солнечной вспышки 21.04.2002 г. существенного роста СКО не наблюдается. Это случай можно отнести к «отрицательному» результату проверки гипотезы.

04.11.2001 (рис. 1.4.36). В рассматриваемом окне наблюдается повышение СКО сейсмического шума, начинающееся раньше центральной солнечной вспышки 4.11.2001 и магнитной бури 5–6 ноября. Этот рост может быть вызван солнечной вспышкой, которая произошла 1 ноября 2001 г. Окончание солнечной вспышки совпадает с периодом снижения амплитуды СКО до среднего фонового уровня. Магнитная буря после солнечной вспышки не влияет на ход графика СКО, его уровень некоторое время остается стабильным. Дальнейшие выбросы СКО можно связать с последующими солнечными вспышками и сейсмическими событиями глобального характера.



Рис. 1.4.2. Временные зависимости СКО сейсмического шума на станциях ААК (слева) и ТКМ (справа) в 40-дневном окне: 20 дней до – 20 дней после солнечных вспышек (табл. 1.4.1) (по [*Сычева и др.*, 2011]). Вертикальные серые прямоугольники – дни солнечных вспышек, черные линии – дни магнитных бурь. Серые круги – локальные события, черные ромбы – глобальные сейсмические события.



Рис. 1.4.3. То же, что на рис. 1.4.2 для солнечных вспышек, указанных в табл. 1.4.1 (по [*Сычева и др.*, 2011]).

24.09.2000 (рис. 1.4.3*в*). В этом окне зависимость СКО сейсмического шума характеризуется небольшими вариациями СКО перед солнечной вспышкой. Как показывает рис.1.4.3*в*, некоторое повышение амплитуды СКО начинается в день магнитной бури 25.09.2001 и продолжается после ее окончания. Во второй половине рассматриваемого периода можно отметить резкие всплески СКО после солнечной вспышки 1 октября 2001 г. и в дни магнитных возмущений.

08.11.2000 (рис. 1.4.3г). Как показывает этот рисунок, в первом полуокне всплески амплитуды СКО соответствуют возникновению событий глобальной или локальной сейсмичности. Но и магнитная буря, произошедшая на следующий день после солнечной вспышки 8.11.2000, сопровождалась некоторым нарастанием СКО. Заметим, что случай на рис. 1.4.3г является примером отсутствия каких-либо значимых изменений СКО непосредственно в период магнитной бури, которая произошла перед солнечной вспышкой и примером отсутствия магнитной бури после солнечной вспышки.

14.07.2000 (рис. 1.4.3*д*). В период солнечной вспышки и магнитной бури не выражены какие-либо изменения во временных графиках СКО.

В итоге, по представленным на рис. 1.4.2, 1.4.3 временным графикам можно говорить о реакции сейсмического шума на солнечную вспышку и/или на последующую за ней магнитную бурю в 8 случаях из 11 (72 %). Результаты показывают, что повышение СКО сейсмического шума чаще происходит не во время вспышки, а в период последовавшей за ней магнитной бури. При этом оказалось, что фронт нарастания амплитуды СКО в период вспышек и бурь в большей степени коррелирует с магнитными бурями. Действительно, случаев прироста СКО в течение интервала с магнитными бурями или на следующие сутки после бури – 9 из 11, при трех сомнительных случаях, когда прирост происходит практически одновременно с какими-либо сейсмическими событиями. Для суток с солнечными вспышками количество таких случаев (гипотетических откликов) 5 из 11. И только в двух случаях из 11 (окна со вспышками 28.10.2003 и 4.11.2001) нарастание амплитуды СКО при вспышке на Солнце опередило по времени начало магнитной бури, соответствующей этой вспышке.

В 3 случаях (окна со вспышками 14.07.2000, 08.11.2000 и 21.04.2002) на графиках СКО сейсмического шума заведомо отсутствует реакция на вспышку и магнитную бурю. Во всех этих случаях ход графика СКО перед вспышками – квазистационарный, с наименьшим разбросом. Однако имеются примеры «квазистационарных» окон, у которых в предыстории отсутствуют резкие изменения СКО, а во время магнитных бурь на графиках СКО заметен отклик (это случаи вспышек 8.11.2000 и 24.09.2001). Любопытно также отметить следующее обстоятельство. Половина из числа рассматриваемых окон приходится на зимнее время года, характеризующееся более высоким разбросом значений СКО по сравнению с летом (рис. 1.4.1). И именно эти окна дают основной вклад в статистику всплесков СКО в течение суток со вспышками (три случая из четырех).

Для сравнения временных вариаций СКО сейсмического шума на различных станциях (AAK, AML, EKS2, KBK, KZA, TKM2) на рис. 1.4.4 представлены кумулятивные графики этого параметра, полученные при совмещении 11 периодов наблюдений с солнечными вспышками (табл. 1.4.2). Рисунок показывает, что графики для каждой из рассматриваемых станций имеют свои особенности. Наиболее низкий уровень шума наблюдается на станции ААК и ТКМ2, наиболее высокий уровень

на станции EKS2. Вместе с тем, по рис. 1.4.4 видно, что для всех шести станций в правом полуокне наблюдается возрастание уровня СКО сейсмического шума. Для определенности выберем запись со станции ААК (рис. 1.4.4*a*) для обсуждения хода кумулятивных графиков СКО сейсмического шума. На графике отмечается «квазистационарный» фоновый уровень в первой половине окна и существенные изменения (кратковременные повышения) во второй половине. Первый прирост приходится на следующие сутки после совмещенной даты солнечных вспышек, т.е. на время, когда в большинстве случаев уже начались магнитные бури. Далее на 4–7 сутки после даты солнечной вспышки происходит следующий, более масштабный всплеск СКО сейсмического шума.



Рис. 1.4.4. Кумулятивные зависимости СКО сейсмического шума, полученные при совмещении одиннадцати периодов длительностью ±20 суток от дат солнечных вспышек по всем исследуемым станциям (по [*Сычева и др.*, 2011]) : *a* – AAK; *б* – AML; *в* – EKS2; *г* – KBK; *д* – KZA; *e* – TKM2. Серый вертикальный прямоугольник – день солнечной вспышки.

Для сравнения с вышерассмотренными кумулятивными шумовыми зависимостями на рис. 1.4.5 приведены кумулятивные графики суточного числа событий, подобные тем, что широко использовались в предшествующих работах, посвященных влиянию сильных магнитных бурь на сейсмичность (например, [Закржевская, Соболев, 2002, 2004]). На рис 1.4.5*a* на графике суточного числа локальных событий, зарегистрированных на территории Бишкекского геодинамического полигона (рис. 2, введение), также можно заметить прирост на вторые сутки после даты солнечной вспышки. Далее, на 4–7 сутки, когда отмечается следующий прирост СКО сейсмического шума, на рис. 1.4.5*a* имеет место некоторое уменьшение суточного числа событий. На рис. 1.4.5*b* показана кумулятивная зависимость суточного числа событий по каталогу PDE, полученная при совмещении тех же периодов наблюдений, что и в случае рис. 1.4.5*a*. Ход кумулятивного графика глобальной сейсмичности не позволяет выделить вариаций, приуроченных к совмещенной дате солнечных вспышек и последующим суткам с магнитными бурями.



Рис. 1.4.5. Кумулятивные зависимости суточного числа локальных (KNET) (*a*) и глобальных сейсмических событий (PDE) (*б*), полученные при совмещении одиннадцати периодов длительностью ±20 суток от дат солнечных вспышек (по [*Сычева и др.*, 2011]). Серый вертикальный прямоугольник – день солнечной вспышки.

Здесь прослеживается следующее соответствие с результатами работ [Закржевская, Соболев, 2002, 2004]. В этих работах показано, в частности, что на территории Центральной Азии (большей по площади по сравнению с контролируемой сетью KNET) активация сейсмичности происходит с типичной задержкой на несколько суток после сильных магнитных бурь с резким началом. СКО сейсмического шума чувствительно не только к локальным, но и к более удаленным землетрясениям. При дополнительном инициировании сейсмограмма каждого события вносит вклад в рост СКО, следовательно, усредненное за 15 мин значение СКО также будет возрастать. В этой связи важно отметить соответствие между длительностью задержки наибольшего прироста СКО (4–5 суток согласно кумулятивному графику на рис. 1.4.5а) и ранее полученными результатами о задержках вариаций числа событий. Что касается возрастания СКО сейсмического шума вскоре после начала магнитной бури, то в нем может выразиться начальная фаза реакции среды на внешнее воздействие, опережающая сейсмический отклик [Корреляционный анализ..., 2006]. На этой фазе изменения затрагивают относительно высокие частоты (десятки герц).

Вышеизложенные результаты свидетельствуют, что для территории Северного Тянь-Шаня в период 2000–2006 гг. вариации сейсмического шума, а также суточного числа событий при геоэффективных (сильных) солнечных вспышках можно

связывать именно с магнитными бурями [*Сычева и др.*, 2011]. Было отмечено два эпизода прироста СКО сейсмического шума, опережающего начало магнитных бурь после вспышек 28.10.2003 и 4.11.2001, которые могли бы подтвердить влияние солнечных бурь через гравитационное возмущение, независимо от возникающих после них магнитных бурь. Однако количества таких примеров (2 случая из 11) явно недостаточно, чтобы отказаться от представлений, что в цепочке солнечно-земных взаимосвязей присутствует звено, ответственное за триггерное влияние на сейсмичность, – возникновение в земной коре индукционных токов при геоэффективных солнечных вспышках и вызванных ими ионосферных возмущениях.

1.5. Определение параметров гипоцентра землетрясений

В первом разделе этой главы рассматривались вопросы организации автоматической локации сейсмических событий процессом реального времени *RTEXEC*, который работает на узле НС РАН (рис. 1.1.6). На рис. 1.5.1 представлен пример расположения землетрясений, которые регистрируют станции сети KNET в радиусе 10°, 90° и 160° от станции ААК.



Рис. 1.5.1. Землетрясения, регистрируемые сетью КNET в области, центр которой совпадает с координатами станции ААК и радиусом: *a* – 10°; *б* – 90°; *в* – 160° от станции.

Несмотря на хорошую регистрацию сетью KNET далеких сильных событий, на HC PAH уточняются параметры только локальных землетрясений, которые расположены не более чем на расстоянии 600 км от станций сети, и формируется каталог локальных землетрясений.

На момент установления сейсмической сети КNET (1991 г.) советской сейсмологической школой активно использовалось понятие «класс события», [*Paymuah*, 1960]. Программа *Dbloc2*, включенная в состав пакета *Antelope*, вычисляет локальную магнитуду (M_L) и при расчете параметров гипоцентра использует простой годограф, описывающий локальную среду как двуслойную структуру. Оба эти обстоятельства поставили задачу поиска программы, которая могла бы использовать уточненную скоростную модель земной коры Тянь-Шаньского региона и вычислять такую энергетическую характеристику как класс события. Обе эти задачи на момент начала обработки (1995 г.) решала программа *HYPOCENTER* [*Lienert et al.*,

1986], которая основана на методе определения местоположения землетрясения, использующего центрирование, масштабирование и адаптивный способ решения уравнений методом наименьших квадратов. Приведем определение магнитуды *M* и энергетического класса *K* сейсмического события.

Энергетический класс (по Раутиан) определяется как десятичный логарифм выраженной в джоулях энергии, выделенной в сейсмических волнах, $K = \lg E$. Шкала энергетических классов широко распространена в странах СНГ.

Магнитуда землетрясения M, в частности, локальная магнитуда M_L , также является количественной характеристикой энергии сейсмических волн, но выражается через амплитуду смещения (в логарифмических единицах). Имеется множество различных шкал магнитуд, включая локальную магнитуду (M_L), магнитуду, определенную по поверхностным (M_S) и по объемным волнам (m_b), а также по сейсмическому моменту (M_W). Классическое выражение для расчета магнитуды M_S по амплитуде A, определяемой по записи смещения, имеет форму [*Сейсмический*..., 1981]:

$$M_{\rm s} = \lg A/T + 1.66 \lg R^{\circ} + 3.3, \qquad (1.2)$$

где *T* – характерный период, амплитуда *A* выражена в микронах, *R* – расстояние в градусах от эпицентра события до регистрирующей станции.

В настоящее время для расчета магнитуды используется выражение [Пузырев, 1997]

$$M = \lg (A/T)_{\max} + \kappa(R^\circ, h) + \sum \delta M \quad (1.3)$$

пригодное как для объемных, так и для поверхностных волн. В выражении (1.3) $T_{\rm max}$ – максимальный период, слагаемое к (*R*, *h*), зависящее от расстояния *R* и глубины гипоцентра *h*, носит название калибровочной функции, определяемой по надежно полученным значениям магнитуд, а последнее слагаемое представляет собой суммарную поправку к магнитуде, вызванную локальными условиями той или иной станции, а также спецификой очагов данного сейсмоактивного региона. Стоит отметить, что в случае обычных землетрясений и широкополосного канала значения функции к для объемных *P*- и *S*-волн изменяется от 6 до 7 при варьировании *R* от 20 до 90°. Для случая поверхностных волн Рэлея функция к варьирует от 5.5 до 6.6 при тех же пределах изменения *R*. Зависимость к(*h*) более сложна и требует уточнения для каждой сейсмоактивной области.

В работе [*Kanamori*, 1977] был предложен принципиально иной подход к оценке интенсивности землетрясений, основанный на величинах сейсмического момента [*Костров*, 1975; *Аки*, *Ричардс*, 1983]. Магнитуда по Канамори традиционно записывается в форме

$$M_{\rm w} = (2/3) \cdot (\lg M_0 - 16.1), \tag{1.4}$$

где M_0 – сейсмический момент, выраженный в дин см (1 дин см = 10^{-7} H·м).

Моментная магнитуда M_W в настоящее время считается наиболее адекватной оценкой энергетического масштаба землетрясения.

Стоит отметить, что обычно значения магнитуды $M_{\rm S}$ несколько меньше, чем моментной магнитуды $M_{\rm W}$ того же события, но отличие не более 0.2–0.4.

Как упомянуто выше, при обработке данных сети KNET определяется локальная магнитуда M_L . А.Я. Поповым (НС РАН) было показано, что известное выражение, связывающее магнитуду и энергетический класс [*Ризниченко*, 1985]:

$$K = 1.8 \cdot M + 4, \tag{1.5}$$

применимо для магнитуд *M*_L, вычисляемых по данным KNET *с помощью программы Dbloc2*.

Программа НУРОСЕЛТЕЯ

В качестве входных данных программа использует два файла: *hypo.param*, *arrival-файл*. Файл *hypo.param*, пример которого приведен ниже, содержит: начальные установки алгоритма расчета (*RESET TEST*), название и местоположение сейсмических станций (широта, долгота и высота станции) и описание скоростной модели среды с указанием количества слоев и отношения скорости V_P/V_S (приводится модель Стива Реккера [*Three-dimensional elastic...*, 1993]).

Пример файла hypo.param

RESET	TEST	(02)	=	500.	0								
RESET	TEST	(07)	=	-0.8	7								
RESET	TEST	(08)	=	2.0									
•••													
RESET	TEST	(48)	=	0.46									
RESET	TEST	(49)	=	0.00	36								
RESET	TEST	(50)	=	9.0									
CHM	4259.9	1 N	744	5.07	Е	655	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8365623.8	0.00
EKS2	4239.6	9 N	734	6.63	Е	1360	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8365623.8	0.00
USP	4316.0	1 N	742	9.98	Е	740	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8365623.8	0.00
AML	4207.8	6 N	734	1.64	Е	3400	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8365623.8	0.00
KZA	4204.6	6 N	751	4.97	Е	3520	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8365623.8	0.00
TKM2	4255.2	4 N	753	5.79	Е	2020	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8365623.8	0.00
ULHL	4214.7	3 N	761	4.50	Е	2040	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8365623.8	0.00
KBK	4239.3	8 N	745	6.86	Е	1760	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8365623.8	0.00
AAK	4237.9	9 N	742	9.66	Е	1680	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8365623.8	0.00
UCH	4213.6	5 N	743	0.80	Е	3850	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8365623.8	0.00
5.000	0.000	2.8	850										
5.800	3.000	3.3	350										
6.050	7.000	3.:	500										
6.200	17.000	3.0	500										
6.400	27.000	3.′	710										
6.850	38.000	3.9	920										
8.050	50.000	4.:	550										
7	1.73												

При наличии внешнего файла программа прочитает параметры обработки и модель из него. Если файла нет, то программа будет использовать установленные в ней значения параметров.

Arrival-файл является одной из таблиц базы данных *rt1.0* (ранее *CSS3.0*), которая формируется в результате работы режима реального времени, и каждая запись включает в себя название станции, время прихода волны, идентификатор записи, дату и т.д. Ниже приведен пример *arrival*-файла, который включает в себя только информационные поля. Сама таблица содержит больше полей, чем представлено в примере, непоказанные поля зарезервированы и их предполагается использовать в будущем.

1	2	3	4	5	6	7
AML	1388572001.90519	218683	2014001	HHZ	Р	3
UCH	1388572007.56000	218689	2014001	HHZ	Р	2
EKS2	1388572011.33768	218685	2014001	HHZ	Р	2
KZA	1388572011.49871	218687	2014001	HHZ	Р	3
AAK	1388572013.19000	218682	2014001	HHZ	Р	3
8	9	10	11	12	13	14
0.104	52.8	0.14	С	240.99	dbp:rt	1390887602.72889
0.161	48.9	0.24	-	174.78	dbp:rt	1390888626.03243
0.066	39.0	0.20	D	72.14	dbp:rt	1390889003.80893
0.034	40.7	0.26	С	54.64	dbp:rt	1390889298.80354
0.111	72.3	0.26	-	95.56	dbp:rt	1390889702.84208

Пример *arrival*-файла:

Примечание. 1– название станции; 2 – время *UTC* (*Coordinated Universal Time*) (с); 3 – номер записи; 4 – дата (год и номер дня в году); 5 – канал; 6 – тип волны; 7 – тип сигнала; 8 – дельта; 9 – амплитуда; 10 – период волны; 11 – знак волны; 12 – отношение сигнал/шум; 13 – автор; 14 – время записи в *UTC*.

В качестве выходных данных программа формирует файлы, содержащие результаты расчетов: *sum*, *hypo*, *arc*, *res*, *out*. Файлы с расширением *hypo*, *out* и *res* включают промежуточные (результаты на очередном этапе итераций) и конечные данные о процессе вычисления гипоцентра. *Arc*-файл содержит информацию о знаках прихода сейсмических волн (*P*-волн) на станцию, расстояние до станции в километрах и угол выхода сейсмического луча на станции. Этот файл в дальнейшем может быть использован для расчета фокального механизма очага землетрясения. Рассчитанные программой параметры землетрясения содержатся в *sum*-файле и включают в себя дату, время, широту, долготу, глубину, энергетический класс события, а также информацию о количестве фаз, участвующих в локализации события, минимальное расстояние до ближайшей станции и ошибки определения времени прихода сейсмических волн на станцию (*RMS*), ошибки по горизонтали (*ERH*) и вертикали (*ERZ*). Класс события в каталоге определяется по [*Paymuan*, 1960].

Обработка сейсмологических данных сети КNET началась в 1995 г. На первом этапе основной целью было накопление опыта по корректному определению времен прихода сейсмических волн на станцию и расчету параметров гипоцентров сейсмических событий «в потоковом режиме, близком к реальному времени». На этом этапе А.Я. Поповым было предложено проводить расчеты параметров гипоцентра на основе применения нескольких скоростных моделей литосферы. В 1995 г. вычисление параметров локальных землетрясений проводилось по трем структурным моделям литосферы, учитывающим изменение скорости сейсмических волн с глубиной. После анализа каталогов за 1995 г., полученных по различным моделям, А.Я. Поповым было рекомендовано для расчета параметров гипоцентра использовать скоростную модель Стива Реккера, созданную в результате томографических исследований [*Three-dimensional elastic...*, 1993].

На НС РАН после завершения обработки сейсмических событий за прошедший год формируется окончательный каталог землетрясений за год. Из каталога удаляются события, попавшие в зону расположения карьера. При описании станции USP было отмечено, что она регистрирует взрывы, происходящие в карьере рядом со станцией на фоне слабой сейсмичности. Еще один карьер находится возле станции СНМ. Из ежегодных каталогов формируется полный каталог землетрясений.

При выборе скоростной модели среды (а именно модели С. Реккера) для расчета параметров гипоцентра не была выполнена ее верификация. В связи с этим для научного обоснования выбора скоростной модели проведено следующее исследование.

1.6. Анализ скоростных моделей Тянь-Шаньского региона

Для сейсмологических исследований территории Северного и Центрального Тянь-Шаня на основе данных сети KNET сотрудниками HC PAH, как было отмечено выше, обычно используется постоянно пополняемый каталог землетрясений, опирающийся на расчеты программы *HYPOCENTER* [*Hypocenter: An Earthquake...*, 1986] и шестислойную скоростную модель литосферы C. Pekkepa [*Three-dimensional elastic...*, 1993]. Привлечение других версий программного обеспечения для расчета гипоцентров и разных авторских скоростных моделей литосферы неизбежно приводит к различным оценкам пространственного положения очага землетрясения на основе одного и того же исходного материала. На региональные сейсмологические исследования с мелкомасштабным уровнем обобщения данных такое различие в определении гипоцентров может и не оказывать существенного влияния. Однако детальный анализ распределения сейсмичности и ее связи с другими геофизическими полями или геологическими объектами повышает требование к точности положения очагов землетрясений.

Значительная доля ошибки при вычислении гипоцентра возникает из-за неадекватности используемой скоростной модели литосферы и, как следствие, неточного расчета расстояний от очага землетрясения до сейсмических станций. Поскольку для территории Тянь-Шаня существует несколько авторских скоростных моделей, выбор наиболее адекватной из них обеспечит более достоверный результат при расчете пространственного положения сейсмического события.

Основная цель данного раздела – анализ наиболее известных скоростных моделей и выбор наилучшей из них для более качественного расчета параметров гипоцентров.

Скоростные модели. Из существующих скоростных моделей литосферы Центрального Тянь-Шаня для сравнительного анализа были выбраны четыре: Института сейсмологии НАН Кыргызстана (I), Т.П. Грина (II) [Грин, 1990], С. Реккера (III) [Three-dimensional elastic..., 1993] и Института динамики геосфер РАН (IV) [Земная кора..., 2006]. По сути каждая из этих моделей представляет собой вариант горизонтально-слоистой литосферы с индивидуальными значениями скоростей прохождения сейсмических волн в каждом слое (табл. 1.6.1). Основные различия моделей – количество горизонтальных слоев, глубины границ раздела, значения скоростей *P*и *S*-волн в каждом слое. Графики скорости распространения *P*-волн по глубине для каждой из рассматриваемых моделей приведены на рис. 1.6.1.

	Модель І. Институт сейсмологии НАН КР (Киргизия)												
Н, км	0	2.3	8.5	15	30	50							
<i>V</i> _P , км/с	5.00	5.90	6.20	6.50	7.00	8.00							
V _s , км/с	2.97	3.45	3.60	3.78	4.07	4.65							
Модель II. Т.П. Грин (Киргизия)													
Н, км	0	2.5	5	7.5	10	15	18	24	30	40	50		
<i>V</i> _P , км/с	5.20	5.69	5.82	5.91	6.00	6.19	6.34	6.60	6.90	7.40	7.90		
V _s , км/с	3.05	3.32	3.39	3.44	3.48	3.59	3.68	3.82	3.95	4.27	4.56		
	Моде	ль III	.C.Pe	ккер (США)								
Н, км	0	3	7	17	27	38	50						
<i>V</i> _P , км/с	5.00	5.80	6.05	6.20	6.40	6.85	8.05						
V _s , км/с	2.85	3.35	3.50	3.60	3.71	3.92	4.55						
Модель IV. Институт динамики геосфер РАН (Россия)													
Н, км	0	5	10	20	35	50	75						
<i>V</i> _P , км/с	5.02	5.89	6.18	6.33	6.41	7.97	8.19						
<i>V</i> _s , км/с	2.90	3.40	3.57	3.66	3.70	4.43	4.55						

Таблица 1.6.1. Параметры исследуемых скоростных моделей литосферы Тянь-Шаня: *H*, км – глубина верхней границы слоя; *V*_P, км/с, *V*_S, км/с – скорости распространения *P*- и *S*-волн в слое



Рис. 1.6.1. Скорости распространения *Р*-волны по глубине для исследуемых моделей (по [*Сычева, Кузиков,* 2012]).

Исходные данные (каталоги). Сравнительный анализ рассматриваемых скоростных моделей литосферы проводился на основе соответствующих им четырех каталогов, полученных программой *HYPOCENTER* при обработке бюллетеней сейсмических событий за 2000–2008 гг. на территории Центрального Тянь-Шаня, начиная с класса 6 (рис. 1.6.2). Анализировались две выборки: региональная, охватывающая все события на территории 40.5–43.5° с.ш. и 72–78° в.д., и локальная, включающая в себя только события на территории, ограниченной координатами 42–43.3° с.ш. и 73.5–76.5° в.д. (территория расположения станций сети).

В зависимости от скоростной модели в региональную и локальную рамки территорий может попадать различное число землетрясений (табл. 1.6.2).

Выбор границ регионального плана обусловлен стремлением охватить как можно больше событий, зафиксированных сетью KNET, но при этом не включать территории с малой плотностью землетрясений. Локальная территория ограничена пространственным положением сейсмостанций, что позволяет в ее пределах максимально качественно оценивать параметры землетрясений.



Рис. 1.6.2. Скоростная модель литосферы III. Распределение сейсмических событий на территории Центрального Тянь-Шаня: региональная выборка – все события; локальная – события, попадающие в область, ограниченную прямоугольником (по [*Сычева, Кузиков*, 2012]). Минимальный размер круга соответствует событию с *K* = 5.4, максимальный – с *K* = 14.80. Треугольники – станции сети KNET.

Таблица 1.6.2. Средние значения среднеквадратичной ошибки определения времени прихода *P*- и *S*-волн на станции (*RMS*), ошибок по горизонтали (*ERH*) и вертикали (*ERZ*) для событий регионального и локального охвата, полученные для разных скоростных моделей литосферы. Заливкой выделены минимальные значения ошибок

	Реги	ональны	е события	I	Локальные события					
Модель	Число событий, N	RMS, c	ERH, км	ERZ, км	Число событий, N	RMS, c	ERH, км	ERZ, км		
Ι	4095	0.46	3.49	4.21	1860	0.30	1.10	1.94		
II	4095	0.45	3.33	3.88	1899	0.29	1.09	1.79		
III	4095	0.36	2.17	4.31	1924	0.31	1.15	4.16		
IV	4095	0.32	1.75	5.94	1917	0.29	1.07	5.71		

Анализ каталогов, рассчитанных для разных скоростных моделей литосферы. Каталоги, полученные программой HYPOCENTER, содержат координаты эпицентра, глубину и энергетический класс каждого из сейсмических событий, RMS, ERH и ERZ. Средние значения последних трех параметров (см. табл. 1.6.2) позволяют в первом приближении оценить качество информации, содержащейся в каждом из четырех каталогов.

Как уже отмечалось выше, определение положений гипоцентров землетрясений зависит от вида скоростной модели литосферы, поэтому в одних и тех же пространственных рамках локальной или региональной территорий фиксируется раз-

личное число событий (см. табл. 1.6.2). Однако объем анализируемой выборки не может служить критерием преимущества той или иной скоростной модели и приводится лишь для количественной оценки анализируемых данных.

При определении гипоцентров событий модели IV и II выгодно отличаются по числу минимальных средних невязок (см. табл. 1.6.2). Однако модель IV имеет максимальные ошибки в определении вертикальной компоненты *ERZ* и для локальной, и для региональной выборок. С учетом всех ошибок, пожалуй, наиболее точной является модель II, особенно в локальной области данных. Согласно рис. 1.6.1, она является более детальной на глубинах 2-10 км и, скорее всего, наиболее адекватно описывает среду в этом объеме земной коры. Высокие средние значения *ERZ* у моделей III и IV обусловлены тем, что для них ряд событий имеет максимальные ошибки по вертикали – 99.9 км; при этом для модели IV таких событий больше, чем для модели III (рис. 1.6.3).

Одной из важных оценок качества расчета параметров землетрясения является невязка времени прихода сейсмических волн на регистрирующие это событие станции (*RMS*). Надо заметить, что невязка прихода *P*-волны на сейсмостанции, составляющая 0.1 с, может дать погрешность в определении расстояния от станции до очага в среднем ~ 600 м.

На рис. 1.6.4*а* представлена зависимость количества событий от значений *RMS*, рассчитанных для моделей I–IV по региональным выборкам землетрясений. Обращают на себя внимание два момента. Во-первых, для моделей I и II в интервалах 0.2–0.3 максимальное количество событий не превышают уровня 830–870; вовторых, отмечается повышенное количество событий с $RMS \ge 0.6$ сек. Для моделей III и IV, напротив, в диапазоне 0.2–0.3 с максимум отмечается на уровне 1300–1400, а событий с $RMS \ge 0.6$ с сравнительно мало.

Для локальной выборки (рис. 1.6.46) независимо от модели значения *RMS* практически всех событий не превышает 0.6 с; различие проявляются только в значениях максимумов *RMS*. Суммарное количество событий в рассматриваемом диапазоне близко – 1803 (I), 1833 (II), 1893 (III) и 1900 (IV).



Рис. 1.6.3. Положение сейсмических событий для СМЛ III и IV, при вычислении гипоцентров которых возникают большие значения *ERZ* (99.9 км) для моделей III (слева) и IV(справа) (по [*Сычева, Кузиков*, 2012]).



Рис. 1.6.4. Распределение количества событий в зависимости от *RMS* для землетрясений, рассчитанных по моделям I–IV (по [*Сычева, Кузиков,* 2012]): *а* – региональная выборка; *б* – локальная выборка.

Данные, приведенные в табл. 1.6.3, позволяют оценить количественное и процентное распределение сейсмических событий для каждой исследуемой модели относительно трех показательных диапазонов *RMS*.

	Диапазоны RMS, с										
Модель	$0 \leq RMS$	< 0.2	$0.2 \leq RMS$	≤ 0.6	RMS > 0.6						
	N	%	N	%	N	%					
Ι	467	11.41	2692	65.74	936	22.85					
II	625	15.27	2534	61.88	936	22.85					
III	554	13.53	3254	79.47	287	7.00					
IV	644	15.72	3356	81.96	95	2.32					

Таблица 1.6.3. Количественное и процентное распределение региональных сейсмических событий по диапазонам *RMS* для скоростных моделей I–IV

В региональном плане наибольшие относительные количества событий с невязками RMS < 0.2 с (15.72 %) и $RMS \le 0.6$ с (97.68 %) отмечаются для модели IV; наихудшие соответствующие показатели (11.41 % и 77.15 %) – для модели I. Максимальные различия в процентных показателях между моделями по мере увеличения значений RMS в диапазонах увеличиваются: 15.72 – 11.41 = 4.31; 81.96 – 61.88 = 20.08; 22.85 – 2.32 = 20.53 (см. табл. 1.6.3).

Пространственное распределение землетрясений в зависимости от анализируемых диапазонов *RMS* и скоростной модели представлено на рис. 1.6.5. События с *RMS* < 0.2 с для всех моделей в основном сосредоточены внутри сети KNET или в ее ближайших окрестностях (рис. 1.6.5*a*). События с $0.2 \le RMS \le 0.6$ с распределены примерно равномерно по всей территории региона; их распределение схоже для всех моделей (рис. 1.6.5*b*). Для событий с *RMS* > 0.6 с в основном характерно «центробежное» положение у границ исследуемой площади за пределами краевых станций сети KNET (рис. 1.6.5*b*). Обращает на себя внимание обилие событий за пределами локальной территории для моделей I и II (рис. 1.6.5*b*).

Рассмотрим оценочный параметр *ERH*, характеризующий точность определения положения события в горизонтальном плане, анализируя гистограммы зави-

симости количества землетрясений от *ERH* для всей исследуемой (региональной) территории (рис. 1.6.6*a*) и в рамках локального контура сети KNET (рис. 1.6.6*b*). Частотные распределения свидетельствуют, что в региональном плане наблюдается улучшение показателей по *ERH* от модели I к модели IV (рис. 1.6.6*a*). Подавляющее большинство событий для моделей III и IV имеет горизонтальные ошибки не более 5–6 км, тогда как для моделей I и II повышенные частоты характерны при *ERH* > 5 км (рис. 1.6.6*a*). Для локальной территории трудно по *ERH* отдать предпочтение той или иной модели, так как они имеют примерно идентичное распределение горизонтальных ошибок (рис. 1.6.6*б*).



Рис. 1.6.5. Распределение сейсмических событий с различным уровнем временных невязок *RMS* для исследуемых скоростных моделей (I–IV) (по [*Сычева, Кузиков,* 2012]): a - RMS < 0.2 с; $\delta - 0.2 \le RMS \le 0.6$ с; $\epsilon - RMS \ge 0.6$ с.

Распределение числа событий в зависимости от вертикальных ошибок *ERZ* для исследуемых моделей представлены на рис. 1.6.7. В случае региональной выборки (рис. 1.6.7*a*) выгодно отличаются модели III и IV – для значительной доли событий ошибки лежат в интервале до 6–7 км. Количество событий с вертикальными невязками более 6–7 км сравнительно больше для моделей I и II.

Диаметрально противоположная картина наблюдается для локальной выборки (рис. 1.6.76): определения глубины событий наиболее точны для моделей I и II, *ERZ* почти для всех событий не превышает 5 км.

Совмещенные карты каталогов малоинформативны для выявления преимуществ той или иной модели. Однако они представляют интерес для оценки степени пространственных расхождений параметров одних и тех же землетрясений при разных скоростных моделях. Такие карты для двух участков, выбранных на исследуемой территории, представлены на рис. 1.6.8. Один из участков находится за пределами территории сети KNET, в центральной части Таласо-Ферганского разлома (рис. 1.6.8*a*), другой выбран внутри сети и охватывает центральную часть Киргизского хребта (рис. 1.6.8*б*).



Рис. 1.6.6. Гистограммы распределения количества событий N в зависимости от параметра *ERH* для событий, рассчитанных по моделям I–IV (по [*Сычева, Кузиков*, 2012]): a – весь исследуемый регион; δ – локальная территория внутри сети KNET.



Рис. 1.6.7. Гистограммы распределения количества событий *N* в зависимости от значения параметра *ERZ* для событий, рассчитанных по моделям I–IV (по [*Сычева, Кузиков*, 2012]): *а* – весь исследуемый регион; *б* – локальная территория внутри сети KNET.

За периметром сети KNET наблюдаются частые и значительные пространственные расхождения в положении эпицентров одних и тех же событий для разных моделей (рис. 1.6.8a); внутри сети KNET расхождения минимальны и не столь часты (рис. $1.6.8\delta$).

Количественная оценка расхождений координат, рассчитанных по моделям I, II и IV, с координатами, определенными по модели III, представлена в табл. 1.6.4. За пределами сети KNET средние значения расхождений в координатах выше, чем внутри сети. Минимальные расхождения координат внутри сети отмечаются для моделей III и I, а за пределами KNET – для моделей III и IV.



Рис. 1.6.8. Распределение сейсмических событий, расположенных на двух участках за пределами сети KNET (*a*) и внутри нее (б) (по [*Сычева, Кузиков*, 2012]). Черные точки – события, рассчитанные по моделям I, II, IV; серые – по модели III; черные треугольники – станции сети KNET.

Таблица 1.6.4. Средние расхождения координат одних и тех же сейсмических событий, вычисленных для разных моделей внутри сети KNET (локальная выборка) и за ее пределами (региональная выборка)

		Средние отклонения координат, град.											
Модели	Регі	иональная выб	борка	Локальная выборка									
	N	Широта	Долгота	N	Широта	Долгота							
I-III	417	0.0397	0.0945	1123	0.0056	0.0074							
II-III	442	0.0149	0.0371	1140	0.0052	0.0105							
IV-III	434	0.0155	0.0245	1150	0.0044	0.0096							

Рассмотрим особенности распределения событий по глубине для разных моделей, используя их интегральные проекции на вертикальную плоскость, ориентированную в направлении север-юг (рис. 1.6.9*a*) и запад-восток (рис. 1.6.9*б*). Почти на всех вертикальных проекциях прослеживаются узкие горизонтальные зоны концентрации событий, глубины которых для каждой модели совпадают с границами слоев. Так, для модели I зоны концентрации событий расположены на глубинах 2.3 и 8.5 км; для модели II – 2.5 км; для модели III – 3 и 7 км; для модели IV – 5 и 10 км. Эти горизонтальные границы являются артефактом алгоритма определения параметров гипоцентра. Представленные проекции отличаются друг от друга не только расположением и плотностью событий в отдельных узких зонах, но и конфигурацией общей области всех событий. Для моделей I и II форма области концентрации событий близка к треугольной, для моделей III и IV – к прямоугольной. Это может свидетельствовать о том, что при использовании моделей I и II глубины для событий, находящихся за пределами территории KNET, определяются с систематическим занижением, а для моделей III и IV определение глубин более адекватно в региональном масштабе, так как в этом случае наблюдается более равномерное распределение событий в вертикальных плоскостях.



Рис. 1.6.9. Интегральные проекции сейсмических событий на вертикальную плоскость, ориентированную в направлении север-юг (a) и запад-восток (δ) для моделей I–IV.

Анализ гистограмм распределения сейсмических событий по глубине для каждой рассматриваемой модели (рис. 1.6.10) показал, что для моделей I и II значительная часть землетрясений находится на глубине 0–5 км. Для моделей III и IV подобный ярко выраженный максимум отсутствует – события почти равномерно распределены в интервале глубин 0–15 км.



Рис. 1.6.10. Распределения сейсмических событий по глубине, рассчитанные по моделям I-IV.

Все рассмотренные характеристики позволяют в той или иной мере дать специфическую оценку анализируемым скоростным моделям литосферы Тянь-Шаня. Однако эти оценки представлены в различных размерностях (от номинальной шкалы до шкалы отношений), что весьма затрудняет процесс обобщений по сравнительному анализу моделей. Поэтому предлагается все вышеприведенные оценки представить в 4-балльной экспертной системе порядковой шкалы. Например, модель IV с самыми лучшими показателями по временным невязкам *RMS* занимает первое место и получает балл 1; на последнем (четвертом) месте оказывается модель I с баллом 4. В соответствии с логикой таких оценок, модель с наименьшей суммой баллов по всем приведенным параметрам может считаться наиболее оптимальной для формирования каталога сейсмических событий в пределах исследуемых территорий Тянь-Шаня (табл. 1.6.5).

В результате проведенного анализа установлено, что координаты одного и того же сейсмического события, рассчитанные по разным скоростным моделям, могут отличаться на 10 км. **Таблица 1.6.5.** Экспертное распределение баллов порядкового приоритета по исследуемым скоростным моделям литосферы Тянь-Шаня в зависимости от проанализированных параметров

Пополотич	Рег	иональн	ая выбо	орка	Локальная выборка				
параметры	Ι	II	III	IV	Ι	II	III	IV	
<i>RMS</i> (таб. 1.6.2.)	4	3	2	1	2	1	3	1	
<i>ERH</i> (таб. 1.6.2)	4	3	2	1	3	2	4	1	
<i>ERZ</i> (таб. 1.6.2)	2	1	3	4	2	1	3	4	
0.2 <i>≤RMS</i> ≤0.6 (табл. 1.6.3)	3	4	2	1					
Глубина (рис. 1.6.9, 1.6.10)	3	2	1	1					
Сумма баллов	16	13	10	8	7	4	10	6	

Данные, полученные при исследовании разных скоростных моделей среды, позволили убедиться в обоснованности предложенного А.Я. Поповым выбора модели Стива Реккера для расчета параметров гипоцентра.

1.7. Статистические характеристики и график повторяемости землетрясений

Кондиционность каталога. Для предварительной проверки качества каталога, составленного по данным сети KNET (кондиционности каталога), в 2002 г. было проведено сравнение параметров гипоцентров землетрясений, полученных разными авторами. С этой целью было выбрано 970 локальных событий, которые произошли на территории Центрального Тянь-Шаня в период 1996–2001 гг. Сравнение проводилось по трем параметрам землетрясений: широта, долгота и класс, полученных на НС РАН и в Институте сейсмологии НАН Киргизии. Расположение исследуемых событий представлено на рис. 1.7.1.

Результаты статистического анализа двух каталогов представлены в табл. 1.7.1. Среднее значение разницы определений по широте составляет ~ 2 км, по долготе ~ 200 м и по классу сейсмического события ~ 0.09 . Расхождения в исследуемых параметрах могут быть связаны с различными причинами: разные скоростные модели, используемые в КИС и НС РАН, разные программы и квалификация обработчика. Ошибка определения времени прихода сейсмических волн (*RMS*) на станцию для большей части событий из каталога KNET составляет 0.3 с. Пересчет этого времени с учетом скорости волн на расстояние дает значение 1800 м. Значения, приведенные в табл. 1.7.1, не превышают этого значения и лежат в пределах допустимой ошибки. Тем самым подтверждается кондиционность каталога, полученного по данным сети KNET, и его можно с уверенностью использовать для дальнейших исследований.

Статистические характеристики. На настоящий момент сформирован каталог землетрясений, который включает в себя более 9000 сейсмических событий, которые произошли на территории Киргизии в 1994–2017 гг. Эпицентральное расположение сейсмических событий из каталога представлено на рис. 1.7.2, который демонстрирует, что сейсмическая сеть KNET позволяет регистрировать землетрясения, произошедшие на территории Северного и Центрального Тянь-Шаня.



Рис. 1.7.1. Расположение исследуемых событий (970 землетрясений) (по [*Сычева*, 2005]): черные точки – местоположение событий, определенных по данным сети KNET; белые точки – местоположение событий по каталогу Института сейсмологии НАН Киргизии.

Таблица 1.7.1.	Статистические	характеристики	разности	значение	широты,	долго-
ты и класса по ;	двум каталогам					

Параметры	Разность	Дисперсия	Среднеквадратичное отклонение
Широта, град	0.020	0.0012	0.03
Долгота, град	0.002	0.0014	0.03
Класс	0.090	0.4403	0.66

Некоторые статистические характеристики каталога представлены на рис. 1.7.3. События во времени распределены неравномерно, наиболее сейсмически активными являются 1996, 1999, 2004, 2012 и 2017 г. (рис. 1.7.3a). Основную часть каталога составляют слабые события K = 6-8 (рис. 1.7.36), которые произошли на глубине 0–15 км (рис. 1.7.3e). Большая часть событий определена по 12-16 фазам, максимальное возможное количество фаз при заданной конфигурации сети может быть равно 20 (рис. 1.7.3e). В табл. 1.7.2 приведены граничные значения параметров каталога. События, для которых глубина определяется с большой ошибкой, не удаляются из каталога, а этот факт отмечается в примечании к событию. Максимальная глубина событий, указанная в таблице, и максимальная ошибка ее определения говорят о наличии отдельных таких событий в каталоге. На исследуемой территории события могут происходить до глубины 30 км [*Юдахин*, 1983].



Рис. 1.7.2. Эпицентральное расположение событий за 1994—2017 гг. (более 9000 событий). Треугольниками обозначены станции сети КNET.

Таблица 1.7.2. Граничные характеристики каталога по данным сети КNET

Параметры	Дата	ф,°с.ш.	λ, °в.д.	<i>Н</i> , км	K	N_0	RMS, c	<i>ERH</i> , км	<i>ERZ</i> , км
Мин.	06.01.1994	37.35	68.67	0	4.77	3	0	0	0
Макс.	30.12.2017	45.77	82.24	465	14.83	20	9.78	141.3	99.9

Примечание. φ – широта; λ – долгота; H – глубина; K – класс; N₀ – количество фаз; RMS – ошибка вычисления прихода P- и S-волн; ERH – ошибка по горизонтали; ERZ – ошибка по вертикали.



Рис. 1.7.3. Распределение статистических характеристик каталога KNET (1994–2017): *а* – время; *б* – класс; *в* – глубина; *г* – количество фаз (OBS).

График повторяемости и диапазон представительных классов. Для корректного определения представительной части каталога землетрясений был привлечен подход, описанный в работе [Соболев, Пономарев, 2003], который предполагает удаление афтершоков из каталога перед его расчетом. Авторами этого метода являются Г.М. Молчан, О.Е. Дмитриева и В.Б. Смирнов. Для удаления афтешоков использовался набор программ этих же авторов. Поиск афтершоков осуществлялся для землетрясений с $K \ge 10$. Всего каталог содержит 187 событий такого класса за рассматриваемый период. Программой выделено 21 землетрясение, после которых по-

следовали афтершоковые последовательности. Количество событий после главного точка в афтершоковых последовательностях составляет 11–76 [*Мухамадеева, Сычева,* 2018]. За рассматриваемый период не произошло ни одного крупного землетрясения. Если исходный каталог включает в себя 9452 события, то после удаления афтешоков число событий уменьшается до 8935. Доля афтершоков составляет ~5% от общего числа событий. Расчет представительности проведен для прямоугольных сегментов, координаты центров которых приведены в табл. 1.7.3.

Порон		Номер сегмента												
парам.	2	6	8	9	11	12	13	14	15	18	19	20	23	
N	285	387	306	249	245	531	613	480	383	679	241	240	131	
λ, °	73.83	73.04	74.72	75.67	73.10	73.82	74.78	75.65	76.42	74.78	75.65	76.56	74.74	
φ, °	40.99	41.56	41.54	41.47	42.23	42.24	42.40	42.30	42.22	42.86	42.89	42.91	43.53	
K _{min}	7.0	7.0	7.0	7.0	7.0	7.0	7.0	7.0	7.0	6.0	7.0	7.0	7.0	
K _{max}	10.5	11.5	11.5	10.5	10.5	11.5	12.5	13.5	11.5	11.5	10.5	11.5	9.5	

Таблица 1.7.3. Границы представительности каталога для отдельных сегментов

Согласно табл. 1.7.3, для всех рассматриваемых сегментов левая граница представительного диапазона соответствует $K_{\min} = 7.0$, и только для 18 сегмента она лежит ниже ($K_{\min} = 6.0$). Правая граница, K_{\max} , меняется для разных сегментов от 9.5 до 13.5. На рис. 1.7.4 представлено изменение K_{\max} в зависимости от положения сегмента.



Рис. 1.7.4. Изменение верхней границы представительной выборки для событий каталога KNET. Нижней границей для всех отмеченных зон являются события 7 класса (табл. 1.7.3). Черными кружками отмечена сейсмичность по данным сети KNET.

Согласно полученным результатам для всего каталога представительным можно считать диапазон с 7 по 11.5 класса.

Построение графика повторяемости и распределения Гутенберга – Рихтера. Закон Гутенберга – Рихтера выражает зависимость между величиной и общим количеством землетрясений в любой данной области и временной период. Этот закон описывается линейной функцией вида:

$$\lg N(M) = a - bM, \qquad (1.6)$$

где N(M) – число землетрясений с магнитудами (или классами) не менее M, а и b – константы уравнения. Параметр a (a-value) формально описывает сейсмическую активность при M = 0, а b (b-value) – угловой коэффициент линейной части графика частотного распределения землетрясений, определяющий скорость уменьшения относительного числа событий с ростом их магнитуды.

Для построения распределения Гутенберга – Рихтера рассчитывается функция N(M). График этой функции строится в логарифмическом масштабе по оси значений. Затем определяется M_c – Magnitude of completeness, Mmax – максимальная магнитуда, для которой за исследованный период времени произошло достаточно событий для статистики. Затем участок ($M_c < x < M$ max) функции $y = \lg(N(x))$ аппроксимируется функцией вида $y = a - b \cdot x$.

Для построения графика повторяемости было подсчитано количество землетрясений, попавших в некоторый диапазон энергетического класса, шаг изменения диапазона составлял 0.1. Графики повторяемости (рис. 1.7.5А) и распределения по закону Гутенберга – Рихтера (N(M)) (рис. 1.7.5Б) были построены для всего каталога (рис. 1.7.5*a*), для каталога с удалением афтершоков (рис. 1.7.5*б*) и для землетрясений, которые произошли на территории Бишкекского геодинамического полигона (рис. 1.7.5*в*). В табл. 1.7.4 представлены характеристики распределения Гутенберга – Рихтера и границы представительности исследуемых каталогов.

Каталог исследования	Параметр Гутенб	ры распределения берга – Рихтера	Представи ката	ительность 1лога
	а	b	K _{min}	K _{max}
Каталог KNET полный	7.344	0.472	7.3	13.2
Каталог KNET без афтершоков	7.548	0.502	7.5	12.8
Каталог по территории БГП	6.992	0.470	7.0	13.2

Таблица 1.7.4. Перечень каталогов, характеристики распределения Гутенберга – Рихтера и границы представительности

Результаты, представленные в табл. 1.7.4, показывают, что представительная часть каталога (K = 7-13.2), включающая только землетрясения, произошедшие на территори БГП, шире, нежели полученная для полного каталога. Сейсмологическая сеть KNET расположена внутри территории БГП, и на этой территории сеть в полном объеме регистрирует события с $K \ge 7$, а при удалении от станций сети количество зарегистрированных слабых землетрясений уменьшается. Поэтому для анализа данных о слабой сейсмичности (начиная с $K_{\min} = 7$) целесообразно ограничиваться территорией БГП.



Рис. 1.7.5. График повторяемости (А) и распределение Гутенберга – Рихтера (Б) для полного каталога по данным сети KNET (*a*), для каталога KNET с удалением афтершоков (б) и каталога по территории БГП (*в*).

1.8. Метод двойных разностей

Минимизировать влияние скоростных моделей среды на расчет гипоцентров позволяет метод двойных разностей. Как известно, скоростная модель литосферы позволяет оценить время прохождения сейсмическим лучом расстояния от источника до регистрирующей станции. В реальности же структура Земли намного сложнее, чем любая из описывающих ее скоростных моделей. Поэтому в расчетном времени пробега волны от события к сейсмической станции появляются ошибки, связанные с отклонением скоростной модели от реального строения среды и ее свойств. Для сглаживания подобного рода несоответствий и корректировки гипоцентров используется метод двойных разностей (МДР), идея и технология которого подробно изложена в работах [*Waldhauser, Ellsworth, 2000, 2002*].

В первом приближении суть метода заключается в следующем. Два сейсмических события рассматриваются относительно некоторой станции, если расстояние между событиями достаточно мало по сравнению с расстоянием от них до станции. Сейсмические лучи от данной пары близколежащих событий проделывают с одинаковыми скоростями практически один и тот же путь до регистрирующей станции. В таком случае логично ожидать минимальную разницу во времени прохода волн от пары этих событий к сейсмической станции:

$$dr_{k}^{ij} = (t_{k}^{i} - t_{k}^{j})^{obs} - (t_{k}^{i} - t_{k}^{j})^{cal} = t_{k}^{i,obs} - t_{k}^{i,cal} - (t_{k}^{j,obs} - t_{k}^{j,cal}),$$
(1.7)

где *i* и *j* – пара сейсмических близкорасположенных событий; k – номер исследуемой пары событий; t^{obs} – наблюдаемое время прохода волны и t^{cal} – рассчитанное время прохода волны. При этом для одного из сейсмических событий отклонение наблюдаемого времени пути волны от вычисляемого может быть представлено как:

$$r_{k}^{i} = t_{k}^{i,obs} - t_{k}^{i,cal} = \frac{\partial t_{k}^{i}}{\partial x} \Delta x^{i} + \frac{\partial t_{k}^{i}}{\partial y} \Delta y^{i} + \frac{\partial t_{k}^{i}}{\partial z} + \Delta \tau^{i}, \qquad (1.8)$$

где Δx^i , Δy^i , Δz^i и $\Delta \tau^i$ – отклонения гипоцентра и времени пробега волны события *i*. С учетом (1.8) выражение (1.7) можно переписать в виде:

$$d\mathbf{r}_{\mathbf{k}}^{ij} = \frac{\partial t_{\mathbf{k}}^{i}}{\partial x} \Delta x^{i} + \frac{\partial t_{\mathbf{k}}^{i}}{\partial y} \Delta y^{i} + \frac{\partial t_{\mathbf{k}}^{i}}{\partial z} \Delta z^{i} + \Delta \tau^{i} - \frac{\partial t_{\mathbf{k}}^{j}}{\partial x} \Delta x^{j} - \frac{\partial t_{\mathbf{k}}^{j}}{\partial y} \Delta y^{j} - \frac{\partial t_{\mathbf{k}}^{j}}{\partial z} \Delta^{j} - \Delta \tau^{j}.$$
(1.9)

Таким образом, на основе (1.9) может быть построена система линейных уравнений для всех пар близкорасположенных сейсмических событий по отношению к каждой регистрирующей станции, после чего вычисляются параметры Δx , Δy , Δz и $\Delta \tau$ путем минимизации величины $(dr^{ij})_k$.

Ф. Валдхаузер реализовал вышеописанный алгоритм для корректировки параметров гипоцентров землетрясений в виде программного обеспечения *hypoDD* [Waldhauser, 2001], доступного на сайте geopubs.wr.usgs.gov/open-file/of01-113/. Успешные опыты применения данной программы для различных каталогов землетрясений представлены в работах [Prejean et al., 2002; Еманов, Лескова, 2004; Doubledifference relocation..., 2005].

Исходные данные. За 1994–2008 гг. на территории, контролируемой сетью КNET, сотрудниками НС РАН зарегистрировано и обработано порядка 6000 сейсмических событий (рис. 1.8.1). К этому набору данных был применен метод двойных разностей (МДР, hypoDD – double-difference earthquake location).

Десять сейсмостанций, расположенных в северной части Центрального Тянь-Шаня, позволяют регистрировать события далеко за пределами периметра сети. Основное количество (4980) сейсмических событий за 1994–2008 гг., соответствующих необходимой для анализа плотности распределения, сосредоточено на площади порядка 600×350 км между 40.5° и 44.0° с.ш. и 72° и 78° в.д. (см. рис. 1.8.1). Однако в обработке участвовало только 4514 событий, так как данные 1995 г. были исключены из-за отсутствия информации о приходе на станции *P*- и *S*-волн. В сумме было обработано 103526 фаз *P*-волн и 81345 фаз *S*-волн, зарегистрированных станциями сети KNET.

Особенности применения hypoDD к данным сети KNET. Одно из основных понятий алгоритма двойных разностей – «кластер», который должен включать в себя не менее 8 сейсмических событий, отстоящих друг от друга не более чем на 8 км. При выполнении программы позиции событий, не вошедшие ни в один из пространственно связанных кластеров, корректировке не подлежат. При обработке данных сети KNET были сформированы 178 кластеров, в которые вошли в общей сложности 3499 событий, что составляет ~ 78 % от общего числа исследуемых землетрясений (4514). Следует отметить, что программа hypoDD может отбраковывать сейсмическое событие не только из-за отсутствия принадлежности его к какому-либо кластеру, но и по причине наличия у события логически проблемных гипоцентров, расположенных выше земной поверхности после применения алгоритма hypoDD.



Рис. 1.8.1. Распределение сейсмических событий (6270) на территории Тянь-Шаня по данным сети КNET за 1994–2008 гг. (по [*Сычева, Кузиков*, 2012]). Треугольники – станции сети; внутренний прямоугольник – зона локальных сейсмических событий (4980).



Рис. 1.8.2. Положение восьми кластеров с максимальным количеством сейсмических событий на исследуемой территории (по [*Сычева,Кузиков*, 2012]).

Показателями качества определения параметров сейсмического события в каталогах являются три характеристики – среднеквадратичная ошибка определения времени прихода *P*- и *S*-волн на станции *RMS*, ошибка по горизонтали *ERH*, ошибка по вертикали *ERZ*, по изменениям которых можно судить и о качестве корректировки положения гипоцентров в результате работы программы *hypoDD*.

Схема расположения восьми кластеров, включающих максимальное количество событий (от 694 до 110), представлено на рис. 1.8.2. Суммарное число событий в кластерах составляет 2720 из 3499 (табл. 1.8.1). Из данных таблицы следует, что в процессе работы *hypoDD* в первоначально выделенных кластерах может быть отбраковано более 100 сейсмических событий (см., например, кластер 5), но при этом для оставшихся событий как минимум в два и более раз повышается средняя точность по параметру *RMS*.

Таблица 1.8.1. Сравнение некоторых сейсмических событий в кластерах с их максимальным количеством до и после применения процедуры метода двойных разностей

Номер кластера	Количество событий		Средние координаты кластера			Среднее значение <i>RMS</i> , с		Средняя пространственная невязка, м		
	До	После	Широта (°с.ш.)	Долгота (°в.д.)	Глубина (км)	До	После	Ю-С	3-В	Верт.
1	694	663	42.583	74.810	16.93	0.2251	0.0872	21.7	36.6	120.8
2	608	507	42.257	75.703	13.75	0.3231	0.1300	79.7	58.6	390.1
3	416	335	42.178	73.548	11.42	0.3299	0.1537	62.2	63.4	218.4
4	310	288	43.108	74.909	12.368	0.2009	0.0356	13.3	13.6	59.7
5	285	175	41.092	73.534	6.76	0.4299	0.2168	62.4	100.9	162.9
6	157	137	41.678	73.070	10.24	0.3855	0.1837	57.0	60.0	196.0
7	140	119	41.533	74.783	17.51	0.2892	0.1138	44.5	33.5	116.2
8	110	108	43.629	74.284	12.33	0.2450	0.0920	38.3	25.3	105.8



Рис. 1.8.3. Изменения *RMS* как функции итерационного процесса для восьми кластеров, включающих максимальное количество событий (по [*Сычева, Кузиков*, 2012]).

Среди настроечных параметров программы *hypoDD* следует обратить внимание на возможность установки количества циклических итераций обработки данных и группу характеристик, регулирующих процесс кластеризации. Что касается проблемы выбора рабочих параметров кластеризации, то следует придерживаться значений, рекомендуемых в [*Waldhauser*, 2001], так как ужесточение этих параметров может незначительно улучшить качество передислокации гипоцентров, но при этом существенно сократить (в нашем случае более чем в 2 раза) количество скорректированных событий на выходе. Число итераций работы программы *hypoDD* было выбрано нами эмпирически. Для всех численно крупных кластеров уже на 7–8 итерации достигаются сравнительно стабильные и низкие значения *RMS*, которые при последующих циклах меняются незначительно (рис. 1.8.3). В связи со сказанным работу программы *hypoDD* имеет смысл ограничивать10 итерациями.

Обсуждение результатов. В результате обработки программой hypoDD 4514 сейсмических событий сети КNET был получен новый каталог из 3499 землетрясений, параметры которых претерпели изменения. Уровень и размах пространственной корректировки этих событий отражен в табл. 1.8.2.

Параметр	Значение до программ	о применения ны <i>hypoDD</i>	Значение по програм	сле применения мы <i>hypoDD</i>	Значение смещения				
	min	max	min	max	Среднее	max			
Широта	40°.420	44°.181	40°.423	44°.181	0°.010 (~ 1110 км)	0°,093 (~10.34 км)			
Долгота	71°.856	78°.420	71°.853	78°.426	0°.013 (~ 1100 км)	0°,143 (~11.89км)			
Глубина (км)	0	28.84	0.04	44.97	5.10	39.9			

Таблица 1.8.2. Сравнительные характеристики гипоцентров до и после применения программы *hypoDD* к данным сети KNET

Таким образом, если в плане события поменяли свое положение сравнительно одинаково по широте и долготе в среднем на 1.1 км, то по глубине гипоцентры скорректированы примерно на 5 км. Некоторые особенности корректировки эпицентров исследуемых событий отражены на рис. 1.8.4. Смещения землетрясений в плане менее заметны для зоны 2, находящейся внутри периметра станций KNET, и более существенны в удаленных от сети краевых зонах 1 и 3. При этом, в целом, происходит формирование более узких сейсмогенерирующих зон.

Рассмотрим усредненные значения ошибок расчета параметров землетрясений (*RMS*, *ERX*, *ERY*, *ERZ*) до и после применения программы *hypoDD* (табл. 1.8.3). При этом все исследуемые оценки ошибок в 1.5–2 раза становятся лучше относительно исходных событий.

Таблица 1.8.3. Средние значения ошибок для сейсмических событий до и после применения программы *hypoDD*

Этапы исследования	N	<i>RMS</i> , c	<i>ERX</i> , км	ERY, км	<i>ERZ</i> , км
До применения программы	3499	0.313	1.817	1.817	3.810
После применения программы	3499	0.144	1.303	1.335	1.771

Рассматривая более подробно некоторые из представленных в табл. 1.8.3 параметров, отметим, что до применения метода двойных разностей значения *RMS* практически для всех событий лежали в интервале 0.1-1.0 с; после применения программы *hypoDD* значения *RMS* более чем половины событий оказались в интервале 0.01-0.1 с (рис. 1.8.5). Средняя ошибка по глубине *ERZ* уменьшилась после применения программы *hypoDD* более чем в 2 раза (см. табл. 1.8.3). Одновременно значительная часть событий, сосредоточенных ранее на глубинах до 5 км, сместилась на глубину 10 км (рис. 1.8.5).



Рис. 1.8.4. Вверху: совмещенное положение 3499 сейсмических событий до (черные точки) и после (серые точки) применения метода двойных разностей (по [*Сычева, Кузиков,* 2012]). Внизу: раздельное положение эпицентров на карте зон 1, 2, 3 до (а) и после (б) применения программы *hypoDD*.



Рис. 1.8.5. Распределение количества событий до (*a*) и после (б) применения программы *hypoDD* в зависимости от значения *RMS* (по [*Сычева, Кузиков,* 2012]). По горизонтали оси – логарифмический масштаб.

Весьма существенные структурные изменения наблюдаются в распределении сейсмических событий в вертикальных плоскостях (рис. 1.8.6).



Рис. 1.8.6. Распределение землетрясений по глубине до (*a*) и после (*б*) применения программы *hypoDD* (по [*Сычева, Кузиков,* 2012]).



Рис. 1.8.7. Интегральные проекции сейсмических событий на вертикальную плоскость, ориентированную в направлении юг-север и запад-восток, до (*a*) и после (*б*) применения программы *hypoDD* (по [*Сычева, Кузиков*, 2012]).

До применения программы *hypoDD* (рис. 1.8.7*a*) прослеживаются узкие строго горизонтальные зоны концентрации событий на глубинах около трех и семи километров, которые, являются артефактом алгоритма определения параметров гипоцентра. Применение программы убирает эти горизонтальные зоны, и более четко проявляются субвертикальные области концентрации сейсмических событий (рис. 1.8.7*b*).

Метод двойных разностей и скоростные модели литосферы. Выше отмечалось, что метод двойных разностей мало зависит от используемой скоростной модели. Для проверки степени зависимости метода от модели при работе программой *hypoDD* вместо параметров модели С. Реккера (модель III) были использованы параметры модели Института динамики геосфер РАН (модель IV).

В результате, при тех же параметрах обработки число событий с 3499 уменьшилось до 3306; пространственное положение оставшихся событий при этом почти не изменилось (рис. 1.8.8). Усредненные значения ошибок *RMS*, *ERX*, *ERY*, *ERZ* для сейсмических событий после применения программы *hypoDD* для двух этих моделей приведены ниже в табл. 1.8.4.



Рис. 1.8.8. Положения эпицентров до (черные точки) и после (серые точки) применения программы *hypoDD* для моделей III (а) и IV(б) (по [*Сычева, Кузиков*, 2012]).

Таблица 1.8.4. Средние значения ошибок определения параметров сейсмических событий после применения программы *hypoDD* для моделей III и IV

Модель	N	<i>RMS</i> , c	<i>ERX</i> , км	<i>ERY</i> , км	<i>ERZ</i> , км
Модель III	3499	0.144	1.303	1.335	1.771
Модель IV	3306	0.152	1.331	1.474	1.771

В результате применения метода двойных разностей (программа *hypoDD*) к 4514 сейсмическим событиям из каталога, составленного по данным сети KNET за 1994–2008 гг., было уточнено положение гипоцентров 3499 из них (~78 % от исходного объема данных). Среднее изменение положения гипоцентров по долготе и широте составило 1.1 км, по глубине – 5.1 км. Ошибки определения параметров землетрясений *RMS*, *ERH*, *ERZ* в среднем уменьшились в 1.5–2 раза. При этом, если до корректировки гипоцентры преобладающего числа событий располагались на

глубине до 5 км, после выполнения процедур метода двойных разностей они сместились на глубину 10 км. Уточненный каталог может быть использован не только для анализа отдельных сейсмических событий, но и для структурных исследований сейсмических зон в сопоставлении с геолого-геофизическими данными.

1.9. О суточной квазипериодичности и случайной составляющей в потоке сейсмических событий

Общепризнано, что поток сейсмических событий для конкретного изучаемого региона отражает процесс деструкции в земной коре, сочетающей элементы непрерывной во времени пластической деформации и хрупкого разрушения, реализующегося дискретно. Этим предопределено наличие характеристик регулярных (детерминированных) и случайных процессов в последовательностях сейсмических событий, которые описываются региональными каталогами, включающими слабые землетрясения. Вопрос о проявлениях регулярности и случайности представляет интерес в связи с продолжающейся дискуссией о границах применимости для области очага землетрясения модели самоорганизованной критичности (индетермированного типа, исключающего возможность каких-либо прогнозов). Признаком детерминизма может быть, наряду с элементами памяти, анализируемыми в модели [*Родкин*, 2011], повторяемость максимумов и минимумов сейсмической активности с определенными периодами, в частности, суточная периодичность [*Иванов-Холодный и др.*, 2004; *Журавлев, Сидорин*, 2005; *Суточная периодичность*..., 2006; *Беляков и др.*, 2011, *Гаврилов и др.*, 2011].

Для выявления квазипериодической и случайной составляющей в потоке сейсмических событий проведен анализ распределения по времени суток слабых сейсмических событий, регистрируемых на территории двух регионов Азии, различающихся по геодинамическим условиям (Тянь-Шань – внутриконтинентальный ороген, Дальний Восток, в частности, о. Сахалин – зона выраженного взаимодействия тектонических плит). Сопутствующая задача – выяснение условий, при которых поток сейсмических событий описывается известными моделями случайных процессов (распределениями Пуассона и Пойа). Эта информация имеет важное значение, поскольку при подготовке сильного землетрясения (с большой очаговой зоной) процесс деструкции геосреды с необходимостью перестает быть случайным. В предшествующих работах проявления регулярности (периодичности) и случайности рассматривались, как правило, независимо друг от друга.

На существование квазипериодичностей с характерными периодами 2–40 суток, а также на изменения периодограмм было обращено внимание в [Соболев, 2003, 2004; Зотов, 2007]. Распределению сейсмичности по времени суток посвящено большое число работ, обзор и библиография приведены, например, в [Беляков, 2011]. Неравномерность распределения и, в частности, максимум сейсмической активности в ночное время суток были отмечены для Центральной Азии [Журавлев и *др.*, 2005; Сычев и *др.*, 2012; Сычева и *др.*, 2012] и Камчатки [Беляков, 2011; Гаврилов и *др.*, 2011]. Наряду с соответствием результатов упомянутых работ, важно подчеркнуть следующее: хотя обнаруженный в [Иванов-Холодный и др., 2004; Журавлев и *др.*, 2005; Гаврилов и *др.*, 2011] суточный ход с характерным ночным максимумом является несомненным проявлением квазипериодичности, однако для суточной гармоники относительная плотность распределения по периодам меньше, чем, например, в случае периодичностей, найденных в [*Соболев*, 2003, 2004]. Уже в силу этого обстоятельства можно ожидать присутствия случайной составляющей в потоке событий, что отражается на характере распределений по временным интервалам.

Ранее предпринимались попытки рассмотреть распределение сейсмичности как случайный, в частности, как пуассоновский процесс [Шайдеггер, 1981]. Из-за ограниченной применимости модели Пуассона (только для случая стационарного потока событий, без последействия) в современных работах также используются распределения с большим числом параметров (биномиальное, бета- и гамма-распределения и др.). В настоящей работе поток сейсмических событий сопоставляется с распределениями Пуассона и Пойа. Распределение Пойа описывает случайный процесс с эффектом последействия, благодаря чему отпадает проблема исключения афтершоков из сейсмических каталогов. Функция плотности распределения Пойа имеет вид [Корн, 1973]:

$$P_{\rm m} = \left(\frac{t}{1+a \cdot t}\right)^{\rm m} \cdot \frac{1(1+a)\dots[1+(m-1)a]}{m!} \cdot P_0 \quad , \tag{1.10}$$

где $P_{\rm m}$ – вероятность того, что в единицу времени произойдет *m* событий, P_0 , *a* и t – параметры закона распределения Пойа. Вероятность отсутствия событий P_0 и параметр *a* определяются выражениями

$$P_0 = (1 + a \cdot M_{\text{ex}})^{-1/a}, a = (D_d/M_{\text{ex}} - 1)/M_{\text{ex}},$$
 (1.11)

в которых M_{ex} обозначает математическое ожидание ($t = M_{ex}$), D_d – дисперсию. В предельных случае, когда $D_d \rightarrow M_{ex}$, распределение Пойа переходит в распределение Пуассона. Важно отметить, что применение распределения Пойа показало свою эффективность для анализа наведенной сейсмичности [*Sychev et al.*, 2006]. Однако до настоящего времени не рассматривался вопрос, для какого диапазона энергий поток событий удовлетворяет наилучшим образом модельным случайным распределениям. Априорно можно предполагать, что наиболее слабые события в большей степени отражают псевдопластическое деформирование среды, и для них сильнее выражены детерминированные черты (квазипериодичность), а события более высоких классов лучше соответствуют распределениям Пойа или Пуассона. Для проверки этой гипотезы также удобно использовать данные с цифровых сейсмических сетей, имеющихся в нескольких регионах Азии.

1.9.1. Исходные данные, методика

Для настоящего исследования было выбрано два компактных субрегиона Центральной Азии, для которых имеются сейсмические каталоги слабых (локальных) событий, а также территория южной части о. Сахалин и п-ова Камчатка. Каталог землетрясений южной части о. Сахалин составлен в ИМГиГ ДВО РАН, он включает более 5000 событий за 1995–2006 гг. Каталог землетрясений Камчатки выставлен на Интернет-сайте Камчатского филиала ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН» [*EMSD*, 2010]. Внутриконтинентальный регион представлен двумя каталогами: каталогом КАZ для восточного Тянь-Шаня и прилегающей части территории Казахстана (более 15000 событий за период 1996–2006 гг., составлен в Сейсмологической опытно-методической экспедиции Комитета науки МОН РК, Алматы) и каталогом КNET для северной части центрального Тянь-Шаня, полученным по данным одно-именной цифровой сейсмической сети (более 6500 событий за 1994–2009 гг).

По каждому каталогу предварительно были построены карты распределения сейсмичности и распределения Гутенберга – Рихтера (рис. 1.9.1), определены границы представительной части каталогов. Перечень анализируемых каталогов и основные сведения о них приведены в табл. 1.9.1.

№	Каталог	Каталог Начальная Н дата Начальная		Количество событий	Представительная выборка по К
1	Сахалин, южная часть	01.01.1995	31.12.2006	~5000	7.5–12.0
2	KNET	01.01.1994	12.31.2009	6548	7.0–12.0
3	KAZ	01.01.1996	12.31.2006	15602	7.0–12.5
4	Камчатка	01.01.1996	12.31.2006	26820	8.5–14.0

Таб.	лица	1.9.1	.Xa	ракте	ристика	использу	уемых	каталогов
------	------	-------	-----	-------	---------	----------	-------	-----------



Рис. 1.9.1. Расположение рассматриваемых областей с произошедшими на их территориях землетрясениями (по [*Сычев и др.*, 2012]). *а* – каталог КА*Z*; *б* – каталог КNET; *в* – каталог южной части о. Сахалин (ИМГиГ ДВО РАН); *г* – каталог КФ ФИЦ ГС РАН. На врезках – распределение Гутенберга – Рихтера с энергетическим классом *К* по оси абсцисс.

Для построения распределений сейсмичности по времени суток необходимо использовать локальное время появления событий (часы, минуты, секунды). Поскольку в сейсмических каталогах время события указывается по Гринвичу, то для каждого каталога время регистрации сейсмических событий было приведено к местному времени для соответствующей территории. Сдвиг во времени относительно Гринвича задавался по летнему поясному времени Тянь-Шань (+5 часов), Сахалин (+11 часов), Камчатка (+12 часов). Переход с «летнего» на «зимнее» время не учитывался. Суточные распределения были построены по всему каталогу и его представительной части (рис. 1.9.2). При построении суточного хода по генеральной выборке проведена линия тренда с применением полиномиального сглаживания шестой степени.



Рис. 1.9.2. Суточные распределения количества сейсмических событий (*N*) для исследуемых субрегионов (по [*Сычев и др.*, 2012]). Слева – построения по всему каталогу и полиномиальная регрессия эмпирических зависимостей, справа – суточное распределение *N* по представительной части каталогов: *а*–*г* – обозначения см. на рис. 1.9.1.
По рис. 1.9.2*а*,*б* прослеживаются следующие общие черты распределений сейсмичности по времени суток в Центральной Азии: на ночное время приходится максимум плотности распределения, а минимум наблюдается в утренние часы (при переходе от темного времени к светлому примерно в 8 часов местного времени). После некоторого увеличения плотности числа событий в дневное время происходит вечерний спад, соответствующий переходу от светлого к темному времени суток около 19 часов, и последующее возрастание к ночному максимуму. Суточное распределение сейсмичности, построенное по представительной части каталогов, незначительно отличается от результатов исследования генеральной выборки.

Сахалин (рис. 1.9.26). Для юга Сахалинского региона также наблюдается суточный ход сейсмичности, но его характер несколько отличается от суточного хода Тянь-Шаньского региона. Возрастающее количество землетрясений также приходится на ночное время суток и его максимум приходится на 3 часа ночи, затем происходит резкое падение сейсмичности до достижения минимума в период около 10–12 часов, далее распределение сейсмичности вновь описывается нарастающим трендом. Как и в предыдущем случае, на фоне тренда можно отметить некоторое уменьшение количества событий в вечернее время – 19 часов. При рассмотрении представительной части каталога в суточном ходе сейсмичности появляется некоторое возрастание сейсмичности в дневное время и ее снижение в вечерние часы.

Камчатка (рис. 1.9.2г). Каталог сейсмических событий для этого региона начинается с событий 8.5 класса. Несмотря на отсутствие данных о событиях 7–8 классов, суточный ход прослеживается и по данным Камчатского каталога, пусть не такой четкий, как для предыдущих каталогов. Спад сейсмичности проявляется от ночных часов к дневным, и минимумы событий приходятся на светлое время (около 8 и 15 часов). Последующее возрастание до локального максимума около 20 часов сменяется уменьшением, а в целом ночной уровень выше дневного.

Таким образом, предварительное исследование распределений числа сейсмических событий по времени суток подтвердило наличие суточного хода и его определенное сходство в Центрально-Азиатском и Дальневосточном регионах. Аналогичные результаты по каталогам, заканчивающимся в 2007 г., были изложены в работе [*Сычева, Богомолов,* 2010]. Дальнейшая обработка данных для анализа закономерностей суточной периодичности проводилась с применением метода рекуррентных диаграмм [*Eckmann et al.,* 1987; *Marwan et al.,* 2008; *Marwan,* 2008], разработанного для нелинейных динамических систем. Этот метод основан на фундаментальном свойстве диссипативных динамических систем – рекуррентности (повторяемости) состояний [*Marwan,* 2008]. Рекуррентные диаграммы (*recurrence plot,* в дальнейшем RP) позволяют изучать многомерные процессы через отображение рекуррентностей траектории на двухмерную двоичную матрицу размером N×N, в которой 1 (черная точка) соответствует повторению состояния при некотором времени *i* в некоторое другое время *j,* а обе оси координат являются осями времени:

$$R_{i,j} = \Theta(\varepsilon_i - || \overrightarrow{x_i} - \overrightarrow{x_j} ||) \quad i, j = 1...N,$$

$$(1.12)$$

где $\Theta(x) - \phi$ ункция Хэвисайда, при x < 0 $\Theta(x) = 0$, и при $x \ge 0$ $\Theta(x) = 1$; $N - длина ряда состояний <math>x_i$, $\varepsilon_i - размер окрестности, || || - норма. Точки, в которых функция <math>\Theta(x)$ принимает нулевой значение, изображаются как белые. По определению $R_{i=i} = 1 - 1$

главная диагональ RP, «линия идентичности», проходящая из угла с координатами (0, 0) в (N, N) под углом $\pi/4$ к осям координат.

Внешний вид RP позволяет достаточно определенно судить о характере протекающих в системе процессов, наличии и влиянии шума, о наличии ламинарных состояний, совершении экстремальных событий, дрейфе. На рис. 1.9.3 приведено несколько примеров построений по тестовым сигналам, которые указывают вид диаграмм RP в предельных случаях [*Eckmann et al.*, 1987; *Sprott*, 1995; *Gao, Cai*, 2000; *Recurrence plots...*, 2007; *Marwan*, 2008].



Рис. 1.9.3. Тестовые сигналы и вид рекуррентных диаграмм (по [*Сычев и др.*, 2012]): *а* – «белый шум» и соответствующая ему RP; *б* – «белый шум», модулированный периодическим сигналом; *в* – сумма трех периодических сигналов и соответствующая ему RP; *г* – периодический сигнал и RP для него.

На рис. 1.9.3*а* показана рекуррентная диаграмма в случае «белого шума» – искусственно сгенерированного предельно неупорядоченного сигнала (кадр слева – вид волновой формы). В этом случае черной является только главная диагональ. Модулирование «белого шума» периодическим сигналом приводит к появлению размытых линейных и кольцевых структур на рекуррентных диаграммах, рис. 1.9.3*6*. Если же сигнал полностью детерминирован и может быть описан с помощью периодических функций, то результаты построений становятся контрастными (рис. 1.9.3*в*, *г*). Так как рассмотренные тестовые примеры согласуются с материалами работ по применению метода RP для динамических систем [*Eckmann et al.*, 1987; *Sprott*, 1995; *Gao, Cai*, 2000; *Recurrence plots...*, 2007; *Marwan*, 2008], то расчеты RP по данным каталогов представляют интерес для анализа квазипериодичности и модальности распределений числа событий.

1.9.2. Результаты исследования

Для более детального анализа был проведен расчет суточных распределений и рекуррентных диаграмм для выборок землетрясений, отличающихся значением нижней границы по энергиям. Это позволяет проанализировать роль слабых, но наиболее многочисленных событий в возникновении неравномерности распределения по времени суток. С учетом сходства распределений для рассматриваемых областей, отмеченного на рис. 1.9.2, построения выполнены для двух каталогов (KNET и юг Сахалина). Результат показан на рис. 1.9.4. Для области Тянь-Шаня, контролируемой сетью KNET (случай рис. 1.9.4*a*), диаграммы RP для выборок событий энергетических классов K > 7, K > 8 описывают шахматные структуры, свидетельствующие о присутствии периодичностей (и, как следствие, модальности распределений по времени суток). Для выборок K > 8.5 и K > 9 подобных структур не проявляется. Обычные распределения числа событий, построенные для каждой выборки, также указывают на то, что преобладание ночной сейсмичности над дневной определяется событиями низших классов. Для Сахалинского каталога ситуация аналогична (рис. 1.9.4б), причем для выборок, включающих низшие классы, неоднородность распределений проявляется более контрастно по сравнению со случаем каталога КNЕТ. Кроме того, рис. 1.9.46 демонстрирует наличие суточного хода и для выборки событий с *K* > 8.5.



Рис. 1.9.4. Распределения числа событий по времени суток и рекуррентные диаграммы для выборок по превышению энергетического порога (нижней граница) (по [*Сычев и др., 2012*]): *а* – для территории Тянь-Шаня, контролируемой KNET, *б* – для южной части о. Сахалин.

Результат визуального анализа о более значительных проявлениях суточного хода слабой сейсмичности на Сахалине, чем во внутриконтинентальных регионах, может быть подтвержден количественно. Для этого проводился расчет отношения числа событий, произошедших в светлое время суток (с 8 до 20 часов локального времени) и в темное время (с 20 часов до 8 часов следующих суток). Будем обозначать это отношение «день/ночь» как параметр R_{dn}. Разбиение суток на интервалы равной длительности, которое простейшим образом моделирует смену дня и ночи, сделано для исключения когда при равномерной плотности распределения числа событий отношение отлично от единицы просто из-за разной длительности дня и ночи. Расчет проводился по всему каталогу (генеральной выборке) и по представительным энергетическим классам. Были получены следующие значения: для Северного Тянь-Шаня (KNET) $R_{dn} \approx 0.9$ для всего каталога и $R_{dn} \approx 0.99$ для представительной выборки; а для о. Сахалин это отношение $R_{dn} \approx 0.7$ для генеральной выборки и $R_{\rm dn} \approx 0.8$ для выборки по представительным классам. Полученный результат может быть отражением более упорядоченного характера геодеформационного процесса в коре Сахалина, что естественно связывать с близким расположением о. Сахалин к зоне взаимодействия Тихоокеанской и Евроазиатской плит (зоне субдукции).

Далее рассматривается вопрос о соответствии временных распределений числа событий по временным интервалам, кратным суткам, стандартным моделям случайных процессов – распределениям Пуассона и Пойа. Заметим, что выбор элементарного интервала существенно меньше или больше суток не оправдан изза суточных периодических зависимостей, означающих присутствие детерминированной компоненты в потоке сейсмических событий, и цикличностей, связанных с астрономическими факторами.

Для сравнения эмпирических распределений с модельными для каждой рассматриваемой выборки вычислялись математическое ожидание $M_{\rm ex}$ и дисперсия $D_{\rm d}$ суточного числа событий. Полученные значения приписывались параметрам теоретического распределения Пойа, и по формуле (1.10) вычислялись параметры *a*, P_0 . После этого строились графики эмпирического (реального) распределения, распределения Пойа с найденными *a*, P_0 , а также распределения Пуассона с матожиданием $M_{\rm ex}$, совпадающим с эмпирическим. На рис. 1.9.5–1.9.7 представлены результаты построений для двух субрегионов Центральной Азии (области, покрываемые каталогами КАZ и KNET) и одного Дальневосточного (южная часть о. Сахалин).

Вид распределений на рис. 1.9.5, 1.9.6 указывает на то, что для двух рассматриваемых зон Центральной Азии поток сейсмических событий аппроксимируется случайным процессом с законом распределения Пойа. Для этих территорий распределение реальных событий энергетических классов $K \ge 8$ также находится в соответствии с Пуассоновским распределением. Для каталога КАZ (Восточный Тянь-Шань и прилегающая часть Казахстана) наилучшее сходство с распределением Пойа получается для выборки событий из представительного диапазона (рис. 1.9.56) и выборки событий с $K \ge 8$ (рис. 1.9.52). Для каталога KNET (Северная часть Центрального Тянь-Шань) подобное различие между распределениями событий с K < 8 и $K \ge 8$ не обнаруживается, графики для обоих случаев весьма близки к распределению Пойа (рис. 1.9.6). Практически такой же результат дают выборки событий по каталогу KNET классов K > 8.5, K > 9, ..., которые рассматривались в связи с вопросом о квазипериодичности. Как показывает рис. 1.9.7, для Сахалинского каталога в целом за весь период наблюдений эмпирическое распределение суточного числа событий заметно отличается от рассматриваемых случайных распределений. Выше уже упоминалось, что для Сахалина детерминированная компонента сейсмического процесса более выражена. Проявлением этого может быть и отличие распределения числа землетрясений от Пуассоновского (или Пойа). А наилучшим свидетельством присутствия определенной доли детерминизма в потоке сейсмических событий в южной части о. Сахалин и ее значимости является уже сам факт успешного прогноза Невельского землетрясения, $M_W = 6.2$ [*Тихонов, Ким*, 2008].

Представляет интерес рассмотреть как меняется со временем параметр соответствия реального и модельных распределений в зависимости от изменений сейсмической активности либо стадий подготовки сильного землетрясения. Для этого по используемым каталогам в скользящем окне проведен расчет параметров (χ²), и λ, фигурирующих, соответственно, в критериях согласия Пирсона и Колмогорова – Смирнова. Размер окна выбирался 50 суток, что значительно короче периодов, охватываемых каталогами. Благодаря этому, для параметров χ^2 и 1 можно получить достаточно длинные временные ряды. Значения параметров соответствия отнесены к середине окна. Сдвиг окна задавался в 5 суток, так что сдвиг на всю ширину окна происходит за 10 шагов. Результаты расчетов показаны на рис. 1.9.8. Для оценки хода графиков в те или иные интервалы времени можно воспользоваться рекомендациями [Худсон, 1967], по которым в качестве критерия для отклонения альтернативной гипотезы (о различии эмпирического и модельного распределений на уровне достоверности 90 %) было выбрано значение $\chi^2 = (\chi^2)_{CR} \approx 2.82$. Как видно на рис. 1.9.8*a*, для территории Северо-Восточного Тянь-Шаня во всех 50-суточных интервалах эмпирическое распределение суточного числа событий соответствует модели Пойа. Для Северного и Центрального Тянь-Шаня (рис. 1.9.8б) соответствие с распределением Пойа имеет место «почти всегда», т.е. в подавляющем большинстве 50-суточных окон. Исключения (два всплеска параметра χ^2 с превышением критерия) приходятся на время, когда произошли Луговское (22.05.2003 г., М = 5.4) и Кочкорское землетрясения (25.12.2006 г., M = 5.8), отмеченные синими стрелками на рис. 1.9.86.

Аналогичные результаты были получены в работе [*Сычева и др.*, 2012] на основе временного ряда для параметра λ (рис. 1.9.8 δ) с применением критерия Колмогорова – Смирнова. Стоит отметить любопытное обстоятельство: временные зависимости параметров χ^2 и λ на рис. 1.9.8 a, δ описывают сходство эмпирического распределения с Пуассоновским даже лучше, чем с распределением Пойа. Но, несмотря на это, для сейсмичности Центральной Азии выбор в пользу Пуассоновской модели случайного процесса не оправдан из-за значительного различия между математическим ожиданием и дисперсией для обоих каталогов КАZ и KNET.



Рис. 1.9.5. Графики распределения событий по числу m событий за сутки (1), с нормировкой на полное число событий для выборок из каталога KAZ (по [*Сычев и др.*, 2012]): a – все события; δ – представительная часть каталога (7–12 класса); s – выборка по классам K < 8; z – выборка событий классов $K \ge 8$. Обозначения графиков: 1 – эмпирическое распределение, 2 – распределение Пуассона, 3 – распределение Пойа.



Рис. 1.9.6. То же, что на рис. 1.9.5, но для каталога сети KNET (по [*Сычев и др.*, 2012]).



Рис. 1.9.7. То же, что на рис. 1.9.5, но для каталога южной части о. Сахалин (по [Сычев и др., 2012]).

Для территории южной части о. Сахалин в асейсмичные временные интервалы (50-суточные окна) низкие значения параметра χ^2 (см. рис. 1.9.86) позволяют говорить о соответствии реального распределения суточного числа событий с распределением Пойа. Но как только в скользящее окно попадает дата сильного землетрясения, этот параметр резко возрастает и становится выше уровня $(\chi^2)_{CR} \approx 2.82$, критичного для гипотезы соответствия. Три эпизода всплеска χ^2 на рис. 1.9.8в как раз соответствуют периодам с самыми сильными событиями: Невельскому землетрясению (ЗЛТ), 02.08.2007, M_W = 6.2, его форшоку с наибольшей магнитудой – Горнозаводскому ЗЛТ 17.08.2006, $M_W = 5.6$, а также Костромскому ЗЛТ 30.05.2004, $M_W = 4.7$ (время отмечено стрелками). На первый взгляд, временной график на рис. 1.9.86, в согласуется с предсказанием двухстадийной модели разрушения [Куксенко, 1983, 1986] об изменении характера процесса от случайного к более упорядоченному перед возникновением магистрального разрыва (основного толчка). Однако, при более тщательном анализе, учитывающем, что разрешение во времени не превышает длины шага (5 сут), упреждающего рассогласования реального и модельного распределений не обнаружено. Известно, что подвижка при сильном землетрясении не обязательно связана с магистральным разрывом; может иметь место проскальзывание по уже имеющемуся нарушению сплошности, как описано, например, в модели stick-slip [Brace, Byerlee, 1966]. При этом за отклонением эмпирического распределения от стандартных моделей случайных процессов стоит другой смысл, и оно не обязательно должно начинаться раньше основного события.



Рис. 1.9.8. Изменения параметра соответствия эмпирического распределения сейсмичности рассматриваемых регионов с распределениями Пуассона (черная линия) и Пойа (красная линия) по критериям Пирсона (χ^2), и Колмогорова – Смирнова (λ) для каталогов (по [*Сычев и др.*, 2012]). *a* – KAZ, δ – KNET, *в* – Сахалин. Стрелками отмечены даты землетрясений, указанных в тексте.

Расхождение с распределением Пойа с очень высокими значениями χ^2 в периоды с сильными событиями получается из-за наличия в эмпирическом распределении кластеров, т.е. серий событий, следующих с небольшими интервалами друг за другом. Это проявляется и на графиках рис. 1.9.8, где для всех выборок событий правая, хвостовая часть эмпирического распределения лежит выше графика для распределения Пойа.

1.10. Выводы

Сеть KNET позволяет регистрировать локальную и региональную сейсмичность территории Киргизии и крупные далекие сейсмические события. Сопоставление результатов обработки сейсмических событий, зарегистрированных этой системой, с данными мировой сейсмической сети показало их хорошую совместимость. Исследование записей сейсмического шума с построением плотности спектра мощности по каждому каналу станций сети КNET для разных времен года, суток позволило установить, что 7 из 10 станций КNET являются малошумящими сейсмологическим станциям. На высокогорных станция AML, UCH и KZA зафиксирован более высокий уровень сейсмического шума, связанный с изменениями климатических условий.

При исследовании сайт-эффекта (*site-effect*) выявлено отсутствие сильных резонансных частот в диапазоне от 0.02 до 20 Гц, которые могут порождаться приповерхностным слоем под сейсмостанциями сети KNET.

На основе анализа скоростных моделей среды, предложенных разными авторами, установлено, что на территории Северного Тянь-Шаня, контролируемой сетью KNET, скоростная модель литосферы Стива Реккера является предпочтительной для расчетов параметров гипоцентров.

Согласно графику повторяемости, рассчитанному для каталога землетрясений, полученного по данным сети KNET (1994–2017 гг., более 9000 событий), представительную часть каталога образуют события энергетических классов от 7 до 11.5. Данные сети KNET (каталоги и записи сейсмограмм) могут быть использованы для различных научных исследований. Это подтверждено на примерах анализа вариаций СКО сейсмического шума в период крупных (геоэффективных) солнечных вспышек, сопровождаемых магнитными бурями, исследований квазипериодичностей в потоке сейсмических событий и их «синхронизации» с другими периодическими процессами.

Глава 2

Исследование добротности коры и верхней мантии Бишкекского геодинамического полигона (Северный Тянь-Шань)

Уменьшение амплитуды сейсмического сигнала по мере распространения от источника (очага землетрясения) происходит по причине объемного затухания и геометрического расхождения.

Важным сейсмическим свойством горных пород является степень поглощения ими сейсмической энергии, что определяет динамические характеристики волн и, прежде всего, их интенсивность и дальность распространения. Поглощение вызывается потерями упругой энергии за счет необратимых процессов в среде вследствие ее неидеальной упругости. По этой причине амплитуда, например, плоской гармонической волны экспоненциально убывает с расстоянием *x*, т.е.

$$A = A_0 e^{-\delta x}$$

где A_0 – амплитудный параметр; δ – коэффициент поглощения (коэффициент затухания).

Коэффициент поглощения, разный для разных пород, возрастает с ростом пористости, трещиноватости, с уменьшением глубины их залегания, водонасыщенности и др. В среднем у изверженных, метаморфических и сцементированных осадочных пород $\delta = 10^{-5} - 10^{-3}$ (1/м), у рыхлых осадочных $\delta = 10^{-3} - 0.5$ (1/м).

Для описания затухания сейсмических волн обычно используется безразмерный параметр Q (quality, добротность), который определяется как отношение энергии волны к энергии, потерянной за один цикл колебания. Связь добротности с коэффициентом затухания волны на данной частоте, f, определяется общим выражением из теории колебаний и волн

$$\delta = \pi f \cdot (VQ)^{-1}. \tag{2.1}$$

Существуют различные методы оценки сейсмической добротности, для чего могут быть использованы прямые *P*- и *S*-волны, а также кода-волны землетрясений. Согласно [*Havskov, Ottermoller*, 2010] в настоящее время активно используются следующие подходы (методы) оценки добротности:

- анализ кода-волн одной станции;
- анализ спектральных отношений *P*-или *S*-волн двух станций;
- томографическая инверсии на основе множества станций.

2.1. Метод кода-волн локальных землетрясений

Согласно [*Раутиан и др.*, 1981], сейсмическая кода – это та часть записи землетрясения, где регулярные волны практически полностью отсутствуют и наблюдается чисто колебательный процесс. Трудно оценить долю продольных (P) и поперечных (S) волн, формирующих коду. Свойства кода-волн – стабильность формы огибающих: форма огибающих коды разных землетрясений, записанных одной и той же станцией, одинакова. Увеличение участка рассмотрения кода-волн позволяет оценить все более глубокие слои среды.

Региональные оценки эффективной добротности среды Тянь-Шаньского региона на основе исследования кода-волн по записям широкополосной аппаратуры СКМ, СКД и частотно-избирательной станции были сделаны в работе [Земцова, 1985]. Полученные результаты основаны на обработке более 400 аналоговых записей от 160 землетрясений, основная их часть произошла на территории Южного Тянь-Шаня.

Накопление большого массива сейсмологических данных позволяет решить задачу оценки добротности Бишкекского геодинамического полигона на основе исследования кода-волн. Преимущество этого метода заключается в том, что для получения добротности среды возможно использование одной станции и при этом не требуется учитывать станционные поправки, так как для множества землетрясений рассматривается одна и та же станция.

2.1.1. Исходные данные

Для исследования добротности среды были использованы записи землетрясений, зарегистрированных сейсмической сетью KNET в период с 1999 по 2014 г. (высокое качество работы сети KNET (99 %) стало возможным с середины 1998 г., когда сеть начала работать в режиме реального времени).

Для оценки добротности среды территории БГП достаточно оценить добротность в окрестности расположения каждой станции сети КNET. Если радиус окрестности выбрать 100 км, то пересечения таких областей покрывают всю территорию БГП. Исходя из этого, вокруг каждой станции анализировались только те события, для которых расстояние между эпицентром и станцией было не меньше 20 км (дальняя зона) и не больше 100 км. В результате рассмотрено более 5000 локальных землетрясений с K = 6-14 (рис. 2.1.1). По каждому землетрясению были сформированы записи скорости смещения с частотой оцифровки 100 Гц по всем трем компонентам (*E*, *N*, *Z*) длительностью 300 с. В дальнейшем из полученных записей использовались только те, для которых хвостовая часть сейсмограммы свободна от разного рода помех или наложения другого сейсмического события и соотношение сигнал/шум было больше трех.

В результате расчета добротности среды обработано более 150 000 записей землетрясений (10 станций, по каждой станции рассмотрены три компоненты). Максимальное количество записей рассмотрено по станциям КZA и TKM2, минимальное – по станциям EKS2 и USP, что обусловлено распределением сейсмичности вокруг этих станций (рис. 2.1.1).



Рис. 2.1.1. Распределение сейсмичности по данным сейсмической сети КNET (по [Сычева, Сычев, 2017]): минимальный радиус круга соответствует сейсмическому событию с K = 6, максимальный – K = 14. Треугольниками обозначено положение станций сети KNET. Окружности черного цвета вокруг каждой станции радиусом 100 км обозначают области сейсмических событий, которые были использованы для анализа. В качестве примера такая область вокруг станции AML обозначена зеленым цветом.

2.1.2. Методика

В работах [Preliminary analysis..., 1978; Раутиан и др., 1981] показано, что кода-волны на сейсмограмме выделяются на интервале, равном двум временам пробега S-волны. Если время прихода S-волны обозначить как ts, то начало кода-волн соответствует времени 2ts. По условиям выборки событий для анализа в нашей работе на временах больших, чем 2ts, очаговыми процессами можно пренебречь.

Выше отмечено, что уменьшение амплитуды сигнала по мере распространения от источника происходит по причине объемного затухания и геометрического расхождения. Амплитуда кода-волн для однократного рассеяния, согласно [Aki, 1969; Aki, Chouet, 1975], может быть записана как

$$A(f,t) = t^{-\beta} A_0 e^{-\pi f k} e^{\frac{-\pi f k}{Q(f)}}, \qquad (2.2)$$

где β – показатель степенной функции, учитывающий геометрическое расхождение волн: $\beta = 1.0$ для объемных, $\beta = 0.5$ для поверхностных волн и $\beta = 0.75$ при диффузионном механизме [Fehler, Sato, 2009]; k – константа, определяемая для каждого региона. Логарифмируя выражение (2.2), получим:

$$\ln A(f,t) = \ln A_0 - \beta \ln t - \pi f k - \frac{t f \pi}{Q(f)}$$
(2.3)

ИЛИ

$$\ln A(f,t) + \beta \ln t = \ln A_0 - \pi f k - \frac{t f \pi}{Q(f)}.$$
(2.4)

Для вычисления Q(f) на определенной частоте из выражения (2.4) к кода-волнам применяется полосно-пропускающий фильтр с центральной частотой f. Затем подстановка огибающей сейсмограммы A(f,t) в формулу $\ln(A(f,t)) + \beta \ln(t)$ дает линейную функцию от t с коэффициентом наклона равным – $\pi f/Q(f)$, из которой может быть определено значение Q(f). Добротность, определенная методом кодаволн, обычно называется кода Q или Q_c . Основные этапы, которые включает метод, представлены на рис. 2.1.2: выделение кодовой волны; фильтрация выделенного участка на разных частотах; построение огибающей и ее регрессии и вычисление добротности.



Рис. 2.1.2. Пример определения Q на основе кода-волн. Сверху представлена сейсмограмма локального землетрясения. Стрелкой слева на сейсмограмме отмечено время в очаге, следующие две обозначают границы анализируемого участка кода-волн. В нижних окнах представлен сейсмический шум (10 с) и выделенный участок кода-волн (15 с) на разных частотах с построением регрессии. Сокращения: C – коэффициент корреляции, SN – отношение сигнал/шум. Число в верхнем углу – количество максимумов в сейсмограмме. Данные получены со станции *TDM*, *Z*-компонента, в Танзании, 10.07.1992. 11:35, ML = 2.3, гипоцентральное расстояние 61 км [*Havskov, Ottermoller*, 2010].

Огибающая кода-волн. Согласно [Fehler, Sato, 2009], для определения огибающих сейсмограмм землетрясений обычно вычисляется сглаженный след квадрата сейсмограммы, который называется огибающей сейсмограммы по среднему квадрату (MS – mean square). Также вычисляется корень квадратный из MS, чтобы построить огибающую сейсмограммы по RMS (root mean square). На рис. 2.1.3 показаны типичная сейсмограмма скорости смещения слабого локального землетрясения (сверху), соответствующая RMS-огибающая (в середине) и MS-огибающая сейсмограммы (внизу). Значения MS-огибающей, прямо пропорциональные плотности потока энергии, сопоставимы с синтетическими данными, полученными на основе лучевой теории распространения энергии, а RMS-огибающая лучше отражает форму сейсмограммы как таковой.



Рис. 2.1.3. Пример скоростной сейсмограммы локального землетрясения и его огибающих [*Fehler*, *Sato*, 2009].

Для выявления частотной зависимости параметров цифровых сейсмограмм, в частности для параметра Q, использовались узкополосные цифровые фильтры с центральной частотой f и шириной полосы Δf , выделяющие из спектра сигнала рассматриваемую область частот, и преобразование Гильберта для дальнейшего вычисления огибающей кода-волн. Результатом узкополосной фильтрации является функция v(t, f). Средний квадрат этой функции (*MS*), вычисленный с помощью скользящего прямоугольного окна длительностью T (постоянная времени сглаживания), представляется выражением

$$\left\langle \mathbf{v}(t,f)^{2} \right\rangle_{\mathrm{T}} = \frac{1}{T} \int_{\mathrm{t-T/2}}^{\mathrm{t+T/2}} \left| \mathbf{v}(t',f) \right|^{2} dt'.$$
 (2.5)

Путем извлечения корня из *MS*-огибающей находится *RMS*-огибающая: $\sqrt{\langle v(t,f)^2 \rangle_T}$. Так как v – колебательная скорость смещения частиц среды распространения, то произведение плотности колеблющейся массы ρ_0 на $\langle v^2 \rangle_T$ есть удвоенная кинетическая энергия, которая является суммой кинетической и потенциальной энергий для стационарного состояния. Для анализа кода-волн обычно используют октавные полосно-пропускающие фильтры. Применение фильтров с более узкой полосой пропускания зачастую приводит к увеличению амплитуды колебаний временных вариаций *MS*-трассы. Константа времени сглаживания *T* обычно принимается не менее чем в два раза больше величины центрального периода (2/f). Отфильтрованная узкополосными фильтрами сейсмограмма v(t, f) может быть записана в виде обратного преобразования Фурье:

$$\mathbf{v}(t,f) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \dot{\mathbf{v}}(\omega,f) e^{-i\omega t} \omega$$
(2.6)

и после преобразования Гильберта принимает вид:

$$H[\mathbf{v}(t,f)] = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \hat{\mathbf{v}}(\omega,f) e^{-i\omega(t+|\pi/2\omega|)} d\omega.$$
(2.7)

Существует постоянная разность фаз $\pm \pi/2$ между всеми спектральными составляющими рассматриваемой сейсмограммы и ее преобразованием по Гильберту. Огибающая, представляющая собой касательную к последующим пикам колебательных волн, выражается как $\sqrt{|v(t,f)|^2 + |H[v(t,f)]|^2}$. Тогда *MS*-огибающая, определенная выражением (2.6), записывается в виде

$$\langle \nu(t,f)^2 \rangle_{\rm T} = \frac{1}{2} \{ |\nu(t,f)|^2 + |H[\nu(t,f)].$$
 (2.8)

 Φ ильтры. Для выделения требуемой полосы частот из записи землетрясения обычно применяют цифровые фильтры. Типы цифровых фильтров весьма многообразны [Гольденберг и др., 1985; Гутников, 1990]. Основное требование при выборе фильтра – это минимум искажений сигналов в выбранной полосе пропускания и максимум подавления их за ее пределами. Поскольку в нашем случае рассматриваемый сигнал ограничен по времени, то появляется дополнительное ограничение на длительность импульсной переходной характеристики фильтра (ИПХ) – окна фильтра, которое должно быть значительно меньше длительности анализируемой реализации сигнала. В противном случае возможны значительные искажения сигнала за счет переходных процессов, возникающих в фильтре при быстрых изменениях сигнала на его входе, особенно при наличии в сигнале импульсных помех.

Все цифровые фильтры делятся на две большие группы: КИХ-фильтры (с конечной ИПХ) и БИХ-фильтры (с бесконечной ИПХ). БИХ-фильтры, структурно выполненные с применением обратных связей (сигнал с выхода фильтра через

цепи обратной связи поступает на вход фильтра), на первый взгляд кажутся предпочтительнее КИХ-фильтров, так как при прочих равных условиях позволяют наиболее просто получить заданную амплитудно-частотную характеристику (АЧХ). Но БИХ-фильтры обладают существенными недостатками, ограничивающими их применение во многих задачах обработки сигналов. К таким недостаткам относятся нелинейность фазовой характеристики фильтра в полосе пропускания, приводящая к искажению волновой формы обрабатываемых сигналов, и склонность к неустойчивой работе на определенных частотах за счет наличия обратных связей в структуре фильтра, которые могут стать положительными.

Для задачи обработки сейсмических сигналов, как было указано выше, достижение минимума искажений сигнала в полосе пропускания фильтра является основным требованием к фильтрации, поэтому для реализации была выбрана группа КИХ-фильтров, обладающих строгой линейностью фазовой характеристики, обеспечивающей постоянство групповой временной задержки для всех спектральных составляющих сигналов в полосе пропускания и тем самым минимум искажений волновой формы сигналов на выходе такого фильтра.

Для задачи выделения огибающей кода-волн сейсмических событий в заданном частотном диапазоне был выбран полосовой КИХ-фильтр с окном Кайзера [Хемминг, 1987; Гутников, 1990], состоящий из двух последовательно включенных фильтров: ФНЧ – фильтр низкой частоты, пропускающий все сигналы с частотами ниже *f*_н и задерживающий с коэффициентом подавления все сигналы с частотами выше $f_{\rm H3}$ ($f_{\rm H3}$ выбирается из условия $f_{\rm H} < f_{\rm H3} \le 2f_{\rm H}$); ФВЧ – фильтр высокой частоты, пропускающий все сигналы с частотами выше *f*_в и задерживающий с коэффициентом подавления не менее заданного все сигналы с частотами ниже f_{B3} (f_{B3} выбирается из условия $f_{\rm B} > f_{\rm B3} \ge 0.5 f_{\rm B}$). Частоты $f_{\rm H}$ и $f_{\rm B}$ определяют границы полосы пропускания, а f_{H3} и f_{B3} – соответственно границы полосы задерживания полученного эквивалентного полосового фильтра. Переходные области $f_{\rm H} < f < f_{\rm H3}$ и $f_{\rm B3} < f < f_{\rm B}$ определяют отличие полученного фильтра от идеального с прямоугольной амплитудно-частотной характеристикой и выбираются как можно уже. Следует отметить, что чем уже переходные области проектируемого фильтра и чем больше задаваемый коэффициент подавления сигналов за пределами полосы пропускания, тем длиннее импульсная переходная характеристика такого фильтра. Это накладывает существенные ограничения на определение параметров фильтра. Обычно находятся оптимальные (компромиссные) решения.

Выбор типа окна фильтра (импульсной переходной характеристики) в нашем случае важен для получения оптимального решения. Фильтр с импульсной переходной характеристикой, рассчитанной по алгоритму Кайзера [Хемминг, 1987; Гутников, 1990], обладает важными для нашего случая преимуществами: отсутствие волнообразности АЧХ в полосе пропускания; спадающий характер боковых лепестков АЧХ за пределами полосы пропускания, минимальная длительность ИПХ среди всех типов оконных фильтров.

КИХ-фильтр описывается передаточной функцией [Структуры...]:

$$H(z) = \sum_{i=0}^{N-1} b_i z^{-i} = \sum_{n=0}^{N-1} h(n) z^{-n},$$
(2.9)

где Z^{-1} означает задержку на один такт, b_i – постоянные коэффициенты, определяющие окно фильтра, h(n) - n-й отсчет ИПХ фильтра.

Для КИХ-фильтров расчет коэффициентов передаточной функции сводится к расчету импульсной характеристики. Длиной КИХ-фильтра называют число коэффициентов N, а порядком P – число тактов задержки сигнала передаточной функции (9), где P = N - I.

Структурная схема фильтра и его блоков представлена на рис. 2.1.4.



Рис. 2.1.4. Структурная схема КИХ-фильтра (А) и обозначения блоков цифрового фильтра (Б): а – элемент задержки на один такт; б – умножитель на константу; в – сумматор; г – разветвление [Гутников, 1990].

В табл. 2.1.1 представлен диапазон частот и центральная частота фильтров, которые разработаны в среде *MatLab* для фильтрации сейсмограмм, а на рис. 2.1.5 – амплитудно-частотные характеристики рассчитанных фильтров.

Таблица 2.1.1. Полоса пропускания и центральная частота фильтров, используемых при обработке цифровых записей землетрясений

$(f_{\scriptscriptstyle \rm H} \div f_{\scriptscriptstyle \rm B}), \Gamma$ ц	$f_{\rm II} = (f_{\rm B} - f_{\rm H})/2, \Gamma_{\rm II}$	$(f_{\rm H} \div f_{\rm B}), \Gamma$ ц	$f_{\rm II} = (f_{\rm B} - f_{\rm H})/2, \Gamma$ II]	$(f_{\scriptscriptstyle \rm H} \div f_{\scriptscriptstyle \rm B}),$ Гц	$f_{\rm II} = (f_{\rm B} - f_{\rm H})/2, \Gamma$ Ц
0.5 ÷ 1.0	0.75	2 ÷ 4	3.0		8 ÷ 16	12.0
1 ÷ 2	1.5	$4 \div 8$	6.0		16 ÷ 32	24.0

Выбор окна исследования. Для определения добротности рассматривается участок кода-волн различной длительности. С увеличением длительности появляется возможность оценить поглощающие свойства более глубоких слоев среды. В работе анализировали участок кода-волн длительностью (*W*) 5, 10, 20, 30, 40 и 50 с.

Согласно [*Pulli*, 1984], значение добротности, полученное для трассы «событие– станция», характеризует некоторый объем среды (предположительно, эллипсоид), в фокусах которого находятся очаг и сейсмическая станция (рис. 2.1.6).



Рис. 2.1.5. Амплитудно-частотные характеристики цифровых фильтров из табл. 2.1.1 (по [*Сычева*, *Сычева*, 2017]).



Рис. 2.1.6. Плоскостная проекция эллипсоида, характеризуемого добротностью, определенной на основе кодаволн [*Fehler, Sato*, 2009]. Сейсмическая станция и событие показаны в фокусах эллипса. r – эпицентральное расстояние «событие–станция», a и b – большая и малая полуось соответственно. Точки 1 и 2 показывают границы распространения кода-волн.

Размеры эллипсоида (*a*, *b* – длина полуосей эллипсоида, *c* – глубина его нижней границы) определяются следующими соотношениями:

$$a = \frac{Vt}{2}; \quad b = \sqrt{\left(\frac{Vt}{2}\right)^2 - \frac{r^2}{4}}; \quad c = h + b,$$
 (2.10)

где V – скорость объемных волн; r – расстояние источник–приемник; h – глубина очага землетрясения; t – средняя длина временного окна, определяемая как $t = t_{\text{start}} + W/2$, где t_{start} – начальное время для окна обработки коды; W – длина окна коды. Исходя из этого, размеры исследуемой области зависят от длины окна обработки кода-волн и от расстояния источник–приемник: меняя длину окна W, можно проследить характер изменения Q(f) с глубиной.

При расчете параметров *a*, *b*, *c* для рассматриваемых длин окна коды приняты следующие значения: скорость распространения *S*-волны – 3.6 км/с [*Threedimensional elastic...*, 1993], расстояние *r* – 60 км, среднее значение *t*start – 33 с, а глубина землетрясения – 10 км (согласно [*Юдахин*, 1983], сейсмоактивный слой для Тянь-Шаньского региона 10–15 км). Результаты расчета параметров *a*, *b*, *c* представлены в табл. 2.1.2: анализ кода-волн длительностью 5 с позволяют оценить слой среды до ~65 км, а в окне 50 с – до ~110 км.

Парамотр			<i>W</i> ,	c		
параметр	5	10	20	30	40	50
а	3	5	10	15	20	25
b	56	61	71	81	91	100
С	65	70	80	90	100	109

Таблица 2.1.2. Параметры эллиптической области определения добротности (км)

Методика определения значения Q_c . Для расчета добротности использовалась авторская программа [*Расчет добротности...*, 2015; авт. свид. *Сычева, Сычев*, 2018]. Алгоритм обработки сейсмических данных, применяемый в программе, хорошо демонстрирует рис. 2.1.7: на нем представлены сейсмическая запись локального землетрясения, ее составляющие на разных частотах; фильтрация узкополосными фильтрами применяется ко всей сейсмограмме.

Определение Q_c по множеству значений. После обработки всех записей для каждой станции сети получен ряд значений добротности для рассматриваемого набора частот и для разных значений длительности окна кода-волн W(20, 30, 40, 50 c). По каждой частоте и каждому окну W построены функции плотности вероятности полученного набора значений. Значение максимума этого распределения может соответствовать значению добротности на рассматриваемой частоте при соответствующей длительности окна W. Для расчета максимума полученного распределения использовано два подхода: расчет среднего и среднеквадратичного отклонения и описание исходного ряда функцией нормального распределения [Корн, 1973]; определение максимального значения по ряду, сглаженному фильтром Гаусса [Nixon, Aguado, 2008].

Пример аппроксимации исходного ряда представлен на рис. 2.1.8А. Слева – модель нормального распределения: наблюдается значительное смещение максимума исходного ряда влево относительно функции нормального распределения; справа – сглаживание фильтром Гаусса: незначительное смещение вправо максимума сглаженной функции относительно исходного ряда. Для уменьшения наблюдаемых смещений осуществлен переход к усеченным исходным данным на основе исключения значений, не входящих в доверительный интервал 99 % по распределению Стьюдента. Результат усечения представлен на рис. 2.1.8Б, где модель нормального распределения хорошо описывает исходный ряд в целом, а функция, полученная сглаживанием исходного ряда фильтром Гаусса, чувствительна к одному из пиковых значений исходного. В качестве окончательного значения добротности принято среднее значение между максимумами, полученными обоими подходами.



STA: ULHL, Time: 2010-01-05T21:19:15.790000Z

Рис. 2.1.7. Пример определения Q_c . Слева – окна сейсмограммы локального землетрясения (нм·с) и ее составляющие на разных частотах, вертикальными линиями на сейсмограммах отмечено окно кода-волн (по [*Сычева, Сычев,* 2017]). В центре – окна кода-волн для исходного ряда и для каждой рассматриваемой частоты. Справа – сглаженные ряды, по которым определяется угол наклона огиба-

ющей, который далее пересчитывается в добротность.



Рис. 2.1.8. Функции плотности вероятности значений добротности и их описание функцией нормального распределения (слева) и сглаживание фильтром Гаусса (справа) по полному (А) и усеченному (Б) ряду для станции КZA на частоте 3.0 Гц (по [*Сычева, Сычев,* 2017]).

2.1.3. Результаты исследования

Значение Q_c . Для каждой станции сети (подразумевается область с радиусом 100 км вокруг станции) получены оценки добротности для всех рассматриваемых частот и исследуемых участков кода-волн разной длительности W (5, 10, 20, 30, 40, 50 с), суммарное рассмотрение этих оценок отнесено ко всей территории Бишкекского геодинамического полигона. В табл. 2.1.3 представлены значения добротности (Q_c) , среднеквадратичное отклонение и количество обработанных записей для всех исследуемых станций по всему набору частот для всех значений W, а на рис. 2.1.9 – графическое представление зависимостей значений добротности от частоты.

Для кода-волн длительностью W = 5 с ошибка вычисления добротности составляет 50 % от значения на частоте 0.75 Гц и 45 % – на частоте 24 Гц, для окна W = 50 с – соответственно 48 % и 21 %: чем больше центральная частота или чем больше рассматриваемый участок кода-волн, тем меньше ошибка вычисления добротности. Рис. 2.1.5 хорошо демонстрирует улучшение качества фильтра с увеличением центральной частоты.



Рис. 2.1.9. Зависимость добротности от частоты для станций сети КNET и БГП для различных значений рассматриваемого участка кода-волн *W* (по [*Сычева, Сычев,* 2017]).

Согласно табл. 2.1.3 и рис. 2.1.9, наблюдается тесная зависимость добротности от частоты, а также незначительный разброс в значениях добротности между станциями на всех частотах. Это можно объяснить положением станций – в горных областях или во впадинах, а также наличием разломных зон в окрестности анализируемых областей (например, станция КВК, Тундюкский разлом). В табл. 2.1.4 представлены границы изменения добротности (минимальное и максимальное значения) по станциям сети на каждой частоте рассматриваемых временных окон. Минимальный средний разброс между станциями составляет 23 % для частоты 12 Гц, максимальный – 36 % для частоты 0.75 Гц. Минимальный средний разброс 24 % по всем частотам получен для окна длительностью 20 с, максимальный – 32 % для окна в 5 с. **Таблица 2.1.3.** Значения добротности Q_c , среднеквадратичного отклонения (R) и количество обработанных записей (N) для БГП (BGP) и всех исследуемых станций

Hacrora.	Гц	Пара- метр	BGP	AAK	AML	CHM	EKS2	KBK	KZA	TKM2	UCH	ULHL	USP
		Q	13	13	14	12	14	14	13	14	14	13	9
	0.75	R	7	7	7	6	7	7	7	7	7	7	5
		Ν	10629	950	873	981	823	1179	1438	1424	1155	894	974
		Q	27	29	33	29	29	28	29	27	26	27	24
	1.5	R	13	15	18	13	17	14	15	13	11	15	13
		N	12312	1095	929	1151	930	1415	1651	1766	1473	986	1045
		Q	64	59	77	64	72	62	72	66	57	64	61
	3	R	33	29	43	38	37	30	40	34	29	35	32
5 c		Ν	13001	1180	973	1288	894	1609	1721	1923	1507	1034	1149
M =		Q	165	141	196	163	184	115	170	177	170	163	159
	6	R	89	83	106	91	93	71	87	88	87	73	92
		N	13541	1246	1010	1367	915	1680	1908	2042	1649	1139	1255
		Q	414	360	462	396	471	313	444	430	388	433	378
	12	R	207	211	229	199	213	198	210	196	185	217	159
		Ν	13361	1276	1101	1442	990	1751	2064	2275	1780	1214	1303
		Q	926	868	973	1085	1079	775	948	961	859	989	930
	24	R	418	438	477	466	471	399	521	401	335	400	375
		Ν	11836	1423	1159	1518	1152	1766	2169	2376	1935	1339	1353
		Q	27	26	30	23	26	30	26	27	29	27	18
	0.75	R	14	14	13	15	13	15	12	14	16	15	12
		Ν	21024	1800	1787	1670	1749	2220	2750	2806	2740	1790	1712
		Q	54	51	56	57	56	56	58	56	48	53	45
	1.5	R	27	25	26	33	27	27	28	26	22	28	26
		Ν	26717	2252	2162	2170	2116	2844	3647	3591	3622	2256	2057
		Q	119	105	150	114	139	109	127	130	99	120	114
	3	R	63	57	77	62	59	58	67	63	59	58	55
= 10		N	28973	2568	2221	2684	2132	3165	3833	4065	3501	2543	2261
M=		Q	282	254	312	263	323	210	294	305	266	282	288
	6	R	132	156	150	107	128	139	126	139	120	104	129
		N	30683	2608	2443	2869	2214	3420	4089	4267	3579	2645	2549
		Q	610	641	630	625	625	575	618	686	574	597	561
	12	R	243	301	257	227	226	296	246	246	235	207	184
		Ν	32902	2855	2510	2979	2415	3570	4532	4714	3987	2781	2559
		Q	1257	1287	1358	1299	1333	1220	1273	1373	1108	1169	1194
	24	R	452	526	548	442	433	513	479	429	345	363	373
		N	32749	2766	2697	2925	2478	3415	4261	4786	4139	2797	2485

Продолжение табл. 2.1.3

Частота.	Гц	Пара- метр	BGP	AAK	AML	CHM	EKS2	KBK	KZA	TKM2	UCH	ULHL	USP
		Q	51	49	59	36	48	49	56	52	54	49	36
	0.75	R	26	25	28	26	24	25	28	24	26	23	21
		Ν	18616	1706	1626	1272	1509	1995	2569	2688	2436	1546	1278
		Q	93	84	110	103	92	87	95	105	90	86	73
	1.5	R	41	39	44	63	40	36	38	44	37	43	47
		Ν	26020	2344	2221	1734	1963	2991	3666	3567	3363	2222	1458
		Q	210	214	224	224	209	181	214	234	210	190	206
	3	R	86	96	82	106	67	77	86	104	77	69	89
20 c		Ν	28391	2542	2312	2381	2076	3208	3908	3957	3289	2539	2188
= 1		Q	417	468	414	409	429	407	408	443	406	392	413
	6	R	128	176	122	120	128	129	115	129	117	98	122
		N	29139	2484	2316	2677	2119	3365	3970	4060	3335	2520	2302
		Q	771	863	762	756	836	794	724	836	729	726	714
	12	R	187	249	198	176	210	220	160	184	185	157	145
		Ν	28713	2362	2230	2578	2119	3145	3847	4153	3511	2410	2267
		Q	1414	1533	1508	1353	1533	1465	1357	1500	1269	1310	1413
	24	R	320	463	388	285	324	453	300	254	278	267	282
		Ν	24971	1910	1965	2321	1898	2888	2890	4018	3236	2401	1963
		Q	70	65	78	54	65	66	81	65	72	73	55
	0.75	R	34	33	34	41	28	30	36	30	31	34	28
		N	19015	1784	1720	1228	1474	2170	2762	2721	2549	1510	1106
		Q	123	109	141	142	128	109	125	134	120	107	102
	1.5	R	48	50	48	100	51	39	46	53	39	51	64
		N	23377	2498	2422	1847	2023	3271	3885	3776	3499	2225	1940
		Q	264	284	264	307	273	229	260	302	239	246	294
0	3	R	89	109	79	121	87	78	75	104	70	79	115
30 6		N	29456	2614	2487	2354	2134	3387	4036	4075	3561	2604	2213
M =		Q	480	552	500	473	532	480	448	541	453	438	492
	6	R	118	158	112	104	139	125	94	121	111	93	126
		N	30125	2542	2486	2719	2164	3437	4032	4238	3587	2606	2323
		Q	829	932	818	787	980	842	769	886	788	772	837
	12	R	162	221	177	156	193	170	128	130	155	128	155
		N	29367	2388	2445	2666	2157	3144	3572	4235	3560	2584	2325
		Q	1492	1599	1597	1416	1717	1552	1445	1529	1296	1347	1524
	24	R	283	410	324	244	327	352	347	174	245	210	273
		N	23871	1762	1972	2245	1760	2204	2576	4020	3052	2436	1853

Окончание табл. 2.1.3

Hacrora.	Гц	IIapa- merp	BGP	AAK	AML	CHM	EKS2	KBK	KZA	TKM2	UCH	ULHL	USP
		Q	82	74	91	70	74	80	98	74	84	84	64
	0.75	R	39	36	38	53	33	35	43	37	39	36	32
		Ν	18276	1686	1730	1260	1367	2148	2732	2567	2434	1395	966
		Q	143	130	158	162	161	122	141	151	135	129	134
	1,5	R	56	64	48	107	63	41	50	61	43	61	94
		Ν	27061	2463	2473	1879	1977	3304	3878	3668	3479	2116	1833
		Q	298	343	295	339	327	281	284	343	272	274	371
	3	R	93	120	68	124	99	90	73	108	74	79	144
40 c		Ν	29195	2580	2527	2228	2122	3357	4036	4043	3571	2606	2134
$=\Lambda$		Q	531	617	537	543	596	519	472	556	504	463	610
	6	R	117	149	117	120	137	130	88	96	111	85	140
		Ν	30143	2479	2530	2706	2170	3417	4054	4254	3600	2621	2324
		Q	887	967	868	864	1006	894	798	919	833	820	936
	12	R	160	204	181	175	189	173	128	112	145	121	155
		Ν	29151	2254	2497	2647	2148	3063	3863	4242	3533	2592	2321
		Q	1557	1717	1597	1529	1850	1628	1547	1552	1419	1358	1673
	24	R	290	438	261	269	327	401	421	169	313	190	321
		Ν	21678	1520	1867	2032	1561	1922	2148	3668	2729	2385	1655
		Q	96	92	118	98	91	89	115	80	97	99	93
	0.75	R	45	54	44	70	36	39	52	31	43	44	54
		Ν	17317	1530	1685	1327	1300	2018	2634	2380	2285	1282	885
		Q	168	159	180	231	198	147	174	183	158	158	178
	1.5	R	66	77	48	110	72	52	59	82	56	73	131
		Ν	26426	2371	2481	1832	1982	3248	3825	3538	3431	2006	1721
		Q	340	384	324	397	388	316	322	387	318	315	453
	3	R	99	123	63	128	111	104	85	115	79	83	162
50 c		Ν	28620	2516	2531	2044	2092	3282	4007	3966	3547	2596	2048
$= \Lambda$		Q	567	681	556	598	664	559	504	580	539	517	686
	6	R	115	163	92	138	150	128	89	84	111	82	153
		Ν	29821	2357	2532	2636	2155	3382	4034	4230	3580	2614	2310
		Q	943	1029	911	964	1153	948	852	960	893	860	1029
	12	R	166	217	147	197	179	170	142	100	172	114	177
		Ν	28448	2042	2478	2566	2114	2936	3760	4205	3468	2590	2298
		Q	1651	1838	1649	1686	2024	1790	1672	1598	1617	1449	1843
	24	R	337	449	294	334	390	478	508	166	495	173	361
		Ν	18791	1180	1658	1784	1307	1555	1679	3652	2325	2261	1399

Wa			Центра	лльная частот	a, Гц		
<i>w</i> , c	0.75	1.5	3	6	12	24	Cp., %
5	9–14 (36)	24–33 (27)	57-77 (26)	115–196 (41)	313–471 (34)	775–1085 (29)	32
10	18-30 (40)	45-58 (22)	99–150 (34)	210-323 (35)	561-686 (18)	1108–1383 (20)	28
20	36–59 (39)	73–110 (34)	181–234 (23)	392-468 (16)	714-863 (17)	1269–1533 (17)	24
30	54-81 (33)	102–142 (28)	229-307 (25)	438–552 (21)	769–980 (22)	1296–1717 (25)	26
40	64–98 (122)	122–162 (25)	272–371 (27)	463–617 (25)	798–1052 (24)	1358–1850 (27)	27
50	80–118 (32)	147–231 (36)	315–453 (30)	504-686 (27)	852-1153 (26)	1449–2024 (28)	30
Cp., %	36	29	28	27	23	24	

Таблица 2.1.4. Диапазон изменения значения добротности Q_c станций сети KNET для различных центральных частот и временных окон

Примечание. Приведен диапазон значений минимальное-максимальное, в скобках – процент разброса.

Значение Q_0 и частотный параметр n. Обычно добротность увеличивается с частотой [*Mitchell*, 1981] согласно уравнению

$$Q_{\rm c}(f) = Q_0(f/f_0)^n,$$
 (2.11)

где Q_0 – добротность на некоторой референтной частоте f_0 (как правило, 1 Гц), n – частотный параметр, который близок к 1 и меняется от региона к региону [*Aki*, 1980]. По данным из табл. 2.1.3 для каждой станции сети и БГП путем описания их степенной моделью $y = ax^b$ получены зависимости вида $Q_c(f) = Q_0 \cdot f^n$ (в табл. 2.1.5 представлены функции по станциям сети KNET, а в табл. 2.1.6 – для БГП).

Таблица 2.1.5. Функции зависимости добротности от частоты для станций сети КNET

W	AAK	AML	СНМ	EKS2	КВК
5	$(15 \pm 1)f^{(1.3 \pm 0.01)}$	$(26 \pm 2) f^{(1.2 \pm 0.03)}$	$(12 \pm 1) f^{(1.4 \pm 0.03)}$	$(21\pm2)f^{(1.2\pm0.02)}$	$(12 \pm 1) f^{(1.3 \pm 0.03)}$
10	$(37 \pm 5) f^{(1.1 \pm 0.03)}$	$(43\pm2)f^{(1.1\pm0.02)}$	$(37 \pm 3) f^{(1.1 \pm 0.03)}$	$(44 \pm 3) f^{(1.1 \pm 0.02)}$	$(30 \pm 4) f^{(1.1 \pm 0.04)}$
20	$(89 \pm 10) f^{(0.9 \pm 0.01)}$	$(75 \pm 3) f^{(0.9 \pm 0.01)}$	$(84 \pm 5) f^{(0.9 \pm 0.02)}$	$(80\pm 6)f^{(0.9\pm 0.02)}$	$(62 \pm 6) f^{(0.1 \pm 0.03)}$
30	$(118 \pm 12) f^{(0.8 \pm 0.01)}$	$(97\pm8)f^{(0.9\pm0.03)}$	$(111 \pm 10) f^{(0.8 \pm 0.03)}$	$(111 \pm 8) f^{(0.8 \pm 0.02)}$	$(92\pm 6)f^{(0.9\pm 0.02)}$
40	$(134 \pm 14) f^{(0.8 \pm 0.04)}$	$(117 \pm 7) f^{(0.8 \pm 0.02)}$	$(130 \pm 10) f^{(0.8 \pm 0.03)}$	$(130\pm 6)f^{(0.8\pm 0.02)}$	$(107 \pm 6) f^{(0.9 \pm 0.02)}$
50	$(153 \pm 16) f^{(0.8 \pm 0.01)}$	$(131 \pm 7) f^{(0.8 \pm 0.02)}$	$(159 \pm 12) f^{(0.7 \pm 0.03)}$	$(152 \pm 6) f^{(0.8 \pm 0.01)}$	$(115 \pm 7) f^{(0.9 \pm 0.02)}$
W	KZA	TKM2	UCH	ULHL	USP
<i>W</i> 5	KZA $(22 \pm 3) f^{(1.2 \pm 0.04)}$	TKM2 $(21 \pm 2) f^{(1.2 \pm 0.03)}$	UCH $(20 \pm 2) f^{(1.2 \pm 0.03)}$	ULHL $(19 \pm 2) f^{(1.3 \pm 0.03)}$	USP $(15 \pm 1) f^{(1.3 \pm 0.01)}$
W 5 10	KZA (22 \pm 3) $f^{(1.2 \pm 0.04)}$ (43 \pm 2) $f^{(1.1 \pm 0.01)}$	TKM2 $(21 \pm 2) f^{(1.2 \pm 0.03)}$ $(46 \pm 4) f^{(1.1 \pm 0.03)}$	UCH ($(20 \pm 2) f^{(1.2 \pm 0.03)}$ ($(42 \pm 5) f^{(1.0 \pm 0.04)}$	ULHL (19 \pm 2) $f^{(1.3 \pm 0.03)}$ (44 \pm 4) $f^{(1.0 \pm 0.04)}$	USP ($(15 \pm 1) f^{(1.3 \pm 0.01)}$ ($(38 \pm 3) f^{(1.1 \pm 0.03)}$
<i>W</i>51020	KZA $(22 \pm 3) f^{(1.2 \pm 0.04)}$ $(43 \pm 2) f^{(1.1 \pm 0.01)}$ $(79 \pm 4) f^{(0.9 \pm 0.02)}$	TKM2 $(21 \pm 2) f^{(1.2 \pm 0.03)}$ $(46 \pm 4) f^{(1.1 \pm 0.03)}$ $(89 \pm 5) f^{(0.9 \pm 0.02)}$	UCH ($(20 \pm 2) f^{(1.2 \pm 0.03)}$ ($(42 \pm 5) f^{(1.0 \pm 0.04)}$ ($(85 \pm 6) f^{(0.9 \pm 0.03)}$	ULHL $(19 \pm 2) f^{(1.3 \pm 0.03)}$ $(44 \pm 4) f^{(1.0 \pm 0.04)}$ $(76 \pm 5) f^{(0.9 \pm 0.02)}$	USP $(15 \pm 1) f^{(1.3 \pm 0.01)}$ $(38 \pm 3) f^{(1.1 \pm 0.03)}$ $(70 \pm 7) f^{(0.9 \pm 0.03)}$
 <i>W</i> 5 10 20 30 	KZA $(22 \pm 3) f^{(1.2 \pm 0.04)}$ $(43 \pm 2) f^{(1.1 \pm 0.01)}$ $(79 \pm 4) f^{(0.9 \pm 0.02)}$ $(94 \pm 5) f^{(0.9 \pm 0.02)}$	TKM2 $(21 \pm 2) f^{(1.2 \pm 0.03)}$ $(46 \pm 4) f^{(1.1 \pm 0.03)}$ $(89 \pm 5) f^{(0.9 \pm 0.02)}$ $(123 \pm 10) f^{(0.8 \pm 0.03)}$	UCH $(20 \pm 2) f^{(1.2 \pm 0.03)}$ $(42 \pm 5) f^{(1.0 \pm 0.04)}$ $(85 \pm 6) f^{(0.9 \pm 0.03)}$ $(107 \pm 8) f^{(0.8 \pm 0.03)}$	ULHL $(19 \pm 2) f^{(1.3 \pm 0.03)}$ $(44 \pm 4) f^{(1.0 \pm 0.04)}$ $(76 \pm 5) f^{(0.9 \pm 0.02)}$ $(98 \pm 5) f^{(0.8 \pm 0.02)}$	USP (15 ± 1) $f^{(1.3 \pm 0.01)}$ (38 ± 3) $f^{(1.1 \pm 0.03)}$ (70 ± 7) $f^{(0.9 \pm 0.03)}$ (103 ± 10) $f^{(0.8 \pm 0.03)}$
 <i>W</i> 5 10 20 30 40 	KZA $(22 \pm 3) f^{(1.2 \pm 0.04)}$ $(43 \pm 2) f^{(1.1 \pm 0.01)}$ $(79 \pm 4) f^{(0.9 \pm 0.02)}$ $(94 \pm 5) f^{(0.9 \pm 0.02)}$ $(99 \pm 9) f^{(0.9 \pm 0.03)}$	TKM2 $(21 \pm 2) f^{(1.2 \pm 0.03)}$ $(46 \pm 4) f^{(1.1 \pm 0.03)}$ $(89 \pm 5) f^{(0.9 \pm 0.02)}$ $(123 \pm 10) f^{(0.8 \pm 0.03)}$ $(137 \pm 10) f^{(0.8 \pm 0.03)}$	UCH $(20 \pm 2) f^{(1.2 \pm 0.03)}$ $(42 \pm 5) f^{(1.0 \pm 0.04)}$ $(85 \pm 6) f^{(0.9 \pm 0.03)}$ $(107 \pm 8) f^{(0.8 \pm 0.03)}$ $(118 \pm 6) f^{(0.8 \pm 0.02)}$	ULHL $(19 \pm 2) f^{(1.3 \pm 0.03)}$ $(44 \pm 4) f^{(1.0 \pm 0.04)}$ $(76 \pm 5) f^{(0.9 \pm 0.02)}$ $(98 \pm 5) f^{(0.8 \pm 0.02)}$ $(115 \pm 7) f^{(0.8 \pm 0.02)}$	USP $(15 \pm 1) f^{(1.3 \pm 0.01)}$ $(38 \pm 3) f^{(1.1 \pm 0.03)}$ $(70 \pm 7) f^{(0.9 \pm 0.03)}$ $(103 \pm 10) f^{(0.8 \pm 0.03)}$ $(137 \pm 17) f^{(0.8 \pm 0.04)}$

Таблица 2.1.6. Функции зависимости добротности от частоты для Бишкекского геодинамического полигона

<i>W</i> , c	<i>Н</i> , км	Q(f)	<i>W</i> , c	<i>Н</i> , км	Q(f)	<i>W</i> , c	<i>Н</i> , км	Q(f)
5	65	$20f^{12}$	20	80	$80 f^{0.9}$	40	100	$120 f^{0.8}$
10	70	41 <i>f</i> ^{1.1}	30	90	$102 f^{0.8}$	50	109	$135 f^{0.8}$

Для станций сети KNET Q_0 увеличивается от 12 ± 1 (CHM) до 23 ± 3 (KZA) при W = 5 с и от 110 ± 13 (KZA) до 167 ± 21 (USP) при W = 50 с, что указывает на возрастание добротности с глубиной. Степенной показатель меняется от 1.4 ± 0.03 (CMH) до 1.2 ± 0.03 (AML) при W = 5 с и от 0.7 ± 0.03 (TKM2) до 0.9 ± 0.02 (KZA) при W = 50 с. Для территории БГП, соответственно, Q_0 меняется от 20 ± 2 до 135 ± 6 и частотный параметр *n* от 1.2 ± 0.03 до 0.8 ± 0.01 .

Изменение значения Q_0 и показателя *n* в зависимости от глубины исследования для всех станций сети КNET и БГП представлено на рис. 2.1.10.



Рис. 2.1.10. Изменение показателя степени n(a) и значения $Q_0(b)$ для станций сети КNET и БГП в зависимости от глубины исследования (по [*Сычева, Сычев,* 2017]).

Согласно [Coda Q estimates..., 2004], низкие значения добротности (Q < 200) наблюдаются в тектонически активных регионах мира, высокие (Q > 600) – в стабильных областях и промежуточные (Q = 200-600) – в районах с умеренной тектонической активностью. Показатель зависимости добротности от частоты n (или частотный параметр) в уравнении (10) также характеризует среду и увеличивается по мере возрастания тектонической активности региона [Aki, 1980]. Значения частотного параметра варьируют от n < 0.5 для стабильных регионов до n = 0.3-0.8 для областей с умеренной тектонической активностью и n > 0.8 для тектонически активных регионов. В табл. 2.1.7 представлены функции добротности, полученные для некоторых сейсмоактивных регионов мира [Havskov, Ottemoller, 2010] и БГП. Параметры зависимости добротности от частоты (Q_0 и n), рассчитанные для БГП, согласуются с результатами оценки добротности других тектонически активных регионов.

Регион	Время, с	Q_0	n	<i>Q</i> для 10 Гц	Источник
Исландия	4	58	0.40	146	[Havskov et al., 2003]
Штат Вашингтон	20	63	0.97	588	[Havskov et al., 1989]
Вулканический район Горы Святой Елены	10	54	0.39		[Havskov et al., 1989]
Юго-Западный Камерун	40	65	1.0	650	[Ambeh, Faihead, 1989]
Гималаи, Индия	30–60	126	0.95	1122	[Gupta et al., 1996]
Южная Индия	80	535	0.59	2091	[Attenuation studies, 2007]
Байкальская рифтовая зона	20	105	0.9	835	[Добрынина и др.,2011]
Бишкекский геодинамический полигон	20	80	0.9	635	

Таблица 2.1.7. Функции зависимости добротности от частоты для различных регионов мира, полученные по кода-волнам

Таблица 2.1.8. Оценка добротности по станциям сети КNET для всего набора глубин (в баллах)

Стания			Глуби	на, км			Мастоположаниа	
Станция	65	70	80	90	100	109	местоположение	
EKS2	7	8	6	8	7	6	Киргизский хр.	
AAK	3	2	9	9	8	7	То же	
KBK	2	1	1	1	2	2	— « —	
CHM	1	3	7	7	6	8	Чуйская впадина	
USP	4	4	2	5	10	10	То же	
TKM2	8	10	10	10	9	8	- «	
AML	10	6	3	3	4	4	Суусамырская впадина	
KZA	9	7	5	2	1	1	Горы Кызарт	
UCH	6	5	8	6	5	5	Горы Джумгал	
ULHL	5	9	4	4	3	5	Иссык-Кульская впадина	

Примечание. Баллы определялись по значениям добротности, вычисленным на частоте 1 Гц (табл. 2.1.5). 1– минимальное значение добротности, 10 – максимальное.

В табл. 2.1.8 наглядно представлено изменение добротности с глубиной исследования по станциям сети KNET, расположенным в разных геологических структурах. Исходя из данных табл. 2.1.8, можем отметить некоторые закономерности изменения добротности станций в зависимости от их местоположения. Согласно [*Receiver function...*, 2004], граница земной коры для горных массивов исследуемой территории проходит на глубинах 60–80 км, а во впадинах – на глубине 45–50 км (рис. 2.1.11*г*).

Станции EKS2, AAK и KBK находятся на Киргизском хребте в направлении с запада на восток. Первая имеет балльность выше средней по всему набору глубин, у второй низкая добротность до глубины 70 км, а станция KBK имеет низкую добротность по всем глубинам. Она расположена в зоне с максимальной мощностью земной коры, и вблизи станции проходит Тундюкский разлом. Станции CHM, USP и TKM2 находятся по северной окраине Чуйской впадины. Для станции CHM, как и для AAK, добротность сохраняет минимальное значение до глубин 70 км, после чего начинает возрастать, а станция USP обладает минимальным и средним значениями добротности до глубины 90 км и максимальным – на последующих глубинах. Для станции же TKM2 добротность максимальная по всему набору глубин. Станция расположена на окраине Чуйской впадины в предгорьях Чу-Илийских гор, где, по данным [*Receiver function...*, 2004], земная кора имеет минимальную мощность (рис. 2.1.11*г*). AML, KZA и UCH, самые высокогорные станции сети, находятся южнее Киргизского хребта. Для AML и KZA характерна добротность выше средней до глубин 70 км и ниже средней –

далее (свойства среды мало меняются), а для станции UCH добротность держится на уровне средней для всего набора глубин. Добротность станции ULHL, расположенной восточнее Киргизского хребта, можно оценить как ниже среднего уровня, исключая максимальное значение на глубине 70 км, что, вероятно, определяется локальными особенностями среды на глубине 60–70 км.



Рис. 2.1.11. Добротность станций сети КNET при исследовании глубин до 65 (*a*), 80 (*б*) и 109 (*в*) км (по [*Сычева, Сычев,* 2017]) и распределение границы Мохоровичича Тянь-Шаньского региона (*г*) по данным [*Receiver function...*, 2004].

На рис. 2.1.11 дано графическое представление распределения добротности на исследуемой территории для глубин 65, 80 и 109 км. Для исключения наложения рассматриваемый размер области вокруг станции уменьшен. На рисунке хорошо видно, как меняется добротность среды в зависимости от глубины исследования. Для слоя до 65 км значение добротности минимально по станциям USP, CHM и KBK. Для слоя до 80 км видим некоторую перестройку значений добротности по станциям относительно предыдущей глубины исследования: минимальное значение имеют станции KBK и USP, а максимальное – TKM2 и AAK. При рассмотрении слоя до 109 км наблюдается следующая картина: станции, которые находятся в Чуйской впадине и на ее окраине, имеют более высокую добротность, чем станции, расположенные в горных областях. При глубинах исследования более 100 км в горных областях большую часть слоя составляет земная кора, а во впадинах – слой, расположенный ниже земной коры.

Полученные результаты показывают, что изменения добротности среды с глубиной в окрестности станций, расположенных на одних структурах, обусловлены локальными свойствами среды на разных глубинах: мощностью земной коры, близким расположениям разломных зон и другими особенностями.

В работе [Земцова, 1985] результаты исследования добротности представлены в виде таблицы значений добротности на разных частотах I, II и III ветвей огибающей кода-волн. По этим показателям на разных частотах для I ветви (20–100 с) была построена зависимость добротности от частоты и описана степенной функцией. Степенные функции, полученные по данным сети KNET для БГП и данным А.Г. Земцовой для Северного Тянь-Шаня, даны на рис 2.1.12: для БГП результаты

представлены для W = 20 с и 50 с. Параметры степенной функции по данным Земцовой определены с большей погрешностью и отличаются от рассичитанных нами для БГП.

Коэффициент затухания сейсмических волн, δ_c , на некоторой частоте fвычисляется по величине $Q_c(f)$ аналогично (2.1): $\delta_c = \pi f / (V Q_c)$.

Для частоты 1 Гц получены значения δ_c по станциям сети КNET и БГП для разных глубин исследования (табл. 2.1.9) и построены соответствующие зависимости (рис. 2.1.13): наблюдается высокая скорость изменения δ_c до глубины 80 км, после чего коэффициент затухания меняется практически мало. Это может означать, что до глубины 80 км свойства среды меняются быстро, а после 80 км – незначительно.



Рис. 2.1.12. Функции зависимости добротности от частоты исследуемого региона (по [*Сычева*, *Сычев*, 2017]). Показаны точки, по которым строилась аппроксимация степенной функцией: круги – данные Земцовой; звездочки – данные для БГП. Коричневым цветом отмечены зависимости, полученные для БГП для окон 20 с: $Q_c = (80 \pm 4) f^{(0.9\pm0.01)}$ и 50 с: $Q_c = (135 \pm 6) f^{(0.8\pm0.01)}$ (см. табл. 3.1.6); синим цветом – полученные по ветви I кода-волн (20–100 с), $Q_c = (111 \pm 15) f^{(0.8\pm0.05)}$, [Земцова, 1985].

Н, км	БГП	AAK	AML	СНМ	EKS2	KBK	KZA	TKM2	UCH	ULHL	USP
65	0.0436	0.0582	0.0336	0.0727	0.0416	0.0727	0.0397	0.0416	0.0436	0.0459	0.0582
70	0.0218	0.0236	0.0203	0.0236	0.0198	0.0291	0.0203	0.0190	0.0208	0.0198	0.0230
80	0.0109	0.00986	0.0116	0.0104	0.0109	0.0140	0.0111	0.0098	0.0102	0.0114	0.0125
90	0.0085	0.00746	0.0090	0.0079	0.0079	0.0095	0.0092	0.0071	0.0081	0.0089	0.0085
100	0.0073	0.0065	0.0074	0.0067	0.0067	0.0081	0.0089	0.0064	0.0074	0.0076	0.0063
109	0.0064	0.0057	0.0067	0.0055	0.0057	0.0076	0.0079	0.0057	0.0071	0.0066	0.0052

Таблица 2.1.9. Коэффициент затухания для БГП и станций сети КNET



Рис 2.1.13. Изменение коэффициента затухания в зависимости от глубины исследования (по [*Сычева, Сычев, 2017*]): *а* – станции сети КNЕТ и БГП; *б* – БГП и БРЗ (Байкальская рифтовая зона) [Добрынина и др., 2011].

На рис. 2.1.136 представлены зависимости изменения коэффициента затухания от глубины исследования для двух тектонически активных регионов: БГП (исследуемые глубины 65, 70, 80, 90, 100, 109 км) и БРЗ (исследуемые глубины 96, 114, 130, 145, 159 км) [Добрынина и др., 2011]. Несмотря на малый участок пересечения исследуемых глубин, можно отметить, что затухание по БРЗ является продолжением зависимости затухания по БГП. В табл. 2.1.10 представлены уравнения регрессии для БГП, построенные для глубин 80–109 км, и БРЗ для глубин 96–159 км.

Таблица 2.1.10. Экспоненциальная зависимость коэффициента затухания от глубины исследования для БГП и БРЗ

Регион	Глубины, км	δ _c (c)	RMS
БГП	65–109	$0.3843e^{-0.04c}$	0.8432
БГП	80–109	$0.0442e^{-0.018c}$	0.9809
БРЗ	96–159	$0.0311e^{-0.014c}$	0.9975

Примечание. с – глубина (см. табл. 2.1.2).

Полученные зависимости имеют близкие выражения, т.е. процесс затухания сейсмических волн на рассматриваемых глубинах подчиняется практически одному закону.

2.2. Метод томографической инверсии

Сейсмическая томография – методика изучения распределения в геологической среде значений упругих характеристик по интегральным параметрам проходящих через эту среду волн при сейсмическом просвечивании. К таким характеристикам обычно относят скорости распространения и затухания упругих колебаний. В условиях сейсмологической сети KNET такое просвечивание геологической среды можно осуществить на основе землетрясений, произошедших на территории Бишкекского геодинамического полигона и зарегистрированных станциями сети.

Рассмотрим, как добротность среды может быть определена с помощью нескольких станций. Пусть имеется k сейсмических событий, записанных на *i*-й станции. В условиях, когда имеется много станций и событий, определение станционных поправок $L_i(f)$ осуществляется при решении самой задачи. Тогда для kсобытий и для *i*-той станции выражение (2.2) может принять следующий вид [*Havskov*, Ottermoller, 2010]:

$$\ln A_{\rm ki}(f,t_{\rm ki}) = \ln A_{\rm 0k}(f) - \beta \ln t_{\rm ki} + \ln L_{\rm i}(f) - \frac{t_{\rm ki}f\pi}{Q(f)} , \qquad (2.12)$$

где $A_{ki}(f, t)$ – спектральная амплитуда на конкретной частоте в момент наблюдения t_{ki} , $L_i(f)$ – станционные поправки для *i*-той станции, которые включены в выражение вместо постоянной *k*. Каждой паре «станция-событие» будет соответствовать одно уравнение для конкретной частоты. Неизвестными в выражении (2.12) являются *k* членов $A_{0k}(f)$, *i* станционных поправок L(f) и Q(f). Полученный набор линейных уравнений может быть решен стандартным методом, и наряду с определением Q(f), могут быть определены и станционные поправки L(f).

Метод волновой инверсии (см. раздел 3.3) для определения Q обычно применяется для P- и S-волн. На первом шаге инверсии обычно получают среднее значение Q для всего или части набора данных (например, [Sereno et al., 1988; Benz et al., 1997]). Однако для рассматриваемой области затухание (обратная величина добротности) не является постоянной величиной и для сопоставления изменений свойств горных пород определяются вариации поля затухания от среднего значения. Определение изменения Q решается формированием уравнения (2.12) для каждой пары, и задача рассматривается как томографическая проблема (например, [Menke, 1989; Tarantola, 2005]). Впервые Q-инверсия была выполнена для P- и S-волн с применением алгоритма сейсмической томографии в работе [Haberland, Rietbrock, 2001]. Чаще всего эта работа берется за основу при решении задач определения затухания сейсмических волн в среде.

2.2.1. Исходные данные

Для исследования затухания сейсмических волн были рассмотрены записи более 6000 сейсмических событий с частотой 100 Гц, которые произошли на территории, контролируемой сейсмической сетью KNET в период с 1999 по 2014 г. Выбор начальной даты этого периода связан с тем, что волновые формы с частотой 100 Гц стали поступать на HC PAH с середины 1998 г. На рис. 2.2.1 представлено местоположение сейсмических событий и сейсмических станций сети KNET, а также трассы *P*-волн.



Рис. 2.2.1. Трассы сейсмических волн (по [*Collisional processes..., 2018*]). Δ – положение сейсмических станций сети КNET. Точки – землетрясения, черные линии – региональные разломы и северная граница Киргизии.



Рис. 2.2.2. Построение сетки параметризации для инверсии затухания (по [*Sychev et al., 2018*]). Серые линии – *Р*-лучи. Точки – местоположение узлов параметризации. Интенсивность цвета точки представляет количество узлов в каждой вертикальной линии.

На рис. 2.2.2 представлена сетка параметризации и местоположение узлов для инверсии затухания.

Поле затухания строится отдельно для *P*- и *S*-волн, в связи с чем рассматриваются три участка записи землетрясения: Р-волна, S-волна и сейсмический шум – участок в начале записи до прихода Р-волны. Длительность каждой волны и сейсмического шума составляет 2.5 с. Для использования быстрого преобразования Фурье необходимо, чтобы длина анализируемой записи или количество дискрет было кратно 2, поэтому рассматривались записи Р- и S-волн длиною 256 дискрет, что при частоте 100 Гц составляет 2.5 с. На рис. 2.2.3 представлен пример сейсмической записи землетрясения (серый цвет) и темным цветом отмечен анализируемый участок Р-и S-волн.

Перед вычислением спектра к анализируемым участкам применялось тапирование, а после расчета проводилось сглаживание спектра фильтром Гаусса. К анализу допускались только те события, для которых отношение сигнал/шум было больше трех. На рис. 2.2.4 представлены спектры *P*-и *S*-волн, ниже которых находится спектр сейсмического шума.



Рис. 2.2.3. Запись сейсмического события на станции ААК с обозначением анализируемого участка *P*-и *S*-волн (2.5 с) (по [*Collisional processes...*, 2018]).



Рис. 2.2.4. Пример сглаженного спектра сейсмической волны и его модели (графики сверху). Графики снизу – спектр сейсмического шума (по [*Collisional processes...*, 2018]). Оси представлены в логарифмическом масштабе.

2.2.2. Методика

Для изучения трехмерного распределения сейсмического затухания использовался тот же алгоритм, который был описан в работе [*Pathways of volatile...*, 2017] при исследовании района Харрата Лунайира, расположенного в Саудовской Аравии. Здесь просто и кратко описываются основные шаги, используемые для анализа данных и выполнения инверсии. Входные данные для томографии затухания оценивались с использованием алгоритма спектральной инверсии, предложенного в работе [*Haberland et al.*, 2001; *Rietbrock*, 2001]. Он основан на рассмотрении спектра сигнала от *i*-го источника, записанного *j*-м приемником, и может быть представлен в виде:

$$A_{ij}(f) = S_i(f)I_j(f)G_R(s)\exp(-\pi f \frac{t_{ij}}{Q_{ij}}), \qquad (2.13)$$

где f – частота, $S_i(f)$ – очаговый спектр, $I_j(f)$ – инструментальная характеристика, $G_R(s)$ – геометрическое расхождение, Q_{ij} – фактор добротности, представляющий потерю энергии сигнала в течение одного периода, а *t*_{ij} – время прохождения сейсмической волны между источником и приемником. В гетерогенной среде полная потеря энергии, обусловленная затуханием вдоль луча, может быть представлена в виде интеграла

$$t_{ij}^{*} = \int_{path} \frac{ds}{Q(s)V(s)},$$
 (2.14)

где – V(s) скорость сейсмической волны вдоль траектории луча. Исходный спектр для скорости смещения можно описать, используя модель Брюна [*Brune*, 1970] в виде

$$S_{\rm i}(f) = \Omega_0 / (1 + (\frac{f^2}{f_{\rm c}^2}), \qquad (2.15)$$

где Ω_0 и f_c – параметры модели, которые также используются для оценок сейсмического момента M_0 и радиуса очага (радиуса Брюна). Параметр Ω_0 получил условное название «спектральная плотность», его величина определяется факторами, не зависящими от частоты. Параметр f_c – угловая частота, определяющая затухание спектра $S_i(f)$ с возрастанием частоты. Геометрическое расхождение для объемных волн просто аппроксимируется в виде $G_R(s) = 1/s$. Мы можем игнорировать поправку за инструмент, потому что моделируем наблюдаемые спектры в полосе пропускания системы записи. Таким образом, спектр сигнала может быть представлен следующим образом:

$$A_{ij}(f) = \Omega_{0ij} \exp(-\pi f t_{ij}^*) / (1 + \frac{f^2}{f_c^2}), \qquad (2.16)$$

где Ω_{0ij} содержит частотно-независимые члены, включая геометрическое расхождение. Для томографической инверсии мы использовали значение *t**:

$$t_{ij}^* = t_{ij} Q_{ij}^{-1}.$$
 (2.17)

Томографическая инверсия для затухания была основана на алгоритме, использованном ранее в работах [Koulakov, 2006; Distribution of seismic..., 2010]. Используя дискретную параметризацию затухания распределения A (или добротности Q), интеграл в выражении (2.14) можно свести к линейному уравнению:

$$M_{\rm ij} A_{\rm i} = t_{\rm j}^{*}, \tag{2.18}$$

где $A_i = 1/Q_{Si}$ – неизвестное затухание в *i*-м узле, а M – первая производная матрица представляющие изменения t^* вдоль *j*-го луча из-за единичного изменения затухания в *i*-м узле. Согласно рекомендациям метода томографической инверсии, вместо абсолютных значений затухания и t^* в инверсии томографии, можно использовать их отклонения от эталонной модели. Для эталонного затухания мы использовали постоянное значение, которое оценивалось как среднее для всех лучей:

$$dt^* = t^* - (A_0 + A^{\rm av}t), \qquad (2.19)$$

где t – время прохождения сейсмической волны между источником и приемником, A^{av} является средним затуханием, а A_0 – затухание для нулевого смещения. Значения A_0 и A^{av} определяется вручную с использованием графиков t^* в зависимости от t. Для обеих P- и S-волн $A_0 = 12$ с, и A^{av} было равно 1.4 с и 0.7 с для P- и S-волн соответственно. Затем, томография инверсии была выполнена для отклонения затухания, dA, вычисленного в отношении A^{av} , которое используется в качестве эталонной модели. В этом случае проблему можно свести к решению системы линейных уравнений $M_{ij}dA_i = dt_j^*$.

В этих расчетах мы использовали положение источников, траектории лучей, (трехмерную) скоростную модель, полученную на основе томографических исследований.

Трехмерное распределение затухания в томографической инверсии было параметризовано в набор узлов, распределенных в объеме исследования, используя тот же алгоритм, что и в *LOTOS* (*Local Tomography Software*) [*Koulakov*, 2009] для пассивной томографии времени прохождения (вычисления производятся в течение одной итерации без обновления исходных координат). В горизонтальном направлении узлы распределены с интервалом 2 км в областях с достаточной плотностью лучей (более 0.1 средней плотности луча). В вертикальном направлении расстояние между узлами также зависит от плотности данных, но оно не может быть меньше 2 км. Чтобы избежать артефактов, связанных с конфигурацией сетки, инверсия была выполнена в четырех сетках с различными базовыми ориентациями (0, 22, 45 и 66°). В каждой сетке число параметров затухания было приблизительно 400. После инверсий результаты всех сеток усреднялись в одной трехмерной модели.

Инверсия матрицы была выполнена с использованием алгоритма LSQR [Paige, Saunders, 1982; Nolet, 1987]. Устойчивость инверсии контролировалась с помощью специального матричного блока, который сглаживал разницу между значениями затухания в соседних узлах. Значение коэффициента демпфирования для этого блока было определено равным 5, что было оптимальным значением, которое обеспечивало наиболее разумные значения для затухающих отклонений и, таким образом, позволило наилучшим образом восстановить синтетическое моделирование.

Для расчетов затухания используются скоростные модели, лучевые траектории и исходные координаты, полученные после итеративной скоростной томографии, проведенной в работе [*Collisional processes...*, 2018]; результаты томографии частично представлены ниже в разделе 2.3. В итоге томографической инверсии были вычислены отклонения затухания (A = 1 / Q) относительно их среднего значения.

Используя метод сеточного поиска, значения f_c , t^*_{ij} и Ω_{0ij} в (2.16) оптимизировались, чтобы достичь наилучшего соответствия между вычисленными и наблюдаемыми спектрами сигнала (рис. 2.2.5). Чтобы оценить качество определения, проводилась оптимизация как для соответствующей сейсмической волны, так и для шума. Если отношение сигнал/шум было меньше трех или если спектральные кривые сигнала и шума пересекались, такие данные были исключены из рассмотрения.

В результате этого анализа было вычислено 12409 и 13786 значений *t*^{*} для *P*и *S*-волн соответственно, которые были использованы в качестве входных данных для инверсии томографии. Лучи, соответствующие этим данным, представлены на рис. 2.2.1.



Рис. 2.2.5. Пример сеточного поиска для оптимизации значения *t** и *f*_c для *P*- и *S*-волн (станция ААК, по [*Collisional processes...*, 2018]). Оси представлены в логарифмическом масштабе.

2.2.3. Результаты исследования

Для расчета затухания были использованы данные KNET с лучами, имеющими ограниченное эпицентральное расстояние и глубину проникновения (рис. 2.2.1). По этой причине модель не может быть разрешена ниже глубины 15 км. Область разрешения в полученных картах выглядит шире, чем сетевая апертура, потому что для томографии затухания использовались данные зарегистрированных землетрясений, расположенных за пределами исследуемой области. Отметим, что в случае изучения затухания роль неопределенности источника менее значительна, чем при совместной томографии для скоростей и параметров источника.

Следует отметить, что при вычислении затухания используется трехмерная скоростная модель и, следовательно, может каким-то образом влиять на нее. Чтобы проверить это, было выполнено несколько инверсий для затухания с использованием различных скоростных моделей (включая одномерную структуру скорости) и получены, в общем, одинаковые структуры. Трехмерная скоростная модель, которая использовалась в построении поля затухания сейсмических волн, была получена на основе данных сейсмических станций, расположенных на территории Тянь-Шаня (станции Института сейсмологии НАН КР, станции сети КNET и временные станции ЦАИЗ) и на базе нелинейного алгоритма пассивной сейсмической томографии *LOTOS* [*Koulakov*, 2009]. В целом, для томографии было использовано 34 676 *P*- и 27 345 *S*-волн от 4 775 событий. Эта часть исследования представлена в работе [*Collisional processes...*, 2018] и некоторые вопросы рассматриваются ниже в разделе 2.3.

На картах затухания *P*- и *S*-волн на глубине 5 и 15 км (рис. 2.2.6) отчетливо видно, что зоны с более высоким затуханием в основном связаны с горными районами, в то время как аномалии с низким уровнем затухания соответствуют устойчивым сегментам Казахского щита. Депрессия озера Иссык-Куль связана с локальным уменьшением затухания в моделях ослабления *P*- и *S*-волн. Также можно идентифицировать локальное увеличение затухания вдоль Чу-Илийских гор, отделяющего бассейн Чу от остальной части Казахской плиты.

Поскольку t^* для данных *P*- и *S*-волн вычислялись отдельно друг от друга, а инверсии выполнялись независимо, наблюдаемая хорошая корреляция структур затухания *P*- и *S*-волн является еще одним аргументом, показывающим надежность ре-
зультатов. Действительно, сильно деформированная и трещиноватая кора в горных районах сильно рассеивает сейсмические волны и аналогичным образом приводит к затуханию *P*- и *S*-волн. Во впадинах Казахского щита рассеивание относительно низкое, и волны распространяются со слабым ослаблением.

Ранее было отмечено, что для исследуемой территории добротность также была определена на основе анализа кода-волн [*Сычева, Сычев,* 2017; *Сычева,* 2017]. В этих работах кода-волны рассматривались в окне различной длительности: 5, 10, 20, 30, 40 и 50 с, что соответствует глубинам исследования 65, 70, 80, 90 и 109 км, и добротность была получена для набора частот 0.75, 1.5, 3, 6, 12 и 24 Гц. Для слоя 65 км функция зависимости добротности от частоты для Бишкекского геодинамического полигона имеет вид $Q(f) = 20f^{1.2}$. Величина добротности для частоты 1 Гц составляет 20. Исследование поля затухания сейсмических волн методом томографической инверсии позволило оценить отклонение затухания сейсмических волн от средней добротности равной 12. Это может свидетельствовать о том, что добротности, полученные на основе анализа кода-волн и томографической инверсии, согласуются, если учесть, что в первом методе рассматриваются глубины до 65 км, а втором до 15 км.



Рис. 2.2.6. Отклонения затухания скорости *P*- и *S*-волн в горизонтальных сечениях (по [*Collisional processes...*, 2018]). Красные линии – основные разломы. Фоном является топография. Сокращения: *ChB* – это бассейн Чуя, *KzP* – Казахская плита, *ChR* – хребет Чуя, *KgR* – Киргизский хребет, *TFF* – Таласо-Ферганский разлом, *NrB* – бассейн Нарына. Среднее значение *Q* = 12, относительно чего представлена легенда.

2.3. Исследования поля сейсмических скоростей Бишкекского геодинамического полигона методом сейсмической томографии

Тянь-Шань относительно хорошо исследован благодаря совместным усилиям нескольких международных исследовательских групп, работающих на его территории с 1990-х гг. В разные периоды на территории Тянь-Шаня было развернуто значительное количество постоянных и переносных сейсмических станций, которые предоставляли большой объем данных независимо от постоянно работающих станций Киргизии. Эти данные были использованы в ряде исследований, в результате чего была получена информация о структуре земной коры и мантии Тянь-Шаня. Первая томографическая модель земной коры на основе портативных сетевых данных была получена в [Three-dimensional elastic..., 1993]. Позже эти же данные были повторно обработаны несколькими исследовательскими группами с применением различных томографических методов [Ghose et al., 1998; Sabitova et al., 1998; Сабитова, Адамова, 2001]. Использование новых данных и более сложных алгоритмов позволило получить новые модели земной коры и верхней мантии в работах [Zhao et al., 2003; Xu et al., 2007; Tomographic images..., 2009; Omuralieva et al., 2009]. Примерно те же данные использовались при томографических исследованиях коры и верхней мантии под киргизским Тянь-Шанем в работе [Lei, 2011; Забелина и др., 2013]. Региональное исследование скоростей Рп-волн и азимутальной анизотропии под всем Тянь-Шаньским поясом (включая его Китайскую часть, Тарим и другие прилегающие территории) изучалась в [Zhou, Lei, 2015]. Данные о поверхностных волнах были совместно инвертированы вместе с данными о гравитации и «receiver function» и обеспечили надежными результатами о толще земной коры и скоростях сейсмических волн для киргизского Тянь-Шаня [Li et al., 2016].

Несмотря на то, что проведены многочисленные исследования структуры земной коры и верхних слоев мантии, обозначенные выше, фактическое понимание структур еще далеко от окончательного. Действительно, модели, полученные в большинстве из вышеупомянутых исследований, не всегда коррелируют друг с другом, и в некоторых случаях присутствуют черты противоречий.

Лучшее согласование было достигнуто при изучении структур мантии. Телесейсмические исследования на основе данных региональных сейсмических сетей были проведены независимо [*Lei*, *Zhao*, 2007; *Xu et al.*, 2007]. В этих исследованиях выявили сходные черты: аномалию, погружающуюся на север, которую интерпретировали как субдуктированную литосферу Тарима, и еще одну аномалию погружения, связанную с Казахским щитом. Аналогичные черты были выявлены в томографической модели для всей Азии, построенной в работе [*Koulakov*, 2011].

Для понимания глубинного строения Тянь-Шаня в дополнение к сейсмической томографии большое значение имели исследования, основанные на других методах. Тщательный анализ имеющихся сейсмических данных и использование метода «receiver function» позволило получить информацию о границах в земной коре [Kosarev et al., 1993; Crustal structure..., 2002; Receiver function..., 2004] и в верхней мантии [Chen et al., 1997; Lithosphere and asthenosphere..., 2002; Mantle transition..., 2010]. Важно отметить, что в работе [Receiver function..., 2004] получены надежные данные о толще земной коры (до 60 км) под северной окраиной Тянь-Шаня на границе с Казахским щитом. Это погружение Мохо не имеет изостатической компенсации по топографии и остается загадочной структурой. Недавние исследования на основе метода «*receiver function*» [*Yu et al.*, 2017] обеспечили данными о формах разрывов мантии под всем Тянь-Шанем и его окрестностей. Авторы связали наблюдаемые неровности этих границ с погружением литосферы из-за продолжающегося столкновения.

Для обеспечения полного обзора следует упомянуть об электромагнитных исследованиях. Профильные глубокие сейсмические зондирования впервые были проведены в Тянь-Шане в 1960-е годы [Гамбурцев, 1960], но затем они были прерваны на десятилетия. В последнее время на основе активных источников возобновились исследования по профилю «МАНАС», которые позволили получить большой объем информации о глубинном строении под Центральным и Южным Тянь-Шанем с использованием нескольких геофизических методов [Поддвие Тарима..., 2010]. Мантийные и коровые структуры под Тянь-Шанем также исследовались магнитотеллурическими методами [Lithospheric heterogeneity..., 2003; Рыбин, 2010; Геоэлектрическая структура..., 2011; Баталев, Баталева, 2013].

Информация о глубинных структурах, полученная в результате различных геофизических исследований, должна стать ключевым элементом для понимания коллизионных процессов в Тянь-Шане и других поясах аналогичного генезиса. Однако несоответствия, существующие между результатами, не позволяют определить однозначные границы, и интерпретация моделей бывает противоречивой. В этом разделе представлена еще одна томографическая модель строения земной коры под киргизским Тянь-Шанем, которая включает в себя распределение сейсмических скоростей. Благодаря добавлению новых данных и тщательному тестированию было достигнуто улучшение по сравнению с большинством предыдущих моделей.

2.3.1. Данные и алгоритмы скоростной томографии

Для построения моделей скоростей сейсмических волн были использованы времена прибытия *P*- и *S*-волн локальных землетрясений Тянь-Шаньского региона, зарегистрированных сейсмическими станциями Киргизии и соседних территорий. Набор анализируемых данных состоит из двух частей. Первая часть предоставлена Институтом сейсмологии Национальной академии наук Киргизии. Этот набор данных сформирован на основе постоянно работающих сейсмических станций, расположенных по всей Киргизии и включает 6175 времен прихода *P*-волн и 4988 *S*-волн 435 землетрясений (в среднем 25.6 времен на событие). Эти данные ранее были использованы в работе [Забелина и др., 2013] для построения томографической модели земной коры Киргизии.

Второй набор данных включает времена прихода волн землетрясений, произошедших с 1999 по 2014 гг. на территории Тянь-Шаня и зарегистрированных станциями сети KNET [*Сейсмотектонические деформации...*, 2005]. Несмотря на то, что второй набор данных включает более чем 6000 локальных землетрясений, однако, отношение времен прихода к числу событий составило гораздо меньшее соотношение, т.к. эти события охватывают только северо-центральную часть территории Киргизии.

Для томографии скоростей сейсмических волн были выбраны данные с общим числом времен прихода *P*- и *S*-волн на событие, равное или большее 10. Во время предварительной процедуры локации событий были убраны пики (времена прихода) с абсолютными отклонениями более чем 1 и 1.5 с для *P*- и *S*-волн соответственно. Другие критерии отбора не применялись. В общей сложности для томографии было использовано 34 676 *P*- и 27 345 *S*-пиков волн для 4775 событий (почти 13 пиков на

событие). Лучевое покрытие, соответствующее инверсной томографии, показано на рис. 2.3.1.

Время прихода *P*- и *S*-волн было приведено к трехмерным моделям *P*- и *S*- скоростей и локации событий с использованием итеративного кода LOTOS [*Koulakov*, 2009], реализующего алгоритм томографии с пассивным источником. Расчеты начинаются с определения предварительного местоположения источников (землетрясений) с использованием стабильного метода поиска по сетке, который позволяет найти решение для источника, даже если априорная информация об исходных координатах неизвестна. Чтобы сделать вычисления на этом шаге более эффективными, был использован приближенный алгоритм для расчета времен пробега, основанный на интерполяции табличных значений для различных глубин и эпицентральных расстояний, рассчитанных на предварительном шаге.



Рис. 2.3.1. Распределение данных в томографических исследованиях скоростей сейсмических волн (по [*Collisional processes...*, 2018]). Зелеными треугольниками отмечены станции сети KNET, желтыми – станции KRNET, синими – другие сейсмические станции, красными точками – положение землетрясений. Серыми линиями отмечены пути для *P*-лучей. Для *S*-волн конфигурация лучей аналогична. Коричневыми линиями отмечены региональные разломы.

Итерационная процедура томографической инверсии начинается с перемещения источников, на основе использования обновленной трехмерной модели *P*и *S*-скоростей. На этом этапе был использован градиентный метод оптимизации, который позволяет быстро вычислить наиболее вероятное местоположение источника. Время в пути вычислялось с использованием 3D-трассировщика лучей на основе принципа минимизации времени (алгоритмы изгиба), предложенного [*Um*, *Terber*,1987]. Для построения сетки параметризации использовались траектории лучей, полученные после определения местоположения в первой итерации. Узлы сетки устанавливались только в областях с достаточным объемом данных (рис. 2.3.2). В представленной карте узлы сетки распределены равномерно (в нашем случае расстояние 10 км). В вертикальном направлении расстояние между узлами зависит от плотности лучей, но не может быть меньше заданного значения (в нашем случае 3 км). Вычисление результатов проводилось с использованием нескольких сеток с различными азимутальными направлениями (четыре сетки с ориентациями 0°, 22°, 45° и 67°). Усреднение результатов, полученных по четырем сеткам, позволило минимизировать любые артефакты сеточной геометрии. Стоит обратить внимание, что сетки устанавливаются только в первых итерациях. В последующем скорости обновляются в тех же узлах.



Рис. 2.3.2. Построение сетки параметризации для инверсии сейсмических скоростей (по [*Collisional processes...*, 2018]). Коричневые линии изображают лучевые пути. Точки – это местоположения узлов параметризации. Интенсивность цвета точки отображает количество узлов на вертикальной линии.

Инверсия выполняется одновременно для определения аномалий скорости *P*и *S*-волн, поправок для координат источника, времени начала события и поправок станций. Инверсия на большой разреженной матрице была выполнена с использованием алгоритма *LSQR* [*Paige, Saunders*, 1982; *Nolet*, 1987]. Стабильность инверсии контролировалась амплитудным демпфированием и сплющиванием, которые минимизировали различия решений в соседних узлах. Основная система линейных уравнений может быть представлена в виде:

$$A_{ij}dV_{Pj} + B_{ik}dV_{Sk} + C_{il}X_l = dt_j; j = 1...NP; k = 1...NS; l = 1...4$$
, (2.20)

где dV_P и dV_S – параметры скорости *P*- и *S*-волн с соответствующими числами *NP* и *NS*; *A* и *B* – первая производная матрицы для параметров *P* и *S* соответственно; *X* представляет параметры источника (координаты и время начала); *i* – количество лучей.

Амплитудное демпфирование реализуется путем добавления дополнительных уравнений:

$$WP^{am}dV_{Pj} = 0; j = 1...NP;$$
 (2.21)

$$WS^{am}dV_{Sk} = 0; k = 1 = NS,$$
 (2.22)

где *WP*^{am} и *WS*^{am} являются коэффициентами демпфирования амплитуды (чем они больше, тем меньше становятся амплитуды аномалий). Обновление полученных скоростных моделей выполняется путем добавления другой группы уравнений:

$$WP^{\rm sm}(dV_{\rm Pm} - dV_{\rm Pn}) = 0$$
, (2.23)

$$WP^{\rm sm}(dV_{\rm Sm} - dV_{\rm Sn}) = 0$$
, (2.24)

где *m* и n – количество узлов, соответствующее всем парам соседних узлов; WP^{sm} и WS^{sm} – коэффициенты сглаживания (чем они больше, тем более гладкими становятся полученные модели).

Коэффициенты для амплитудного затухания и сглаживания были оценены на основе использования нескольких инверсий с экспериментальными и синтетическими данными. Предпочтительным является фиксировать общее количество итераций (три в нашем случае), а затем, настраивая амплитуду и выравнивание, получить оптимальное решение.

Оптимальная эталонная 1-D модель была оценена после нескольких запусков полной инверсии. В первом запуске использовалась исходная модель, полученная в исследовании [Забелина и др., 2013]. После завершения полного цикла итераций процедуры инверсии были вычислены средние значения скоростей *P* и *S* на определенных глубинах. Затем эти значения были использованы для следующего запуска полных вычислений. После нескольких прогонов была получена оптимальная референтная (базовая) модель, которая представлена в таблице 2.3.1 и обеспечивает баланс между положительными и отрицательными аномалиями результирующей (итоговой) сейсмотомографии. Величина скорости в базовой одномерной модели определена на нескольких уровнях глубины, для скорости между этими глубинами используется линейная интерполяция. В таблице не определены резкие границы, например, такие как Мохо, чтобы избежать появления искусственных горизонтальных структур в окончательной скоростной модели.

Таблица 2.3.1. 1D-скоростные распределения, используемые для стартовой модели томографии

Глубина, км	-1	15	35	55	120
<i>V</i> _P , км/с	5.5	6.0	6.5	7.4	8.0
<i>V</i> _S , км/с	3.0	3.3	3.5	4.1	4.5

2.3.2. Результаты исследования

Результаты аномалий скорости *P*- и *S*-волн, полученные итерационной томографической инверсией проиллюстрированы в горизонтальных сечениях (рис. 2.3.3) и вертикальных профилях (рис. 2.3.4). Для облегчения представления в горизонтальные разрезы добавлены основные разломы и рельеф. Главное внимание обращено на Северо-Центральную часть Киргизии, где высокое разрешение обеспечивается плотным лучевым покрытием данными сети KNET. Для остальной части исследуемой области полученные результаты аналогичны моделям, представленным ранее в [Забелина и др., 2013].



Рис. 2.3.3. Распределение скоростных аномалий *P*- и *S*-волн в горизонтальных сечениях на разных глубинах (по [*Collisional processes...*, 2018]). Коричневыми линиями обозначены региональные разломы. Сокращения: *ChB* – Чуйская впадина (часть Казахской плиты); *ChR* – Чуйский хребет; *KgR* – Киргизский хребет; *TFF*, Таласо-Ферганский разлом; *NrB* – Нарынский бассейн.

Аномалии скорости *P*- и *S*-волн, которые были вычислены независимо, отличаются в верхних слоях и представляются почти идентичными в более глубоких. На глубине 5 км модель для *S*-волны демонстрирует большую высокоскоростную аномалию в северной половине исследуемой области, тогда как в модели *P*-волны, наблюдается чередование положительных и отрицательных аномалий. Однако, если рассмотреть детали внутри высокоскоростной аномалии в модели *S*-волны, аналогичные структуры в модели *P* могут быть идентифицированы на основе относительного уменьшения и увеличения аномалий. Разница между аномалиями *P*- и *S*-волн на малых глубинах может быть объяснена влиянием изменений в составе и наличием флюида, которые влияют на скорости *P*- и *S*-волн по-разному.



Рис. 2.3.4. Распределение скоростных аномалий *P*- и *S*-волн в вертикальных сечениях (по [*Collisional processes...*, 2018]). Расположение профилей указано на верхней карте рисунка. Черными точками показаны проекции событий, которые расположены на расстоянии менее 40 км от профиля. Увеличенная топография вдоль профилей показана над каждым разрезом.

Исходные местоположения событий вычисляются итеративно с использованием трехмерных скоростных моделей, полученных в предыдущих итерациях. В вертикальных разрезах (рис. 2.3.4), можно видеть, что большинство землетрясений, как правило, расположены в пределах «синих» областей участков землей коры, которые могут быть связаны с хрупкими породами. Количество землетрясений в больших низкоскоростных аномалиях намного меньше, что может указывать на то, что эти части в основном пластичны. Большая часть сейсмичности концентрируется в верхней коре. Однако есть некоторые сегменты с более глубокими землетрясениями, соответствующими нижней коре и верхней мантии. Такие события могут быть вызваны глубоким проникновением хрупкого материала из-за процессов столкновения. Допустимо, что положение некоторых единичных событий на большой глубине может быть связано с шумом в данных.

На малых глубинах скоростные структуры, по-видимому, очерчивают те же структуры, что и основные зоны разломов Тянь-Шаня. Например, большая Таласско-Ферганская разломная зона прослеживается в аномалиях скоростей *P*- и *S*-волн на глубинах 5 и 25 км, что свидетельствует о том, что этот разлом глубоко проникает в земную кору. Разломы по Нарынскому бассейну также связаны с низкоскоростными аномалиями.

Структуры в нижней коре можно проследить по полученным сейсмических скоростей картам (рис. 2.3.3) и профилям (рис. 2.3.4). Наиболее заметной особенностью скоростной модели является отрицательная аномалия, расположенная в центре области исследования, которая аналогично выражается в обоих распределениях скоростей Р и S. Как показано на рис. 2.3.5, эта аномалия точно совпадает с областью самой толстой коры, определенной в исследованиях методом «receiver function» в работе [Receiver function..., 2004]. Хотя сейсмическая томография представляет непрерывные сейсмические неоднородности и отражает резкие контрастные границы первого порядка, в некоторых случаях она может определить глубину вариаций таких сильных границ, как Мохо. На-



Рис. 2.3.5. Сравнение аномалий сейсмической скорости *S*-волны на глубине 55 км, полученных в [*Sychev et al.*, 2018] с глубиной границ Мохо из [*Vinnik et al.*, 2004]. Коричневыми линиями обозначены региональные разломы. Цифры на нижней карте обозначают глубину границы Мохо в километрах.

пример, в недавних исследованиях [Variations of the..., 2015] и [Seismic structure..., 2016] на основе экспериментальных данных и синтетических тестов явно показано, что скорость аномалии на глубинах, соответствующих средней глубине Мохо, действительно представляет собой вариации толщи земной коры. На основании этого можно предполагать, что заметная низкоскоростная аномалия, наблюдаемая в полученных результатах на глубоких разрезах, соответствуют локальному углублению границы раздела Мохо, выявленному в работе [Receiver function..., 2004]. Эта область соответствует переходу от Казахского щита к Киргизскому хребту, и его центр не соответствует самому высокому положению рельефа. Хотя эта аномалия изостатически не полностью компенсируется рельефом, ее расположение, по-видимому, соответствует общим тектоническим установкам Тянь-Шаньской области.

2.4. Выводы

На основе применения модели однократного рассеяния к кода-волнам более 5000 локальных землетрясений получены параметры затухания: сейсмическая добротность Q_0 и частотный параметр *n* для областей радиусом 100 км вокруг станций сети КNET и для территории БГП в целом. Добротность определена для глубин 65, 70, 80, 90, 100 и 109 км. Эмпирическая зависимость добротности от частоты для БГП представляет собой функцию вида $Q_c(f) = (80\pm 4) f^{(0.9\pm0.02)}$ (для глубины исследования 80 км). Полученные величины Q_0 и частотного параметра *n* удовлетворяют значениям, характерным для тектонически активных регионов. Впервые полученные для территории БГП зависимости добротности от частоты в дальнейшем могут быть использованы при построении очагового спектра и связанных с ним задач, а также при проведении других научных исследований.

Построена зависимость коэффициента затухания сейсмических волн *d* (определенного на частоте 1 Гц) от глубины исследования и проведено сопоставление с данными по мощности земной коры на исследуемой территории: поглощающие свойства среды значительно меняются до глубины 80 км (граница Мохо), после чего коэффициент затухания меняется уже мало. Уравнения регрессии для зависимостей коэффициента затухания от глубины исследования для двух тектонически активных регионов – БГП и БРЗ – имеют близкие выражения, т.е. для этих регионов затухание сейсмических волн почти идентично, начиная с глубины 80 км.

В результате анализа записей землетрясений, зарегистрированных станциями сейсмологической сети KNET, методом томографической инверсии получены первые модели затухания сейсмических волн *P* и *S* для территории Бишкекского геодинамического полигона до глубины 15 км. Хорошая корреляция структур затухания *P*- и *S*-волн может свидетельствовать о надежности результатов. Полученные модели демонстрируют более высокое ослабление сейсмических волн для горных районов Северного Тянь-Шаня и более низкое затухание для впадин Казахской плиты, а также Иссык-Кульской впадины. Уменьшение ослабления под озером Иссык-Куль может указывать на то, что оно расположено на жесткой, слабо деформированной коре. На основе комбинированного набора данных сейсмической сети КNET и региональных сейсмических данных, предоставленных Институтом сейсмологии Киргизии, построена трехмерная модель гетерогенности коры в скоростях *P*- и *S*-волн под Центральным Тянь-Шанем. Большой объем данных, используемых в исследовании, и тщательное тестирование обеспечивают высокую надежность и высокое разрешение этих результатов. В нижней коре сейсмические скоростные модели показывают заметную низкоскоростную аномалию, расположенную ниже зоны контакта Казахской плиты с Северным Тянь-Шанем. Это согласуется с результатом, полученным в работе [*Receiver function...*, 2004], который указывает на местное углубление границы Мохо в этой области.

Глава З

Кинематические параметры очагов землетрясений

Механика очага землетрясения выделилась в настоящее время в отдельный раздел сейсмологии. В начальный период, определяющийся априорным использованием модели точечных силовых источников, а затем адаптацией представлений теории дислокаций, данная проблема получила достаточно полное отражение в работах [Исследование механизма..., 1957; Поле упругих..., 1972; Массовое определение..., 1979]. На современном этапе, связанном с введением в теорию тензора сейсмического момента, механика очага землетрясения изложена в монографиях [Костров, 1975; Rice, 1980; Аки, Ричардс, 1983; Ben-Menahem, Singh, 1981; Kasahara, 1981; Lay, Wallace, 1995] и др. Это дает возможность не касаться первоначальных основ теории рассматриваемой проблемы, изложив в настоящем разделе лишь принципиальные расчетные формулы.

Фокальный механизм – геомеханическая модель очага землетрясения, построенная на основании инструментальных данных сейсмических записей. Модель очага, представленная в трехмерном виде, характеризует ориентировку осей главных снимаемых напряжений и положение нодальных плоскостей смещения по разрыву в сейсмическом очаге и косвенно связана с тектоническими напряжениями.

3.1. Графическое представление фокального механизма и используемая система параметров

Перед изложением методических вопросов, существенных для проведения расчетов, охарактеризуем используемую в силовой модели очага землетрясения систему параметров и наглядное графическое представление фокального механизма.

Если говорить о механизме очага, то следует считать доказанным, что его нельзя рассматривать как центр давления, например, взрыва, так как в этом случае в любой точке вокруг источника, и в том числе на поверхности Земли, наблюдалась бы только продольная волна сжатия. Кроме того, при сферическом источнике не должны наблюдаться столь устойчивые и интенсивные поперечные волны, которые повсюду отмечаются при землетрясениях. Еще в 20-х годах XX столетия японскими учеными установлено, что направления вступлений первой продольной волны не остаются постоянными в различных азимутах от очага. Иначе говоря, сейсмографы регистрируют как волны сжатия, так и волны разряжения. Теоретические расчеты показывают, что это возможно в том случае, если источник представляет собой скалывание по некоторой поверхности, которую в первом приближении можно считать плоскостью. Процесс происходит в виде вспарывания шва с наличием как вертикальных, так и горизонтальных подвижек (дислокаций). При этом скорость вспарывания шва не может превышать скорости распространения поперечных волн в среде. Отметим, что вертикальные и горизонтальные подвижки в эпицентральной зоне часто можно наблюдать при землетрясениях с магнитудой порядка 7.5–8.0 и выше. Согласно существующим представлениям, в очаге землетрясения происходит смещение одного блока относительно другого по плоскости разрыва [Поле упругих..., 1972]. Такой сейсмический источник представляют двойной парой сил и называют ориентацию модели «двойной диполь» механизмом очага землетрясения (рис. 3.1.1*a*).

Диаграмма направленности сдвигового источника для P-волн характеризуется квадрантным распределением областей сжатия и растяжения (рис. 3.1.1 δ). Две нодальные плоскости (плоскости нулевого смещения), разделяющие чередующиеся квадранты, изображают в виде нодальных линий на проекции фокальной сферы. В центре квадранта, где наблюдается разряжение, расположена ось сжатия P; в центре квадранта, где наблюдается сжатие, расположена ось растяжения T; нодальные плоскости пересекаются по оси промежуточного напряжения N.

Одну из двух возможных нодальных плоскостей, как правило, ту, что близка по положению к тектоническому разлому вблизи очага землетрясения, связывают с плоскостью разрыва, в ней лежит вектор подвижки. Другая нодальная плоскость ортогональна первой и содержит нормаль к плоскости. Оси T, N и P являются осями главных напряжений, если принять, что плоскость разрыва совпадает с плоскостью максимального скалывающего напряжения.

Плоскость разрыва разделяет два блока, один из которых называют висячим, другой лежачим. На рис. 3.1.2 показан лежачий блок и плоскость разрыва в очаге, которая характеризуется азимутом простирания (ϕ , *strike*), углом падения (δ, *dip*) и углом скольжения $(\lambda, rake)$. Угол φ измеряется от направления на север по часовой стрелке до направления простирания. Пределы изменения этого угла – $0 \le \phi < 2\pi$. Угол δ измеряется от горизонтальной плоскости вниз до направления падения и принимает значения $0 \le \delta \le \pi/2$; угол λ измеряется в плоскости разрыва от направления простирания до вектора подвижки и принимает значение $-\pi \leq \lambda \leq \pi$ [Представление данных..., 1988].

Таким образом, если на основе наблюдений найдено положение в пространстве двух нодальных плоскостей продольных волн, то этим самым будет установлено положение осей х, у, z, a, следовательно, положение осей главных напряжений, действующих в очаге, и перемещение среды, соответственно, по двум возможным положениям поверхности разрыва. Определение этих характеристик механического процесса в очаге вкладывается в понятие «определение механизма очага землетрясения».



Рис. 3.1.1. Силовая модель очага: а – двойная пара сил – схема действия сил в эпицентре землетрясения; б – главные направления дипольного тензора–девиатора в точке начала координат (по: [*Райс*, 1982; *Snoke*, 2000]).



Рис. 3.1.2. Углы плоскости разрыва: φ – угол по простиранию (*strike*); δ – угол по падению (*dip*); λ – угол скольжения (*rake*) (по:[*Snoke*, 2000]).



Рис. 3.1.3. Фокальная сфера F (малый круг) и сейсмический луч (OS), E – эпицентр, O – очаг землетрясения, S – местоположение сейсмической станции на поверхности Земли, S' представляет проекцию S на поверхности фокальной сферы.

В наиболее традиционном представлении фокальный механизм и модель сейсмического разрыва определяются посредством задания нодальных плоскостей наблюдаемой полярности *P*-волн, излучаемых от гипоцентра. При этом гипоцентр окружается гипотетической сферой произвольного радиуса, называемой фокальной сферой (рис. 3.1.3).

Сейсмическая волна, достигающая станции *S*, пересекает поверхность фокальной сферы в соответствующей точке *S'*, характеризующейся углом выхода сейсмического луча и его азимутом. Угол выхода и азимут могут быть рассчитаны для заданного расположения очага и сейсмической станции. В точке *S'* на фокальной сфере *P*-волна характеризуется той или иной полярностью в соответствии с наблюдаемым на станции *S* первым вступлением. Данная процедура повторяется для всех

сейсмических станций, информация которых доступна для изучаемого очага землетрясения. При этом используется то обстоятельство, что начальная полярность прямых Р-волн остается неизменяемой на пути распространения сейсмической волны, так что полярность на фокальной сфере без искажения представляет первоначальную полярность *P*-волн в гипоцентре. В случае отраженных волн типа *pP* полярность реверсирована из-за поверхностного отражения так, что при проектировании на фокальную сферу наблюдающаяся на станции полярность должна быть обращена. Распределение полярностей на фокальной сфере имеет трехмерное распределение, что довольно трудно интерпретировать визуально. Для облегчения этой процедуры трехмерные данные проектируются на двумерную диаграмму, что делает визуальную интерпретацию существенно более простой. Вообще, фокальная диаграмма механизма в западной литературе часто называется «пляжным мячиком», поскольку напоминает двухцветные мячи, одно время имевшие широкое распространение. Графическое двумерное изображение фокальной сферы реализуется обычно с помощью проекции на горизонтальную плоскость нижней половины фокальной сферы, окружающей очаг землетрясения.

Рис. 3.1.4 дает схематическую иллюстрацию проекции трехмерной фокальной сферы на фокальную диаграмму механизма. Такая возможность теоретически подкреплена тем, что в модели двойной пары сил направляющий вектор луча входит в теоретическое выражение для амплитуды первого вступления *P*-волны в комбинации, симметричной относительно гипоцентра, так что оказывается достаточным проектировать только какую-либо одну половину фокальной сферы. Фокальная сфера сначала разделяется на две части (верхняя и нижняя половины) горизонтальной плоскостью, проходящей через гипоцентр, а затем используется только нижняя или верхняя полусфера. Данные полярности в точке выхода луча *S'*, отнесенные к нижней половине фокальной сферы, проектируются на соответствующую точку на 2D-диаграмме. Когда имеются данные, относящиеся к верхней полусфере, они переносятся в новое положение, симметричное относительно гипоцентра, поскольку эта операция правомочна в рамках модели двойной пары сил.



Рис. 3.1.4. Проекции трехмерной фокальной сферы на горизонтальную плоскость: а – нижней полусферы; б – верхней полусферы.

Нодальные плоскости выражены на диаграмме как две дуги большого круга. Поскольку они перпендикулярны друг другу, то каждая нодальная плоскость должна содержать полюс другой нодальной плоскости, где полюс есть точка выхода перпендикуляра на плоскость. Нодальные линии делят диаграмму механизма на четыре сектора чередующихся сжатием и расширением *P*-волны. При этом сектор сжатия на диаграмме обычно показывается как затененная область.

Выделяются три основных кинематических типа подвижек по разлому:

1. Сдвиговый разрыв (разрыв в виде сдвига по простиранию). Землетрясение сдвигового типа по простиранию происходит по приблизительно вертикальной плоскости разрыва. При этом типе блоки коры сдвигаются преимущественно в горизонтальном направлении (рис. 3.1.5а). Скольжение по разлому может быть левосторонним (sinistral) или правосторонним (dextral).

2. Нормальный сброс. Землетрясения этого типа обычно рассматриваются как реакция на почти горизонтальное растяжение (рис. 3.1.56).

3. *Взброс*. События взбросового типа происходят в ответ на почти горизонтальное сжатие (рис. 3.1.5в).

Землетрясение сбросового или взбросового типа происходит на наклонной плоскости с движением горной породы (висячего крыла), соответственно, вниз или вверх. Имеется простой способ выявить, является ли землетрясение нормальным сбросом или взбросом. Если центр диаграммы находится в секторе сжатия (теневом), имеет место землетрясение типа взброса; если же центр диаграммы находится в секторе расширения (светлом), то имеет место нормальный сброс. Другими словами, если Т-ось расположена в том же самом секторе, что и центр диаграммы, то данный случай относится к взбросу; в противном случае наблюдается нормальный сброс. Если же центр диаграммы расположен непосредственно в окрестности пересечения двух нодальных линий, то такой механизм относится к сдвиговому типу [*Юнга*, 1997].



Рис. 3.1.5. Ориентация плоскости (затенена) по отношению к направлениям главных напряжений (σ_1 , σ_2 , σ_3) в изотропном массиве пород: а) сдвиг (*strike-slip faults*); б) сброс (*normal faults*); в) взброс (*reverse faults*, or *thrust faults*); г) взбросо-сдвиг (*oblique reverse*) (по: [*Юнга*, 1997]).

3.2. Определение механизма очага землетрясения по информации о полярности вступлений объемных сейсмических волн

Подавляющий объем накопленной в современной сейсмологии экспериментальной информации по механизмам очагов землетрясений получен на основе данных по полярности вступлений сейсмических волн. В условиях оснащенности все большего числа сейсмических станций цифровой аппаратурой этот источник продолжает оставаться важнейшим и в настоящее время.

3.2.1. Общая теория

Подготовка исходных данных для последующего численного определения механизма очага включает в себя визуальный анализ сейсмограмм с целью выделения первых фаз вступления объемных сейсмических волн. Такая первичная, не вполне четко формализуемая обработка сейсмограмм существенно опирается на опыт предшествующей работы интерпретатора. Этим обусловлены определенные трудности математической формализации как исходных данных, так и степени надежности получаемых на их основе построений механизма очага.

В соответствии со стандартной методикой наблюдаемая картина излучения приводится к картине, соответствующей источнику, расположенному в бесконечном однородном упругом теле. При этом теоретические и экспериментальные данные, как правило, рассматриваются на поверхности некоторой условной фокальной сферы с центром в очаге землетрясения. Анализ проводится в рамках лучевого приближения, так что вместо фронтов сейсмических волн рассматриваются нормали к ним, образующие соответствующие лучи.

В задаче о механизме очага землетрясения информация о приходе данного типа сейсмической волны на конкретной станции представляет собой:

 характеристику направляющего единичного вектора (*p*), касательного к выходящему из очага сейсмическому лучу;

 характеристику единичного вектора (q) – направления, в котором рассматривается та или иная компонента движения в сейсмической волне;

— наблюдаемый знак движения SIGN(q), причем $SIGN(q) = \pm 1$ в *q*-направлении.

Как известно, объемные волны состоят из волн продольной и поперечной поляризации [Пузырев, 1997]. Первые, или P-волны (название связано со словом *Primary*, так как на сейсмограммах они регистрируются первыми, поскольку имеют наибольшую скорость), ассоциированы с колебаниями главным образом в направлении распространения волны, так что такое направление отвечает вектору (p). Вторые, или S-волны (от слова Secondary), отвечают колебаниям материальных частиц в одной из двух плоскостей, перпендикулярных направлению распространения. В плоскости поляризации рассматриваемой S-волны принято фиксировать горизонтальное (h) и вертикальное (v) направления.

Каждому наблюдению знака SIGN(p, q), отнесенному к точке фокальной сферы (p) и отвечающему движению в объемной волне в положительном или отрицательном направлении единичного вектора q (q = p, h, v), можно сопоставить симметричный нормированный тензор второго ранга, соответствующий данному наблюдению полярности.

В случае *Р*-волн тензор наблюдения полярности имеет следующий вид [*Юнга*, 1990]:

$$e^{\Im} = \sqrt{\frac{3}{2}} (p * p - \frac{1}{3}I) \cdot SIGN(p,q), \qquad (3.1)$$

где *I* – единичный тензор. Здесь и далее знак * между векторами обозначает *диадное произведение* [Элементы тензорного..., 2012].

В случае S-волн тензор наблюдения полярности можно выразить в виде:

$$e^{\Im} = p^* q \cdot SIGN(p,q), \qquad (3.2)$$

где в случае *SH*-волн вектор q = h(|h| = 1) и в случае *SV*-волн вектор q = v(|v| = 1). Выбранные здесь условия нормировки определены из соображений равенства интенсивностей тензоров в случаях поперечных и продольных волн.

Учитывая центральную симметрию используемой теоретической картины излучения, удобно в дальнейшем рассматривать только одну половину фокальной сферы, например, верхнюю.

К входной информации для определения механизма очага землетрясения следует также отнести координаты гипоцентра землетрясения и координаты регистрирующих это землетрясение станций. Входные данные можно привести к декартовой системе координат (O, X_1, X_2, X_3), совмещенной в эпицентре со стандартной географической системой координат таким образом, что ось OX_1 направлена вертикально вверх, ось OX_2 – горизонтально на север, OX_3 – горизонтально на восток. Такой выбор осей зачастую отвечает порядку следования записей компонент движения на сейсмограммах. Ориентации осей также соответствуют обычно принимаемым положительным направлениям.

Радиус фокальной сферы условно принимается равным единице. Для описания положения точки выхода нормали к фронту сейсмической волны вводятся сферические координаты. Как уже отмечалось, нормаль к фронту волны соответствует касательной к сейсмическому лучу с направляющими косинусами (p_1, p_2, p_3) , достигающему рассматриваемой сейсмической станции за номером κ ,

 $p_1 = \cos \alpha$, $p_2 = \cos(Az)\sin \alpha$, $p_3 = \sin(Az)\sin \alpha$,

где Az – азимут из очага на станцию, отсчитываемый стандартным образом от направления на север до проекции вектора (*p*) в горизонтальной плоскости по часовой стрелке ($0 \le Az < 360$), α – угол, отсчитываемый от направления на зенит до выходящего из очага сейсмического луча ($0 \le \alpha \le 180$).

На этом подготовительном этапе интерпретации используются методы расчета хода сейсмических лучей в земной коре и верхней мантии, лежащие в основе едва ли не большинства сейсмологических построений, что позволяет ограничиться ссылками на работы [Юнга, 1990; и др.] и отметить в качестве примера лишь специфику данного этапа для орогена Тянь-Шаня. При этом учитываются особенности скоростного строения земной коры исследуемого региона.

Введем в каждой рассматриваемой точке k, отвечающей выходу выпрямленного луча, который соответствует компоненте продольной или поперечной волны, свою собственную локальную, ортогональную систему координат с направляющими единичными ортами (p, h, v). При этом вектор (p) направлен по радиусу, вектор (h) горизонтален и направлен по касательной к сфере, вектор (v) ортогонален указанным первым двум векторам и имеет положительную вертикальную составляющую. По направляющим векторам введенной системы координат происходят колебания в P-, SH-, SV-волнах. Для теоретического знака $(SIGN^T)$ смещения по направлению единичного вектора (q) в волне Q (Q = P, SH, SV), в соответствии с известными выражениями [HOHza, 1990], имеем

$$SIGN^{T}(p,q) = sign(m: p*q), \qquad (3.3)$$

где функция sign(x) принимает значение +1 при положительном аргументе *x*, -1 при x < 0 и 0 при x = 0; символом «:» обозначено двойное скалярное произведение тен-

зоров [Элементы тензорного..., 2012]. Фигурирующий в (3.3) тензор фокального механизма *т* является, по своей сути, тензором направлений сейсмического момента. В случае изотропной среды он пропорционален тензору скорости необратимой деформации в области очага, рассматриваемой как точка.

Положим, что

$$m:m=1, \tag{3.4}$$

в соответствии с тем обстоятельством, что интенсивность источника в задаче об исследовании только полярности картины вступлений сейсмических волн можно зафиксировать произвольно выбранным образом.

Предполагается отсутствие объемных изменений в области очага

$$m:I = 0.$$
 (3.5)

Отметим, что данное условие связано с вопросом о существенности объемных изменений при подвижке в очаге землетрясений в отдельных сложных случаях интерпретации. В настоящее время это условие принимается в большинстве работ по интерпретации фокальных механизмов.

Для широко применяемого в настоящее время при интерпретации картины первых вступлений двухдипольного сейсмического источника [*Введенская*, 1969]

$$m_{ij} = (t_i t_j - p_i p_j) / \sqrt{2}$$
, (3.6)

где *t*, *p* – единичные направляющие векторы для осей растяжения и сжатия.

Нодальной поверхностью для *Р*-волн являются две взаимно перпендикулярные плоскости в рассматриваемом случае изотропной упругой среды.

Как правило, механизм очага характеризуется ориентацией в пространстве своих главных осей. Вместе с тем возможны и другие способы представления единичного по интенсивности тензора механизма, естественные при картировании типов механизмов.

В качестве параметров, описывающих механизм очага, можно здесь принять следующие величины: азимут оси сжатия в горизонтальной плоскости, угол вида, отвечающий характеру подвижки, угловое соотношение между обобщенно-плоской частью и перерезывающей частью и, наконец, угол среза, показывающий ориентацию нормали к плоскости максимального перерезывающего усилия.

Таким образом, пространство экспериментальных данных, подлежащих интерпретации, составляет множество компонент тензоров с нулевым следом и фиксированными интенсивностями и детерминантами. Поскольку сумма квадратов компонент фиксирована, то это множество несколько условно можно назвать гиперсферой. В отличие от обычной гиперсферы в *N*-мерном пространстве, определенную сложность для такой трактовки доставляют наложенные на детерминанты условия. Соответствие наблюдений знаков заданному точечному источнику отвечает, очевидно, выполнению системы неравенств

$$m: e > 0, (\kappa = 1, 2, ..., N), \tag{3.7}$$

где *N* – общее число знаков наблюдений.

Применение статистического подхода в условиях ранжированного описания входных данных требует определенной адаптации. На этом пути построение реше

ния возможно по методу максимального правдоподобия или некоторому другому, более эвристическому способу. Алгоритм решения задачи в целом заключается в последовательной минимизации числа несогласующихся знаков в соответствии с их ранговыми приоритетами по той или иной процедуре. Наглядно алгоритм решения можно представить как нахождение разделяющей гиперплоскости, по одну сторону которой должны находиться все вектора, отвечающие в девятимерном пространстве тензорам наблюдения.

Оценить соответствие наблюдаемой полярности вступлений их теоретическому распределению при данном механизме землетрясения можно с помощью известного критерия знаков. Соответственно общепринятым соглашениям, обозначим в попарно сравниваемых выборках полярностей вступлений все совпадения снова знаками «+», а несовпадения – знаками «-». Конструкция критерия знаков базируется на простых соображениях. Если в попарно сравниваемых выборках неразличимо влияние механизма землетрясения, то число плюсовых и минусовых показателей окажется одинаковым. Если же налицо заметное преобладание плюсов или минусов, то это может быть следствием воздействия на признак учитываемого фактора. Критерий знаков позволяет провести выбор одной из двух альтернативных гипотез H_0 и H_1 . Так называемая нулевая гипотеза заключается в предположении, что различия, наблюдаемые между сравниваемыми выборками, носят не систематический, а исключительно случайный характер, и влияние механизма равно 0. Противоположная или альтернативная гипотеза H_1 , наоборот, исходит из предположения, что влияние исследуемого фактора действительно наблюдается.

Точность определения индивидуальных механизмов зависит от многих факторов. Как правило, надежность определения фокального механизма землетрясения оценивается степенью допустимых вариаций положений нодальных линий в поле экспериментально определяемых знаков первых вступлений объемных волн, нанесенных на стереографическую проекцию одной из фокальных полусфер. Надежность проведения нодальных линий зависит от разного рода факторов.

Источником возможных ошибок в идентификации самого знака первого вступления могут являться следующие факторы:

- плохое соотношение сигнал-помеха на сейсмограмме;
- потеря начальной фазы колебаний в первой волновой группе;

 подход сейсмического луча из существенно иного азимута по отношению к расчетному, в результате его возможного искривления в горизонтальном направлении за счет существования латеральных неоднородностей в земной коре.

Источником возможных ошибок в положении знака могут быть такие причины:

- ошибки определения координат эпицентра землетрясения;

- ошибки определения глубины очага землетрясения;

 неверный выбор скоростной модели земной коры на пути распространения сейсмического луча;

 выход сейсмического луча из источника в существенно ином азимуте и под существенно иным углом по сравнению с расчетным, в результате его возможного искривления за счет существования латеральных неоднородностей в земной коре.

Ошибки определения эпицентра очага и его глубины вносят различный вклад в погрешность определения фокального механизма. Погрешность в определении азимута выхода сейсмического луча на станцию наблюдения экспоненциально уменьшается по мере увеличения эпицентрального расстояния. Эта ошибка мала для сравнительно удаленных станций, и ею можно пренебречь. В случае близко расположенных станций резко сокращается сама погрешность в определении координат эпицентра. Иначе дело обстоит с ошибкой в определении глубины очага, от которой сильно зависит дисперсия определения углов выхода сейсмического луча.

3.2.2. Расчет фокальных механизмов в условиях сети КNET

Расчет фокальных механизмов очагов на НС РАН был начат в 2001 г. в связи с проведением научно-исследовательских работ по теме «Изучение движений поверхности и деформаций земной коры на территории Центрального Тянь-Шаня, Казахской платформы и Алтая» под руководством С.Л. Юнги. Тема исследования предполагает использование данных о фокальных механизмах.

Одним из условий надежного определения фокального механизма является полное окружение эпицентра пунктами наблюдений. В условиях сети KNET для расчета механизма очага могут рассматриваться только те землетрясения, которые произошли на территории, ограниченной координатами краевых станций сети: 42.0°–43.0° с.ш. и 73.75°–76.0° в.д.

Программное oбеспечение. Для расчета фокальных механизмов использовалась программа FPFIT [*Reasenberg, Oppenheimer*, 1985; *A program for...*, 1984; *Snoke*, 1989, 1990, 2000], которая находит решения для двойной пары плоскостей разрыва (исходная модель), наилучшим образом удовлетворяющие данному множеству зарегистрированных значений первых вступлений землетрясения. Обратное преобразование (инверсия) достигается посредством двухстадийного поиска по сетке, который обеспечивает приведение минимизированной модели источника, взвешенной суммы разниц полярности первого вступления. Два весовых коэффициента комбинированы при минимизации: один отображает оцениваемое изменение данных, а другой базируется на абсолютном значении теоретического значения амплитуды излучения *P*-волн.

На начальном этапе расчета фокальных механизмов в качестве дополнительной использовалась программа *FOCMEC* А. Снока [*Snoke*, 1990], США, которая позволила контролировать полученные решения.

Расчет фокальных механизмов очагов проводился на компьютере SUN под операционной системой Solaris 2.8. В качестве входных данных программа FPFIT использует ARC-файл (файл архива фаз, формируется программой HYPOCENTER) и файл управления FPFIT.INP, позволяющий настраивать алгоритм расчета, например, минимальное количество зарегистрированных фаз (OBS = 5, observation – наблюдение). По умолчанию FPFIT позволяет получать решения фокальных механизмов, если события зарегистрированы пятью и более станциями. Исходя из условий сети KNET, при условии регистрации события всеми станциями сети, максимальное значение OBS = 10. Для получения более надежных решений минимальное значение OBS = 7. В качестве выходных данных программа формирует файл, который содержит параметры плоскости разрыва в пространстве: угол простирания, угол падения и угол скольжения (рис. 3.1.2). При наличии нескольких решений положения плоскости, использовался первый вариант, рекомендуемый программой FPFIT как предпочтительный.

К настоящему моменту каталог фокальных механизмов содержит решения для 1480 землетрясений, которые произошли с 1994 по 2017 годы.

163

Карты эпицентрального расположения сейсмических событий из каталога землетрясений представлены на рис. 3.2.1: черным цветом выделены те из них, которые произошли внутри территории расположения станций сети KNET; на рис. 3.2.1a отмечены все события (2673), а на рис. 3.2.1b только те, для которых получены механизмы очагов (1480). Отсутствие решений механизмов для остальных землетрясений связано либо с трудностью определения знака прихода *P*-волны на некоторых станциях, либо с регистрацией землетрясения недостаточным количеством станций (меньше семи). Число событий с решениями составляет около 55 % от общего числа событий, отмеченных черным цветом на рис. 3.2.1a. События, для которых были получены решения, повторяют рисунок общего числа произошедших событий, исключая первоначальную плотность, что позволяет использовать полученные решения для оценки напряженно-деформированного состояния территории, ограниченной координатами краевых станций сети.



Рис. 3.2.1. Эпицентральное расположение землетрясений по данным сети KNET (серый) и землетрясения в области, ограниченной координатами краевых станций сети KNET (черный): *a* – все события (2673); *б* – события, для которых получены решения фокальных механизмов (1480).



Рис. 3.2.2. Эпицентральное положение и фокальные механизмы очагов землетрясений (1480).

На рис. 3.2.2 представлено положение станций сети КNET и землетрясений (1480), для которых были получены фокальные механизмы очагов.

Основную часть каталога фокальных механизмов составляют слабые события (K = 7–8) с глубиной гипоцентров 5–15 км, которые произошли, в основном, с 1999 по 2017 гг. Более половины решений получена по 9–10 знакам (рис. 3.2.3).

Сравнение полученных решений с другими источниками. Надежную оценку фокального механизма удается получить при наличии



Рис. 3.2.3. Гистограммы распределения количества событий по числу знаков ($N_{\rm OBS}$, количество станций).

широкого окружения сейсмическими станциями очага землетрясения в регионе с хорошо изученным скоростным разрезом и четкими импульсными вступлениями. Более реальной является ситуация, когда плотность станций сравнительно низка, скоростная структура известна только приблизительно, а определение полярности первых вступлений не по всем станциям однозначно. В такой ситуации почти всегда можно получить несколько вариантов решений по фокальным механизмам, не противоречащих полученным наблюдениям.

Неточность определения механизмов очагов в условиях сети KNET может быть связана с ограниченностью количества окружающих станций. На рис. 3.2.4 решения фокальных механизмов очагов, определенных по знаку прихода Р-волны на станцию, сопоставлены с решениями, полученными методом волновой инверсии, описанному в работе [Yagi, 2004] (рис. 3.2.46), и из каталога CMT (centroid moment tensor [http://www.globalcmt.org], рис. 3.2.46). Наблюдаемые различия для некоторых решений, полученных по знаку Р-волны (рис. 3.2.4*a*), можно объяснить недостаточностью количества знаков (7–9 станций), в целом решения согласуются хорошо.



Рис. 3.2.4. Сравнение решений фокальных механизмов, полученных по полярности волн (*a*), методом волновой инверсии (*б*) и из каталога СМТ (*в*).

3.2.3. Результаты исследования фокальных механизмов

Изучение фокальных механизмов очагов Северного Тянь-Шаня проводилось по мере накопления данных, и результаты исследований изложены в работах [Физические и геомеханические..., 2004; Сейсмотектонические деформации..., 2005;

Сычева, 2004, 2005, 2017; *Расчет добротности…*, 2015; *Сычева, Юнга*, 2011]. Ниже приводятся результаты, полученные на основе анализа уже 1480 механизмов очагов землетрясений.

Распределение землетрясений по глубине. В работе [Юдахин, 1983] отмечено, что подавляющее большинство очагов землетрясений Тянь-Шаньского региона распространяется до глубин 5–15 км, реже встречаются очаги с глубиной 16–20 км и еще реже 25 км. Очаги с глубиной до 30 км наблюдаются очень редко, т.е. землетрясения Тянь-Шаня являются коровыми, и их очаги располагаются в верхней части земной коры, а точнее, в домезозойском основании.

На рис. 3.2.5 представлены распределения фокальных механизмов землетрясений на глубинах: 0–5, 5–15 и более 15 км. Численное соотношение количества событий в зависимости от глубины составляет соответственно 81, 1004, 395 или ~5%, ~68%, ~27% от общего числа землетрясений. В сейсмоактивном слое 5–15 км расположено более половины рассматриваемых событий.

Приповерхностный слой земной коры (0-5 км) не является сейсмически активным (рис. 3.2.5а). Отдельные землетрясения, отмеченные на карте, произошли в Суусамырской впадине, в центральной части Киргизского хребта (74.5° в.д.), на горах Кызарт, вдоль Иссык-Атинского разлома, и группа землетрясений обрамляет Кочкорскую впадину. Сейсмоактивный слой (5–15 км) характеризуется четким рисунком зон сейсмической активности и компактным расположением землетрясений вдоль выделенных зон. В сейсмический процесс вовлечены Чуйская, Суусамырская и Кочкорская впадины, а также центральная и восточная часть предгорий Киргизского хребта, горы Сандык, Карамойнок, Кызарт. На уровне меридиана 74.50° в.д. события расположены не только в предгорьях Киргизского хребта, но и покрывают его до южного склона (рис. 3.2.56).

Область сейсмичности следующего слоя (более 15 км) территориально практически совпадает с предыдущим слоем, однако носит более размытый характер, и землетрясения расположены менее плотно. На этой глубине дополнительно отмечаются землетрясения в районе гор Жетижол и расширяется зона сейсмичности в Чуйской впадине (рис. 3.2.5*в*). Как известно, тип очага определяется положением осей главных напряжений, которые характеризуются углом простирания (*azimuth*, относительно направления на север) и углом погружения (*plunge*, относительно горизонтальной плоскости).

Согласно [Напряженное состояние..., 1987] для всего региона Северного Тянь-Шаня в целом характерно большое разнообразие механизмов очагов землетрясений, однако преобладающими являются три разновидности механизмов. Взбросовый механизм: ось сжатия горизонтальна и ориентирована в северо-восточном направлении, а ось растяжения субвертикальна, при равновероятных плоскостях разрывов, простирающихся в субширотном и субмеридиональном направлении. Сбросо-сдвиговый механизм: ось растяжения горизонтальна и ориентирована в северо-восточном направлении, а ось сжатия круто наклонена на юго-восток, при равновероятных плоскостях разрывов, ориентированных так же, как и в первом случае. Сдвиговый механизм: обе оси субгоризонтальны, но ось сжатия ориентирована в северо-западном направлении, а растяжения – в северо-восточном. При этом плоскости равновероятных разрывов ориентированы так же, как и в очагах первых двух. Обобщенный же механизм очагов землетрясений по Северному Тянь-Шаню, указывающий на наиболее общие особенности современного регионального поля напряжений, характеризуется тем, что ось сжатия ориентирована в северо-западном направлении, а ось растяжения субвертикальна при взбросовых движениях в очаге. При этом плоскости равновероятных разрывов также ориентированы в субмеридиональном и субширотном направлении.



Рис. 3.2.5. Глубинные уровни механизмов очагов землетрясений: *a* – 0–5 км; *б* – 5–15 км; *в* – глубже 15 км.

На рис. 3.2.2. можно наблюдать разнообразие механизмов очагов, среди которых встречаются взбросы, сбросы, сдвиги, взбросо-сдвиги и сбросо-сдвиги. Небольшая часть событий отнесена к надвигам. Для выделения типа механизма использовали значение угла погружения главных осей напряжений (табл. 3.2.1).

	Тип механизма							
Параметры	Взбросы	Сбросы	Сдвиги	Взбросо- сдвиги	Сбросо- сдвиги	Надвиги		
Угол погружения оси Р	$Ppl < 30^{\circ}$	$Ppl < 30^{\circ}$	$Ppl < 30^{\circ}$	$Ppl < 30^{\circ}$	$30 \le Ppl \le 60^\circ$	$30 \le Ppl \le 60^\circ$		
Угол погружения оси Т	$Tpl > 60^{\circ}$	$Tpl > 60^\circ$	$Tpl < 30^{\circ}$	$30 \le Tpl \le 60^\circ$	<i>Tpl</i> < 30	$30 \le Tpl \le 60^\circ$		
Количество	308	125	511	302	154	80		

Таблица 3.2.1. Критерии выбора типа механизма и количественные характеристики

Взбросы и сбросы. Для того, чтобы определить количественное соотношение событий взбросового и сбросового типа и их положение на карте, был использован следующий подход. По определению, к взбросам относятся события, ось сжатия которых субгоризонтальна, при этом ось растяжения вертикальна, и наоборот, сбросами являются события, ось растяжения которых субгоризонтальна, а ось сжатия субвертикальна. Исходя из этого признака из каталога фокальных механизмов были выделены те землетрясения, для которых угол погружения оси P меньше 30°, а оси T больше 60°. Эти землетрясения отнесены к взбросам. Количество событий в каталоге, удовлетворяющих этому условию соответствует 308, что составляет ~21 % от общего числа событий (табл. 3.2.1). Соответственно события, для которых угол погружения, для которых угол погружения, для которых угол погружения больше 60° были отнесены к сбросам. Число таких событий в каталоге – 125, что составляет 8 % от общего числа событий (табл. 3.2.1).



Рис. 3.2.6. Эпицентральное положение механизмов: красный – взбросы; синий – сбросы.

Расположение событий взбросового типа (рис. 3.2.6, красный цвет) сконцентрировано в трех зонах, расположенных субширотно: в южной части Чуйской впадины до ее соединения с Чу-Илийскими горами, вдоль северного склона центральной и восточной части Киргизского хребта и южнее Киргизского хребта от Суусамыркой до Кочкорской впадины через горы Сандык, Карамойнок и Кызарт. События сбросового типа (рис. 3.2.6, синий цвет) большей частью являются единичными, и их концентрация отмечается только в центральной части Киргизского хребта на уровне меридиана 74.5° в.д., несколько событий расположены в районе Суусамырской и Чуйской впадин и вдоль северного склона восточной части Киргизского хребта до Чу-Илийских гор. Численно сбросы преобладают в западной части рассматриваемой территории.

Совместная карта взбросов и сбросов позволяет оценить соотношения их положений на исследуемой территории. Интерес вызывает область концентрации сбросов южнее станции ААК и в юго-восточной части Чуйской впадины. В первом случае зона проявления событий и сбросового, и взбросового типа частично перекрываются, во втором выделяются в отдельную область.

Исследование параметров осей сжатия и растяжения. Статистические характеристики осей главных напряжений позволяют определить некоторые закономерности деформационных процессов. С этой целью были построены диаграммы распределения азимутов осей сжатия и растяжения, а также графики зависимости числа землетрясений от угла погружения этих осей. При построении значения углов простирания усреднялись с шагом 5°, а углов погружения с шагом 10°. Согласно полученным результатам, направление осей сжатия меняется от север-северозападного до север-северо-восточного (разброс ограничен сектором 330° – 10°) (рис. 3.2.7a). Для осей растяжения направление осей меняется от северо-восточного до юго-восточного (разброс ограничен сектором 60° – 110°), (рис. 3.2.7b). Это хорошо согласуется с ранее опубликованными результатами [*Напряженное состояние*..., 1987; *Юнга*, 1990; *Курскеев*, 2004]. Субгоризонтальное положение (до 30) имеют 75 % осей сжатия и 53 % осей растяжения (рис. 3.2.7b).



Рис. 3.2.7. Диаграммы распределения осей сжатия (*a*), растяжения (*б*) и распределение углов погружения этих осей (*в*).

На рис. 3.2.8 представлены диаграммы направления *P*- и *T*-осей для механизмов взбросового и сбросового типа. *P*-оси для взбросовых типов имеют три направления: север-северо-западное, северное и север-северо-восточное, *T*-оси большей частью ориентированы субширотно. *P*-оси для механизмов сбросового типа имеют множество направлений, наиболее представительным является северо-восточное направление.



Рис. 3.2.8. Диаграммы распределения осей сжатия, растяжения для механизмов взбросового (А) и сбросового (Б) типа.

В работе [Юдахин, Беленович, 1989] отмечено, что, обладая различными реологическими свойствами, слои земной коры Тянь-Шаня по-разному реагируют на испытываемое ими тектоническое сжатие. И было логичным исследовать изменение азимутов главных осей и углов погружения в зависимости от глубины расположения очагов сейсмических событий. На рис. 3.2.9 представлены диаграммы распределения осей сжатия, растяжения и зависимости числа этих осей от угла погружения, построенные для различных глубин слоев: 0–5, 5–10, 10–15 и более 15 км. Для сопоставления количественного соотношения числа событий на разных глубинах диаграммы и графики зависимостей представлены в одном масштабе. Согласно рис. 3.2.9, направление оси сжатия на всех рассматриваемых глубинах меняется в секторе 330°-10°, однако максимальное пиковое значение числа событий с глубиной смещается от 330° (северо-западное направление) к 360° (северное). Направление осей растяжения для всех глубин меняется от северо-восточного до юго-восточного. На этом же рисунке представлена зависимость числа Р- и Т-осей от угла наклона. Процентное соотношение числа осей с углом наклона до 30° (близгоризонтально) с глубиной представлено в табл. 3.2.2.

Таблица 3.2.2. Процентное соотношения числа *P*-, *T*-осей с углом наклона меньше 30° для различных глубин.

Ось	<i>P</i> < 30° (1080 событий)			T < 30° (751 событие)				
<i>Н</i> , км	0-5	5-10	10-15	> 15	0-5	5-10	10-15	> 15
N	47	334	387	312	46	310	221	174
%	4	31	36	29	6	41	30	23

В табл. 3.2.2 в зависимости от глубины прослеживается увеличения числа осей сжатия и уменьшение числа осей растяжения с углом погружения до 30°.



Рис. 3.2.9. Диаграммы распределения азимутов осей сжатия (слева) и растяжения (центр) и распределение угла погружения этих осей (справа) на различных глубинах: А – 0–5 км; Б – 5–10 км; В – 10–15 км; Г – более 15 км.

3.3. Метод волновой инверсии и тензор сейсмического момента

3.3.1. Волновое моделирование

Понимание процесса разрыва в источнике очага землетрясения является очень важным для сейсмолога, поскольку содержит информацию о природе динамических процессов, происходящих в Земле (динамика тектоники плит, взаимодействие двух плит, физическое поле зоны коллизии плит, природа землетрясения и т.д.).

В настоящее время использование данных широкополосных сейсмограмм значительно помогает исследователям в изучении землетрясений и структуры Земли. Разработаны методы, позволяющие произвести расчет синтетической сейсмограммы, которая может быть использована в сравнении с наблюдаемыми в действительности сейсмограммами. Известны причины, влияющие на форму сейсмограммы, - это особенности распространения колебаний, свойства источника и характеристики непосредственно самого сейсмографа. Каждый из этих элементов может математически моделироваться, тем самым возможно разработать процедуру по оценке характеристик сейсмограммы в условиях реальной модели Земли. Такие математические конструкции известны как синтетические сейсмограммы. Сравнение синтетических и наблюдаемых сейсмограмм называется волновым моделированием, которое стало одним из самых мощных средств доступных сейсмологам для усовершенствования моделей структуры Земли и понимания процесса, происходящего в сейсмическом источнике. В общем случае, волновое моделирование – это итеративный процесс, в котором различия между наблюдаемой и синтезированной сейсмограммами минимизируется путем регулировки представления структуры Земли или характеристик источника. Математическая теория, лежащая в основе конструирования синтетических сейсмограмм, называется теорией линейных фильтров.

Сейсмограмма рассматривается как результат работы последовательности линейных фильтров. Каждый фильтр отвечает за некоторый аспект сейсмического источника или распространение волн. Возможно описать элементы системы линейных фильтров как соответствующий отклик фильтра на дельта функцию. В физическом смысле это соответствует единичному мгновенному импульсу энергии в источнике, результирующая сейсмограмма которого и определяет фильтр распространения колебаний. Если импульсный отклик некоторого фильтраf(t), то соответствующее Фурье преобразование даст $F(\omega)$. Если f(t) известно, то отклик y(t) произвольного входа x(t) может быть вычислен с помощью оператора свертки. Если $X(\omega)$ преобразование Фурье для x(t), то тогда выходной сигнал в Фурье преобразовании $Y(\omega)$ будет равен $Y(\omega) = F(\omega) \cdot X(\omega)$. Если сигнал проходит через последовательность фильтров $f_1, f_2, \dots f_n(t)$, то преобразование Фурье выходного сигнала будет иметь вид:

$$Y(\omega) = F_1(\omega) \cdot F_2(\omega) \cdot \dots F_n(\omega) \cdot X(\omega).$$

Функцию отклика или эффект процесса распространения единичного импульсного скольжения часто называют функцией Грина (рис. 3.3.1).



Рис. 3.3.1. Схема распространения волн от импульсного источника к пункту наблюдения (по [*Yagi*, 2004].

3.3.2. Тензор сейсмического момента

Анализ механизма очага удобно проводить на основе концепции тензора сейсмического момента [Костров, 1975; Массовое определение..., 1979; Аки, Ричардс, 1983]. Выше уже отмечено, что смещение по площадке может быть описано двойной парой сил [Райс, 1982; Snoke, 2000]. В фиксированной координатной системе может быть реализовано девять возможных пар сил. Полные пары сил M_{ij} представлены на рис. 3.3.2. Если сила и плечо направлены одинаково, то такая компонента тензора называется векторным диполем. При сдвиге тензор является девиатором, т.е. сумма диагональных его элементов (векторных диполей) равна нулю:

$$M_{11} + M_{22} + M_{33} = 0. ag{3.8}$$

При источнике типа взрыва, центра расширения, или в случае, когда источник представляет собой трещину отрыва, эта сумма отлична от нуля.



Рис. 3.3.2. Возможные пары сил типа двойной диполь (по [Yagi, 2004]).

Так как тензор сейсмического момента симметричен, он может быть представлен комбинацией шести элементарных тензоров моментов, описывающих пять источников типа двойной пары сил, и одним центром расширения (табл. 3.3.1).

Таблица 3.3.1. Элементарные тензоры моментов (по [Воронина, 2004]).

$$M1 = \begin{pmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} M2 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 - 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} M3 = \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 1 & 0 \end{pmatrix} M4 = \begin{pmatrix} 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \end{pmatrix} M5 = \begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} M6 = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0$$

Легко найти тензор моментов, соответствующий геометрии дефекта, но обратный процесс (от момента тензора до плоскостей разломов) является более сложным. Мы можем преобразовать из плоскости разлома в тензор момента с помощью системы уравнений [*Yagi*, 2004]:

$$\begin{cases}
M_{xx} = -M_0 (\sin \delta \cos \lambda \sin 2\varphi + \sin 2\delta \sin \lambda \sin^2 \varphi) \\
M_{xy} = M_{yx} = M_0 (\sin \delta \cos \lambda \sin 2\varphi + \frac{1}{2} \sin 2\delta \sin \lambda \sin 2\varphi) \\
M_{xz} = M_{zx} = -M_0 (\cos \delta \cos \lambda \cos \varphi + \cos 2\delta \sin \lambda \sin \varphi) \\
M_{yy} = M_0 (\sin \delta \cos \lambda \sin 2\varphi - \sin 2\delta \sin \lambda \cos^2 \varphi) \\
M_{yz} = M_{zy} = -M_0 (\cos \delta \cos \lambda \cos \varphi - \cos 2\delta \sin \lambda \cos \varphi)
\end{cases}$$
(3.9)

где φ – угол по простиранию, δ – угол падения, λ – угол скольжения (x – север, y – восток, z – вниз). С другой стороны, преобразование от момента тензора к плоскостям разлома не может быть описано простым уравнением. Ниже предоставляется метод преобразования от тензора моментов к векторам ориентации плоскостей разломов. Сначала мы получим собственные векторы (t, b, p) тензора моментов (рис. 3.3.2):

$$\begin{pmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{pmatrix} (t \ b \ p) = (t \ p \ b) \begin{pmatrix} M_0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 - M_0 \end{pmatrix}$$

Затем мы получаем векторы подвижки повреждения: n и d, где n – единичный вектор нормали к плоскости разлома, d – единичный вектор скольжения. Они образуют собственные векторы (t, b, p), используя уравнение модели одной плоскости [Yagi, 2004]:

$$n = \frac{1}{\sqrt{2}}(t+p), \ d = \frac{1}{\sqrt{2}}(t-p).$$

или другой вариант модели:

$$n = \frac{1}{\sqrt{2}}(t-p)$$
 $d = \frac{1}{\sqrt{2}}(t+p)$.

Тензор моментов (3.9) не позволяет сделать выбор одного из этих двух вариантов и тем самым определить плоскость разрыва. Для такого выбора рекомендуется использовать распределение афтершоков или картину региональной тектоники. Если землетрясение достаточно крупное и возможно определить направление разрыва, полезно сравнить отклонения положения источника по методике инверсии, с двумя вышеуказанными плоскостями. В любом случае можно определить угловые параметры разрыва по вектору скольжения *d* с помощью уравнений [*Yagi*, 2004]:

$$\varphi = \arctan(-n_1 / n_2)$$

$$\delta = \arccos(-n_3)$$

$$\lambda = \arcsin(-d_3 / \sin \delta) . \qquad (3.10)$$

3.3.3. Функция Грина телесейсмических объемных волн

Принцип, лежащий в основе волнового моделирования, это разделение свойств источника и эффектов накладываемых распространением колебаний. В сейсмичес-ком волновом моделировании имеется три базовых фильтра [*Lay, Wallace*, 1995].

$$u(t) = s(t) \cdot g(t) \cdot i(t), \qquad (3.11)$$

где u(t) – сейсмограмма, s(t) – сигнал из сейсмического источника, g(t) – фильтр распространения колебаний и i(t) – эффект, накладываемый сейсмографом. В действительности s(t) и g(t) могут быть разделены на несколько фильтров для описания отдельных эффектов. Выражение (3.11) можно представить через тензор момента:

$$u_{n}(x,t) = s(t) \cdot i(t) \cdot \sum_{i=1}^{5} (m_{i} \cdot Green_{ni}(t))$$

$$m_{1} = M_{11}, m_{2} = M_{22}, m_{3} = M_{12}, m_{4} = M_{13}, m_{5} = M_{23}, \qquad (3.12)$$

где u_n – трехкомпонентное смещение. Сумма представляет собой произведение тензора сейсмического момента (здесь записанного как m_i , остается пять элементов полагая, $m_{33} = -(m_{11} + m_{22}))$ и *Green*_{ni} (t), соответствующих функциям Грина. Компоненты тензора момента в данном случае могут быть легко определены. Функции Грина – это отклики на единичный импульс смещения сейсмического источника по соответствующим компонентам для каждого элемента тензора момента.

Таким образом, создание синтетической сейсмограммы осуществляется путем суммирования пяти базовых решений с различными весами. В данном случае можно пренебречь особенностями источника s(t), используя только волны с большим

периодом, при этом необходима предварительная корректировка сейсмограмм согласно эффектам, которые накладываются самим сейсмографом i(t). Тогда выражение (3.12) принимает вид:

$$o_{\rm n}(x,t) = \sum_{i=1}^{5} m_i \cdot Green_{\rm ni}(t),$$
 (3.13)

где $o_n(x, t)$ – реальная сейсмограмма, которая прошла через фильтр, убирающий эффект, накладываемый характеристиками сейсмографа. Выражение (3.13) можно записать в простой матричной форме:

$$\mathbf{O} = \mathbf{Gm},\tag{3.14}$$

где

$$\mathbf{O} = \begin{bmatrix} o_{\mathrm{ud1}} \\ o_{\mathrm{ud2}} \\ \vdots \\ o_{\mathrm{ns1}} \\ \vdots \end{bmatrix}, \quad \mathbf{G} = \begin{bmatrix} Green_{\mathrm{ud1}}^{m_1} & Green_{\mathrm{ud1}}^{m_2} & \cdots & Green_{\mathrm{ud1}}^{m_5} \\ Green_{\mathrm{ud2}}^{m_1} & Green_{\mathrm{ud2}}^{m_2} & \cdots & Green_{\mathrm{ud2}}^{m_5} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ Green_{\mathrm{ns1}}^{m_1} & \vdots & \cdots & Green_{\mathrm{ns1}}^{m_5} \\ \vdots & \vdots & \cdots & \vdots \end{bmatrix}, \quad \mathbf{m} = \begin{bmatrix} m_1 \\ m_2 \\ m_3 \\ m_4 \\ m_5 \end{bmatrix}$$

При этом O_{ud1} – сейсмограмма для вертикальной компоненты (*up-down*) первого измерения; *Green* $_{ud1}^{m_1}$ – функция Грина вертикальной компоненты первого измерения для компоненты тензора сейсмического момента m_1 . Подбирается такое решение, при котором разница между наблюдаемой сейсмограммой и синтетической минимальна. В данном случае предполагается использование отраженных фаз *pP* и *sP* (рис. 3.3.3). Тогда функция Грина может быть представлена как:

$$Green(t) = G_{R}(t) \cdot [Ap \times \delta(t) + Ap' \times R_{pp} \times \delta(t - \Delta t_{1}) + As'' \times R_{sp} \times \delta(t - \Delta t_{2})], \quad (3.15)$$

где $G_{\rm R}(t)$ – коэффициент геометрического расхождения, Ap и As – модель очага, $R_{\rm pp}$ и $R_{\rm sp}$ – коэффициенты отражения, $\delta(t)$ – дельта функция [Yagi, 2004]. Соответствен-

но
$$\Delta t_1 \approx \frac{D \times 2}{V_p}$$
 и $\Delta t_2 \approx \frac{D}{V_p} + \frac{D}{V_s}$. Временные задержки Δt_1 и Δt_2 зависят от глубины

гипоцентра *D*. Таким образом, зная скорости *P*- и *S*-волн легко определить глубину события, используя фазы *pP* и *sP*. Выражение в скобках (3.15) представляет собой три компоненты, вносящих различный вклад, который зависит от механизма очага [*Lay*, *Wallace*, 1995].



Рис. 3.3.3. Схема распространения некоторых Р-волн в пространстве и их отражения на сейсмограмме (по [*Yagi*, 2004]).

3.3.4. Расчет тензора сейсмического момента в условиях сети КNET

Метод волновой инверсии уже был применен на НС РАН для определения тензоров сейсмического момента событий, которые произошли на территории расположения станций сети KNET за 1996–2006 гг. и результаты опубликованы в работах [Костюк, 2008а, 2010]. Дальнейшее накопление сейсмических записей землетрясений позволило применить этот метод к событиям 2007–2017 гг. Частично волновые формы этих событий были получены с сайта IRIS [*Туреs*...] (2007–2010 гг.).

Для расчета отбирались землетрясения, лежащие внутри и за границами сети в пределах $1-2^{\circ}$ и имеющие энергетический класс *K* не ниже 10.5 (*M* > 3.5). Определение фокальных механизмов очагов землетрясений осуществлялось программой, разработанной Ю. Яги [*Yagi*, 2004], которая использует метод инверсии волновой формы, представленный выше. В данной программе функция Грина рассчитывается по методу Кокецу [*Kohketsu*, 1985], модифицированному Кикучи [*Kikuchi, Kanamori*, 1991], при этом процедура инверсии строится согласно [*Fukahata, Yagi*, 2003].

При расчете функции Грина для территории Северного Тянь-Шаня использовалась скоростная модель ИГД РАН [Земная кора..., 2006], плотности пород указывались согласно [Сейсмологическая опасность..., 2004], значения Q определялось на основе геологической карты [Геологическая карта..., 1980] и таблицам по свойствам пород [Lay, Wallace, 1995]..

Итоговая модель структуры земной коры Северного Тянь-Шаня приведена в табл. 3.3.2.

<i>Н</i> , км	V _P , км/с	V _S , км/с	р, г/см ³	$Q_{\rm P}$	Qs
5	5.45	3.15	2.77	250	150
10	6.04	3.48	2.78	250	150
20	6.25	3.62	2.84	400	200
35	6.37	3.69	2.85	400	200
50	7.19	4.07	2.85	400	200
75	8.08	4.49	3.25	600	280

Таблица 3.3.2. Модель структуры земной коры Северного Тянь-Шаня

Технология волновой инверсии применялась для оценки параметров очагов землетрясений, таких как *strike*, *dip*, *slip*, магнитуда M_W и глубина для событий, находящихся на расстоянии 1–2° от сейсмологической сети. Пример графических выходных данных для двух землетрясений представлен на рис. 3.3.4.

В результате применения метода инверсии к цифровым записям по данным сети КNET получено 284 решения тензоров сейсмического момента. Решения за 1996–2006 годы получены А.Д. Костюком [Костюк, 2008а; Деформация земной..., 2010], а за 2007–2017 годы Н.А. Сычевой [Сычева, Мансуров, 2016].

Распределение величины ошибки волнового моделирования в зависимости от нумерации события в каталоге и в отсортированном виде для событий каталога тензоров сейсмического момента представлено на рис. 3.3.5А. Минимальная ошибка составляет 0.03, максимальная 0.4. Для 120 событий ошибка моделирования не превышает значения 0.1, для 140 событий – 0.2 и только для 20 событий находится в диапазоне 0.2–0.4. Некоторые статистические характеристики каталога представлены на рис. 3.3.5Б. Согласно полученным результатам, в каталоге преобладают события с магнитудой M = 3.5-4, значительная их часть произошла на глубине до 20 км. Распределение событий по времени неравномерно. Максимальное количество компонент (сейсмограмм), по которым может быть получено решение, составляет 30 (10 станций по 3 компоненты – E, N, Z). Согласно рис. 3.3.5Бc, основная часть решений получена при количестве анализируемых компонент записи землетрясений больше 5, но меньше 15.



Рис. 3.3.4. Примеры графического выходного файла расчета тензора сейсмического момента для разных землетрясений: a - 29.07.2017, K = 11.7; $\delta - 21.11.1998$, K = 12.5.


Рис. 3.3.5. А – распределение величин ошибок волнового моделирования для событий каталога тензоров сейсмического момента (*a*) и отсортированный вид этого распределения (δ); Б – распределение некоторых статистических характеристик каталога тензоров сейсмического момента: *a* – магнитуда; δ – глубина; ϵ – время; *c* – количество компонент.

3.3.5. Результаты исследования тензоров сейсмического момента

Сравнение решений фокальных механизмов методом волновой инверсии с решениями каталога СМТ приведены в работе [Костюк, 2008а], а сравнение с решениями по знаку прихода Р-волны в работе [Сычева, Богомолов, 2014], где отмечено, что наблюдается хорошее согласование с решениями каталога СМТ [http://www. globalcmt.org] и, в целом, с решениями по методу полярности сейсмических волн. Некоторые отличия можно объяснить недостаточностью знаков (количество станций). Отдельные характеристики каталога тензоров сейсмического момента представлены в табл. 3.3.

Таблица 3.3.3. Граничные характеристики некоторых параметров каталога тензоров сейсмического момента

	Дата	φ, °	λ, °	<i>Н</i> , км	K	M _w	M_0	D _d	N _{OBS}
Мин.	14.01.1996	40.50	72.00	0	8.46	2.81	2.03E+13	0.03	3
Макс.	29.07.2017	43.66	77.99	43	14.83	5.70	4.37E+17	0.43	25

Примечание. H – глубина; K – класс; $M_{\rm W}$ – моментная магнитуда; M_0 – скалярный сейсмический момент; $D_{\rm d}$ – дисперсия; $N_{\rm OBS}$ –количество фаз.

Эпицентральное расположение землетрясений и их фокальные механизмы представлены на рис. 3.3.6. Более половины событий (57 %) составляют взбросы и взбрососдвиги, третью часть (31 %) – горизонтальные сдвиги и взрезы, сбросы и сбросо-сдвиги малочисленны (12 %).



Рис. 3.3.6. Эпицентральное расположение и фокальные механизмы очагов событий с *K* > 10.5 за 1996–2017 гг. из каталога фокальных механизмов определенных по методу инверсии. Треугольниками обозначено положение станций сети KNET.



Рис. 3.3.7. Распределение: a – азимутов осей сжатия; δ – азимутов осей растяжения; e – количественные зависимости угла погружения осей P (красный) и T (синий). А – по методу инверсии; Б – по фазам прихода P-волн.

На рис. 3.3.7а представлены диаграммы распределения направлений (азимут) осей сжатия (P) и растяжения (T), на рис. 3.3.7 δ – количественные зависимости угла погружения этих осей. Для построения зависимостей значение азимутов усреднялось с шагом 5°, а углов погружения с шагом 10°. Максимум числа осей сжатия имеют направление 340°, что соответствует север-северо-западному направлению, и основная часть осей попадает в сектор 330–360°, при этом азимуты осей растяжения не имеют ярко выраженного максимума. Максимум осей сжатия имеют нулевой угол погружения (близгоризонтальное), а максимум осей растяжения имеют угол погружения 60° (близвертикальное). Такое направление осей сжатия отмечается и другими исследователями для Тянь-Шаньского региона [*Напряженное состояние...*, 1987; *Юнга*, 1990; *Курскеев*, 2004].

3.4. Выводы

Для слабых землетрясений, произошедших на территории, ограниченной координатами краевых станций сети KNET (полное окружение станциями), определены фокальные механизмы очагов по знакам прихода *P*-волн и сформирован каталог фокальных механизмов, который включает в себя 1480 механизмов очагов землетрясений, произошедших с 1994 по 2017 гг. На основе метода волновой инверсии получены тензора сейсмических моментов 284 землетрясений с K > 10.5, произошедших с 1996 по 2017 гг. на территории БГП, и сформирован каталог. Полученный банк данных по механизмам очагов землетрясений можно рассматривать как статистически значимый и применять к нему методы оценки напряженно-деформированного состояния, в частности анализ параметров сейсмотектонических деформаций (СТД) и метод катакластического анализа (МКА).

В рассматриваемом регионе формируются в основном три группы очагов, различающихся характером происходящих в них подвижек: взбросы, взбросо-сдвиги и горизонтальные сдвиги. Сбросовые и сбросо-сдвиговые события происходят реже и локализованы в большей степени. Значительную часть событий составляют взбросы и взбросо-сдвиги, большая часть из которых имеет близгоризонтальную ось сжатия. Для слабых событий преобладающим направлением азимутов осей сжатия является север-северо-западное (с глубиной это направление меняется от север-северозападного к северному), а для осей растяжения – восточно-северо-восточное. Эти же направления наблюдаются и для землетрясений из каталога тензоров сейсмического момента (другой масштабный уровень).

181

Глава 4

Динамические параметры очагов землетрясений

Разработка новых подходов к прогнозированию разрушительных землетрясений (ЗЛТ) и уменьшению их последствий включает, по необходимости, расширение объема данных о спектральных характеристиках очагов ЗЛТ и определяемых на их основе динамических параметров (ДП). В западной литературе их называют очаговые параметры (source parameters) землетрясений. К ним, в частности, относятся радиус очага r, скалярный сейсмический момент M₀ и сброшенные касательные напряжения (stress drop, $\Delta \sigma$). Далее для краткости будем использовать термин сброшенные напряжения. Информация о динамических параметрах, непосредственно относящихся к объемам очагов ЗЛТ, может характеризовать региональные особенности геодеформационного процесса. В частности, изменение со временем усредненного сброшенного напряжения для событий заданных магнитуд отражает напряженное состояние земной коры по диаграмме Кулона – Мора. Для такого описания земной коры сейсмоактивных регионов необходим статистически значимый набор данных – достаточно большое число сейсмических событий, для которых определены значения ДП. Ранее, до конца XX века динамические параметры очагов ЗЛТ определялись, в основном, для сильных землетрясений [Dziewonski et al., 1981; Модели очаговых..., 1992; Бурымская, 2001; Ключевский, Демьянович, 2002]. При этом составление каталога ДП для компактной территории было возможно лишь для регионов с наиболее высокой сейсмической активностью. В настоящее время благодаря развитию современных методов обработки данных (волновая инверсия, Generalized Inversion Tecnique (GIT) и др.) стало возможным с хорошей точностью определять динамические параметры и для слабых землетрясений [Добрынина, 2009; Динамические параметры..., 2013; Source parameters..., 2007; Variability in earthquake..., 2011; и др.].

Для территории Северного и Центрального Тянь-Шаня расчеты динамических параметров для умеренных и слабых событий ранее проводились лишь в нескольких работах [Горбунова, Кальметьева, 1988; Модели очаговых..., 1992]. Сейсмологическая сеть KNET, установленная на территории Северного Тянь-Шаня, обеспечивает хорошую регистрацию локальной сейсмичности внутри области 41–43° с.ш., 73–77° в.д., называемой Бишкекским геодинамическим полигоном, и позволяет получать качественные цифровые записи землетрясений, на основе которых можно проводить расчет спектральных характеристик и очаговых параметров.

Исследование динамических параметров очагов землетрясений Северного Тянь-Шаня началось с анализа 14 умеренных событий, которые произошли на БГП с 1998 по 2009 гг. с $K \ge 11.5$. Результаты этих исследований представлены в работе [Сычева, Богомолов, 2014]. При расчете очаговых спектров использовалась функ-

ция затухания по данным о добротности, полученным в работе [Земцова, 1985] для Тянь-Шаньского региона (см. раздел 2.1). Следующий этап исследований наряду с этими событиями включал более слабые события с $K \ge 9.5$, которые произошли на той же территории за 1998 по 2012 гг. Результаты исследований представлены в работе [Сычева, Богомолов, 2016]. На этом этапе исследования очаговые спектры рассчитывались с учетом новых данных о добротности, полученных в работе [Расчет добротности..., 2015] для территории Бишкекского полигона для слоя среды до глубины 80 км (см. раздел 2.1). Были также переобработаны данные для 14 событий, которые анализировались на первом этапе.

В данном обобщении к ранее сформированному набору данных по ДП добавлены результаты расчета этих параметров землетрясений с K > 8.7 (M > 2.7). Итоговый банк данных содержит сведения о параметрах 183 землетрясений, произошедших на территории БГП за 1998-2017 гг., включая радиус очага, скалярный сейсмический момент и сброс напряжений. Указанное число землетрясений составляет 53 % от общего числа событий из того же диапазона классов K = 8.7 - 14.8(М = 2.7-6.0). Составленный каталог позволяет провести детальный анализ взаимосвязей между динамическими параметрами и магнитудой землетрясений на территории БГП (Северный Тянь-Шань). Для других регионов поиску корреляций между значениями радиуса очага r (радиуса Брюна), момента M₀ и магнитуды M было посвящено большое число работ [Кочарян, 2014; Abercrombie, Leary, 1993; Allmann, Shearer, 2009; Variability in earthquake..., 2011; Shaw et al., 2015; Spectral models..., 2016]. Для различных сейсмоактивных регионов установлены соответствующие им соотношения, которые, как правило, представляют собой линейные зависимости в логарифмическом масштабе (обзор, например, [Кочарян, 2014]). Наиболее известными среди таких соотношений можно считать среднюю корреляционную зависимость из [*Ризниченко*, 1985] между M и M_0 (H·м):

$$\log M_0 = 1.6M + 8.4,\tag{4.1}$$

и численно близкую к ней зависимость Канамори [Kanamori, 1977] эквивалентную выражению (1.4) для моментной магнитуды M_w:

$$\lg M_0 = 1.5M_{\rm W} + 9.1. \qquad M_0({\rm H} \cdot {\rm M}). \tag{4.2}$$

Проведенный в настоящей работе анализ подтвердил естественное допущение, что и для диапазона низших магнитуд ($M \ge 2.7$) на изучаемой территории БГП справедливы корреляционные соотношения такого вида. Показано, что они выполняются с доверительной погрешностью менее 10 %.

Вопрос о корреляции между значениями радиуса очага и магнитудой события, а также между сброшенными напряжениями и магнитудой изучен в меньшей степени. Для случая сброшенных напряжений даже само наличие такой корреляции неочевидно из-за большого разброса значений $\Delta \sigma$ для событий с близкими магнитудами. В ряде работ, основанных на современных данных [*Variability in earthquake...*, 2011; *Shaw et al.*, 2015; и др.], не выявлено значимых взаимосвязей между сброшенными напряжениями и сейсмическим моментом (и как следствие с магнитудой ЗЛТ). Результаты других работ подтвердили такую взаимосвязь, но дали различные тренды изменения $\Delta \sigma$ (нарастающий или убывающий) с увеличением M_0 или M_W . Примером «интуитивно» ожидаемого нарастающего тренда $\Delta \sigma(M)$ может быть результат, полученный в [*Spectral models...*, 2016] для сейсмоактивного реги-

она Абруццо (Abruzzo, Центральная Италия), включающего эпицентральную зону катастрофического землетрясения Л'акуила 06.04.2009, $M_W = 6.1$. В работе [*Stress Drop...*, 2011] на основе анализа разломных зон во Французских Альпах и Неваде,, США аргументировано, что, по крайней мере, в этих регионах усредненная зависимость $\Delta\sigma(M_0)$ слабоспадающая ($\Delta\sigma \sim M_0^{-0.15}$), а не нарастающая. Имеется множество работ с результатами, аналогичными вышецитированным.

В некоторых работах, например [*Ключевский, Демьянович*, 2002], обращено внимание на то, что величина $\Delta \sigma$ может зависеть не только от магнитуды *M*, но и от типа фокального механизма, что снижает коэффициент корреляции между *M* и $\Delta \sigma$. Для изучаемой территории БГП также отмечены случаи, когда при землетрясениях взбросового типа сброшенные напряжения больше, чем при сдвиговых событиях примерно такой же энергии, и это отличие превышает доверительный интервал расчета $\Delta \sigma$. Появляющийся разброс значений $\Delta \sigma$ ограничивает диапазон магнитуд, в которых возможна линейная или степенная аппроксимации зависимости $\Delta \sigma(M)$. В этой главе представлены результаты расчетов ДП и, в частности, сброшенных напряжений для событий на территории Северного и Центрального Тянь-Шаня, включая землетрясения малых магнитуд.

При обсуждении полученных результатов также проведено сопоставление площадного распределения $\Delta \sigma$ с распределениями интенсивности сейсмотектонических деформаций I_{Σ} и параметра Лоде – Надаи μ_{ε} для тензора сейсмотектонической деформации (СТД) [*Сейсмотектонические деформации...*, 2005; *Деформация земной...*, 2010], что позволило установить связь сброшенных напряжений с этими параметрами.

4.1. Исследование динамических параметров землетрясений Северного Тянь-Шаня (Бишкекский геодинамический полигон)

Оценочный расчет динамических параметров очагов ЗЛТ: радиуса очага, r, скалярного сейсмического момента M_0 и сброшенных напряжений $\Delta \sigma$ проводился с использованием классических подходов [*Аки, Ричардс,* 1983; *Ризниченко,* 1985]. Как известно, в этих подходах в выражения для оценки и радиуса r, и момента M_0 входит по единственному параметру, описывающему частотную зависимость спектральной плотности сейсмограмм S(f). Скалярный сейсмический момент пропорционален низкочастотному пределу спектральной плотности смещения, Ω_0 (в работах по расчетам и исследованиям M_0 этот параметр обычно называется кратко «спектральной плотностью»). Радиус очага оценивается по величине угловой частоты f_c – параметру, описывающему затухание спектральной плотности на высоких частотах, в частности, по модельной зависимости S(f) (2.15). Величина сброса напряжений оказывается пропорциональной отношению M_0/r^3 [*Костров*, 1975].

4.1.1. Теоретические основы определения динамических параметров очагов землетрясений по параметрам сейсмограмм

Скалярный сейсмический момент определяется, согласно [Костров, 1975; Аки, Ричардс, 1983], как произведение модуля сдвига G, площади разрыва S и среднего по этой площади смещенения D:

$$M_0 = G S D . \tag{4.3}$$

По величине M_0 можно оценить магнитуду землетрясения M_W , с помощью формулы Канамори (1.4), см. раздел 1.5. Для наглядного сопоставления скалярной величины M_0 и тензора сейсмического момента (M_0)_{ij} [Костров, 1975; Массовое определение..., 1979; Аки, Ричардс, 1983] приводим выражение, связывающее компоненты этого тензора с вектором смещения по разрыву D_i (i = 1, 2, 3) и единичным вектором n_i , задающим ориентацию поверхности S,

$$(M_0)_{ij} = GS (D_i n_j + D_j n_i)/2.$$
 (4.4)

Выражение (4.4) можно переписать в виде

$$(M_0)_{ij} = M_0 (d_i n_j + d_j n_i)/2 = M_0 m_{ij}, \qquad (4.5)$$

где $d_i = D_i/D$ – компоненты единичного вектора, направленного вдоль вектора смещения, а тензор m_{ij} представляет собой тензор механизма очага (направляющий тензор сейсмического момента), который может быть также выражен через направляющие векторы для осей растяжения и сжатия с помощью формулы (3.6). Как видно из (4.5), скалярный сейсмический момент и наибольшая компонента тензора $(M_0)_{ij}$ имеют один и тот же порядок величины. Координатное представление всех компонент $(M_0)_{ij}$ было дано в разделе 3.3.2, формула (3.9), а в табл. 3.3.1 показаны элементарные (простейшие) примеры этого тензора.

Для совокупности землетрясений, произошедших в объеме среды V за период времени T, вызванная ими усредненная неупругая деформация описывается тензором скорости разрывной (сейсмотектонической) деформации, $<\varepsilon_{ij}>$, [Юнга, 1990]:

$$<\varepsilon_{ij}>=\frac{1}{GVT}\sum_{\alpha=1}^{N}M_{0}^{(\alpha)}m_{ij}^{(\alpha)},$$
(4.6)

где суммирование проводится по сейсмическим событиям, нумерованным с помощью индекса α , N – количество событий. В случае, когда период времени выражен в годах, тензор $< \varepsilon_{ij} >$ также называют среднегодовым приростом сейсмотектонической деформации (СТД). В работах [Лукк, Юнга, 1979; Юнга, 1990] предложено аппроксимировать (4.6) следующим выражением:

$$<\varepsilon_{ij}>=\frac{1}{GVT}\sum M_0^{(\alpha)}\cdot\sum m_{ij}^{\alpha}=I_{\Sigma}\cdot\sum m_{ij}^{\alpha},\qquad(4.7)$$

где введена скалярная характеристика прироста сейсмотектонической деформации I_{Σ} , называемая интенсивностью СТД. В этих же работах аргументировано (на основе соображений о подобии механизмов очагов землетрясений в широком диапазоне энергий [*Юнга*, 2002]), что при суммировании по тензорам механизмов очагов в (4.6) может быть применена весовая функция w(M), описывающая вклад каждого события в зависимости от его магнитуды, и тензор $<\varepsilon_{ij}>$ можно выразить как произведению I_{Σ} на тензор усредненного механизма очагов:

$$\varepsilon_{ij} >= I_{\Sigma} \cdot \sum_{\alpha=1}^{N} w^{(\alpha)} m_{ij}^{(\alpha)} / \sum_{\alpha=1}^{N} w^{(\alpha)}.$$
(4.8)

Выбор весовой функции рассматривается в деталях ниже в главе 5.

Формулы (4.6)–(4.8) указывают на возможность взаимосвязей между динамическими параметрами очагов (в частности, сейсмическим моментом M_0) и параметрами тензора прироста СТД. Анализ подобных взаимосвязей по сейсмическим данным для Северного и Центрального Тянь-Шаня входит в задачи данной работы.

Смещение *D* в выражении (4.3) описывает асимптотическое значение относительной подвижки «берегов» при $t \rightarrow \infty$ [*Ризниченко*, 1985; *Boatwright*, 1980; *Scholz*, 2002]. Согласно известным решениям волновых уравнений для сферически расходящихся сейсмоволн, *D* пропорционально низкочастотному пределу спектральной плотности смещения Ω_0 , которое регистрируется в волновой зоне на удалении от разрыва [*Аки, Ричардс*, 1983]. Сейсмический момент также пропорционален Ω_0 (этот параметр далее для краткости будем называть «спектральной плотностью», следуя терминологии [*Scholz*, 2002, 2019] и других работ). Стоит отметить, что M_0 считается наиболее адекватным показателем интенсивности («силы») землетрясения [*Hanks, Kanamori*, 1979], он не зависит от деталей развития процесса в очаге, в частности описываемых параметром высокочастотной части спектра: угловой частотой *f*_c (частотой среза), введенной в (2.15), (2.16).

Общее выражение для расчета сейсмического момента *M*₀ записывается в форме [*Boatwright*, 1980]:

$$M_{0} = 4\pi R \rho_{0} V_{S0}^{3} \sqrt{\rho(R) V_{S}(R) / \rho_{0} V_{S0}} \Omega_{0} / \Psi_{0}, \qquad (4.9)$$

где R – расстояние от очага станции или до референтной точки, где определяется спектр, ρ_0 – плотность пород в области очага, Ψ_0 – фактор направленности излучения из очага (для источника, описываемого скачком смещения на плоскости разрыва), среднее значение этого фактора принимается 0.64 [*Ризниченко*, 1985]). Фактор Ψ_0 мало чувствителен к модели разрыва в очаге, так что погрешность оценки M_0 по формуле (4.9) не превышает 10–15 %, [*Ruff*, 1999; *Scholz*, 2002]. Стоит отметить, что выражение (4.9) справедливо для любых расстояний от источника, превышающих характерную длину волны, т.е. в волновой зоне [*Аки, Ричардс*, 1983]. Однако, для относительно небольших расстояний, когда значения ρ , V_S в самом очаге и в референтной точке можно считать одинаковыми: $\rho(R) \approx \rho_0 = \rho$, $V_S(R) \approx V_{S0} = V_S$, для расчета M_0 можно использовать упрощенное выражение [*Аки, Ричардс*, 1983]:

$$M_{0} = 4\pi \rho R V_{\rm S}^{3} \Omega_{0} / \Psi_{0} \tag{4.10}$$

При этом не происходит потери точности оценки, так как вносимая параметрами Ψ_0 , Ω_0 погрешность превышает различие $\rho(R)$ и ρ_0 , $V_S(R)$ и V_{S0} .

Сейсмическая энергия E_s , т.е. часть энергии деформирования, излученная в виде сейсмических колебаний, также, как и сейсмический момент, пропорциональна смещению D и площади разрыва S:

$$E_{\rm S} = \sigma_{\rm a} \, S \, D \,, \tag{4.11}$$

причем коэффициент пропорциональности σ_a , имеющий размерность напряжения, называется «кажущимся напряжением» (*apparent stress* в англоязычной литературе) и условно показывает, при каком касательном напряжении работа по подвижке на

величину D численно равна $E_{\rm S}$. Отношение $E_{\rm S}/M_0$, называемое приведенной сейсмической энергией $e_{\rm PR}$, играет важную роль при сопоставлении событий различного масштаба [*Кочарян*, 2014]. Для этого параметра справедливо соотношение, вытекающее из (4.3), (4.11):

$$e_{\rm PR} = E_{\rm S} / M_0 = \sigma_{\rm a} / G$$
 . (4.12)

Значения *е*_{PR} значительно меньше единицы, поскольку кажущиеся напряжения заведомо не превышают действующих и на несколько порядков меньше модуля сдвига.

Сейсмическая энергия может быть оценена по спектральным параметрам Ω_0 и f_c сейсмических волн в референтной точке на удалении от очага [*Boatwright*, 1980], причем вклад *S*-волн наиболее значим. Компактные выражения для E_S могут быть получены, если не учитывать направленность излучения из очага [*Boatwright*, 1980; *Madariaga*, 2010]. Действительно, поскольку плотность потока энергии в волне пропорциональна квадрату массовой скорости \dot{u}^2

$$w(R,t) = \rho V_{\rm S} \, \dot{u}^2(R,t) \,, \tag{4.13}$$

то в этом приближении

$$E_{S} = 4\pi R^{2} \rho V_{S} \int_{0}^{\infty} \dot{u}^{2}(R,t) dt = 4R^{2} \rho V_{S} (2\pi)^{3} \int_{0}^{\infty} f^{2} \cdot u_{F}^{2} df \qquad (4.14)$$

где $u_{\rm F}$ – Фурье-гармоника смещения, выраженная через обычную (не циклическую) частоту *f*. Подстановка в (4.14) частотной зависимости $u_{\rm F}$ согласно спектральной модели Брюна [*Brune*, 1970]: $u_{\rm F} = S(f)$ из (2.15) дает после преобразований следующее выражение:

$$E_{\rm s} = 8\pi^4 R^2 \rho V_{\rm s} \Omega_0^2 f_{\rm s}^3. \tag{4.15}$$

Как видно из (4.15), сейсмическая энергия сильно зависит, в отличие от M_0 , от параметра f_c , описывающего поведение спектра в диапазоне высоких частот. Это отражает чувствительность E_s к скорости распространения разрыва в очаге [*Hanks*, *Kanamori*, 1979].

Входящая в (4.15) угловая частота f_c характеризуется теми свойствами, согласно (2.15), что при $f = f_c$ модельный спектр смещения S(f) проходит точку перегиба, а соответствующий спектр скорости имеет максимум. Частота, на которой достигается максимальное значение сглаженного спектра скорости, во многих работах также обозначается f_0 [*Сычева, Богомолов,* 2014, 2016], особенно в случаях, когда она определяется непосредственно по записям волновых форм, без применения модели Брюна. Поскольку значения f_c и f_0 совпадают или весьма близкие, далее будем использовать более общее обозначение угловой частоты f_0 .

При объединении формул (4.10) и (4.15) можно получить удобное выражение, связывающее сейсмическую энергию, сейсмический момент и угловую частоту ($f_c \cong f_0$) [*Madariaga*, 2010]:

$$E_{\rm s} = \frac{1}{2} \pi^2 \Psi_0^2 M_0^2 f_0^3 / \rho V_s^5 \approx 2M_0^2 f_0^3 / \rho V_{\rm s}^5 . \qquad (4.16)$$

Поскольку скорость *S*-волн есть не что иное как $(G/\rho)^{1/2}$, из выражения (4.16) следует, что приведенная сейсмическая энергия пропорциональна фактору $(f_0/V_S)^3$:

$$e_{\rm PR} = 2(M_0/G)f_0^3/V_{\rm S}^3 \tag{4.17}$$

Так как отношение V_S/f_0 характеризует радиус очага *r* [*Brune*, 1970, 1971], куб его значения пропорционален объему очага, и поэтому e_{PR} может быть выражена через объемную плотность сейсмического момента и модуль сдвига (параметр среды). Соотношение радиусом очага *r* и фактором V_S/f_0 обсуждается ниже.

Величина сброшенных напряжений (stress drop, $\Delta \sigma$) характеризует среднее различие между касательным напряжением в разломе до землетрясения (σ_0) и после него (σ_1) [*Gibowicz*, *Kijko*, 1994]. Этот параметр определяется по среднему смещению *D*, нормированному на характерный размер очага r_1 , с помощью следующего выражения [*Kocmpob*, 1975; *Koчapян*, 2014; *Brune*, 1970, 1971; *Ruff*, 1999; *Mori et al.*, 2001]:

$$\Delta \sigma = \sigma_0 - \sigma_1 = C_{\sigma} \cdot G \cdot T \cdot D/r_1, \qquad (4.18)$$

где коэффициент $C_{\sigma} \sim 1$ при адекватном выборе характерного размера r_1 , который, в случае некруглой формы очага может отличаться от упомянутого выше радиуса *r*. Из выражений (4.3) и (4.18) следует общее соотношение между сброшенными напряжениями, сейсмическим моментом и геометрическими параметрами очага [*Ruff*, 1999; *Madariaga*, 1979]:

$$\Delta \sigma = C_{\sigma} M_0 / Sr_1 \approx C_{\sigma} M_0 / S^{3/2} .$$
(4.19)

Для площадки разрыва в форме круга радиусом *r* площадь $S = \pi r^2$, характерный размер r_1 можно отождествить с радиусом *r*, и тогда выражение для сброшенных напряжений $\Delta \sigma$ примет форму $\Delta \sigma = C_{\sigma} M_0 / \pi r^3$. Для случая кругового разрыва значение коэффициента C_{σ} определено в работе [*Eshelby*, 1957]: $C_{\sigma} = 7\pi/16 \approx 1.37$, и из (4.19) получается следующее выражение

$$\Delta \sigma = 7M_0 / 16r^3 , \qquad (4.20)$$

которое наиболее часто используется для оценки величины Δσ по сейсмическим данным [*Brune*, 1970, 1971; *Scholz*, 2002]. Из (4.20) видно, что снятие напряжений,

как и приведенная сейсмическая энергия (4.17), зависит только от объемной плотности сейсмического момента. Параметры $\Delta \sigma$ и e_{PR} пропорциональны друг другу, так что по величине сброшенных напряжений можно оценивать e_{PR} и наоборот.

Радиус очага, входящий в (4.20), определяется формулой [Scholz, 2002; Abercrombie, Rice, 2005; Precursory changes..., 2016]

$$r = \kappa V_S / f_0 , \qquad (4.21)$$

где *k* – численный коэффициент, зависящий от модели разрыва в очаге. Подстановка (4.21) в (4.20) дает общее выражение для сброшенных напряжений через сейсмичес-кий момент и угловую частоту

$$\Delta \sigma = (7/16\kappa^3) M_0 f_0^3 / V_S^3, \tag{4.22}$$

которое удобно для сопоставления с зависимостью от угловой частоты в формулах (4.16) для сейсмической энергии и (4.17) для приведенной сейсмической энергии.

На выборе коэффициента k в (4.21), (4.22) остановимся ниже. Предварительно заметим, что величина $\Delta \sigma$, оцениваемая по формулам (4.18)–(4.20), (4.22), в современных работах иногда называется «статическим сбросом напряжений» [*Ruff*, 1999; *Beeler et al.*, 2001; *Mori et al.*, 2001]. Это подчеркивает, что, по определению в (4.18), напряженное состояние среды в области очага до и после разрыва и подвижки считается статичным.

Наряду со статическим $\Delta \sigma$ также вводится динамический спад напряжений $\Delta \sigma_d$, представляющий собой разность между начальным, «тектоническим» напряжением σ_0 и динамическим напряжением, которое поддерживается силами трения при смещении берегов разлома σ_f [Kostrov, 1964; Brune, 1970; Boatwright, 1980; Ruff, 1999]. Согласно [Kostrov, 1964; Dahlen, 1974], $\Delta \sigma_d$ можно оценить по величине скорости смещения в очаге $\dot{D}(t)$, нормированной на V_s , по формуле:

$$\Delta \sigma_{\rm d} = \sigma_0 - \sigma_1 = GC_{\rm K}^{-1}(V_{\rm R}/V_{\rm S}) \cdot D/V_{\rm S} , \qquad (4.23)$$

где $V_{\rm R}$ – скорость распространения разрыва, не превосходящая по величине $V_{\rm S}$, а $C_{\rm K}(V_{\rm R}/V_{\rm S})$ – функция Кострова [*Dahlen*, 1974] с характерными значениями: $C_{\rm K}(0.6)$ = 0.59; $C_{\rm K}(0.75)$ = 0.72; $C_{\rm K}(0.9)$ = 0.82. Если для грубых оценок $\Delta\sigma_{\rm d}$ аппроксимировать функцию Кострова $C_{\rm K}$ просто как отношение $V_{\rm R}/V_{\rm S}$, выражение (4.23) примет форму

$$\Delta \sigma_{\rm d} \approx G \cdot D/V_{\rm R} \,, \tag{4.24}$$

которая показывает возможную зависимость от времени динамического сброса напряжений, если в процессе подвижки скорость частиц в очаге и скорость распространения разрыва $V_{\rm R}(t)$ не постоянны. В большинстве работ значение $\Delta \sigma_{\rm d}$ определяется на момент времени $t_{\rm D} = r_1/V_{\rm R}$ после начала разрыва, так как это удобно для сопоставления различных очагов, а также со значениями статического $\Delta \sigma$ из (4.20). Такой выбор интервала времени аргументирован в работе [*Boatwright*, 1980], где отмечено, что длительность этого интервала $r_1/V_{\rm R}$ того же порядка величины, что время нарастания (rise time, $t_{1/2}$) сигнала на сейсмограмме. Обратим внимание на соотвествие выражений для статического и динамического спада напряжений: если в выражении для $\Delta \sigma$ (4.18) заменить смещение D и радиус источника r_1 их вариациями («динамическими значениями») $D \rightarrow \dot{D} \delta t$, $r_1 \rightarrow V_R \delta t$, то оно перейдет в форму (4.23).

Для модели азимутально симметричного распространения разрыва из центра с постоянной скоростью $V_{\rm R}$ [*Ruff*, 1999; *Madariaga*, 2010] в момент времени $t_{\rm D}$ площадь разрыва составляет S = π ($V_{\rm R}$ $t_{\rm D}$)², и выполняется следующее соотношение между динамическим $\Delta \sigma_{\rm d}$, сейсмическим моментом, скоростью разрыва и другими параметрами:

$$\Delta \sigma_{\rm d} = (M_0 / \pi V_{\rm R}^2) \cdot t_{\rm D}^{-2} \cdot D / D \approx (M_0 / \pi V_{\rm R}^3) \cdot 1 / (t_{\rm D}^2 \cdot t_{\rm I}), \qquad (4.25)$$

где t_1 – характерное время нарастания смещения D(t) при прохождении фронта разрыва, $t_1 \sim D/\dot{D}$.

Хотя параметры t_D , t_1 оказывают влияние на спектральную зависимость S(f), обратная задача их определения по спектральным данным еще не решена. Лишь с точностью до порядка величины можно оценить $t_D \sim t_1 \sim 1/f_c$, так что $\Delta \sigma_d \sim M_0 \cdot (f_c/V_R)^3$. В работе [Hanks, Thatcher, 1972], где рассматривалась иная модель разрыва, было получено следующее выражение для оценки $\Delta \sigma_d$

$$\Delta \sigma_{\rm d} = 8.5 \ M_0 \ f_{\rm c}^3 / V_R^3, \tag{4.26}$$

которое, по своей форме сходно с (4.22). Скорость разрыва лишь в исключительных случаях удается определить по сейсмическим или инженерно-геологическим данным [Запольский, 1971, 1984], из-за чего при использовании (4.18) обычно принимаются те или иные допущения о величине $V_{\rm R}$, которая всегда меньше $V_{\rm S}$. Если в балансе энергии при смещении берегов разлома потери на трение много меньше высвобождаемой упругой энергии, $V_{\rm R}/V_{\rm S} \sim 0.9$. В работах [Boatwright, 1980; Mori et al., 2001] указана возможность использования среднего значения $V_{\rm R} \sim 0.75 V_{\rm S}$ в выражениях для оценки $\Delta \sigma_{\rm d}$ с внесением дополнительной погрешности не более 20 %. Согласно [Boatwright, 1980], для оценочного расчета $\Delta \sigma_{\rm d}$ по сейсмическим данным в общем случае необходимо восстановление временной функции очага (source time function), т.е. временной зависимости, обобщающей определение сейсмического момента (4.3):

$$M_0(t) = G S(t)D(t) = M_0 x(t), \qquad (4.27)$$

где x(t) – временная функция очага, удовлетворяющая условиям x = 0 при t = 0 и x = 1 при t $\rightarrow \infty$. Упрощая формулы оригинальной работы [*Boatwright*, 1980], можно записать следующее выражение для $\Delta \sigma_d$, форма которого аналогична приведенной в [*Mori et al.*, 2001].

$$\Delta \sigma_{\rm d} = (3 M_0 / 16 \pi V_{\rm R}^3) \cdot \langle \dot{x}/t \rangle / x_{\rm F0} \approx (0.6 M_0 / V_{\rm S}^3) \cdot \langle \dot{x}/t \rangle / x_{\rm F0} , \quad (4.28)$$

где $\langle \dot{x}/t \rangle$ обозначает наклон графика функции x(t), усредненный на начальном интервале подвижки, длительностью 15–30 % от времени разрыва; x_{F0} – низкочастотный предел фурье преобразования функции x(t) [Mori et al., 2001].

Динамический спад напряжений $\Delta \sigma_d$, как и статический $\Delta \sigma$, пропорционален сейсмическому моменту. Из-за других факторов, входящих в выражение (4.22) для $\Delta \sigma$ и в (4.28) для $\Delta \sigma_d$, значение динамического спада напряжений может быть больше или меньше статического, или же совпадать с $\Delta \sigma$. Возможные соотношения между статическим и динамическим спадом напряжений схематически показаны на рис. 4.1.1. (по материалам [*Mori et al*, 2001]). На этом же рисунке выделена площадь между линией разгрузки (уменьшения внешних сил) и кривой снижения сил трения, которая пропорциональна сейсмической энергии E_s .



Рис. 4.1.1. Схематическая иллюстрация различных соотношений между динамическим и статическим спадом напряжений (по материалам [*Mori et al.*, 2001]): а – случай, когда сила трения в процессе подвижки всегда больше, чем в конечном состоянии, $\Delta \sigma_d < \Delta \sigma$; б – случай, когда сила трения станоится меньше, чем в конечном состоянии, $\Delta \sigma_d > \Delta \sigma$; в – модель Орована [*Orovan*, 1960], по которой сила трения постоянна и $\Delta \sigma_d = \Delta \sigma$. Наибольшее выделение сейсмической энергии E_s (обозначена серым фоном) происходит в случае, когда $\Delta \sigma_d > \Delta \sigma$.

Сопоставление выражений для $\Delta \sigma$ и $\Delta \sigma_d$ показывает, что факторы, вносящие наибольшую погрешность в их оценки, различны. Для статических сброшенных напряжений это коэффициент к в (4.22), используемый для определения радиуса очага в (4.21). Кубическая зависимость Δσ от коэффициента κ (или от радиуса очага) является источником большой возможной ошибки в оценке Δσ при неточности значения к. Для динамического спада напряжений этой проблемы не существует, а неопределенность, связанная с фактором $V_{\rm R}^3$, менее значима. Однако для оценки Δσ_d по формуле (4.28) необходимо восстановление временной функции очага (деконволюция сейсмических записей), что возможно лишь с ограниченной точностью. Отсюда неизбежная погрешность при нахождении факторов, входящих в (4.28): начального наклона $\langle \dot{x}/t \rangle$ и нулевой гармоники x_{F0} . Восстановление функции x(t) более трудоемкая задача, требующая еще более качественных данных, чем для расчетов скалярного сейсмического момента, радиуса очага и величины Δσ. В связи с этим при массовых расчетах динамических параметров очагов землетрясений Северного Тянь-Шаня в данном обобщении определялся только статический сброс напряжений.

Выбор коэффициента k в (4.21), как было уже отмечено, может существенно повлиять на погрешность расчета величины радиуса очага и, как следствие, сбро-

шенных напряжений. Перейдем к обсуждению выбора моделей разрыва в очаге, которые определяют значение этого коэффициента. Такие модели иногда называют динамическими для явного различия с кинематической моделью, т.е. фокальным механизмом. Для определения динамических параметров очага по параметрам спектров чаще других используются две модели: вышеупомянутая модель Брюна [*Brune*, 1970, 1971] и модель Мадариаги [*Madariaga*, 1976, 1979].

При использовании простейшей модели Брюна [*Brune*, 1970] $k = k_{\rm B} = 0.37$ и выражение (4.21) определяет так называемый радиус Брюна, $r = r_{\rm B}$. В этой модели очага считается, что смещение происходит одновременно и «мгновенно» по всей плоскости разрыва, которая имеет форму круга с радиусом *r*. Зона очага – сферическая, с тем же радиусом.

В современных работах [Boore, 2003; Abercrombie, Rice, 2005; Lancieri et al., 2012; Kaneko, Shearer, 2014; и др.] модель Брюна, характеризуют как ad hoc, поскольку она не вытекает непосредственно из теоретических расчетов, но опирается на общефизические принципы (в силу которых правильно описывается и низкочастотный предел спектральной плотности смещения, и спад этой плотности смещения пропорционально $1/f^2$ в области высоких частот). В этих и других работах аргументировано, что модель Брюна (выражение (4.21) с коэффициентом $k = k_{\rm B} = 0.37$) дает завышенное значение радиуса очага, и оценка сброшенных напряжений $\Delta \sigma$, которая получается при подстановке этого значения k в (4.22), может оказаться заниженной в несколько раз [Abercrombie, Rice, 2005]. Тем не менее, применение простейшей модели Брюна может быть оправдано, когда проводится сравнение расчетов динамических параметров с предшествующими результатами для данного региона, полученными по записям сейсмограмм на аналоговых станциях.

В модели Мадариаги [Madariaga, 1976, 1979] в качестве очага рассматривается дисковая трещина, радиально растущая со скоростью V_R~(0.7-0.9)V_S и останавливающаяся, когда ее радиус достигает максимального значения, называемого радиусом разрушения r_M. Очаг считается цилиндрически симметричным. В этой модели угловая частота зависит не только от радиуса очага, сопоставляемого с rM, но и от скорости разрыва VR. В большинстве работ для оценок радиуса очага принимается, что $V_{\rm R} \approx 0.9 V_{\rm S}$ [Abercrombie, Rice, 2005; Kaneko, Shearer, 2014; и др.], и тогда коэффициент k в (4.21) для модели Мадариаги становится равен $k = k_{\rm M} = 0.21$. Если радиус очага в модели Брюна в 1.76 раз больше, чем в модели Мадариаги, то расхождение $\Delta \sigma$ в этих моделях, обратно пропорциональное кубу радиуса (4.20), оказывается пятикратным (а точнее в 5.5 раз). Расчеты, проведенные в работе [Kaneko, Shearer, 2014] с учетом эффектов сцепления (cohesion), ограничивающих значение напряжения на фронте растущей трещины, позволили уточнить модель Мадариаги (круглой расширяющейся трещины) и показали, в частности, что при той же скорости разрушения 0.9 Vs коэффициент в формулах (4.21), (4.22) следует принять равным $k = k_{\text{KS}} = 0.26$ (Kaneko, Shearer). Таким образом, радиус очага оценен на 24 % больше по сравнению с моделью Мадариаги, а сброс напряжений в 1.9 раз меньше, чем для этой модели, но в 2.9 раз больше, чем для модели Брюна. Известны также и другие работы [Москвина, 1969, 1969а; Sato, Hirasawa, 1973; Kwiatek, Ben-Zion, 2013], в которых предсказаны значения радиуса очага и сброса напряжений примерно в середине между этими параметрами в моделях Брюна и

Мадариаги. В частности, в работе [*Sato, Hirasawa,* 1973] рассматривалась модель круговой трещины, аналогичная случаю Мадариаги, и установлено значение коэффициента $k = k_{\rm S} = 0.29$.

Опираясь на общефизический принцип соответствия результатов, можно подтвердить, что выражение (4.21) с коэффициентом по Канеко – Ширеру (k = 0.26) дает наиболее надежную оценку радиуса очага. В гидродинамике сплошных сред и физической акустике известна задача об излучении звука колеблющимся телом в жидкой среде [Ландау, Лившиц, 1988]. В спектре такого излучения угловая частота f_0 высокой точностью соответствует «геометрическому» условию: половина длины волны 1/2 на данной частоте равна габаритному размеру (диаметру излучателя), т.е. r = 1/4. Переходя от жидкой среды к твердой земле, используя для интересующих нас поперечных волн соотношение $\lambda = V_S / f_0$, из этого условия легко получить выражение (4.21) с «общефизической» оценкой коэффициентом $k_{OF} = 0.25$.

Таким образом, усовершенствованная модель Мадариаги-Канеко-Ширера может считаться предпочтительной по отношению к другим моделям. Соответствующее этой модели значение k_{KS} = 0.26 (весьма близкое к общефизической оценке) можно использовать как «эффективное», $k = k_{ef}$ для проведения массовых расчетов по формуле (4.21). Различие оценок сброса напряжений, получаемых для других моделей разрыва (Брюна, Мадариаги, Сато и др.), от результатов расчета Δσ с использованием значения $k_{\rm ef} = 0.26$ не превышает 2.9 раз. По сути, это является возможной систематической погрешностью, которую уместно сравнить со случаями 2-3 кратных расхождений значений сейсмического момента в определениях разных авторов. Стоит отметить, что модель Брюна все еще продолжает применяться в работах недавнего времени [Apparent break..., 2003; Earthquake scaling..., 2010; Variability in earthquake..., 2011; Cotton et al., 2013; Spectral models..., 2016; The moment tensors..., 2017]. Результаты расчетов радиуса очага и сброса напряжений по любой из моделей позволяют построить распределения этих величин по площади и во времени. Эти распределения, а также относительные значения r; Δσ более информативны по сравнению с их абсолютными значениями.

Далее расчет значения радиуса очага и, соответсвенно, уровня сброшенных напряжений приводится для двух моделей: $k = k_{\rm B} = 0.37$ (модель Брюна); $k = k_{\rm ef} = 0.26$ (Мадариаги – Канеко – Ширера). Отметим в завершение, что оценка статических сброшенных напряжений для модели Мадариаги – Канеко – Ширера по формуле (4.22) довольно близка динамическому $\Delta \sigma_d$, который описывается (4.26) при $V_{\rm R}/V_{\rm S} = 0.75$.

4.1.2. Исходные данные и методика расчета динамических параметров

В качестве исходных данных были использованы сейсмограммы локальных землетрясений, которые произошли на территории, ограниченной координатами краевых станций сети KNET за 1998–2017 гг. с K = 8.7-14.8. Геологические разломы, географические названия некоторых хребтов исследуемой территории и эпицентральное расположение рассматриваемых событий представлены на рис. 4.1.2. Основная часть эпицентров ЗЛТ расположена на северных склонах Киргизского хребта, хр. Карамойнок, горе Сандык и в районе Суусамырской и Кочкорской впадин, рис. 4.1.2.



Рис. 4.1.2. Эпицентральное расположение землетрясений (183 события). Треугольники – положение станций сети KNET. Черные линии – региональные разломы. Минимальный круг соответствует событию с M = 2.7, максимальный – с M = 6.0.

В табл. 4.1.1 (столбцы 2–8, см. в конце данного раздела) представлены данные о расположении гипоцентров землетрясений, а также их время, энергетический класс и магнитуда. В эту же таблицу сведены результаты расчета динамических параметров (колонки 9–17), которые будут анализироваться в следующем разделе. В табл. 4.1.1 попали землетрясения, которые сопровождались афтершоками или (реже) предварялись форшоками. Такие события отмечены жирным шрифтом, а строки с событиями-афтершоками и форшоками отмечены серым фоном.

На рис. 4.1.3 представлено распределение исследуемых событий по магнитуде, глубине и времени. Согласно этим гистограммам магнитуда рассматриваемых событий меняется в диапазоне 2.7–6.0, большая часть событий расположена на глубине 5–15 км, распределение землетрясений по годам неравномерное, максимум событий приходится на 2006 и 2009 годы.



Рис. 4.1.3. Статистические характеристики исследуемых событий: *a* – распределение по магнитуде; *б* – распределение по годам; *в* – распределение по глубине.

Для анализа сброшенных напряжений с типом подвижки по разлому использовались данные о фокальных механизмах. Эти данные получены на основе двух методов: по знакам прихода *P*-волны и волновой инверсии, которые подробно описаны в главе 3. Для трех наиболее значимых событий (табл. 4.1.1) были использованы решения из каталога CMT [*http://www.globalcmt.org*].

На рис. 4.1.4 представлены положения 159 землетрясений и их фокальные механизмы из табл. 4.1.1.



Рис. 4.1.4. Фокальные механизмы очагов (в проекции нижней полусферы) 159 землетрясений с $K \ge 8.7$ из 183 исследуемых (1998 по 2017 гг.).

Методика построения очагового спектра и определения его параметров

Методика определения базовых параметров: угловой частоты f_0 и спектральной плотности Ω_0 по спектрам сейсмограмм описана в ряде работ [*Cnekmpы P-волн...*, 1989; Source parameters..., 2007; Separation of source..., 2009; Source spectra..., 2009; Spectral analysis..., 2011]. При расчетах этих параметров по данным сети KNET учитывалось, что сейсмические ряды со станций KNET представляют собой записи скорости, а не смещения. Поэтому для использования стандартной методики спектры скоростей пересчитывались на смещения делением на циклическую частоту $2\pi f$.

Построение спектральных зависимостей сейсмограмм, по которым определяются входящие в выражения (4.10) и (4.21) базовые параметры f_0 и Ω_0 , включает в себя следующие этапы: 1 – расчет станционных спектров; 2 – выбор станций для построения очаговых спектров; 3 – приведение спектра к референтной точке в окрестности очага (переход к спектрам источников). Опишем более подробно каждый из этапов.

Построение станционного спектра. Станционные спектры строились для всех станций сети, которые зарегистрировали событие. При их построении рассматривались только S-волны и использовались записи скоростей сейсмоволн (нм/с) с частотой оцифровки 100 Гц. Станции сети KNET относятся к малошумящим (см. раздел 1.3), и для выбранных землетрясений уровень полезного сигнала, т. е. амплитуды S-волн, более чем в три раза превышает уровень помех. При выборе интервала участка S-волны решается задача выделения прямых сейсмических волн, которые наиболее полно характеризуют очаг землетрясения. Длина отрезка выбирается в интервале времени от ~1 с до начала S-волны и до момента спада ее амплитуды до 1/3 от максимального значения (участок выделения 80 % сейсмической энергии) [Separation of source..., 2009; Source spectra..., 2009]. Перед расчетом спектра выбранный участок записи проходит фильтрацию во взвешивающем окне с применением фильтра Хемминга для исключения разрыва функции. Построение спектра S-волны осуществлялось на основе стандартного алгоритма быстрого преобразования Фурье (БПФ) и проводилось по двум горизонтальным компонентам записей скоростей с поляризацией N (север-юг) и E (восток-запад), по вертикальной компоненте Z построение спектра проводилось только для уточнения угловой частоты.

Выбор станций для построения очаговых спектров. Исследуемые события (рис. 4.1.2) были зарегистрированы 8–10 станциями сети КNET. Для построения очаговых спектров для каждого ЗЛТ были отобраны станции, которые находятся на расстоянии более 35 км (дальняя зона) для событий с $8.7 \le K \le 11.5$ и более 50 км для событий с K > 11.5. Станции, удовлетворяющие этим условиям, были отсортированы в порядке удаления от очага, и выбирались первые три станции из этой последовательности (с удалением от очага может увеличиваться искажение спектра из-за влияния среды).

Переход от станционного спектра к спектру источника. Эта вычислительная задача реализована с использованием результатов [Source parameters..., 2007; Separation of source..., 2009; Source spectra..., 2009; Spectral analysis..., 2011]. Следуя подходу этих работ, соотношение между спектром смещения для отдельной *j*-станции, находящейся на расстоянии R от источника $U_{ij}(f, R)$, и спектром источника $S_i(f)$ можно записать в виде

$$U_{ii}(f,R) = S_i(f)A_{ii}(f,R)G_{Ri}(f).$$
(4.29)

В правую часть (4.29) входят две гриновские функции $A_{ij}(f, R)$ и $G_{Rj}(f)$. Функция $G_R(f)$ является станционной поправкой. Эта поправка определялась для каждой станции сети KNET на основе подхода, описанного в работах [*Nakamura*, 1989; *Parolai et al.*, 2004], и результаты представлены в [*Mancypos*, *Cычева*, 2016; *Cычева*, *Mancypos*, 2018] (см. раздел 1.2). Зависящая от частоты и расстояния функция $A_{ij}(f,R)$ описывает изменения амплитуды спектральных гармоник на пути от очага до станции за счет геометрического расхождения и поглощения энергии в среде (фактор конечной добротности, *Q*). Выражение для функции $A_{ij}(f,R)$ может быть представлено в форме

$$\left|A_{ij}(f,R)\right| = (1/R) \cdot \exp\left(-\pi f R/QV_{\rm s}\right). \tag{4.30}$$

Функции зависимости добротности от частоты вида $Q(f) = Q_0 f^n$ с численными значениями коэффициентов Q_0 и *n* для Северного Тянь-Шаня для разных глубин

исследования получены в работе [*Сычева, Сычев,* 2016] (см. раздел 2.1). Таким образом, функцию $A_{ij}(f,R)$, как и $G_{Rj}(f)$, можно считать полностью определенной.

Из выражения (4.29) легко получить формулу для расчета спектра, которую удобно записать в логарифмической форме:

$$\lg S_{i}(f) = \lg U_{ii}(f, R) - \lg A_{ii}(f, R)) - \lg G_{Ri}(f).$$
(4.31)

На рис. 4.1.5 в логарифмическом масштабе приведены примеры станционных спектров и спектров источника, построенные в соответствии с выражением (4.3.1), а также функция затухания и станционные поправки. Расчет станционных спектров проводился программой SUR_SEIS_EVENT_PROCESSOR [*Мансуров, Сычева*, 2011; *авт. свид., Мансуров, Сычева*, 2016]. Станционные поправки практически не влияют на значение очагового спектра, а функция затухания позволяет увеличить значение амплитуд спектра на всех рассматриваемых частотах на величину, мало зависящую от частоты.



Рис. 4.1.5. Очаговые и станционные спектры, а также функция затухания и станционных поправок (*site-effect*) для записей ЗЛТ № 59 и № 81 из таблицы 4.1.1.

Процедура приведения спектра к источнику по формуле (4.31) с исключением станционных эффектов и влияния среды при распространении сейсмических волн применялась для компонент E и N трех выбранных станций по каждому исследуемому ЗЛТ.

Получение очагового спектра позволяет определить его основные параметры f_0 и Ω_0 От качества их определения зависят значения динамических параметров, определяемых по выражениям (4.10), (4.16), (4.20), (4.21) и др.

Для уменьшения погрешности, связанной с трансформацией спектра в дальней зоне распространения сейсмических волн, определение f_0 проводилось на основе как станционного, так и очагового спектров. Осуществлялось визуальное сравнение значений, полученных по станционному и очаговому спектру.



Рис. 4.1.6. Пример станционных спектров компонент станции КВК для события 01.08.2000 г. с M = 3.1 (9-е событие из табл. 4.1.1).

Станционный спектр и аппроксимирующие функции по каждой из компонент (E, N, Z) и по их сумме (E + N + Z) строятся в линейном масштабе, и угловая частота определяется на переломе аппроксимирующей кривой. Пример станционных спектров для компонент Z, N, E станции КВК для землетрясения от 01.08.2000 г. с M = 3.4 представлен на рис. 4.1.6.

Очаговый спектр строится по каждой компоненте записи землетрясения. Определение основных его параметров Ω_0 и f_0 может быть выполнено по модели, оптимально описывающей очаговый спектр. Для получения угловой частоты и спектральной плотности оптимальной

модели используется метод сеточного поиска (рис. 4.1.7а). Суть этого метода заключается в следующем. При построении модели перебираются значения логарифмов сейсмического момента и сброшенных напряжений. Минимальное значение логарифма скалярного сейсмического момента устанавливается в значение 10, а максимальное – в значение 18. Для сброшенных напряжений минимальное значение устанавливается 1000 Па и максимальное 100000000 Па. Шаг перебора вычисляется делением разности максимального и минимального значения на количество циклов, которое устанавливается в значение 100 для обоих параметров.

Из текущих значений M_0 и $\Delta \sigma$ сеточного поиска определяется текущее значение Ω_0 и f_0 , согласно выражениям (4.10), (4.20) и (4.21), которые и используются для построения модели спектра. Для разности между эмпирическим очаговым спектром и его моделью определяется *норма*, которая далее рассматривается как ошибка моделирования. В результате перебора вышеуказанных параметров с рассчитанным шагом формируется матрица ошибок. Нахождение минимального значения матрицы позволяет определить соответствующее ему значение Ω_0 и f_0 , полученное при переборе значений M_0 и $\Delta \sigma$ (положение крестика на рис. 4.1.7а). Очаговый спектр и модельная кривая представлена на рис. 4.1.7б.

В результате по каждому землетрясению были получены параметры 6 очаговых спектров (3 выбранные станции по 2 компоненты) и станционные спектры, количество которых определялось количеством станций, зарегистрировавших данное землетрясение.

Значение Ω_0 для землетрясения определялось на основе усреднения значений, полученных по трем станциям. А для определения угловой частоты использовался визуальный анализ всех очаговых спектров, а при необходимости еще и станционных спектров. Если рассматривать станционный и очаговый спектр, то учет влияния среды в очаговом спектре больше сказывается на уровне спектральной плотности по отношению к станционному спектру, нежели на угловую частоту, хотя ее влияние на этот параметр не стоит исключать. Ошибки, полученные по всем станциям (компонентам), при построении оптимальной модели очагового спектра суммировались, и определялось среднее значение ошибки, *RMS*, для события. На рис. 4.1.8 представлено логарифмическое распределение средней ошибки в зависимости от магнитуды события: чем выше магнитуда события, тем выше значение ошибки. Это обстоятельство можно объяснить тем, что при более сильных землетрясениях значение амплитуд спектра выше, что может

увеличивать разницу между моделью и очаговым спектром.

Рассмотрим, к чему приведет ошибка в определении угловой частоты на 0.5 Гц, что может соответствовать ошибке 0.25 Гц в обе стороны на величину радиуса Брюна и сброшенных напряжений. Для этого использовались данные для землетрясения под № 75 (см. табл. 4.1.1, отмечено серым цветом). Для выбранного события динамические параметры пересчитывались для значения угловой частоты больше и меньше на 0.25 Гц от значения, указанного в табл. 4.1.1. Для частоты 4.75 Гц радиус очага r = 274 м и $\Delta \sigma = 0.50$ МПа, а для частоты 5.25 Гц r = 248 м и $\Delta \sigma = 0.68$ МПа. Эти вычисления показали, что радиус максимально может измениться на 26 м, а сброшенные напряжения на 0.18 МПа. Отсюда, изменение угловой частоты на 10 % изменяет значение радиуса очага на 11 % и уровень сброшенных напряжений на 30 %. Из материалов недавних работ, посвященных расчетам динамических параметров [Source parameters..., 2007; Separation of source..., 2009; Source spectra..., 2009; Spectral analysis..., 2011], вытекает, что погрешность оценки сейсмического момента M_0 , пропорционального спектральной плотности Ω_0 , меньше погрешности определения угловой частоты и радиуса очага.

Для уточнения значений Ω_0 дополнительно строились очаговые спектры, где функция затухания строилась по данным добротности для слоя 65 (см. раздел 2.1).



Рис. 4.1.7. Пример сеточного поиска для оптимизации значений f_0 и Ω_0 (*a*) и очаговый спектр, описанный моделью (δ).



Рис. 4.1.8. Распределение логарифма усредненных *RMS* для каждого события в зависимости от магнитуды.

5	
ЫИ	
erp	
aM	
пар	
кие	
Ieci	
лИМ	
ИНА	
ИД	
/да	
ТИН	
Iarf	
Ċ, N	
лас	
la, F	
бин	
VICI	
га),	
OILO	
, до	
ота	
dип	
a (I	
нтр	
ице	
ПС	
arb	
цин	
doo	
Я, К	
рем	ний
a, Bj	ACE
Дат	erp
	емл
4.1	IX 3
аца	eMb
E	Ž

Таб сле,	илица 4.1.1 дуемых зел	. Дата, врег илетрясени	мя, ко й	ордина	иты эни	центр	a (uu	трота,	долгот;	а), глуби	на, кл	асс, ма	гниту,	ца и ди	намическ	ие пара	іметры ис-
			Koop	инаты							<i>k</i> =	0.37	<i>k</i> =	0.26			Тип
ν. Ν	Дата	Время	°	۲۰	$H, { m M}$	K	W	<i>f</i> ₀. Гц	Ω₀ · 10-°, M · c	M ₀ · 10 ¹⁴ , Н · м	<i>r</i> _B , M	Δσ, MIIa	<i>r</i> _M , M	Δσ, MIIa	$E_{ m s}\cdot 10^{\circ},$ Дж	$e_{ m PR} \cdot 10^{-5}$	фокального механизма
-	2	3	4	5	9	7	8	6	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	26.08.1998	22:50:27.42	42.28	7.01	18.16	9.74	3.19	5.20	1.72	0.40	251	1.11	175	3.27	0.33	0.88	B3
0	02.11.1998	00:57:37.10	42.10	75.08	15.64	11.53	4.18	3.19	16.80	3.92	409	2.51	285	7.39	7.31	1.98	B3
3	21.11.1998	11:46:09.44	42.24	74.06	20.81	12.50	4.72	2.00	147.00	34.40	652	5.44	455	15.99	138.95	4.28	B3
4	24.05.1999	07:39:21.39	42.66	75.04	6.78	10.65	3.69	4.90	5.42	1.27	266	2.94	186	8.64	2.76	2.31	B3
2	15.06.1999	07:32:03.52	42.66	75.03	6.98	10.30	3.50	4.50	5.33	1.24	290	2.24	202	6.58	2.06	1.76	B-C
9	13.07.1999	00:40:40.99	42.14	73.68	13.42	9.66	3.14	5.80	3.64	0.85	225	3.28	157	9.63	2.07	2.58	
Г	14.01.2000	13:27:43.37	42.07	75.74	4.09	9.85	3.25	6.00	2.09	0.49	217	2.08	152	6.11	0.75	1.64	B-C
8	28.07.2000	17:41:28.00	42.58	74.79	16.5	9.52	3.07	5.22	1.14	0.27	250	0.75	174	2.20	0.15	0.59	B-C
6	01.08.2000	18:48:51.00	42.10	75.09	16.4	10.1	3.39	4.50	4.64	1.08	290	1.95	202	5.74	1.57	1.54	C-L
10	22.10.2000	00:54:20.68	42.12	75.02	7.06	10.62	3.68	4.30	12.50	2.92	303	4.59	212	13.48	9.94	3.61	B3
11	14.12.2000	21:34:25.04	42.63	74.87	12.81	9.61	3.12	5.00	1.64	0.38	261	0.94	182	2.78	0.27	0.74	B3
12	14.12.2000	23:47:48.30	42.63	74.87	12.7	10.2	3.44	5.40	1.30	0.31	241	0.95	169	2.78	0.21	0.75	B3
13	19.12.2000	07:03:05.20	42.25	74.10	13.2	8.94	2.74	5.68	0.26	0.06	229	0.22	160	0.65	0.01	0.18	C-L
14	21.02.2001	12:15:16.40	42.74	75.00	1.7	11.7	4.28	2.50	15.00	3.49	521	1.08	364	3.17	2.79	0.85	B3
15	22.05.2001	15:02:33.60	42.15	76.18	13.2	12.06	4.48	2.70	350.00	81.70	483	31.76	337	93.35	1923.56	25.00	B-C
16	08.07.2001	11:51:52.70	42.14	74.98	14.1	11.18	3.99	4.44	10.60	2.47	294	4.27	205	12.55	7.82	3.36	B-C
17	20.08.2001	01:27:05.70	42.14	74.98	6.9	10.47	3.59	4.15	8.80	2.05	314	2.90	219	8.53	4.42	2.28	B3
18	11.09.2001	07:13:42.80	42.41	75.59	6.3	10.88	3.82	4.80	41.50	9.68	272	21.14	190	62.14	151.72	16.64	B-C
19	13.09.2001	15:38:11.00	42.15	73.58	11.2	8.92	2.73	4.56	1.30	0.30	286	0.57	200	1.67	0.13	0.45	
20	18.11.2001	01:28:55.40	42.59	74.14	6.5	12.65	4.81	4.15	129.00	30.00	314	42.43	219	124.69	945.19	33.39	B3
21	15.02.2002	15:05:56.70	42.57	75.48	11.9	9.41	3.01	5.50	1.03	0.24	237	0.79	165	2.31	0.14	0.62	B3
22	10.05.2002	15:35:06.90	42.21	74.55	19.6	13.01	5.01	3.50	207.00	48.40	372	40.97	260	120.41	1469.25	32.25	
23	17.06.2002	21:03:48.00	42.14	73.75	7.9	10.97	3.87	5.00	10.40	2.42	261	5.98	182	17.59	10.75	4.71	B-C
24	08.10.2002	17:00:03.65	42.05	75.66	15.84	9.71	3.17	5.25	1.87	0.44	248	1.25	173	3.67	0.41	0.98	B3

Тип	ального анизма	18		CB-C	B3	C-L	C-L		B-C	C-L	C-L	C-L	C-L	B-C	C-L		B-C	B3	B3	B-C	C-L	C-L	C-B	C-L	B 3	B3	B3
	⁵ фок мех			Ŭ																							
	$e_{ m PR} \cdot 10^{-1}$	17	1.34	1.26	0.43	0.58	5.32	0.46	0.84	0.35	1.24	0.34	8.24	0.92	3.09	0.38	0.41	14.68	1.35	1.50	1.06	0.35	0.33	1.63	12.97	0.81	1.34
	$E_{ m s}\cdot 10^{\circ},$ Дж	16	1.19	0.68	0.07	0.16	12.04	0.07	0.23	0.05	0.56	0.05	57.54	0.36	4.62	0.05	0.06	835.80	1.00	1.83	0.55	0.05	0.04	1.28	957.40	0.32	1.20
).26	∆σ, MIIa	15	5.00	4.71	1.60	2.16	19.85	1.71	3.14	1.31	4.64	1.26	30.76	3.42	11.53	1.42	1.53	54.82	5.04	5.59	3.96	1.31	1.24	6.07	48.44	3.03	5.01
<i>k</i> = (<i>r</i> _M , M	14	202	175	172	182	174	158	158	172	165	178	219	174	182	163	163	364	190	217	182	169	160	182	414	182	202
.37	∆σ, MIIa	13	1.70	1.60	0.54	0.74	6.75	0.58	1.07	0.44	1.58	0.43	10.47	1.16	3.92	0.48	0.52	18.65	1.72	1.90	1.35	0.45	0.42	2.07	16.48	1.03	1.71
k = 0	<i>r</i> _B , M	12	290	251	246	261	250	227	227	246	237	256	314	250	261	233	233	521	272	310	261	243	229	261	592	261	290
101	$M_0 \cdot 10^{14}$, $H \cdot M$	11	0.95	0.58	0.19	0.30	2.40	0.16	0.29	0.15	0.48	0.16	7.41	0.41	1.59	0.14	0.15	60.40	0.79	1.30	0.55	0.15	0.12	0.84	78.40	0.42	0.95
301	Ω₀ · 10⁻シ, M · c	10	4.05	2.47	0.79	1.28	10.30	0.66	1.22	0.65	2.06	0.70	31.80	1.77	6.80	0.60	0.64	259.00	3.36	5.57	2.34	0.63	0.49	3.58	336.00	1.79	4.06
	<i>f</i> ₀. Гц	6	4.50	5.20	5.30	5.00	5.22	5.75	5.75	5.30	5.50	5.10	4.15	5.22	5.00	5.60	5.60	2.50	4.80	4.20	5.00	5.37	5.70	5.00	2.20	5.00	4.50
	W	~	3.45	3.39	3.22	3.04	4.26	3.03	3.01	3.22	3.26	3.13	4.42	3.12	3.56	2.82	3.18	5.38	3.59	4.03	3.48	2.87	2.96	3.47	5.14	3.17	3.65
	K	7	10.21	10.1	9.79	9.48	11.66	9.46	9.41	9.79	9.87	9.63	11.95	9.62	10.41	9.07	9.73	13.68	10.47	11.26	10.27	9.17	9.32	10.24	13.25	9.71	10.57
	H, M	9	10.7	14.0	16.7	13.6	13.1	16.9	12.9	20.5	10.51	16.5	16.4	16.9	6.3	15.2	14.7	14.0	19.08	6.62	19.7	14.7	9.11	12.57	17.9	20.2	15.3
инаты	۲۰	5	74.60	74.44	74.94	73.86	74.47	75.22	75.17	74.35	75.49	74.23	74.48	75.21	73.99	73.98	74.94	75.30	75.28	74.28	74.90	73.82	74.87	74.62	74.92	75.23	74.84
Коорді	°¢	4	43.20	42.54	42.58	42.68	42.53	43.22	42.12	42.69	42.11	42.37	42.50	42.04	42.42	42.42	42.70	42.55	42.55	42.83	42.74	42.09	42.67	42.61	42.28	42.54	42.62
	Время	3	23:06:11.20	22:00:59.40	14:21:07.60	21:15:53.20	10:35:22.20	13:45:28.00	20:41:32.90	10:30:14.40	10:17:01.84	01:51:17.90	16:42:13.90	05:09:50.30	22:44:35.90	05:54:44.10	06:20:04.80	09:06:17.90	13:26:34.98	19:48:15.44	02:01:08.30	00:28:54.30	16:39:34.50	22:37:09.42	17:15:10.80	14:25:22.80	12:42:54.30
	Дата	2	12.11.2002	08.12.2002	11.12.2002	26.01.2003	21.02.2003)4.06.2003	23.06.2003	02.07.2003	15.07.2003	24.09.2003	06.10.2003	2.11.2003	11.12.2003	12.12.2003	16.01.2004	16.01.2004	18.01.2004)4.02.2004	13.02.2004	04.03.2004	23.04.2004	13.05.2004	02.06.2004	20.09.2004	27.11.2004
	Ne	-	25	26 (27	28	29	30 (31 2	32 (33]	34	35 (36 1	37	38]	39 1	40	41	42 (43	44	45	46]	47 (48	49

202	Ι

K	K	K	рорд	инаты						k = 0	0.37	<i>k</i> =	0.26	скободП	жение 1	пабл. 4.1.1. Тип
Дата Время φ° λ° H, m K	Время ϕ° λ° H, M K	$\left \begin{array}{c c} & & \\ $	λ° Η, Μ Κ	H, M K	K	 W	f_0 . Γ ц	$\Omega_0 \cdot 10^{-5},$ M $\cdot c$	$M_0 \cdot 10^{14}, \mathrm{H} \cdot \mathrm{M}$	 r _B , м	 Δσ, MIIa	 r _M , м	Δσ, MIIa	$E_{ m s}\cdot 10^{\circ},$ Дж	$e_{ m PR} \cdot 10^{-5}$	тип фокальн механиз
2 3 4 5 6 7	3 4 5 6 7	4 5 6 7	5 6 7	6 7	7	8	6	10	11	12	13	14	15	16	17	18
10.05.2005 17:44:21.80 42.03 75.27 8.5 8.87	5 17:44:21.80 42.03 75.27 8.5 8.87	42.03 75.27 8.5 8.87	75.27 8.5 8.87	8.5 8.87	8.87	2.71	5.20	1.11	0.26	251	0.72	175	2.12	0.14	0.57	C-L
08.06.2005 21:05:21.40 42.16 75.09 17.2 10.63	5 21:05:21.40 42.16 75.09 17.2 10.63	42.16 75.09 17.2 10.63	75.09 17.2 10.63	17.2 10.63	10.63	 3.68	4.60	7.36	1.72	283	3.30	198	9.71	4.21	2.60	B-C
20.06.2005 14:25:01.50 42.77 74.38 23.3 11.95	5 14:25:01.50 42.77 74.38 23.3 11.95	42.77 74.38 23.3 11.95	74.38 23.3 11.95	23.3 11.95	11.95	 4.42	2.90	14.30	3.34	449	1.61	314	4.73	3.99	1.27	C-L
07.07.2005 19:22:05.40 42.66 74.84 11.9 10.89	5 19:22:05.40 42.66 74.84 11.9 10.8 ⁶	42.66 74.84 11.9 10.89	74.84 11.9 10.89	11.9 10.89	10.89	3.83	4.50	8.37	1.95	290	3.52	202	10.34	5.10	2.77	B3
07.07.2005 21:00:07.50 42.65 74.82 11.0 10.78	5 21:00:07.50 42.65 74.82 11.0 10.78	42.65 74.82 11.0 10.78	74.82 11.0 10.78	11.0 10.78	10.78	 3.77	5.00	5.73	1.34	261	3.30	182	9.70	3.27	2.60	B3
03.10.2005 09:28:26.20 42.65 74.82 11.9 10.75	5 09:28:26.20 42.65 74.82 11.9 10.75	42.65 74.82 11.9 10.75	74.82 11.9 10.75	11.9 10.75	10.75	3.75	5.20	1.78	0.42	251	1.16	175	3.40	0.36	0.91	B3
08.10.2005 06:25:58.90 42.10 76.05 6.8 12.34	5 06:25:58.90 42.10 76.05 6.8 12.34	42.10 76.05 6.8 12.34	76.05 6.8 12.34	6.8 12.34	12.34	4.63	2.80	226.00	52.80	466	22.91	325	67.33	897.23	18.03	B3
12.11.2005 06:49:52.70 42.66 74.83 11.0 9.36	5 06:49:52.70 42.66 74.83 11.0 9.36	42.66 74.83 11.0 9.36	74.83 11.0 9.36	11.0 9.36	9.36	2.98	5.30	0.61	0.14	246	0.42	172	1.22	0.04	0.33	B3
23.11.2005 00:49:45.70 42.18 73.62 6.4 9.45	5 00:49:45.70 42.18 73.62 6.4 9.45	42.18 73.62 6.4 9.45	73.62 6.4 9.45	6.4 9.45	9.45	3.03	4.20	1.33	0.31	310	0.45	217	1.33	0.10	0.36	
27.12.2005 00:55:30.54 42.71 75.89 6.16 11.6	5 00:55:30.54 42.71 75.89 6.16 11.6	42.71 75.89 6.16 11.6	75.89 6.16 11.6	6.16 11.6	11.6	 4.22	4.00	21.10	4.91	326	6.21	228	18.26	22.64	4.89	B3
28.12.2005 01:52:48.30 42.69 75.41 12.5 11.92	5 01:52:48.30 42.69 75.41 12.5 11.92 ·	42.69 75.41 12.5 11.92	75.41 12.5 11.92	12.5 11.92	11.92	4.40	2.00	106.00	24.70	652	3.90	455	11.46	71.31	3.07	B3
29.12.2005 08:50:32.80 42.69 75.40 6.4 10.51	5 08:50:32.80 42.69 75.40 6.4 10.51	42.69 75.40 6.4 10.51	75.40 6.4 10.51	6.4 10.51	10.51	3.62	4.00	3.52	0.82	326	1.04	228	3.06	0.63	0.82	C-L
30.12.2005 01:07:54.90 42.68 75.40 12.3 9.26	5 01:07:54.90 42.68 75.40 12.3 9.26	42.68 75.40 12.3 9.26	75.40 12.3 9.26	12.3 9.26	9.26	 2.92	5.20	1.66	0.39	251	1.07	175	3.16	0.31	0.85	CB-C
01.01.2006 08:56:53.90 42.60 75.25 22.2 10.97	5 08:56:53.90 42.60 75.25 22.2 10.97	42.60 75.25 22.2 10.97	75.25 22.2 10.97	22.2 10.97	10.97	3.87	4.62	14.70	3.42	282	6.67	197	19.60	16.93	5.25	B-C
13.01.2006 12:01:38.70 42.26 76.42 17.0 9.6	5 12:01:38.70 42.26 76.42 17.0 9.6	42.26 76.42 17.0 9.6	76.42 17.0 9.6	17.0 9.6	9.6	3.11	4.30	9.35	2.18	303	3.43	212	10.08	5.55	2.70	
25.01.2006 23:11:05.80 42.12 73.80 13.3 9.39	5 23:11:05.80 42.12 73.80 13.3 9.39	42.12 73.80 13.3 9.39	73.80 13.3 9.39	13.3 9.39	9.39	2.99	4.80	1.07	0.25	272	0.55	190	1.61	0.10	0.43	C-L
28.05.2006 03:23:55.40 42.21 73.64 0.0 9.97	5 03:23:55.40 42.21 73.64 0.0 9.97	42.21 73.64 0.0 9.97	73.64 0.0 9.97	0.0 9.97	9.97	3.32	4.60	2.10	0.49	283	0.94	198	2.77	0.34	0.74	
12.07.2006 06:38:51.90 42.27 74.80 6.8 9.47	5 06:38:51.90 42.27 74.80 6.8 9.47	42.27 74.80 6.8 9.47	74.80 6.8 9.47	6.8 9.47	9.47	3.04	5.70	1.01	0.24	229	0.87	160	2.54	0.15	0.68	B-C
13.07.2006 10:09:30.90 42.76 75.85 11.1 9.47	5 10:09:30.90 42.76 75.85 11.1 9.47	42.76 75.85 11.1 9.47	75.85 11.1 9.47	11.1 9.47	9.47	3.04	5.00	7.49	1.75	261	4.32	182	12.69	5.60	3.40	C-B
20.07.2006 20:24:33.50 42.33 73.68 12.0 9.39	5 20:24:33.50 42.33 73.68 12.0 9.39	42.33 73.68 12.0 9.39	73.68 12.0 9.39	12.0 9.39	9.39	2.99	5.20	0.54	0.13	251	0.35	175	1.02	0.03	0.27	
15.08.2006 18:58:22.90 42.60 75.11 10.2 10.18	5 18:58:22.90 42.60 75.11 10.2 10.18	42.60 75.11 10.2 10.18	75.11 10.2 10.18	10.2 10.18	10.18	3.43	5.20	2.11	0.49	251	1.37	175	4.01	0.50	1.07	B3
09.09.2006 02:32:07.82 42.16 73.68 12.88 9.59	5 02:32:07.82 42.16 73.68 12.88 9.59	42.16 73.68 12.88 9.59	73.68 12.88 9.59	12.88 9.59	9.59	3.11	5.30	3.68	0.86	246	2.53	172	7.43	1.61	1.99	

4.1.1.	ШИ	ІЬНОГО НИЗМА	8	Ĺ.		ŝ	ŝ	Ĺ.	ŝ	ŝ	 	ų	33	ç		9	Ŷ		Ļ	ŝ	ŝ			3	Ļ	C	۔ ب	
табл.	Ē	фокал мехал	1	C		щ	щ	U	щ	щ	U U	À	щ	B		0	À		C	щ	щ			Щ	C	IJ	C	
ение		e _{PR} · 10 ⁻⁵	17	0.41	2.51	11.95	0.46	0.96	169.18	3.49	0.59	0.30	8.86	0.41	0.57	1.41	3.14	1.43	9.29	0.49	0.56	0.69	5.44	11.94	0.73	0.50	0.76	1.97
спородП		$arsigma_{ m s} \cdot 10^{\circ}, Дж$	16	0.08	3.06	1080.73	0.10	0.39	352885.06	5.89	0.14	0.06	692.54	0.10	0.28	1.14	7.83	0.99	82.37	0.12	0.14	0.23	16.95	393.38	0.26	0.12	0.47	1.34
	.26	∆σ, MIIa	15	1.54	9.39	44.61	1.73	3.57	631.66	13.02	2.20	1.10	33.06	1.53	2.13	5.26	11.72	5.33	34.70	1.83	2.10	2.57	20.32	44.58	2.72	1.88	2.83	7.36
	k = 0	<i>r</i> _M , M	14	182	182	455	182	175	535	182	172	202	479	196	220	192	215	182	228	182	175	182	192	325	182	178	217	163
	.37	∆σ, MIIa	13	0.52	3.19	15.18	0.59	1.22	214.93	4.43	0.75	0.38	11.25	0.52	0.73	1.79	3.99	1.81	11.81	0.62	0.72	0.87	6.91	15.17	0.93	0.64	0.96	2.51
	k = 0	<i>r</i> _B , M	12	261	261	652	261	251	767 2	261	246	290	686	280	315	276	307	261	327	261	251	261	276	466	261	256	310	233
	1014	H·M	11	0.21	1.29	96.00	0.24	0.44	2210.00	1.79	0.26	0.21	83.00	0.26	0.52	0.86	2.65	0.73	9.41	0.25	0.26	0.35	3.31	35.00	0.38	0.24	0.66	0.72
	10.5	м.с	10	0.91	5.54	411.00	1.02	1.88	9490.00	7.68	1.09	0.89	356.00	1.12	2.22	3.67	11.30	3.14	40.30	1.08	1.10	1.52	14.20	150.00	1.61	1.04	2.81	3.09
		<i>f</i> ₀. Гц	6	5.00	5.00	2.00	5.00	5.20	1.70	5.00	5.30	4.50	1.90	4.65	4.14	4.73	4.24	5.00	3.99	5.00	5.20	5.00	4.73	2.8	5.00	5.10	4.20	5.60
		W	8	2.88	3.22	5.21	3.86	3.37	6.02	3.50	3.11	2.91	5.14	3.16	3.04	3.45	3.87	2.98	3.89	3.14	3.07	2.62	3.79	4.32	3.24	3.39	2.88	3.67
		K	7	9.18	9.80	13.37	10.94	10.06	14.83	10.3	9.59	9.24	13.25	9.69	9.47	10.21	10.96	9.37	11	9.66	9.53	8.71	10.83	11.78	9.84	10.11	9.19	10.6
		H, M	6	7.0	9.47	18.6	20.10	12.9	0.1	1.1	13.4	18.5	13.0	19.9	11.4	6.7	13.6	17.2	16.8	6.2	22.1	6.5	11.6	14.2	11.9	11.4	18.8	21.7
	инаты	Y°	5	75.43	73.64	75.36	75.35	75.35	76.03	75.99	74.44	75.36	75.40	75.40	74.61	74.42	75.35	74.33	75.20	74.96	75.44	73.83	75.40	76.02	74.56	74.57	75.17	74.84
	Коорд	°	4	42.10	42.17	42.57	42.57	42.57	42.11	42.14	42.54	42.57	42.57	42.58	42.57	42.47	42.57	41.83	42.05	42.28	42.53	41.88	42.95	41.97	42.52	42.52	42.00	42.27
		Время	n	06:36:45.60	23:43:30.68	02:21:26.90	02:26:50.84	19:47:58.30	20:00:58.30	20:21:16.70	02:04:46.80	02:15:35.30	11:09:25.60	17:50:10.30	15:35:00.60	23:56:47.90	14:08:44.40	09:10:41.00	18:04:13.80	09:24:12.30	21:02:11.90	06:42:29.00	22:09:56.50	17:19:51.80	13:40:29.10	18:18:41.90	04:10:44.70	04:15:52.70
		Дата	2	28.10.2006	05.11.2006	08.11.2006	08.11.2006	17.11.2006	25.12.2006	25.12.2006	28.12.2006	08.04.2007	06.06.2007	07.06.2007	07.07.2007	06.10.2007	21.10.2007	16.12.2007	08.01.2008	05.02.2008	24.02.2008	07.04.2008	04.07.2008	21.08.2008	13.09.2008	13.09.2008	20.09.2008	20.09.2008
		Ň	-	72	73 (74 (75 (76	77	78	. 6L	80 (81 (82 (83 (84 (85	86	87 (88	68) 06	91 (92	93	94	95	<u> </u>

-
-
4
пабп.

пабл. 4.1.1.	Тип	фокального механизма	18	C-Г	B3	B3	B-C	B3	C-L	B-C	C-L		C-L	B3	C-L	C-L	B3	B3	B3	B3	B-C	B3	CB-C	B-C	CB-C	C-L
нсение 1		$e_{ m PR} \cdot 10^{-5}$	17	1.05	0.40	0.42	4.86	0.97	0.93	0.80	1.93	0.31	0.39	0.46	2.57	0.45	0.69	5.83	0.90	8.89	0.97	1.13	29.25	0.60	0.40	0.96
спободП		$E_{ m s}\cdot 10^{\circ},$ Дж	16	0.36	0.07	0.08	53.03	0.34	0.24	0.31	2.77	0.03	0.04	0.06	4.69	0.09	0.23	57.32	0.33	230.30	0.29	0.62	7556.06	0.11	0.09	0.35
	0.26	Δσ, MIIa	15	3.91	1.49	1.58	18.15	3.61	3.49	2.99	7.22	1.15	1.46	1.73	9.59	1.69	2.58	21.77	3.34	33.20	3.61	4.23	109.21	2.24	1.50	3.57
	<i>k</i> =	<i>r</i> _M , M	14	160	175	175	303	165	152	182	210	156	152	154	207	178	182	276	172	331	157	182	479	157	190	168
	0.37	Δσ, MIIa	13	1.33	0.51	0.54	6.18	1.23	1.19	1.02	2.46	0.39	0.50	0.59	3.26	0.57	0.88	7.41	1.14	11.30	1.23	1.44	37.16	0.76	0.51	1.21
	<i>k</i> =	<i>r</i> _B , M	12	229	251	251	434	237	217	261	300	223	217	221	296	256	261	395	246	474	225	261	686	225	272	240
	1014	M ₀ ·IU ¹ , H·M	11	0.36	0.18	0.19	11.60	0.37	0.28	0.41	1.52	0.10	0.12	0.15	1.94	0.22	0.36	10.40	0.39	27.50	0.32	0.58	274.00	0.20	0.23	0.39
	-91 C	M·C	10	1.56	0.78	0.83	49.60	1.60	1.19	1.76	6.51	0.43	0.50	0.62	8.30	0.94	1.52	44.70	1.66	118.00	1.36	2.50	1170.00	0.85	1.00	1.65
		$f_0 \cdot \Gamma \mathfrak{u}$	6	5.70	5.20	5.20	3.00	5.50	6.00	5.00	4.34	5.84	6.00	5.90	4.40	5.10	5.00	3.30	5.30	2.75	5.80	5.00	1.90	5.80	4.80	5.42
		W	8	3.04	2.85	3.26	4.61	3.21	3.11	3.39	3.63	2.95	2.83	2.95	3.59	2.76	3.17	4.33	2.91	4.27	3.26	3.48	5.19	3.06	3.86	3.18
		K	7	9.47	9.13	9.86	12.29	9.78	9.59	10.1	10.54	9.31	9.09	9.31	10.46	8.96	9.71	11.80	9.23	11.69	9.87	10.26	13.34	9.50	10.95	9.72
		H, M	9	10.7	14.6	16.9	14.9	16.9	14.5	6.0	12.6	4.1	6.7	16.2	12.12	11.9	10.4	5.58	20.5	20.1	20.3	13.93	19.3	22.42	19.85	7.0
	инаты	۲۰	5	75.40	75.19	74.49	73.86	74.78	75.11	74.19	74.60	73.99	73.99	74.69	75.71	74.25	74.73	75.73	75.26	74.97	74.85	75.73	75.66	75.65	75.65	74.11
	Koopa	°	4	42.08	42.53	42.61	42.75	42.27	42.59	42.59	42.61	42.18	42.16	42.21	42.59	42.40	42.68	42.00	42.58	43.14	42.29	42.60	42.43	42.43	42.44	42.21
		Время	3	04:38:11.20	15:15:35.10	12:55:14.20	11:25:38.00	22:48:10.60	05:36:34.50	05:38:46.20	00:08:40.90	10:02:30.30	15:33:14.40	00:14:32.30	14:57:10.42	18:44:13.20	09:21:48.60	04:32:46.39	08:25:19.80	06:25:45.80	15:42:18.00	16:16:03.28	01:55:36.00	02:49:01.06	04:17:40.13	15:29:36.20
		Дата	2	29.09.2008	29.11.2008	22.01.2009	01.02.2009	26.02.2009	09.05.2009	16.05.2009	24.05.2009	25.06.2009	28.06.2009	18.07.2009	25.07.2009	30.07.2009	31.07.2009	07.08.2009	11.08.2009	11.10.2009	27.10.2009	22.11.2009	02.03.2010	02.03.2010	02.03.2010	19.05.2010
		Ř	1	76	98	66	100	101	102	103	104	105	106	107	108	109	110	111	112	113	114	115	116	117	118	119

_													,		Продол	п апнаж	пабл. 4.1.1.
Координаты	Координаты	Координаты	инаты						0.10-5	<i>M</i> . 1014	<i>k</i> =	0.37	k =	0.26			Тип
Дата Время φ° λ° H, m I	Bpems φ° λ° H, \mathfrak{m} h	φ° λ° Η, Μ Ι	λ° Η, Μ Ι	H, M H		<u> </u>	W	<i>f</i> ₀. Гц	. 01 . 02 M . C	H·m	<i>r</i> _B , M	∆σ, MIIa	<i>r</i> _M , M	∆σ, MIIa	$E_{ m S} \cdot 10^{\circ},$ Дж	$e_{\rm PR} \cdot 10^{-5}$	фокального механизма
2 3 4 5 6 7	3 4 5 6 7	4 5 6 7	5 6 7	6 7	7		8	6	10	11	12	13	14	15	16	17	18
09.09.2010 18:31:50.40 42.31 75.15 18.8 11.0	0 18:31:50.40 42.31 75.15 18.8 11.0	42.31 75.15 18.8 11.0	75.15 18.8 11.0	18.8 11.0	11.0	4	3.91	5.40	8.54	1.99	241	6.20	169	18.22	9.16	4.88	C-L
19.12.2010 19:12:48.90 42.54 74.70 6.9 9.84	0 19:12:48.90 42.54 74.70 6.9 9.84	42.54 74.70 6.9 9.84	74.70 6.9 9.84	6.9 9.84	9.84		3.24	6.00	1.18	0.28	217	1.18	152	3.47	0.24	0.93	C-L
18.03.2011 09:36:26.80 43.01 74.92 17.1 12.9	1 09:36:26.80 43.01 74.92 17.1 12.9	43.01 74.92 17.1 12.9	74.92 17.1 12.9	17.1 12.9	12.9	8	4.99	2.50	89.20	20.80	521	6.43	364	18.90	99.35	5.06	C-Г
23.03.2011 20:19:43.60 43.01 74.92 16.9 11.1	1 20:19:43.60 43.01 74.92 16.9 11.1	43.01 74.92 16.9 11.1	74.92 16.9 11.1	16.9 11.1	11.1		3.98	2.90	26.70	6.24	449	3.01	314	8.84	13.91	2.37	CB-C
09.04.2011 02:28:49.30 42.04 74.83 6.4 10.25	1 02:28:49.30 42.04 74.83 6.4 10.25	42.04 74.83 6.4 10.25	74.83 6.4 10.25	6.4 10.25	10.25		3.47	5.40	2.47	0.58	241	1.80	169	5.28	0.77	1.41	B-C
09.04.2011 12:30:25.50 42.05 74.83 6.3 13.2	1 12:30:25.50 42.05 74.83 6.3 13.2	42.05 74.83 6.3 13.2	74.83 6.3 13.2	6.3 13.2	13.2		5.11	2.30	289.00	67.50	567	16.22	396	47.66	811.27	12.76	B3
17.05.2011 02:32:41.60 42.86 74.89 18.8 9.95	$1 02{:}32{:}41{.}60 42{.}86 74{.}89 18{.}8 9{.}95$	42.86 74.89 18.8 9.95	74.89 18.8 9.95	18.8 9.95	9.95		3.31	5.00	2.12	0.49	261	1.22	182	3.59	0.45	0.96	
02.12.2011 00:24:02.60 42.52 76.26 0.1 10.72	$1 00{:}24{:}02{.}60 42{.}52 76{.}26 0{.}1 10{.}72$	42.52 76.26 0.1 10.72	76.26 0.1 10.72	0.1 10.72	10.72		3.73	2.80	72.70	17.00	466	7.36	325	21.63	92.65	5.79	C-B
16.12.2011 03:14:40.13 42.30 75.88 13.21 10.2	1 03:14:40.13 42.30 75.88 13.21 10.2	42.30 75.88 13.21 10.2	75.88 13.21 10.2	13.21 10.2	10.2		3.44	5.30	4.04	0.94	246	2.77	172	8.15	1.94	2.18	B-C
10.02.2012 06:49:17.10 42.94 74.57 15.0 9.59	2 06:49:17.10 42.94 74.57 15.0 9.59	42.94 74.57 15.0 9.59	74.57 15.0 9.59	15.0 9.59	9.59		3.11	5.00	1.49	0.35	261	0.86	182	2.53	0.22	0.68	B 3
28.03.2012 12:54:01.40 42.49 74.74 22.9 10.21	2 12:54:01.40 42.49 74.74 22.9 10.21	42.49 74.74 22.9 10.21	74.74 22.9 10.21	22.9 10.21	10.21		3.56	4.95	3.90	0.91	263	2.18	184	6.41	1.47	1.72	B-C
16.05.2012 03:26:40.60 42.49 74.94 22.6 10.15	2 03:26:40.60 42.49 74.94 22.6 10.15	42.49 74.94 22.6 10.15	74.94 22.6 10.15	22.6 10.15	10.15		3.42	5.03	1.73	0.40	259	1.02	181	2.98	0.30	0.80	C-L
30.05.2012 14:50:29.10 42.54 74.03 15.8 9.42	2 14:50:29.10 42.54 74.03 15.8 9.42	42.54 74.03 15.8 9.42	74.03 15.8 9.42	15.8 9.42	9.42		3.01	4.27	2.12	0.49	305	0.76	213	2.23	0.28	0.60	C-L
12.09.2012 05:51:15.70 42.41 73.92 3.9 10.35	2 05:51:15.70 42.41 73.92 3.9 10.35	42.41 73.92 3.9 10.35	73.92 3.9 10.35	3.9 10.35	10.35		3.53	3.10	64.40	15.00	420	8.84	294	25.99	98.50	6.96	
06.10.2012 11:41:23.18 42.21 75.42 13.81 9.53	2 11:41:23.18 42.21 75.42 13.81 9.53	42.21 75.42 13.81 9.53	75.42 13.81 9.53	13.81 9.53	9.53		3.07	4.20	1.58	0.37	310	0.54	217	1.58	0.15	0.42	B3
29.10.2012 17:44:48.37 42.15 75.26 10.0 9.41	2 17:44:48.37 42.15 75.26 10.0 9.41	42.15 75.26 10.0 9.41	75.26 10.0 9.41	10.0 9.41	9.41		3.01	4.62	2.09	0.49	282	0.95	197	2.80	0.35	0.75	C-L
21.11.2012 03:44:50.90 43.09 75.69 13.7 10.3	2 03:44:50.90 43.09 75.69 13.7 10.3	43.09 75.69 13.7 10.3	75.69 13.7 10.3	13.7 10.3	10.3		3.50	4.99	13.30	3.11	261	7.63	182	22.43	17.59	6.01	B-C
07.03.2013 16:53:52.40 43.25 75.96 15.3 9.93	3 16:53:52.40 43.25 75.96 15.3 9.93	43.25 75.96 15.3 9.93	75.96 15.3 9.93	15.3 9.93	9.93		3.29	4.41	5.87	1.37	296	2.32	206	6.83	2.36	1.83	
02.05.2013 04:52:25.00 42.20 73.62 6.20 10.6	3 04:52:25.00 42.20 73.62 6.20 10.6	42.20 73.62 6.20 10.6	73.62 6.20 10.6	6.20 10.6	10.6		3.66	2.90	9.30	2.17	449	1.05	314	3.07	1.68	0.82	B3
06.06.2013 03.03.08.40 42.33 76.40 23.3 10.25	3 03:03:08.40 42.33 76.40 23.3 10.25	42.33 76.40 23.3 10.25	76.40 23.3 10.25	23.3 10.25	10.25		3.47	3.22	22.30	5.21	405	3.44	283	10.10	13.28	2.71	C-L
24.06.2013 00:59:55.50 42.15 76.08 14.38 9.99	3 00:59:55.50 42.15 76.08 14.38 9.99	42.15 76.08 14.38 9.99	76.08 14.38 9.99	14.38 9.99	9.99		3.33	4.50	6.72	1.57	290	2.82	202	8.29	3.28	2.22	CB-C
15.07.2013 18:19:08.20 42.49 74.90 14.17 10.47	3 18:19:08.20 42.49 74.90 14.17 10.47	42.49 74.90 14.17 10.47	74.90 14.17 10.47	14.17 10.47	10.47		3.59	4.80	1.98	0.46	272	1.01	190	2.97	0.35	0.80	C-L
21.09.2013 04:03:34.70 41.93 76.15 2.99 9.59	3 04:03:34.70 41.93 76.15 2.99 9.59	41.93 76.15 2.99 9.59	76.15 2.99 9.59	2.99 9.59	9.59		3.11	5.20	5.13	1.20	251	3.33	175	9.78	2.95	2.62	

	0					1																					
Тип	фокального механизма	18	B-C	C-L	C-Г	C-L	B 3	B-C	B 3	B-C	B-C		B-C	CB	B-C	B-C	B3	B 3	C-L	B-C	B-C	B 3	B 3	B-C	C-L	C-B	B-C
	e _{PR} · 10 ⁻⁵	17	2.10	3.58	23.78	3.55	6.37	0.42	2.24	10.71	6.63	2.25	5.56	1.43	6.27	0.50	5.36	1.16	2.09	1.06	1.29	1.28	16.84	1.33	1.00	4.65	1.33
	$E_{ m s}\cdot 10^{\circ},$ Дж	16	2.01	7.00	4282.01	62.80	27.01	0.06	12.47	137.15	25.61	2.77	16.90	1.13	152.64	0.08	12.39	0.66	3.10	0.54	0.64	0.53	1411.67	1.17	0.60	30.53	0.61
0.26	Δ σ , MIIa	15	7.84	13.35	88.79	13.26	23.80	1.58	8.37	39.99	24.74	8.40	20.74	5.36	23.43	1.86	20.02	4.35	7.80	3.95	4.82	4.77	62.87	4.96	3.73	17.36	4.97
<i>k</i> =	<i>r</i> _M , M	14	178	190	455	396	202	165	314	246	194	190	190	190	364	160	175	182	207	182	169	160	396	202	196	260	163
0.37	∆σ, MIIa	13	2.67	4.54	30.21	4.51	8.10	0.54	2.85	13.61	8.42	2.86	7.06	1.82	7.97	0.63	6.81	1.48	2.65	1.34	1.64	1.62	21.39	1.69	1.27	5.91	1.69
k =	<i>r</i> _B , M	12	256	272	652	567	290	237	449	352	277	272	272	272	521	229	251	261	296	261	241	229	567	290	280	372	233
101	M ₀ ·10 , Н · м	11	1.02	2.08	191.00	18.80	4.50	0.16	5.91	13.60	4.10	1.31	3.23	0.83	25.80	0.17	2.45	0.60	1.58	0.54	0.53	0.44	89.00	0.94	0.64	6.97	0.49
201	<u>чо</u> . 10 ⁻³ , М • с	10	4.36	8.90	819.00	80.40	19.30	0.70	25.30	58.20	17.60	5.60	13.80	3.57	111.00	0.74	10.50	2.57	6.75	2.33	2.26	1.90	381.00	4.02	2.74	29.90	2.09
	f₀. Гц	6	5.10	4.80	2.00	2.30	4.50	5.50	2.90	3.70	4.70	4.80	4.80	4.80	2.50	5.70	5.20	5.00	4.40	5.00	5.40	5.70	2.30	4.50	4.70	3.50	5.60
	W	~	3.66	3.76	5.26	4.76	3.48	3.24	4.16	4.43	4.22	2.82	3.54	3.61	4.94	3.26	3.76	3.39	3.63	3.44	3.58	3.39	4.82	3.43	3.38	3.92	3.20
	K	7	10.59	10.8	13.46	12.57	10.26	9.84	11.48	11.97	11.59	9.08	10.38	10.49	12.89	9.87	10.76	10.10	10.53	10.2	10.45	10.1	12.7	10.18	10.09	11.06	9.76
	H, M	9	9.33	8.32	9.92	14.022	6.54	16.9	6.68	11.9	15.6	7.23	3.4	0.1	6.37	7.0	17.1	15.8	9.0	14.2	14.9	14.1	29.8	10.3	11.2	6.9	6.8
инаты	۲۰	5	74.98	75.69	75.68	75.15	75.99	74.19	75.05	74.80	73.97	76.01	76.22	72.50	75.03	74.83	75.23	75.03	75.77	74.50	73.86	75.17	73.27	75.15	75.15	75.99	74.65
Коорд	Φ	4	42.64	42.43	42.42	42.11	42.30	42.26	42.27	42.49	43.21	42.14	42.68	42.28	42.21	42.39	42.02	42.23	42.33	42.54	42.76	42.55	41.43	42.59	42.59	42.14	42.61
	Время	3	06:19:21.10	00:14:30.50	09:42:06.80	20:46:36.20	18:43:03.71	14:31:12.10	$01\!:\!18\!:\!44.90$	02:25:58.40	17:59:17.70	14:24:08.50	18:28:56.90	09:10:47.51	15:52:27.06	03:35:23.60	18:09:08.34	15:32:18.46	20:55:11.76	03:35:30.42	23:40:18.58	21:43:17.80	06:13:56.82	10:24:12.20	12:43:00.95	17:31:46.97	03:08:38.86
	Дата	2	17.10.2013	23.11.2013	23.11.2013	21.01.2014	14.02.2014	28.04.2014	13.05.2014	28.05.2014	25.09.2014	26.11.2014	16.12.2014	21.01.2015	22.01.2015	09.02.2015	28.02.2015	03.03.2015	28.03.2015	08.04.2015	21.06.2015	04.10.2015	01.12.2015	08.02.2016	10.02.2016	09.04.2016	01.08.2016
	No	-	143	144	145	146	147	148	149	150	151	152	153	154	155	156 (157	158 (159	160	161	162	163	164	165	166	167
				-																							

бл. 4.1.1.	Тип	сального ханизма	18	B3	C-L	C-L		C-B	B3	CB		B3	CB-C	B3	C-B	C-L	B-C	C-L	B-C	смический осо-сдвиг,
сение таб		^{гр} . 10-5 фол	17	4.14	2.02	1.14	3.07	2.65	0.87	2.01	0.83	1.38	1.57	1.07	0.85	0.43	8.23	1.09	3.88	алярный сей, с, B-C – взбр
нспободП		$\overline{c_{ m S}} \cdot 10^{\circ},$ Дж (16	5.05	1.03	0.47	4.30	12.97	0.50	15.72	0.46	1.44	1.45	0.82	0.64	0.07	37.12	0.35	21.25	octb, $M_0 - cK$ c, CB - c6po
	0.26	∆ơ, MIIa	15	15.45	7.53	4.26	11.46	9.89	3.25	7.52	3.11	5.13	5.88	4.00	3.19	1.59	30.74	4.07	14.48	іая плотно 33 – взбро
	k =	<i>r</i> _M , M	14	154	147	165	178	284	202	364	202	212	194	207	222	165	190	154	260	ектральн нергия, Н
	0.37	Δσ, MIIa	13	5.26	2.56	1.45	3.90	3.37	1.11	2.56	1.06	1.75	2.00	1.36	1.09	0.54	10.46	1.38	4.93	, $\Omega_0 - $ сп ческая э
	<i>k</i> =	<i>r</i> _B , M	12	221	210	237	256	407	290	521	290	303	277	296	318	237	272	221	372	частота I сейсми
	101	M ₀ ·10 ¹⁴ , H·M	11	1.30	0.54	0.44	1.49	5.20	0.62	8.29	0.59	1.11	0.98	0.81	0.80	0.17	4.79	0.34	5.82	0 – угловая
	307	10 ⁻³ , м. с	10	5.55	2.33	1.89	6.37	22.30	2.63	35.50	2.52	4.76	4.18	3.46	3.41	0.71	20.50	1.46	24.90	агнитуда, <i>f</i> ия, е _{рк} – пţ
		<i>f</i> ₀. Гц	6	5.90	6.20	5.50	5.10	3.20	4.50	2.50	4.50	4.30	4.70	4.40	4.10	5.50	4.80	5.90	3.50	с, <i>М</i> – ма ая энерг
		W	8	3.24	3.09	3.31	3.19	3.56	3.87	4.50	3.55	3.66	3.71	3.44	3.51	2.98	3.59	2.97	4.32	– класс Мическ
		K	2	9.84	9.57	96.6	9.75	10.4	10.96	12.10	10.39	10.59	10.67	10.19	10.32	9.36	10.47	9.35	11.77	бина, <i>К</i> s – сейс
		H, M	9	17.9	16.8	15.5	15.8	6.9	14.7	12.1	11.8	9.83	12.8	15.6	11.0	13.6	10.8	7.00	17.1	, $H-$ плу кения, E
	инаты	y.	5	74.83	74.91	73.91	76.02	75.17	75.14	75.16	75.17	75.16	75.17	74.82	75.17	75.15	73.77	74.97	74.96	долгота іе напряз
	Koopa	°	4	42.28	42.28	42.25	42.22	42.59	42.60	42.59	42.60	42.59	42.60	42.26	42.59	42.59	42.12	42.19	42.12	ота, λ – ошенны
		Время	3	02:23:27.40	22:03:22.57	06:29:40.88	11:54:15.03	00:41:52.43	00:43:08.33	00:55:43.91	02:41:13.09	02:21:06.79	00:49:15.47	15:58:47.65	23:39:32.39	20:13:50.59	15:20:22.75	06:11:41.01	05:33:10.27	лице: φ – шир чага, ∆σ – сбр
		Дата	2	01.09.2016	16.09.2016	22.09.2016	11.02.2017	21.04.2017	21.04.2017	21.04.2017	21.04.2017	22.04.2017	26.04.2017	04.05.2017	04.05.2017	08.05.2017	11.05.2017	29.05.2017	29.07.2017	ачения в таб т. <i>r</i> – радиус с
		Š	-	168	169	170	171	172	173	174	175	176	177	178	179	180	181	182	183	Обозн момен

СБ-С – сбросо-сдвиг, С-Г – сдвиг горизонтальный, С-В – сдвиг вертикальный.

4.1.3. Результаты исследования

Результаты расчета параметров спектральных характеристик – значение угловой частоты f_0 и уровень спектральной плотности Ω_0 – представлены в табл. 4.1.1 (колонки 9, 10). Для рассматриваемых событий (M = 2.7-6.0) Ω_0 меняется от 2.6·10⁻⁶ до 9.5·10⁻² м·с, а f_0 – от 1.7 до 6.0 Гц (что соответствует времени разрыва в очаге 0.6–0.17 с). Данные о Ω_0 и f_0 позволяют рассчитать значения динамических параметров ЗЛТ на территории Северного Тянь-Шаня (БГП, рис. 4.1.2). При расчете скалярного сейсмического момента M_0 , радиуса очага r, сброса напряжений $\Delta \sigma$, излученной сейсмической энергии E_S и приведенной сейсмической энергии e_{PR} по формулам (4.10), (4.16), (4.17), (4.20), (4.21) значения плотности пород в очаге и скорости поперечных волн принимались равными, соответственно, $\rho = 2.6$ г/см³ [*Yedus*, 1986], $V_S = 3.5$ км/с [*Three-dimensional elastic...*, 1993]. Результаты расчета этих динамических параметров приведены в табл. 4.1.1 в колонках 11–17.

В табл. 4.1.2 представлены коэффициенты корреляции между динамическими параметрами очагов землетрясений и их магнитудой, между скалярным сейсмическим моментом и другими ДП, а также некоторые регрессионные зависимости. Наибольший коэффициент корреляции между сейсмическим моментом M_0 и сейсмической энергией E_S (k = 0.98), наименьший между M_0 и угловой частотой (k = 0.59). Рассмотрим особенности распределений параметров спектральных характеристик Ω_0 , f_0 и динамических параметров для 183 событий из табл. 4.1.1.

Параметр	Параметр	Коэфф. корреляции, <i>k</i>	Модель
e_{PR}	M_0	0.74	$e_{\rm PR} = 7 \cdot 10^{-14} M_0^{0.59}$
Δσ	M_0	0.74	$\Delta \sigma = 3.0 \cdot 10^{-8} \cdot M_0^{0.59}$
f_0	$\lg M_0$	0.85	$f_0 = -1.16 \cdot \lg M_0 + 21.0$
$\lg \Omega_0$	М	0.89	lg $\Omega_0 = 1.11M - 8.27$
$\log M_0$	М	0.89	$\log M_0 = 1.11M + 10.1$
$\lg E_{\rm S}$	$\lg M_0$	0.98	$\lg E_{\rm S} = 1.59 \lg M_0 - 13.2$
$\lg e_{\mathrm{PR}}$	$\lg M_0$	0.92	$\lg e_{\rm PR} = 0.59 \lg M_0 - 13.2$
$\lg e_{\rm PR}$	М	0.78	$\lg e_{\rm PR} = 0.63 \ M_0 - 7.1$
r _M	$\lg M_0$	0.84	$r_{\rm M} = 81.0 \lg M_0 - 926.4$

Таблица 4.1.2. Регрессионные зависимости и коэффициенты корреляции динамических параметров очагов ЗЛТ с их магнитудой и сейсмическим моментом

Примечание. Регрессионные зависимости для радиуса очага и сброшенных напряжений приведены для модели Мадариаги – Канеко – Ширера.

Спектральная плотность и скалярный сейсмический момент

Распределение параметра Ω_0 (в логарифмическом масштабе) в зависимости от магнитуды представлено на рис. 4.1.9*a*, а распределение скалярного сейсмического момента для тех же событий ($M_0 \sim \Omega_0$) показано на рис. 4.1.9*б*. Эти логарифмические распределения хорошо описываются моделью линейного нарастания. Для скалярного сейсмического момента регрессионную зависимость от магнитуды (наилучшую модель) можно записать в форме:

$$\lg M_0 = 1.1M + 10.1 . \tag{4.32}$$

Коэффициент корреляции между значениями lg M_0 и магнитудами M составляет 0.89. Отклонение значений относительно линейной модели (линии регрессии на рис. 4.1.96) имеет равномерный характер на всем диапазоне рассматриваемых магнитуд.



Рис. 4.1.9. Логарифмические распределения спектральной плотности (*a*) и скалярного сейсмического момента (*б*).

Для рассматриваемых событий диапазон изменения магнитуд $2.2 \le M \le 6.0$, а значения M_0 лежат в пределах от $6.2 \cdot 10^{12}$ до $2.2 \cdot 10^{17}$ Н·м. Стоит отметить, что из-за наличия разброса и сравнительно неширокого диапазона магнитуд распределение lg M_0 также согласуется (с точностью до 10 %) с известным выражением (4.1) [*Ризниченко*, 1985].

С учетом высокого значения коэффициента корреляции между магнитудами и значениями логарифма сейсмического момента в дальнейшем в ряде случаев будем рассматривать распределения ДП в зависимости от $\lg M_0$.

Угловая частота и радиус очага

На рис. 4.1.10а показано распределение f_0 в зависимости от lg M_0 . Для угловой частоты характерно убывание с ростом lg M_0 или магнитуды. По значениям угловой частоты определялся радиус очага с помощью формулы (4.21). В табл. 4.1.1 для удобства сравнения с другими работами приведены значения радиуса очага по модели Брюна, $r_{\rm B}$ с коэффициентом в (4.21), равным k = 0.37 (колонка 12), и для модели Мадариаги – Канеко – Ширера $r_{\rm M}$, с k = 0.26 (колонка 14). Распределение значений $r_{\rm M}$ в зависимости от логарифма сейсмического момента представлено на рис. 4.1.106. Диапазон изменения радиуса $r_{\rm M}$ составляет примерно 150–450 м. Величина радиуса Брюна больше $r_{\rm M}$ в 1.42 раза, и значения $r_{\rm B}$ лежат в интервале приблизительно от 210 до 640 м.

Распределение радиусов очагов на рис. 4.1.10 допускает линейную аппроксимацию по величине $\lg M_0 : r_{\rm M} = 81 \cdot \lg M_0 - 926 = 98M - 135$. Отклонения значений $r_{\rm M}$ от линейной модели для событий с $\lg M_0 < 14.5$ оказались меньше, чем для событий с $\lg M_0 < 14.5$. Коэффициент корреляции между значениями $r_{\rm M}$ и $\lg M_0$ составляет около 0.84.



Рис. 4.1.10. Значения угловой частоты (*a*) и радиуса очага (б) (по модели Мадариаги – Канеко – Ширера) в сопоставлении с lg M_0 .

Сейсмическая энергия и приведенная сейсмическая энергия

Логарифмическое распределение сейсмической энергии E_S и приведенной сейсмической энергии e_{PR} в сопоставлении со значениями lg M_0 представлено на рис. 4.1.12. Сейсмическая энергия варьируется в диапазоне от $1.0 \cdot 10^7$ до $7.6 \cdot 10^{12}$ Дж (см. табл. 4.1.1, колонка 16). Линейная модель, описывающая распределение E_S , имеет вид lg $E_S = 1.59 \cdot \lg M_0 - 13.2$, а коэффициент корреляции между сейсмической энергией и скалярным моментом составляет k = 0.98. Для рассматриваемых событий параметр e_{PR} имеет порядок от $0.2 \cdot 10^{-5}$ до $\sim 10^{-3}$ (см. табл. 4.1.1, колонка 17). Распределение lg e_{PR} также описывается линейной моделью, хотя для него разброс значений относительно линии регрессии больше по сравнению со случаем рис. 4.1.9*a*. Выражение для линейной модели (регрессионной зависимости) имеет форму

$$\lg e_{\rm PR} = 0.59 \, \lg M_0 - 13.2 = 0.64 \, M - 7.1, M_0 \, (\rm H \cdot M), \tag{4.33}$$

причем коэффициент корреляции между значениями lg e_{PR} и магнитудами составляет 0.78. Зависимость (4.33) можно записать также в степенной форме: $e_{PR} = 7 \cdot 10^{-14} M_0^{0.59}$, явно указывающей показатель степени, который важен при сопоставлении ДП в различных регионах и в связи с вопросом о подобии очагов землетрясений (обсуждение ниже в разделе 4.3).



Рис. 4.1.11. Распределение сейсмической (*a*) и приведенной сейсмической (*б*) энергии в зависимости от сейсмического момента в двойном логарифмическом масштабе.

Рис. 4.1.116 показывает, что значения e_{PR} локализуются в полосе, границы которой параллельны аппроксимирующей прямой: внутрь таких полос попадает около 95 % изображающих точек. Границы полосы локализации значений lg e_{PR} на рис. 4.1.126 определяются соотношением: 0.59·lg M_0 – 13.6 \leq lg $e_{PR} \leq$ 0.59·lg M_0 – 12.9.

Сброшенные напряжения

Значения сброшенных напряжений, определенных по модели Мадариаги– Канеко–Ширера, лежат в диапазоне от 0.6 до ~120 МПа (табл. 4.1.1). Есть только одно землетрясение 25.12.2006, M = 6 с $\Delta \sigma \approx 620$ МПа. Для модели Брюна значения $\Delta \sigma$ в 2.9 раз меньше вышеприведенных. Распределение сброшенных напряжений вместе со значениями lg M_0 представлено на рис. 4.1.12*a*. Наилучшей аппроксимацией распределения $\Delta \sigma$ является степенная зависимость от M_0 . Поясним это обстоятельство. Согласно выражениям (4.17), (4.20), (4.22), значения сброшенных напряжений и приведенной сейсмической энергии пропорциональны: $\Delta \sigma \sim e_{\rm PR}$. Следовательно, распределение lg $\Delta \sigma$ будет отличаться от показанного на рис 4.1.11 логарифмического распределения $e_{\rm PR}$ лишь сдвигом по вертикали на некоторую константу. Для результатов расчетов $\Delta \sigma$ (табл. 4.1.1) получена следующая аппроксимация $\Delta \sigma = 3.0 \cdot 10^{-8} \cdot M_0^{0.59}$. Коэффициент корреляции между сбросом напряжений и сейсмическим моментом составляет k = 0.74 (табл. 4.1.2).



Рис. 4.1.12. Распределение сброшенных напряжений (модель Мадариаги – Канеко – Ширера) для 182 событий из табл. 4.1.1 в сопоставлении со значениями lg $M_0(a)$ и результат кластеризации (δ) изображающих точек на графике $\Delta \sigma(M)$.

По рис. 4.1.12а видно, что разброс значений $\Delta \sigma$ относительно линии регрессии увеличивается для событий с lg $M_0 > 14.5$ (магнитуды M > 4.0 в соответствии с (4.32)). С учетом этого вопрос о корреляциях между $\Delta \sigma$ и lg M_0 анализировался более детально, для чего было сформировано несколько выборок событий (табл. 4.1.3) и для каждой из них определялись коэффициенты корреляции. Первые две выборки сделаны по значениям lg M_0 , характеризующего масштаб землетрясений: события из табл. 4.1.1 с lg $M_0 < 14.5$ составили первую выборку, а события с lg $M_0 < 14.5$ – вторую. Еще две выборки были сформированы по признаку сброшенных напряжений: в третью выборку вошли события с $\Delta \sigma < 10$ МПа, а в четвертую – $\Delta \sigma \ge 10$ МПа. Разграничение по признаку $\Delta \sigma$ с хорошей точностью соответствует выделению двух кластеров в распределении значащих точек на рис. 4.1.126 с помощью алгоритма

211

кластеризации GDBSCAN [*Ling*, 1972; *Density-Based Clustering*..., 1998]. Распределение сброшенных напряжений для первых двух выборок представлено на рис. 4.1.13*a*, последних – на рис. 4.1.13*б*. Расцветка значков указывает принадлежность событий к одной из выборок.



Рис. 4.1.13. Распределение сброса напряжений в зависимости от логарифма скалярного момента: a – для событий с lg $M_0 < 14.5$ – черный, lg $M_0 \ge 14.5$ – малиновый цвет; δ – для событий с $\Delta \sigma < 10$ – черный, для $\Delta \sigma \ge 10$ МПа – малиновый цвет.

В табл. 4.1.3 приведены значения коэффициентов корреляции между сбросом напряжений и логарифмом сейсмического момента для вышеописанных выборок, а также для генеральной выборки из 182 событий (при статистической обработке данных из табл. 4.1.1 исключено одно из 183 событий, а именно Кочкорское ЗЛТ 25.12.2006, с $M_0 \sim 2 \cdot 10^{17}$ Н·м и $\Delta \sigma \sim 630$ МПа, что радикально отличается от других событий). Для выборок с lg $M_0 \ge 14.5$ и с $\Delta \sigma \ge 10$ коэффициенты корреляций ниже, чем для генеральной выборки и наблюдается значительный разброс значений относительно линии регрессии. Высокое значение коэффициента корреляции для событий с lg $M_0 < 14.5$ отражается на графике тем, что точки значений $\Delta \sigma$ на рис. 4.1.13*а* в большей степени локализованы вблизи линии регрессии, чем точки для другой выборки событий (малинового цвета). Для $\Delta \sigma < 10$ МПа коэффициент корреляции низкий, что объясняется малым изменением значений сброшенных напряжений для рассматриваемой выборки событий (черные точки на рис. 4.1.3*б*).

Таблица 4.1.3. Регрессионные зависимости и коэффициенты корреляции между сброшенными напряжениями и сейсмическим моментом для различных выборок событий

№	Выборка для ∆ о	Параметр	Коэффициент корреляции, k	Модель
1	Bce Δσ	M_0	0.78	$\Delta \sigma = 3 \cdot 10^{-8} \cdot M_0^{0.59}$
2	$\log M_0 < 14.5$	M_0	0.89	$\Delta \sigma = 4 \cdot 10^{-11} \cdot M_0^{0.8}$
3	$\log M_0 \ge 14.5$	M_0	0.65	$\Delta \sigma = 6 \cdot 10^{-7} \cdot M_0^{0.50}$
4	$\Delta\sigma < 10 \text{ M}\Pi a$	M_0	0.57	$\Delta \sigma = 4 \cdot 10^{-8} \cdot M_0^{0.58}$
5	$\Delta \sigma \ge 10 \ M\Pi a$	M_0	0.67	$\Delta \sigma = 8 \cdot 10^{-5} \cdot M_0^{0.37}$

Полученные регрессионные зависимости, в которых показатель степени у M_0 не менее 0.37, а также рис. 4.1.13 указывают на отсутствие самоподобия очагов землетрясений на территории БГП по сброшенным напряжениям и приведенной сейсмической энергии ($\Delta \sigma \sim e_{\rm PR}$).

Сброс напряжений и фокальные механизмы

Для исследования зависимости значений сброшенных напряжений от фокального механизма из табл. 4.1.1 были выбраны события, при которых сброс напряжений составлял более 29 МПа (по модели Мадариаги – Канеко – Ширера, колонка 15 в табл. 4.1.1). Число таких событий – 20. Из той же таблицы были выбраны 20 событий с минимальным значением сброшенных напряжений. Напомним, что в таблице 4.1.1 в колонке 13 указаны значения $\Delta \sigma$ по модели Брюна, которые рассматривались в предшествующих работах [Сычева, Богомолов, 2014, 2016]. На рис. 4.1.14 представлены эпицентральное положение и фокальные механизмы землетрясений из этих двух квантилей. Положение событий первой группы отмечены черными цветом, второй – серым, и их фокальные механизмы представлены в верхней и нижней части рисунка соответственно. Пространственное положение двух классов событий совпадает только частично. Основная часть событий первой выборки имеет чисто взбросовый (3, 4, 7, 8, 9, 11, 12, 13, 17, 18, 19) или взбросо-сдвиговый механизм с минимальной сдвиговой составляющей (1, 2, 5, 6, 14, 20). Для второй выборки основную часть событий составляют взбросо-сдвиги или сдвиги, к чистым взбросам можно отнести 10, 11, 12, 15, 17, 18 события. Наблюдаемое распределение механизмов может демонстрировать наличие связи между характером подвижки и сбросом напряжений.



Рис. 4.1.14. Эпицентральное расположение событий из двух выборок по Δσ и фокальные механизмы этих событий. Черные круги – события с Δσ > 29 МПа, серые – с минимальными значениями Δσ. Более подробные пояснения в тексте (согласно [*Сычева, Богомолов,* 2016]).

Для более детального анализа взаимосвязи сброшенных напряжений и типов фокального механизма по табл. 4.1.1 выделены выборки для наиболее распространенных типов очаговых подвижек: взбросов (ВЗ, 57 событий), взбросо-сдвигов (В-С, 38 событий) и горизонтальных сдвигов (С-Г, 46 событий). Для взбросов значение медианного среднего Δσ составляет 4.9 МПа, для взбросо-сдвигов – 6.1 МПа, для горизонтальных сдвигов – 3.7 МПа. Для каждой выборки определены процентные доли событий с определенными значениями сброшенных напряжений. Информация о распределении числа событий типов ВЗ, В-С, и С-Г представлена в табл. 4.1.4 и на рис. 4.1.15 с цветовыми маркерами как в табл. 4.1.1

	Взбросы, <mark>ВЗ</mark>		Взбросо-сдвиги, <mark>В-С</mark>		Сдвиги горизонт., С-Г	
интервал до, мпта	N	%	N	%	N	%
0-1	_	_	_	_	1	2.2
1–3	14	25.4	9	23.7	16	33.3
3–9	20	36.4	14	36.8	18	40
9–27	11	20	11	28.9	8	17.8
27-81	9	16.4	3	7.9	2	4.4
> 81	1	1.8	1	2.6	1	2.2
Bce Δσ	57	100	38	100	46	100

Таблица 4.1.4. Распределение по сброшенным напряжениям событий из табл. 4.1.1 с одинаковыми типами фокальных механизмов

Из табл. 4.1.4 видно, что более 70 % событий сдвигового типа (С-Г) приходится на диапазон сброшенных напряжений 1–9 МПа. Для взбросов и взбросо-сдвигов распределения более широкие, и при $\Delta \sigma > 9$ МПа для всех интервалов сброшенных напряжений абсолютное и относительное количество событий ВЗ типа больше, чем С-Г типа.



Рис. 4.1.15. Гистограммы распределения числа землетрясений с различными типами фокальных по интервалам сброшенных напряжений.

Для статистического обоснования того, что среди событий со сброшенными напряжениями, превышающими величину 9–10 МПа, преобладают взбросы и взросо-сдвиги, проведено несколько иное построение выборок. Поскольку среднее медианное $\Delta \sigma$ для всего каталога (табл. 4.1.1) равно 4.9 МПа, можно сформировать
две выборки с равным числом событий с известными ДП и типом фокального механизма. Это выборка меньших сброшенных напряжений, $\Delta \sigma < 5$ МПа, и выборка событий с $\Delta \sigma \ge 5$ МПа. Для каждой выборки определялась процентная доля взбросов, взбросо-сдвигов, сдвигов горизонтальных и сдвигов вертикальных (взрезы), а также сбросов и сбросо-сдвигов, т.е. всех реализованных типов очаговых подвижек (классификация описана в разделе 5.1). Полученные результаты приведены в табл. 4.1.5.

BHE HOLDHWOR	Ген ві	ыборка	$\Delta \sigma < 5$	М∏а	$\Delta \sigma \ge 5$	МПа
вид подвижск	N	%	N	%	N	%
Сдвиги горизонт., С-Г	46	29.3	30	37.5	16	20.8
Взбросо-сдвиги, <mark>В-С</mark>	38	24.2	16	20	22	28.6
Взбросы, <mark>ВЗ</mark>	57	35.7	28	35	28	36.4
Сбросы (СБ) и Сбросо-сдвиги (СБ-С)	11	7	4	5	7	9.1
Сдвиги вертикал., С-В	6	3.8	2	2.5	4	5.2
Все механизмы	158	100	80	100	77	100

Таблица 4.1.5. Число событий с различными механизмами для разных диапазонов Δσ

Как видно из табл. 4.1.5, события-взбросы поровну распределились между выборками меньших и больших $\Delta \sigma$. Для выборки событий с $\Delta \sigma \ge 5$ МПа доля взбрососдвигов больше, а доля С-Г событий меньше, чем в случае выборки с $\Delta \sigma < 5$ МПа. Поэтому при повышенных значениях сброшенных напряжений события с фокальными механизмами ВЗ и В-С типов преобладают, что проявилось и на рис. 4.1.5.

Используя тест Фишера [*Кендалл, Стюарт*, 1973], можно оценить значимость суждения, что при $\Delta \sigma > 9$ МПа число событий-взбросов закономерно превышает число горизонтальных сдвигов. Этот тест определяет вероятность нуль-гипотезы, которая в нашем случае заключается в чисто случайном превышении числа взбросов (28) над горизонтальными сдвигами (16) для выборки с $\Delta \sigma \ge 5$ МПа. Если рассматривать выборку как основную, выборкой сравнения будет та, для которой $\Delta \sigma < 5$ МПа, для нее число взбросов – 28, а событий С-Г типа – 30. Таким образом, факторная таблица параметров теста Фишера A=28, B=16, C=28, D=30, и с по-мощью сетевой программы [*Free* ...] для них вероятность нуль-гипотезы (по гипергеометрическому распределению) можно оценить как $\alpha \approx 0.06$. На стандартном уровне значимости 5%, это не позволяет исключить нулевую гипотезу, но на уровне значимости 10% (который приемлем для наших данных с большим разбросов) тест Фишера верифицирует альтернативную гипотезу о преобладании взбросов.

Сброшенные напряжения и интенсивность СТД

При проведении расчетов направленности и интенсивности сейсмотектонической деформации исследуемая территория БГП была разделена на элементарные круговые зоны с радиусом 0.2°, с центрами в узловых точках специально выбранной сетки. Для расчета СТД в соответствии с (4.7) проводилось суммирование матриц индивидуальных механизмов m_{ij} в пределах каждой ячейки. Для той же ячейки определялась интенсивность СТД, I_{Σ} , непосредственным суммированием скалярных сейсмических. Подробно методика расчета сейсмотектонических деформаций изложена в разделе 5.1, а в разделе 5.2 анализируется интенсивность СТД. Для срав нения распределений сброшенных напряжений и интенсивности СТД априорно используем результаты из раздела 5.2 (согласно [Сычева, Мансуров, 2017]).

Распределение интенсивности СТД I_{Σ} представлено на рис. 4.1.16. Согласно легенде (внизу, рис. 4.1.1*б*), максимум интенсивности составляет 0.18·10⁻⁹ год⁻¹. На эту же карту вынесено расположение эпицентров землетрясений из табл. 4.1.1 с цветовой маркировкой значений сброшенных напряжений (табл. 4.1.6).

Таблица 4.1.6. Цветовое обозначение диапазона сброшенных напряжений для ЗЛТ на карте рис. 4.1.16

Цвет и число событий	Δσ по модели Брюна	∆σ по модели МКШ
Красный, 20	$\Delta \sigma \ge 10 \ M\Pi a$	$\Delta \sigma \ge 29 \text{ M} \Pi a$
Зеленый, 113	$1 \le \Delta \sigma < 10 \text{ M} \Pi a$	$2.9 \le \Delta \sigma \le 29 \text{ M} \Pi a$
Синий, 50	$\Delta \sigma < 1 \text{ M} \Pi a$	$\Delta \sigma < 2.9 \text{ M} \Pi a$

Большая часть зеленых и красных значков событий попали в области, которые характеризуются интенсивностью деформации больше 0.1 · 10⁻⁹ год⁻¹ (согласно легенде) – северные склоны восточной части Киргизского хребта, хр. Карамойнок и горы Сандык. «Синие» события малочисленны и располагаются в этих областях и вне их равномерно.



Рис. 4.1.16. Поле интенсивности сейсмотектонической деформации (насыщенность цвета квадрата соответствует значению I_{Σ} в узловой точке согласно легенде) и расположение исследуемых землетрясений. Единица измерения – 10⁻⁹ в год⁻¹. Цвет значка события зависит от уровня $\Delta \sigma$ (табл. 4.1.6). Квадраты: желтый – положение г. Бишкек, малиновый – положение Научной станции РАН. Красные линии – активные разломы (по [*Ребецкий, Кузиков*, 2016]).

Отсутствия «красных» событий в зоне максимальной интенсивности (0.18·10⁻⁹ год⁻¹) можно попытаться объяснить с позиций триггерного влияния электромагнитных зондирований коры с применением мощного источника тока ЭРГУ-600 (электро-разведочное генераторное устройство, расположенное на территории HC PAH), [On the interrelation..., 2003; Влияние электромагнитных..., 2010; O синхронизации вариаций..., 2010; 2012]. В этих работах было отмечено уменьшение количества событий умеренной силы и возрастание слабой сейсмичности в окрестности расположения первичного диполя (см. малиновый квадрат на рис. 4.1.16). Велика вероятность, что в зоне максимальной интенсивности СТД сброс напряжений происходит за счет более слабой сейсмичности, и поэтому здесь нет условий для концентрации напряжений от поверхности до глубин 15 км. Вопрос о сейсмических проявлениях электромагнитных зондирований на территории БГП, в частности об изменениях скорости СТД, более детально обсуждается ниже в пятой главе, раздел 5.2.2.

Сброс напряжений во времени

На рис. 4.1.17 представлена гистограмма распределения сброса напряжений во времени (см. табл. 4.1.1, колонки 1, 15). Можно отметить следующие особенности во временной зависимости Δσ: после 09.2009 до конца 2016 г. сброс напряжений был выше фонового уровня для всех событий. А в период 2002-2005 гг. прослеживается снижение уровня сброшенных напряжений заметно ниже фона после серии событий №15, 18, 20, 22 с высокими До (табл. 4.1.1). Рост абсолютного и относительного числа событий с низкими Δσ в этот период предположительно можно связывать с электрозондированиями земной коры с повышенным вкладом энергии, которые проводились в Северном Тянь-Шане в 2000-2005 гг. [Влияние электромагнитных..., 2010; О синхронизации вариаций..., 2010]. Для проверки этой гипотезы были выделены две выборки с равным числом событий: одна в интервале электрозондирований 2000-2005 гг. (I) и вторая в интервале сравнения 06.2007-10.2012 (II). Важно отметить, что разделение интервалов выбрано так, чтобы дата Кочкорского ЗЛТ: 25.12.2006, (К = 14.8, сильнейшее событие на Тянь-Шане) не попала ни в один интервал. Для этих выборок сопоставлялись относительные доли событий со значениями Δσ менее 1.7 МПа (примерно треть от среднемедианного значения, рис. 4.1.17). Доля таких событий составляет 61.5 % в случае интервала I, и 56 % для событий из интервала II. А по генеральной выборке событий этот показатель – 48.5 %.

Ввиду различия процентных долей примерно на 10 % для подтверждения гипотезы также рассматривалась подвыборка событий классов $K \ge 10$, включающая 54 из 85 событий с решениями для ДП. Известно, что для диапазона $12 \ge K \ge 10$ влияние зондирований коры импульсами тока было обнаружено даже при небольшой статистике (по перераспределению таких событий по времени после воздействия и появлением бимодальности [*Влияние электромагнитных...*, 2010; *О синхронизации вариаций...*, 2010]). Для «генеральной» подвыборки (54 события) на случай $\Delta \sigma < 1.7$ МПа приходится 37.5 %; в период 2000–2005 гг., когда проводились электрозондирования, доля событий с низким $\Delta \sigma$ составляет 50 %, а в период сравнения 2007–2012 гг. – 33 %. Число событий в обоих подвыборках одинаково – 24. Таким образом, различие доли событий с небольшим спадом напряжения становится более контрастным, что может считаться оправданием гипотезы.

Большинство событий с $\Delta \sigma > 60$ МПа происходят перед или после главных событий, даты которых отмечены на рисунке стрелками. Однако имеющиеся данные

217

не позволяют связать высокие значения сброшенных напряжений именно с афтершоками. Действительно, для каждого из 25 событий-афтершоков с вычисленными ДП, которые в табл. 4.1.1 обозначены серым фоном, в период до главного события можно найти ближайшее событие с магнитудой, примерно такой же, как у рассматриваемого афтершока. Сравнение сброшенных напряжений для афтершоков и сопоставленных с ними событий показало, что менее 50 % событий-афтершоков характеризуются более высоким $\Delta \sigma$, чем событие-прототип. Для значений сброшенных напряжений менее важным фактором является принадлежность события к афтершоковой последовательности, а основные факторы – магнитуда (сейсмический момент) и тип фокального механизма.



Рис. 4.1.17. Усеченная сверху гистограмма распределения сброса напряжений во времени в период 1998–2017 гг. для событий из табл. 4.1.1 (даты событий с $K \ge 12$ обозначены стрелками), пунктирной линией отмечено медианное среднее $\Delta \sigma$ (по материалам [*Pacnpedeлeнue cnada...*, 2015]). События располагаются в хронологической последовательности. Кружком на оси дат отмечено Кочкорское землетрясение (25.12.2006, K = 14.8).

4.2. Исследование землетрясений Центрального Тянь-Шаня

Центральный Тянь-Шань занимает обширную территорию, окаймленную хребтами: Ферганским на западе, Заилийским, Киргизским, Таласским Алатау – на севере, Меридиональным на востоке и Кокшаал-Тоо – на юге [Горные ...]. К Северному Тянь-Шаню принято относить Заилийский Алатау, Кунгей-Алатау, Кетмень и Киргизский Алатау (Киргизский хребет) [Северный ...]. Киргизский хребет ограничивает Центральный Тянь-Шань с севера, относясь, таким образом, одновременно к обоим регионам. В разделе 1.1 было указано, что сейсмологическая сеть KNET

расположена на территории Северного Тянь-Шаня, однако станции сети позволяют хорошо регистрировать землетрясения, происходящие и в Центральном Тянь-Шане.

При исследовании динамических параметров землетрясений (скалярный сейсмический момент M_0 , радиус очага *r* и сброс напряжений $\Delta \sigma$) по данным сети KNET [Сычева, Богомолов, 2014, 2016] рассматривались землетрясения, произошедшие на территории, ограниченной координатами краевых станций сети KNET (рис. 4.2.1, отмечена зеленым прямоугольником), что вызвано стремлением исключить влияние фактора направленности очага для событий за пределами сети. Ранее было отмечено, что метод волновой инверсии, который применяется для расчета тензора сейсмического момента (раздел 3.3), позволяет рассматривать события за границами сети в пределах 1-2° (см. рис. 4.2.1, внутри желтого прямоугольника), имеющие энергетический класс $K \ge 10.5$ (M > 3.5). Применение этого метода позволяет получить тензор сейсмического момента, который содержит информацию об ориентации плоскости разрыва, направлении и масштабе подвижки в очаге землетрясения. Привлечение значений угловых частот f_0 (время разрыва в очаге), определенных по спектрам землетрясений, которые произошли с 1999 по 2014 годы на территории Центрального Тянь-Шаня [Collisional processes..., 2018], к землетрясениям из каталога тензоров сейсмического момента позволяет рассчитать динамические параметры и расширить банк данных и соответственно территорию, для которой они определены.



Рис. 4.2.1. Эпицентральное расположение землетрясений из каталога фокальных механизмов, определенных по знакам первых вступлений волн (зеленые кружки, 1480 событий, раздел 3.2) и каталога тензоров сейсмического момента (желтые кружки, 284 события, раздел 3.3). Треугольники – станции сети КNET. Зеленым пунктиром обозначена территория, ограниченная координатами краевых станций сети KNET, желтым – условно обозначена территория, для которой может быть применен метод волновой инверсии.

4.2.1. Исходные данные и методика

Для расчета поля затухания Бишкекского геодинамического полигона рассматривались волновые формы локальных землетрясений с частотой 100 Гц, по которым строились спектры *P*- и *S*-волн и определялись спектральная плотность и угловая частота (см. раздел 2.2). Поскольку для расчета динамических параметров используется угловая частота, полученная по спектру S-волны, то отметим некоторую последовательность обработки данных при построении спектра. Из записей волновых форм землетрясения выбирается 256 дискрет с момента вступления S-волны (см. рис. 2.2.3, раздел 2.2). Этот фрагмент фильтруется (тапируется) окном Хемминга и вычисляется его амплитудный спектр. Для того чтобы убедиться в том, что спектр S-волны не искажен сильным сейсмическим шумом, аналогичным образом с той же записи выбирается участок сейсмического шума (до вступления Р-волны), тапируется (общепринятой практикой считается умножение временного окна данных на сглаживающее окно перед преобразованием Фурье) и вычисляется спектр этого участка шума (см. рис. 2.2.4). Затем сравниваются спектр шума и спектр S-волны, сглаженные фильтром Гаусса в логарифмическом масштабе. Если хотя бы в одном отсчете по частоте на диапазоне анализа (1-30 Гц) амплитуда сглаженного спектра события меньше умноженной на 3 амплитуды сглаженного спектра шума, то данные этого события с этой станции отбрасываются.

Затем составляются массивы перебираемых значений угловой частоты f_0 (200 значений, от 0.2 до 30 Гц с равномерным в логарифмическом масштабе шагом) и перебираемых значений параметра t^* (200 значений, от 0.00005 до 1 с равномерным в логарифмическом масштабе шагом). Подробно параметр t^* описан в разделе 2.2.2.

Используя метод сеточного поиска, значения f_0, t^*_{ij} и Ω_{0ij} в выражении

$$\ln U(f) = \ln [\Omega_0 \cdot f \cdot e^{-\pi f t^*} / (1 + f^2 / f_0^2)]$$
(4.34)

оптимизировались для достижения наилучшего соответствия между вычисленными и наблюдаемыми спектрами сигнала (см. рис. 2.2.5, раздел 2.2). В выражении (4.34) U(f) – амплитудный спектр, частота f берется только в диапазоне анализа (1–30 Гц), и применяется взвешивание невязок отдельных отсчетов пропорционально соответствующему шагу по частоте в логарифмическом масштабе. Общая (среднеквадратическая) невязка регрессии записывается в вышеупомянутую ячейку матрицы невязок. После заполнения матрицы невязок составляется вектор зависимости невязок от значения f_0 путем нахождения минимального значения каждого столбца матрицы невязок. Затем вектора зависимости невязок от значения f_0 для всех станций арифметически складываются, и находится минимальное значение в суммарном векторе, которое и соответствует искомому оптимальному значению f_0 .

Для расчета радиуса очага r и сброса напряжений $\Delta \sigma$ необходимо знать угловую частоту f_0 и скалярный сейсмический момент M_0 . Радиус очага определялся по выражению (4.21) с использованием модели Брюна, а сброс касательных напряжений – при помощи (4.20). Использовались значения угловых частот f_0 из работы [*Collisional processes...*, 2018], а значения M_0 – из выражений для компонент тензора сейсмического момента (3.9). Эпицентральное положение землетрясений и их фокальные механизмы, полученные при расчете тензоров (M_0)_{ij}, представлены на рис. 3.3.6 (см. раздел 3.3).

4.2.2. Результаты исследования

Для 150 землетрясений Центрального Тянь-Шаня рассчитаны динамические параметры – скалярный сейсмический момент, моментная магнитуда, угловая частота, радиус очага, сброс напряжений. Эти данные, а также даты событий, параметры их гипоцентров, энергетические классы и магнитуды представлены в табл. 4.2.1 (в конце раздела). В этой таблице также указано количество сейсмограмм, по которым получено решение для тензора сейсмического момента. Среди событий, включенных в табл. 4.2.1, имеются 55 событий из табл. 4.1.1 (около 30 % от общего числа определений ДП землетрясений на территории, обозначенной зеленым прямоугольником на рис. 4.2.1).

Эпицентральное расположение вышеуказанных событий представлено на рис. 4.2.2. Размер кружка на карте зависит от магнитуды события. Красным цветом отмечены события с $\Delta \sigma \ge 20$ МПа (19 событий). На карте некоторые события отмечены кружками с максимальным радиусом, но не окрашенными в красный цвет, что косвенно может указывать на отсутствие связи между магнитудой события и сбросом напряжений.

Зависимость скалярного сейсмического момента от магнитуды M, пересчитанной из класса K, а также зависимости угловой частоты f_0 , радиуса очага r, сброса напряжений $\Delta \sigma$ и приведенной сейсмической энергии e_{PR} от логарифма скалярного сейсмического момента, представлены на рис. 4.2.3–4.2.5. Для всех рассматриваемых зависимостей определены коэффициенты корреляции, значения которых указаны на графиках.



Рис. 4.2.2. Эпицентральное расположение 150 землетрясений, для которых определены динамические параметры. Радиус кружка зависит от магнитуды события. Красным цветом отмечены землетрясения, для которых Δσ ≥ 20 МПа. Треугольниками обозначено положение станций сети KNET.

Угловая частота для рассматриваемого класса событий (M = 2.8-6) варьирует от 1.0 до 8.9 Гц, что соответствует времени разрыва в очаге 1–0.11 с. Угловая частота f_0 и скалярный сейсмический момент M_0 , из которого определяется моментная магнитуда M_W , получены в разных исследованиях, тем не менее, распределение угловой частоты lg M_0 хорошо описывается линейной моделью (рис. 4.2.3). Представленная зависимость описывается выражением: $f_0 = 25 - 1.41 \cdot \lg M_0$.



Рис. 4.2.3. Зависимость угловой частоты f_0 от логарифма скалярного сейсмического момента M_0 . k – коэффициент корреляции между параметрами, отложенными по осям.

Скалярный сейсмический момент для рассматриваемого класса событий варьирует от $2.0 \cdot 10^{13}$ до $4.3 \cdot 10^{17}$ Н·м. Зависимость M_0 от M хорошо описывается линейной моделью с положительным углом наклона: чем выше магнитуда, тем выше значение скалярного сейсмического момента (рис. 4.2.4a). Эта зависимость может быть описана выражением lg $M_0 = 10.6 + 1.03M$, где M_0 выражено в Н·м. Она также согласуется (ввиду рассеяния точек) с известным соотношением (4.1), которое приведено в [*Puзниченко*, 1985], а также с выражением, полученным в работе [*Сычева, Богомолов*, 2016] для землетрясений Северного Тянь-Шаня: lg $M_0 = 10.1 + 1.1M$. Отклонение значений относительно линии тренда имеет меньший разброс для событий с магнитудой M > 4.5.

Распределение значений приведенной сейсмической энергии и скалярного сейсмического момента приведено на рис. 4.2.46 в двойном логарифмическом масштабе. Это распределение описывается регрессией lg $e_{PR} = 0.47 \cdot \lg M_0 - 11.3$ или, в форме степенной зависимости, $e_{PR} = 0.5 \cdot 10^{-11} M_0^{0.47}$. Коэффициент корреляции между значениями lg e_{PR} и lg M для точек на рис. 4.2.46 составляет k = 0.6. Наблюдается больший разброс этого распределения отностительно линейной модели, чем в зависимости скалярного сейсмического момента от магнитуды (см. рис. 4.2.4*a*).

Радиус Брюна для исследуемых событий варьирует от 150 до 1280 м. Зависимость радиуса от скалярного сейсмического момента M_0 представлена на рис. 4.2.5*а* в полулогарифмическом масштабе (по оси абсцисс – lg M_0). Непосредственная связь между радиусом Брюна и угловой частотой, определяемая выражением (4.21), отражается и в представленном распределении. Линейная модель, аппроксимирующая зависимость радиуса Брюна (в километрах) от lg M_0 , описывается выражением $r = 0.19 \lg M_0 - 2.3$.



Рис. 4.2.4. Зависимости: a – логарифма сейсмического момента M_0 от магнитуды M; δ – логарифма приведенной сейсмической энергии e_{PR} от lg M_0 (k – см. подпись к рис. 4.2.3.).



Рис. 4.2.5. Зависимость радиуса r(a) и уровня сброса напряжений $\Delta \sigma(\delta)$ от lg $M_0(k - cm. подпись к рис. 4.2.3.).$

Сброс напряжений, согласно табл. 4.2.1, меняется от ~ 0.2 до ~ 130 МПа. Распределение сброса напряжений представлено на рис. 4.2.56. Это распределение можно описать регрессионной зависимостью (моделью) $\Delta \sigma = 14.8 \lg M_0 - 206$, где $\Delta \sigma$ выражено в мегапаскалях, МПа. Распределение сброшенных напряжений также допускает аппроксимацию через степенную зависимость $\Delta \sigma ~ M_0^{0.47}$, т.е. пропорционально приведенной сейсмической энергии (рис. 4.2.46), поскольку из выражений (4.17), (4.20), (4.22) следует, что $\Delta \sigma ~ e_{PR}$. Стоит отметить весьма близкие значения коэффициента корреляции в случае рис. 4.2.56 (линейная модель по lg M_0) и рис. 4.2.46, предопределяющего степенную зависимость $\Delta \sigma(M_0)$. Разброс значений $\Delta \sigma$ не позволяет сделать однозначный выбор модели.

На рис. 4.2.6 представлено распределение сброса напряжений в зависимости от логарифма сейсмического момента для выборок событий с определенными ДП из табл. 4.2.1. По отдельности рассматриваются и описываются линейной моделью выборки событий с $\Delta \sigma < 20$ МПа и $\Delta \sigma \ge 20$ МПа (рис. 4.2.6*a*), а также событий со значениями lg M_0 выше и ниже 14.5 (им соответсвуют выборки по моментной магнитуде $M_W < 3.6$ и $M_W \ge 3.6$, рис. 4.2.6*b*). Для каждой выборки также представлено значение коэффициента корреляции между значениями $\Delta \sigma$ и lg M_0 .

Характеристики выборок событий на рис. 4.2.6 и полученные для них модели, связывающие сброс напряжений с логарифмом сейсмического момента, приведены в табл. 4.2.2.



Рис. 4.2.6. Распределения сброса напряжения в зависимости от $\lg M_0$ для выборок событий из табл. 4.2.1: $a - c \Delta \sigma < 20$ МПа (черные) и $\Delta \sigma \ge 20$ МПа (красные); $\delta - c \lg M_0 < 14.5$ (черные) и $\lg M_0 \ge 14.5$ МПа (красные). (k - см. подпись к рис. 4.2.3).

Таблица 4.2.2. Характеристики выборок событий, регрессионные зависимости и коэффициенты корреляции между значениями $\Delta \sigma$ и lg M_0

Параметр выбора	N	Медианное ср. Δσ, МПа	Модель	k
Все события, табл. 4.2.1.	150	3.5	$\Delta \sigma = 14.8 \cdot \lg M_0 - 206$	0.62
$\Delta\sigma$ < 20 MTa	132	3.0	$\Delta \sigma = 3.4 \cdot \lg M_0 - 44.2$	0.45
$\Delta \sigma \ge 20 \ M\Pi a$	18	43.3	$\Delta \sigma = 15.2 \cdot \lg M_0 - 190$	0.44
$lg M_0 < 14.5 (M_W < 3.6)$	77	2.3	$\Delta \sigma = 3.1 \cdot \lg M_0 - 40.2$	0.26
$lg M_0 \ge 14.5$ ($M_W \ge 3.6$)	73	8.9	$\Delta \sigma = 20.2 \cdot \lg M_0 - 290$	0.58

Выборки, отмеченные на рис. 4.2.6 черным цветом, описываются линейными моделями с малыми угловыми коэффициентами (табл. 4.2.2). Это случай событий со сброшенными напряжениями, не превышающими 20 МПа, но без ограничений по сейсмическому моменту (рис. 4.2.6*a*), и случай, когда отобраны события с lg $M_0 < 4.5$ (рис. 4.2.6*b*). Для выборки с $\Delta \sigma < 20$ МПа коэффициент корреляции составляет k = 0.45, а для выборки наиболее слабых событий, с lg $M_0 < 14.5$, k = 0.26. Во втором случае для всех «черных» событий на рис. 4.2.6*b* значения $\Delta \sigma < 20$ МПа, и выборка низкомагнитудных событий lg $M_0 < 14.5$ (или $M_W < 3.6$) является под-

множеством относительно выборки с $\Delta \sigma < 20$ МПа. Таким образом, в этом диапазоне логарифмов сейсмических моментов (и скоррелированных с ними магнитуд $M_{\rm W}$) сброшенные напряжения мало меняются.

Линейные модели для выборок событий, отмеченных красным цветом, имеют более высокие угловые коэффициенты (табл. 4.2.2). Коэффициент корреляции для выборки с $\Delta \sigma > 20$ МПа (рис. 4.2.6*a*) составляет k = 0.44, а для выборки событий с lg $M_0 > 14.5$ составляет k = 0.56. Значения к для выборок событий с меньшими и большими сброшенными напряжениями мало отличаются друга, несмотря на различие выборок по числу событий (табл. 4.2.2). А вот различие к для выборок событий с низшими и более высокими моментными магнитудами (и значениями lg M_0) существенно. Оно показывает, что и для генеральной выборки из 150 событий основной вклад в корреляции сброшенных напряжений и логарифма сейсмического момента вносят события, для которых lg $M_0 > 14.5$.

Наибольшее значение коэффициента корреляции среди рассмотренных случаев k = 0.62 лежит ниже уровня 0.7 или 2/3 [Кендалл, Стюарт, 1973], когда принимается гипотеза о статистической достоверной зависимости между двумя переменными величинами. Это может свидетельствовать, что сброс напряжений зависит не только от сейсмического момента (характеризующего масштаб события), но и от других параметров, в частности типа фокального механизма (см. раздел 4.1.3).



Рис. 4.2.7. Распределение коэффициента Лоде–Надаи μ_{ε} и эпицентральное расположение исследуемых событий. Красный цвет – землетрясения с $\Delta \sigma \ge 10$ МПа (40 событий), зеленый – $1 \le \Delta \sigma < 10$ МПа (87 событий), синий – $\Delta \sigma < 1$ МПа (23 события). Линиями обозначены региональные разломы.

Распределение коэффициента Лоде – Надаи µ и сброс напряжений. На рис. 4.2.7 представлено распределение коэффициента Лоде – Надаи µ_ε, рассчитанное на основе данных о фокальных механизмах очагов землетрясений (см. раздел 3.3) по методике, описанной в работах [Юнга, 1990; Сычева, Мансуров, 2017, 2017а]. Этот коэффициент определяет форму эллипсоида деформаций, характеризуя тем самым тип девиатора деформаций. Значительная часть исследуемой территории характеризуется деформацией с преобладанием трехосного состояния, между чистым сдвигом и одноосным сжатием ($\mu_{\varepsilon} > 0.2$). Высокое значение этого коэффициента, близкое к одноосному сжатию, характерно для центральной и восточной части Киргизского хребта, западной части хребтов Терскей и Кунгей Алатау, обрамляющих Иссык-Кульскую впадину, района Кочкорской впадины, восточной части Ат-Башинского хребта, Нарын Тоо и центральной части Таласо-Ферганского разлома. В западной части Киргизского хребта расположена область деформации с преобладанием трехосного состояния, промежуточного между чистым сдвигом и одноосным растяжением ($\mu_{\varepsilon} < -0.2$). Также на исследуемой территории выделяются области чистого сдвига при $0.2 > \mu_{\varepsilon} > -0.2$ (впадины, см. рис. 4.2.7), которые чередуются с вышеотмеченными типами тензора деформации в зоне, параллельной Таласо-Ферганскому разлому и протянутой с юга на север.

На эту же карту вынесены положения землетрясений из табл. 4.2.1, которые отмечены разным цветом в зависимости от величины сброса напряжений (см. пояснение к рис. 4.2.7). Значительный сброс напряжений отмечается в центральной части Таласо-Ферганского разлома, на концевых участках хребта Байбиче Тоо, в восточной части хребта Молдо Тоо, в предгорьях западной части Киргизского хребта и в его восточной окраине, а также в западной части хребтов Терскей и Кунгей Алатау. Отмечается отсутствие сброса напряжений в зоне сочленения Киргизского хребта и Чуйской впадины с 74.5° по 75.5° в.ш. Этот же участок отсутствия значительного сброса напряжений выделен в работе [Сычева, Богомолов, 2016]. Значительная часть событий с ∆ σ ≥ 10 расположена в областях, характеризующихся деформацией преобладания простого сжатия. События с $1 \leq \Delta \sigma < 10$ и $\Delta \sigma < 1$ МПа большей частью располагаются в тех же областях. События с $\Delta \sigma \ge 10$ МПа отсутствуют в Суусамырской впадине и ее ближайшем окружении. Это может свидетельствовать о том, что в результате Суусамырского землетрясения (19.08.1992 г., *M* = 7.3) произошла разрядка напряжений в этой области. В работе [*Сычев и др.*, 2019] каталог землетрясений и афтершоковая последовательность Суусамырского землетрясения рассмотрены с позиций неравновесной термодинамики с использованием статистики Тсаллиса, обобщающей классическую статистику Больцмана – Гиббса, [Tsallis, 1988; Complexity..., 2018]. Обнаружены различия q-параметра статистики Тсаллиса для событий до и после Суусамырского землетрясения, указывающие на резкое возрастание взаимных корреляций в рассматриваемом регионе до главного события, резкое снижение сразу после него с дальнейшим возвратом к среднему значению, наблюдаемому до главного толчка.

				· · · · · ·				r		r		·									r						
$N_{ m OBS}$	9	٢	7	10	13	15	8	٢	10	19	17	10	٢	11	8	8	15	11	14	14	8	9	11	8	19	14	5
$e_{ m PR} \cdot 10^{-5}$	2.58	1.96	12.3	15.6	3.83	1.27	21.2	1.00	0.65	0.26	1.75	6.13	0.91	1.35	32.1	1.13	10.9	7.20	10.4	2.68	0.47	2.70	0.35	4.96	9.84	49.4	1.68
∆о, МПа	3.48	2.64	16.52	21.00	5.17	1.72	28.56	1.35	0.88	0.34	2.36	8.27	1.22	1.82	43.25	1.53	14.70	9.72	14.04	3.62	0.64	3.64	0.47	6.68	13.27	66.60	2.26
<i>r</i> , M	233	267	332	485	539	323	652	555	585	555	668	204	340	340	349	526	390	267	209	314	380	233	830	240	728	980	401
$f_0, \Gamma \mathfrak{u}$	5.59	4.88	3.93	2.69	2.42	4.04	2.00	2.35	2.23	2.35	1.95	6.40	3.83	3.83	3.73	2.48	3.34	4.88	6.23	4.15	3.43	5.59	1.57	5.44	1.79	1.33	3.25
$M_{\rm W}$	3.27	3.31	4.03	4.43	4.11	3.35	4.77	3.75	3.67	3.40	4.08	3.41	3.14	3.41	4.35	3.74	4.14	3.69	3.58	3.54	3.21	3.29	3.80	3.49	4.65	5.37	3.62
M ₀ , -10 ¹⁴ , Н.м	1.01	1.15	13.8	54.6	18.5	1.32	181.0	5.28	4.01	1.34	16.1	1.60	1.10	1.64	42.2	5.07	20.0	4.23	2.94	2.56	0.80	1.05	6.20	2.10	1.17	1.43	3.33
M	03.70	03.69	04.46	04.31	03.68	03.99	04.84	03.68	03.51	03.36	04.48	03.99	03.36	03.59	04.20	04.06	04.81	04.15	04.11	03.87	03.56	03.48	03.84	04.26	04.27	05.70	03.90
K	10.66	10.65	12.02	11.75	10.62	11.19	12.72	10.62	10.32	10.04	12.06	11.18	10.04	10.47	11.56	11.31	12.65	11.47	11.40	10.97	10.41	10.26	10.91	11.66	11.68	14.26	11.02
H, \mathbf{M}	15.90	06.80	04.10	00.00	00.10	16.20	00.20	00.00	00.00	00.00	13.20	14.10	05.80	06.90	00.90	00.00	06.50	00.00	05.20	07.90	10.00	07.00	00.10	13.10	00.10	07.00	05.70
۲°	74.50	75.04	73.00	73.63	73.17	74.80	76.89	74.08	73.19	73.08	76.18	74.98	73.25	74.98	75.63	76.40	74.14	73.09	73.29	73.75	73.27	76.23	72.40	74.47	72.97	72.81	72.82
φ	43.64	42.66	41.71	41.16	41.38	42.58	42.24	40.88	41.77	41.74	42.15	42.14	42.17	42.14	41.30	42.01	42.59	42.74	41.60	42.14	41.59	42.92	41.87	42.53	41.23	42.99	42.99
Время	12:41:22.19	07:39:21.39	09:46:07.60	20:33:58.86	08:22:46.84	08:56:26.91	01:15:07.58	06:18:30.26	00:13:24.43	11:14:16.23	15:02:33.55	11:51:52.68	01:12:04.20	01:27:05.74	12:00:30.35	00:24:30.84	01:28:55.44	01:37:22.48	22:36:21.12	21:03:47.98	17:46:38.13	01:26:38.65	22:10:39.77	10:35:22.15	00:32:05.75	18:11:55.01	19:03:57.95
Дата	14.04.1999	24.05.1999	13.02.2000	01.07.2000	14.07.2000	28.07.2000	08.08.2000	02.03.2001	10.04.2001	09.05.2001	22.05.2001	08.07.2001	18.08.2001	20.08.2001	13.09.2001	09.10.2001	18.11.2001	26.02.2002	28.03.2002	17.06.2002	31.08.2002	27.10.2002	08.12.2002	21.02.2003	09.03.2003	22.05.2003	22.05.2003
Nº	1	5	3	4	5	9	~	~	6	10	=	12	13	4	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27

4.2.	
табл.	
эпнэжи	

4.2.1.	$N_{ m OBS}$	10	14	6	16	11	12	13	6	17	10	16	9	6	8	14	19	13	8	14	9	6	12	8	13	12	12	8
ие табл.	$e_{ m PR} \cdot 10^{-5}$	1.92	36.5	0.32	3.99	2.40	1.52	2.29	0.82	2.32	1.97	3.99	0.29	0.11	8.87	0.37	30.4	2.41	1.43	3.38	19.7	0.50	0.27	0.26	47.1	16.3	0.84	1.74
Тродолжен	Δ σ, ΜΠ α	2.60	49.24	0.43	5.38	3.24	2.05	3.09	1.11	3.13	2.65	5.38	0.39	0.15	11.97	0.50	40.99	3.26	1.93	4.56	26.53	0.68	0.37	0.35	63.48	21.99	1.13	2.35
1	<i>r</i> , M	390	193	485	380	446	485	314	434	1035	340	668	555	810	305	434	240	390	282	282	380	434	539	471	298	193	905	305
	$f_0, \Gamma \mathfrak{u}$	3.34	6.76	2.69	3.43	2.92	2.69	4.15	3.00	1.26	3.83	1.95	2.35	1.61	4.27	3.00	5.44	3.34	4.63	4.63	3.43	3.00	2.42	2.77	4.38	6.76	1.44	4.27
	$M_{ m W}$	3.63	3.87	3.30	3.82	3.82	3.75	3.50	3.48	4.54	3.52	4.31	3.39	3.44	3.86	3.25	4.01	3.70	3.26	3.51	4.28	3.34	3.35	3.21	4.33	3.64	4.12	3.39
	$M_0, \cdot 10^{14}, \mathrm{H.m}$	3.53	8.07	1.11	6.75	6.59	5.34	2.19	2.07	79.2	2.39	36.7	1.54	1.80	7.78	0.93	12.9	4.43	0.98	2.33	33.3	1.27	1.32	0.82	38.2	3.60	19.2	1.5
	M	04.01	04.15	03.41	04.13	03.54	03.96	04.42	03.79	05.38	03.81	05.14	03.27	03.61	04.03	03.65	04.32	04.07	03.68	04.42	04.71	03.83	03.77	03.75	04.63	04.22	04.40	03.62
	Κ	11.21	11.47	10.14	11.44	10.37	11.13	11.95	10.83	13.68	10.85	13.25	98.60	10.49	11.25	10.57	11.78	11.33	10.63	11.95	12.47	10.89	10.78	10.75	12.34	11.60	11.92	10.51
	H, \mathbf{M}	09.90	06.40	12.20	02.80	00.90	00.00	16.40	00.00	14.00	15.50	17.90	09.00	00.00	00.00	15.10	17.00	06.70	17.20	23.30	18.40	11.90	11.00	11.90	06.80	06.20	12.50	06.40
	٨.	72.83	72.81	72.81	74.67	74.94	76.45	74.48	76.46	75.30	74.93	74.91	72.90	72.56	74.56	74.84	75.31	76.49	75.09	74.38	74.76	74.84	74.82	74.82	76.05	75.89	75.41	75.39
	°¢	43.06	43.00	42.98	41.64	40.98	41.25	42.50	41.26	42.55	41.54	42.28	41.35	41.85	41.02	42.61	41.62	42.41	42.16	42.77	41.60	42.66	42.65	42.65	42.10	42.71	42.69	42.69
	Время	19:34:47.18	00:16:04.86	22:44:22.26	04:57:29.84	18:58:17.38	02:51:34.14	16:42:13.93	06:49:56.55	09:06:17.90	04:15:18.19	17:15:10.82	18:20:11.89	20:23:22.86	13:45:56.82	12:42:54.30	00:44:54.94	17:48:53.10	21:05:21.44	14:25:01.50	03:07:24.82	19:22:05.42	21:00:07.50	09:28:26.24	06:25:58.93	00:55:30.54	01:52:48.29	08:50:32.76
	Дата	22.05.2003	23.05.2003	25.05.2003	28.07.2003	26.08.2003	06.10.2003	06.10.2003	18.11.2003	16.01.2004	25.04.2004	02.06.2004	02.08.2004	26.08.2004	15.10.2004	27.11.2004	29.11.2004	20.04.2005	08.06.2005	20.06.2005	05.07.2005	07.07.2005	07.07.2005	03.10.2005	08.10.2005	27.12.2005	28.12.2005	29.12.2005
	Nº	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54

1.7.1	$N_{ m OBS}$	9	6	19	=	~	5	7	~	11	~	17	10	~	s	6	21	4	12	9	4	4	18	21	٢	٢	9	5
	$e_{ m PR} \cdot 10^{-5}$	0.55	2.26	23.5	7.49	1.81	1.47	1.06	9.61	47.7	2.40	2.57	1.69	0.89	5.15	2.55	21.0	5.81	67.8	6.61	1.49	8.68	1.47	12.3	14.1	0.25	10.6	0.77
in the owner of the	Δσ, MIIa	0.73	3.05	31.73	10.10	2.45	1.98	1.44	12.96	64.34	3.24	3.47	2.28	1.19	6.95	3.43	28.37	7.84	91.51	8.91	2.01	11.70	1.98	16.65	19.05	0.34	14.27	1.04
	<i>r</i> , m	585	305	267	233	349	298	298	221	359	246	636	282	446	246	359	526	274	1278	305	227	233	636	708	569	539	204	390
	ƒ₀, Гц	2.23	4.27	4.88	5.59	3.73	4.38	4.38	5.90	3.63	5.30	2.05	4.63	2.92	5.30	3.63	2.48	4.75	1.02	4.27	5.75	5.59	2.05	1.84	2.29	2.42	6.40	3.34
	$M_{ m W}$	3.62	3.47	4.03	3.58	3.52	3.32	3.23	3.61	4.49	3.30	4.14	3.31	3.53	3.52	3.64	4.59	3.65	5.70	3.78	3.09	3.62	3.98	4.69	4.54	3.33	3.56	3.37
	<i>М</i> ₀ , ·10 ¹⁴ , Н.м	3.36	1.98	13.8	2.93	2.39	1.19	0.87	3.20	68.1	1.10	20.4	1.17	2.43	2.36	3.64	94.20	3.70	4370.0	5.80	0.54	3.39	11.6	135.0	80.3	1.21	2.76	1.42
	M	03.87	03.27	04.25	03.22	03.59	03.04	03.38	03.63	04.33	03.36	04.42	03.43	03.64	03.52	03.85	05.21	03.86	06.02	03.33	03.23	03.75	04.31	05.14	04.90	03.87	03.75	03.89
	Κ	10.97	98.60	11.65	09.79	10.46	09.47	10.09	10.53	11.80	10.05	11.95	10.18	10.56	10.33	10.93	13.37	10.94	14.83	66.60	09.82	10.75	11.75	13.25	12.82	10.96	10.75	11.00
	H, \mathbf{M}	22.20	00.00	12.60	01.20	13.50	11.10	07.40	08.30	03.00	00.00	00.00	10.20	00.00	00.00	06.60	18.60	20.10	00.10	00.40	01.60	04.60	14.40	13.00	00.00	13.60	07.00	16.80
	₹°	75.25	73.23	72.96	75.84	73.25	75.85	76.13	73.15	72.67	72.78	72.75	75.11	72.75	72.83	73.36	75.36	75.35	76.03	77.97	73.04	73.54	73.05	75.40	77.67	75.35	75.41	75.20
	°	42.60	42.16	42.67	41.44	41.61	42.76	41.67	41.64	41.65	41.67	41.65	42.60	41.67	41.69	42.16	42.56	42.57	42.11	42.31	41.27	41.34	41.74	42.57	42.98	42.57	43.36	42.05
	Время	08:56:53.85	09:49:33.57	13:17:54.27	17:53:49.37	18:58:20.37	10:09:30.85	05:08:23.35	15:53:48.77	11:48:16.11	13:13:40.61	06:10:13.41	18:58:22.87	15:41:10.87	07:54:16.36	11:01:32.21	02:21:26.94	02:26:50.84	20:00:58.32	04:06:54.03	12:57:05.93	03:17:54.83	01:30:53.75	11:09:25.58	16:00:41.39	14:08:44.42	15:38:16.48	18:04:13.75
	Дата	01.01.2006	27.03.2006	24.05.2006	12.06.2006	08.07.2006	13.07.2006	22.07.2006	24.07.2006	30.07.2006	30.07.2006	13.08.2006	15.08.2006	18.08.2006	29.08.2006	22.10.2006	08.11.2006	08.11.2006	25.12.2006	02.01.2007	02.03.2007	20.03.2007	27.05.2007	06.06.2007	09.10.2007	21.10.2007	04.01.2008	08.01.2008
	Ň	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81

Продолжение табл. 4.2.1.

4.2.	
табл.	
жение	

4.2.1.	$N_{ m OBS}$	9	7	8	7	18	9	19	4	3	5	19	4	15	11	7	7	11	8	7	5	4	3	13	15	7	16	6
ие табл.	$e_{ m PR} \cdot 10^{-5}$	0.59	3.16	1.19	1.03	4.08	3.98	4.09	4.06	35.9	8.84	12.8	4.85	7.46	9.68	0.69	4.37	1.70	0.73	4.07	94.2	0.92	7.72	0.46	0.31	1.81	37.6	4.76
Тродолжен	Δσ, ΜΠα	0.79	4.26	1.61	1.40	5.50	0.83	5.52	6.20	48.47	11.92	17.27	6.54	10.06	13.06	0.92	5.89	2.30	0.99	5.49	127.10	1.24	10.41	0.62	0.42	2.44	50.71	6.42
1	<i>r</i> , M	260	274	349	340	340	323	485	178	147	173	539	215	340	924	434	183	198	434	323	314	569	193	539	810	539	585	246
	$f_0, \Gamma { m I}$	5.02	4.75	3.73	3.83	3.83	4.04	2.69	7.33	8.86	7.53	2.42	6.07	3.83	1.41	3.00	7.14	6.58	3.00	4.04	4.15	2.29	6.76	2.42	1.61	2.42	2.23	5.30
	$M_{ m W}$	2.94	3.47	3.40	3.34	3.73	3.14	4.04	3.20	3.64	3.37	4.46	3.38	3.91	4.85	3.43	3.21	3.01	3.45	3.69	4.57	3.75	3.42	3.50	3.74	3.90	4.85	3.50
	$M_0, \cdot 10^{14}, \mathrm{H} \cdot \mathrm{M}$	0.32	2.01	1.57	1.26	4.96	0.64	14.4	0.80	3.53	1.41	61.7	1.48	9.07	236.0	1.73	0.82	0.41	1.85	4.22	90.0	5.21	1.71	2.22	5.09	8.72	232.0	2.18
	W	03.38	03.49	03.33	21.00	03.49	03.02	04.32	03.67	03.14	03.51	04.86	03.26	04.61	04.92	03.29	03.39	03.63	03.59	04.33	04.36	04.27	03.55	03.42	03.91	03.98	05.19	03.86
	K	10.09	10.29	<u> 96.99</u>	41.80	10.28	09.43	11.78	10.60	09.66	10.31	12.75	09.86	12.29	12.85	09.93	10.10	10.54	10.46	11.80	11.85	11.69	10.39	10.15	11.04	11.17	13.34	10.95
	H, \mathbf{M}	13.00	11.20	00.00	10.00	00.70	00.10	14.20	21.70	07.10	04.10	11.00	16.90	14.90	08.80	00.00	06.00	12.60	12.10	05.60	08.20	20.10	17.80	00.00	00.10	14.40	19.30	19.90
	r°	74.85	73.19	76.47	72.60	73.89	75.70	76.02	74.86	75.76	76.49	73.20	74.49	73.86	72.41	73.50	74.19	74.60	75.71	75.72	77.51	74.97	75.01	75.86	73.14	72.45	75.66	75.65
	°¢	43.28	41.63	41.94	41.54	41.30	41.32	41.97	42.27	41.34	42.71	42.68	42.61	42.75	42.97	41.47	42.59	42.61	42.58	42.01	42.08	43.14	41.67	41.35	41.75	42.88	42.43	42.44
	Время	01:53:05.09	15:28:43.39	04:57:07.55	07:21:26.61	21:09:29.86	19:52:39.54	17:19:51.67	04:15:52.27	01:27:14.11	17:58:26.98	04:26:28.64	12:55:14.19	11:25:38.02	20:04:12.18	06:19:05.59	05:38:46.20	00:08:40.93	14:57:10.42	04:32:46.39	07:57:10.94	06:25:45.82	19:46:34.03	18:05:51.07	05:54:31.37	02:15:46.95	01:55:36.02	04:17:40.13
	Дата	12.01.2008	30.01.2008	03.02.2008	04.04.2008	25.06.2008	19.08.2008	21.08.2008	20.09.2008	19.10.2008	02.11.2008	03.12.2008	22.01.2009	01.02.2009	27.04.2009	05.05.2009	16.05.2009	24.05.2009	25.07.2009	07.08.2009	24.09.2009	11.10.2009	02.11.2009	07.12.2009	22.12.2009	24.12.2009	02.03.2010	02.03.2010
	Nº	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	66	100	101	102	103	104	105	106	107	108

4.2.	
табл.	
апнажиороdI	
	Ì

<i>4.2.1</i> .	Nobs	10	5	8	4	4	24	5	17	7	21	11	8	12	21	9	8	15	16	14	12	11	15	8	5	7	9	5
ие табл. 1	epr. 10-5	6.47	1.82	1.80	1.06	4.19	1.04	1.38	8.71	5.78	1.90	1.75	3.17	6.52	3.26	3.06	1.16	16.0	6.62	2.94	0.89	12.0	0.22	1.31	5.78	2.06	11.7	1.59
Ipodoлжени	Δσ, ΜΠα	8.73	2.46	2.42	1.43	5.65	1.40	1.86	11.74	7.79	2.57	2.36	4.28	8.80	4.39	4.12	1.57	21.61	8.93	3.97	1.19	16.24	0.30	1.77	7.80	2.78	15.80	2.15
Γ	<i>r</i> , M	209	305	227	411	168	858	168	340	240	790	471	215	471	1124	164	390	511	471	178	246	221	668	810	332	652	253	188
	$f_0, \Gamma \mathbf{u}$	6.23	4.27	5.75	3.17	7.74	1.52	7.74	3.83	5.44	1.65	2.77	6.07	2.77	1.16	7.95	3.34	2.55	2.77	7.33	5.30	5.90	1.95	1.61	3.93	2.00	5.16	6.95
	$M_{\rm W}$	3.44	3.41	3.14	3.51	3.13	4.14	2.81	3.95	3.53	4.24	3.77	3.26	4.15	4.71	3.02	3.49	4.48	4.16	3.08	3.01	3.67	3.48	4.16	3.81	4.10	3.78	2.94
	M ₀ , -10 ¹⁴ , Н.м	1.83	1.60	0.65	2.28	0.62	20.2	0.20	10.6	2.45	29.0	5.62	0.97	21.0	142.0	0.42	2.13	66.0	21.3	0.51	0.41	4.00	2.04	21.5	6.51	17.6	5.82	0.32
	W	03.03	03.07	03.91	03.43	03.34	04.33	03.24	04.55	03.61	04.72	03.73	03.44	04.42	04.88	03.42	03.22	03.78	03.09	03.57	03.68	03.38	03.45	03.53	03.22	04.23	03.13	03.54
	K	09.46	09.53	11.04	10.17	10.01	11.80	09.84	12.19	10.49	12.49	10.72	10.20	11.96	12.79	10.15	08.60	10.80	09.57	10.42	10.63	10.08	10.21	10.36	08.60	11.62	09.64	10.37
	H, \mathbf{M}	02.40	00.20	18.80	12.20	17.10	10.80	06.90	16.30	18.50	20.60	00.10	13.20	11.20	17.10	15.80	02.50	00.00	00.10	16.80	15.90	03.10	09.10	00.00	18.10	00.30	00.00	20.30
	r°	76.70	73.11	75.15	73.19	75.45	73.24	74.70	74.95	74.89	74.84	76.26	75.88	73.19	74.79	74.57	76.64	73.13	72.85	74.73	74.92	75.53	73.04	74.14	74.58	77.70	74.84	75.54
	°	41.88	41.42	42.31	41.59	42.25	41.46	42.54	43.02	43.02	42.02	42.52	42.30	41.64	41.57	42.94	43.66	41.48	41.32	42.49	42.48	41.32	41.69	40.90	41.65	41.89	40.95	42.62
	Время	10:36:14.15	04:19:32.96	18:31:50.35	09:07:15.09	07:30:07.97	04:48:02.87	19:12:48.85	09:36:26.66	20:19:43.71	12:30:24.93	00:24:02.64	03:14:40.13	09:20:07.10	07:10:18.06	06:49:17.11	05:23:03.04	02:23:56.17	04:18:07.52	12:54:01.43	03:26:40.57	00:24:59.09	21:35:04.01	16:30:08.24	16:07:43.48	05:30:08.53	18:18:46.58	16:07:21.72
	Дата	03.06.2010	24.07.2010	09.09.2010	20.09.2010	29.09.2010	27.10.2010	19.12.2010	18.03.2011	23.03.2011	09.04.2011	02.12.2011	16.12.2011	24.12.2011	05.02.2012	10.02.2012	19.02.2012	20.02.2012	20.02.2012	28.03.2012	16.05.2012	27.08.2012	29.09.2012	14.10.2012	15.11.2012	28.11.2012	29.11.2012	04.04.2013
	Ň	109	110	111	112	113	114	115	116	117	118	119	120	121	122	123	124	125	126	127	128	129	130	131	132	133	134	135

4.2.1.
табл.
нание
Окон

иримстание. Ф – широта, к – долгота, тт – высота под уровнем моря, к – класс, и – ма нитуда, 0 – угловая тастота, и 0 – скалярный ссиса Δσ – сброс напряжений, е_{рк} – приведенная сейсмическая энергия, N_{OBS} – количество компонент, на основе которых был получен тензор.

232 Вычислительные технологии в сейсмологических исследованиях (на примере KNET, Северный Тянь-Шань)

4.3. Сравнение динамических параметров слабых и умеренных землетрясений Бишкекского геодинамического полигона и других регионов

4.3.1. Сравнение динамических параметров слабых и умеренных землетрясений

Представляет интерес сопоставить полученные результаты о значениях динамических параметров очагов ЗЛТ в Северном и Центральном Тянь-Шане с результатами исследований других авторов по другим регионам. В табл. 4.3.1 представлены анализируемые источники, регион исследования, временной период анализируемых данных, их количество, энергетическая характеристика событий и границы изменения некоторых динамических параметров.

№	Регион	N	Период		М		<i>f</i> ₀ , Гц		$M_0, \mathrm{H} \cdot \mathrm{M}$		<i>г</i> , м		Δσ, ΜΠα	
			min	max	min	max	min	max	min-10 ¹³	max·1017	min	max	min	max
1	БГП	183	1998	2017	2.7	6.0	1.7	6.0	0.62	2.2	200	800	0.20	214
2	БГП	30	2001	2003	2.2	4.4	4.2	8.8	0.20	0.07	150	540	0.90	71
3	ЦТШ	150	1999	2014	2.8	6.0	1.02	8.86	2.03	4.30	150	1280	0.20	130
4	БРЗ	62	2003	2006	2.8	6.5	0.7	3.3	0.19	14.0	390	1740	0.001	174
5	Коджаели	523	1999	1999	0.5	5.9	0.6	12.0	11.0	2.40	100	2500	0.002	40
6	Южные Курилы	171	1969	1996	5.5	8.2	нет	нет	4.0	180.0	нет	нет	0.12	56
7	Крым	58	2007	2011	1.2	4.8	нет	нет	3.9	0.22	260	1390	0.01	3.5

Таблица 4.3.1. Анализируемые источники и некоторые характеристики данных

Примечание. 1 – Северный Тянь-Шань, Бишкекский геодинамический полигон (табл. 4.1.1); 2 – [Грин и др., 2002; Кальметьева и др., 2003]; 3 – Центральный Тянь-Шань (табл. 4.2.1); 4 – Байкальская рифтовая зона [Добрынина, 2009]; 5 – [Source parameters..., 2007]; 6 – [Бурымская, 2001]; 7 – [Динамические параметры..., 2013].

На рис. 4.3.1 представлено графическое обозначение граничных значений для исследуемого энергетического диапазона регионов, указанных в табл. 4.3.1. Исходя из значений магнитуд рассматриваемых событий, величины угловых частот хорошо согласуются между БГП (КИС) и Коджаели, между БГП и Центральным Тянь-Шанем. Значения угловых частот по БРЗ имеют более низкие значения по отношению к остальным рассматриваемым регионам.

В формуле расчета радиуса очага присутствует значение угловой частоты f_0 , и несогласованность, наблюдаемая в угловых частотах, отражается и в значениях радиуса очага, и в значениях сброшенных напряжений. В большинстве источников, указанных в табл. 4.3.1, для расчета радиуса очага по величине f_0 используется модель Брюна. С учетом этого в данном разделе при использовании выражения (4.21), связывающего f_0 и радиус очага, примем значение коэффициента k для модели Брюна $k = k_{\rm B} = 0.37$.

Границы изменения значений M_0 хорошо согласуются между различными источниками (за исключением данных для зоны Южных Курильских островов северо-западной части Тихого океана). Предельные значения сброшенных напряжений (рис. 4.3.1) имеют большой разброс между источниками, в особенности для макси

мальных $\Delta \sigma$. Как было отмечено выше, расчет динамических параметров осуществляется на основе двух характеристик очагового спектра: угловая частота f_0 и спектральная плотность Ω_0 . Хорошее соответствие предельных значений скалярного сейсмического момента для всех источников неудивительно с учетом единообразного метода расчета Ω_0 по очаговому спектру. Одной из причин большого различия в f_0 на рис. 4.3.1 может быть различие подходов к определению этого параметра в разных работах, что отражается на последующих оценках радиуса очага и сброшенных напряжений.

Сравним распределения некоторых динамических параметров, полученных по БГП с параметрами из источников, указанных в табл. 4.3.1.

Тянь-Шаньский регион. На рис. 4.3.2 представлены распределения очаговых параметров 183 землетрясений Северного Тянь-Шаня (табл. 4.1.1) и 150 землетрясений Центрального Тянь-Шаня (табл. 4.2.1) от магнитуды события: оранжевым цветом отмечены события из табл. 4.1.1, фиолетовым из табл. 4.2.1. Распределение угловых частот, определенных для землетрясений Северного Тянь-Шаня, имеет меньший разброс по отношению к угловым частотам землетрясений Центрального Тянь-Шаня (рис. 4.3.2*a*). Распределения логарифма скалярного сейсмического момента для землетрясений Северного и Центрального Тянь-Шаня хорошо согласуются (рис. 4.3.2*b*). Поскольку радиус очага вычисляется на основе значений угловой частоты, то разброс, наблюдаемый в распределении угловых частот для Центрального Тянь-Шаня, отражается и в распределении радиуса очага (рис. 4.3.2*b*). В распределении сброса напряжений для Центрального Тянь-Шаня отмечен больший разброс для землетрясений с $M \ge 4.5$ (рис. 4.3.2*c*).



Рис. 4.3.1. Граничные значения динамических параметров для источников из табл. 4.3.1: *а* – угловая частота; *б* – радиус очага; *в* – скалярный сейсмический момент; *г* – сброс напряжений.



Рис. 4.3.2. Распределение ДП в зависимости от магнитуды для БГП (желтые точки) и Центрального Тянь-Шаня (синие звездочки): *a* – угловая частота; *б* – скалярный сейсмический момент; *в* – радиус очага; *г* – сброс напряжений.

Распределение динамических параметров для БГП и по данным Института сейсмологии НАН КР [Грин и др., 2002; Кальметьева и др., 2003] (30 событий) представлено на рис. 4.3.3: наблюдается хорошее совпадение результатов по распределению угловой частоты f_0 и радиусу Брюна r, а некоторые отклонения в распределении скалярного сейсмического момента отражаются в распределении уровня сброса напряжений.

Байкальская рифтовая зона. В работе [Добрынина, 2009] приведены данные по радиусам очагов, но угловые частоты, на основе которых они рассчитаны, отсутствуют. Для сравнительного анализа значения f_0 получены с помощью выражения (4.21), при подстановке в него средней скорости *S*-волн для БРЗ. Распределение ДП по Бишкекскому геодинамическому полигону (183 события) и Байкальской рифтовой зоне (62 события) [Добрынина, 2009] представлено на рис. 4.3.4. Наблюдается хорошее соответствие в распределении скалярного сейсмического момента M_0 и сброса напряжений $\Delta \sigma$, но значительная разница в распределении радиуса очага *r*.

На рис. 4.3.5 в логарифмическом масштабе представлено распределение угловых частот по трем регионам: Северо-Западная Турция (Коджаели, см. табл. 4.3.1) [Source parameters..., 2007], БГП и БРЗ: угловые частоты по БГП расположены вдоль верхней границы, а по БРЗ в нижней части распределения частот по Северо-Западной Турции. Такое распределение можно объяснить либо систематической ошибкой, либо особенностью регионов.



Рис. 4.3.3. Распределение ДП в зависимости от магнитуды для БГП (желтые точки) и КИС (бордовые звездочки): *a* – угловая частота; *б* – скалярный сейсмический момент; *в* – радиус очага; *г* – сброс напряжений.



Рис. 4.3.4. Распределение ДП в зависимости от магнитуды для БГП (желтые точки) и БРЗ (зеленые звездочки): *a* – угловая частота; *б* – скалярный сейсмический момент; *в* – радиус очага; *г* – сброс напряжений



Рис. 4.3.5. Распределение угловых частот по трем регионам: Северо-западная Турция – серые квадратики, БГП – черные квадратики; БРЗ – звездочки.

Южные Курильские о-ва. На рис. 4.3.6 представлено распределение динамических параметров по БГП и по северо-западной части Тихого океана [*Бурымская*, 2001] (147 событий). Надо отметить, что энергетический диапазон исследуемых событий не совпадает (за исключением одного события с M = 6.0). Если описать распределение lg M_0 линейной моделью, то для зоны Южных Курил угловой коэффициент аппроксимирующей кривой будет больше, чем для БГП (рис. 4.3.6*a*). Предположительно причиной несоответствия распределений скалярного сейсмического момента может быть, определение уровня спектральной плотности для землетрясений северо-западной части Тихого океана не по очаговому спектру, а по станционному. Эта же причина могла привести и к заниженным оценкам сброшенных напряжений (см. рис. 4.3.6*б*).



Рис. 4.3.6. Распределение ДП в зависимости от магнитуды для БГП (желтые точки) и Южные Курильские о-ва (звездочки): *а* – логарифм сейсмического момента; *б* – сброс напряжений

Крым. В работе [*Динамические параметры...*, 2013] представлены данные по скалярному сейсмическому моменту, радиусу очага и сброшенным напряжениям для землетрясений Крыма (58 событий). В рассматриваемом источнике отмечено

что спектры построены по *P*- и *S*-волнам, однако в формуле расчета радиуса указана скорость *P*-волны. Если известен радиус очага, то для сравнения с другими результатами по данным [Пустовитенко и dp., 2013] можно вычислить и угловую частоту для *P*-волн по формуле (4.21), где вместо $V_{\rm S}$ необходимо подставить скорость продольных волн $V_{\rm P}$. Также можно получить оценку f_0 по *S*-волнам, используя, что отношение скоростей *P*- и *S*-волн составляет ~ 1.7.

На рис. 4.3.7 представлены распределения динамических параметров r, M_0 и $\Delta \sigma$, а также пересчитанных значений угловой частоты (для *S*-волн) для Крыма и БГП. По рисунку видно соответствие результатов о распределении скалярного сейсмического момента и расхождения в распределении радиуса очага.



Рис. 4.3.7. Распределение ДП в зависимости от магнитуды для БГП (желтые точки) и Крыма (фиолетовые звездочки): *а* – угловая частота; *б* – скалярный сейсмический момент; *в* – радиус очага; *г* – сброс напряжений.

4.3.2. О значениях сброшенных напряжений и приведенной сейсмической энергии

Выше было отмечено, что приведенная сейсмическая энергия e_{PR} является важной характеристикой разрушения горных пород и удобна для сопоставления событий различного масштаба. В предположении о выполнении условий подобия и одинаковой физике процессов в очаге, величина e_{PR} не должна зависеть от масштаба события. Однако для территории БГП было обнаружено (раздел 4.1.3), что в логарифмических единицах распределение e_{PR} описывается моделью (4.33), т.е. этот параметр, в среднем, возрастает с увеличением скалярного сейсмического момента, или магнитуды. Представляет интерес сравнить этот результат с результатами для других регионов. Скейлинг (зависимость от масштаба, модель) приведенной сейсмической энергии автоматически переносится на сброшенные напряжения, поскольку эти параметры пропорциональны друг другу. Действительно, из выражений (4.17), (4.20), (4.22) следует соотношение между *е*_{PR} и $\Delta \sigma$:

$$e_{\rm PR} = 32k^3 \Delta \sigma / 7G \,, \tag{4.35}$$

в котором коэффициент пропорциональности k определяется только выбором модели очага (Брюна, Мадариаги и др.) и не зависит от угловой частоты и динамических параметров. С учетом этого будем рассматривать результаты, как по сброшенным напряжениям, так и по приведенной сейсмической энергии (или E_S , с пересчетом на e_{PR}).

Обычно считается, что и сброшенные напряжения, и кажущиеся напряжения оа (4.12) должны быть примерно пропорциональны уровню напряжений, действующих на разломе. При этом кажется естественным, что увеличение уровня литостатических напряжений должно в среднем приводить к пропорциональному росту $\Delta \sigma$ и са. Например, в работе [*Paymuaн, Xaлmypuн*, 1991] отмечен растущий тренд для кажущихся напряжений с увеличением глубины как для коровых, так и для глубинных землетрясений Памира. В то же время в других исследованиях [*Choy, Boatwright*, 1995; *Podкин*, 2001; *An Overview*..., 2006] для коровых землетрясений не было обнаружено существенного увеличения $\Delta \sigma$ и са с глубиной очага. Так, по данным [*Podкин*, 2001а] кажущиеся напряжения в среднем возрастают в 1.5 раза при увеличении глубины очага с 10 до 50 км, т.е. росте литостатического напряжения более чем в 5 раз.

Судя по результатам лабораторных экспериментов [*Мезомеханика сопротивления*..., 2013], радикальное влияние на амплитуду скачка напряжений оказывает изменение, даже небольшое, характеристик материала-заполнителя разлома; при этом подобное изменение практически не сказывается на величине кулоновской прочности разлома.

Значительный разброс значений $\Delta \sigma$ (и, следовательно, e_{PR}) является достаточно привычным результатом, который отмечался в разных работах [*Gibowicz*, *Kijko*, 1994; *Tomic et al.*, 2009, *Hua et al.*, 2013]. На рис. 4.3.8*a* подобный разброс продемонстрирован при построении распределений угловой частоты в зависимости от M_0 в двойном логарифмическом масштабе, согласно [*Hua et al.*, 2013]. При этом семейство прямых линий с заданным наклоном соответствует значениям $\Delta \sigma$. Аналогичное построение для источников, перечисленных в табл. 4.3.1, приведено на рис. 4.3.8*б* (диапазон изменения угловой частоты лежит в пределах 0.8–10 Гц).

При объяснении большого разброса значений $\Delta \sigma$ чаще всего ограничиваются общими соображениями о неоднородности геофизической среды и разной прочности материала. В работах [*Родкин*, 2001, 2001а] рассмотрен ряд противоречий в традиционных моделях очага и отмечена неполнота подобных объяснений. В рамках флюидометаморфогенной модели сейсмогенеза Родкиным М.В. предложена альтернативная интерпретации различных результатов, обозначенных на рис. 4.3.8*a*.

Одним из факторов, который вносит вклад в разброс значений $\Delta \sigma$, гипотетически является специфика очагов техногенных сейсмических событий. В ряде работ ранее допускалось, что для таких очагов средний сброс напряжений ниже, чем для природных землетрясений [*Fehler, Phillips*, 1991; *Abercrombie, Leary*, 1993; *McGarr*, 1993; и др.]. Предположения опирались на статистику для большого количества сейсмических событий, по которой у техногенных землетрясений значения угловой частоты ниже по сравнению с обычными, тектоническими. Ниже, оказывается, и сброшенные напряжения при сопоставимых значениях M_0 , поскольку, согласно (4.22), $\Delta \sigma \sim M_0 \cdot f_0^3$. Это обобщение относится, прежде всего, к слабым сейсмическим событиям, для которых динамические параметры рассчитывались не по модели Брюна. Для сильных техногенных землетрясений (преимущественно с M > 4.5) при использовании модели Брюна различия в оценках f_0 становятся незначительными или вовсе не наблюдаются [*Tomic et al.*, 2009; *Hua et al.*, 2013]. Важно отметить, что для таких событий характерен чистый сдвиг, так же, как и для природных тектонических землетрясений (рис. 4.3.8*a*).

Для межплитных (*interplate*) землетрясений величина сброса напряжений в среднем примерно 3 МПа, а для внутриплитовых землетрясений (*intraplate*) – примерно 10 МПа. Этому соответствуют значения приведенной сейсмической энергии, согласно (4.35): $e_{\rm PR} \sim 0.2 \cdot 10^{-4}$ для межплитных ЗЛТ и $e_{\rm PR} \sim 0.8 \cdot 10^{-4}$ для внутриплитных. В частности, для внутриплитных землетрясений на территории БГП и Центрального Тянь-Шаня (см. табл. 4.1.1 и 4.2.1) средняя величина сброса напряжений составляет 10.8 и 10.5 МПа соответственно, а медианное среднее $\Delta \sigma - 1.7$ и 3.5 МПа.

Перейдем к обзору результатов по приведенной сейсмической энергии, или по излученной энергии, E_S , которая легко пересчитывается на e_{PR} . Обращают на себя внимание данные по E_S и e_{PR} для сейсмических событий вблизи горнодобывающих предприятий. С ними естественно сравнивать результаты массовых определений e_{PR} , $\Delta \sigma$ в Северном и Центральном Тянь-Шане (по данным сети KNET) в условиях немногочисленных измерений этих параметров для природных слабых событий.



Рис. 4.3.8. Угловая частота в зависимости от сейсмического момента: *a* – график из [*Hua et al.*, 2013]. Пунктирные линии показывают сброс напряжений 0.001, 0.01, 0.1, 1, 10 и 100 МПа. Вертикальная пунктирная линия обозначает ограничение максимальной магнитуды для данных [*Hua et al.*, 2013]. Розовые кружки – данные наведенной сейсмичности, возникшей при заполнении водохранилища Longtan (около 1.5 тыс. событий на глубине от 4 до 10 км); другие символы показывают данные из [*Allmann, Shearer*, 2009]; *б* – для источников из табл. 4.3.1, красными линиями на рис. 4.3.8*б* отмечены границы, согласно пунктирным линиям на рис. 4.3.8*a*..

На рис. 4.3.9*а* показаны примеры измерений сейсмической энергии и сейсмического момента, полученные на горнодобывающих предприятиях в Польше (шахта Рудна) и Финляндии (руднике Pyhäsalmi). В районе медной шахты Рудна исследовались события с моментными магнитудами от 1.4 до 3.5 [*Domański*, *Gibowicz*, 2008]. Динамические параметры были определены примерно для 600 событий, причем все их очаги имели механизм горизонтального сдвига. Из результатов [*Domański*, *Gibowicz*, 2008] следует, что зависимость приведенной сейсмической энергии от величины *M*₀ описывается моделью:

$$e_{\rm PR} = 3.1 \cdot 10^{-7} \cdot M_0^{0.33} \tag{4.36}$$

которой соответствует сплошная линия на рисунке 4.3.9*a* (график 1). Соотношение (4.36) показывает, что величина *е*_{PR}, как и пропорциональные ей сброшенные напряжения, увеличивается по мере роста сейсмического момента, т.е. условие подобия не выполняется.



Рис. 4.3.9. Зависимость излученной энергии от величины сейсмического момента: a - для событий на шахте Рудна (1) и руднике Pyhäsalmi (2); $\delta - для$ событий на шахте Strathcona месторождения Садбери (1) и в подземной обсерватории Манитоба (2). Здесь и далее значки – результаты измерений, линии – наилучшее приближение. Рисунки из [Беседина и др., 2015].

На рисунке 4.3.9*а* также приведены результаты измерений E_S и M_0 для слабых сейсмических событий, возможно, вызванных горными работами на руднике Pyhäsalmi (график 2), [*Oye et al.*, 2005]. Зависимость $e_{PR}(M_0)$ для рудника Pyhäsalmi, где глубина добычи несколько больше, чем в предыдущем примере, и достигает 1400 м, при довольно значительном уровне тектонических напряжений допускает описание в форме:

$$e_{\rm PR} = 3.6 \cdot 10^{-9} \cdot M_0^{0.28} \tag{4.37}$$

где степенная зависимость от сейсмического момента такая же, как в (4.36), но коэффициент на порядок больше.

В обсерватории Манитоба регистрировались сейсмические события при буровзрывной проходке вертикального ствола диаметром 4.6 м в слаботрещиноватом граните на глубине около 400 м [Source parameters..., 1991]. После каждого взрыва в течение двух часов наблюдалось быстрое нарастание количества событий, после чего следовал экспоненциальный спад до фонового уровня. Из результатов [Source parameters..., 1991] (рис. 4.3.96, график 2) следует, что модельное соотношение (регрессию) для приведенной сейсмической энергии можно записать в форме:

$$e_{\rm PR} = 3.1 \cdot 10^{-7} \cdot M_0^{0.33}. \tag{4.38}$$

Для микросейсмических событий, связанных с проходкой в шахте Strathcona месторождения Садбери (Канада) на глубине около 700 м [*Urbancic, Young,* 1993] по результатам измерений $E_{\rm S}$ и M_0 построена зависимость, которая показана на рис. 4.3.96 (график 1). Эта зависимость эквивалентна следующей модели для $e_{\rm PR}$:

$$e_{\rm PR} = 1.24 \cdot 10^{-10} \cdot M_0^{0.7} \tag{4.39}$$

указывающей на отклонение от закона подобия, более существенное по сравнению с предыдущими примерами.

Для сейсмичности, наведенной заполнением водохранилища в Китае (1616 землетрясений в диапазоне магнитуд $M_{\rm L}$ 0.1 ÷ 4.2, [*Hua et al.*, 2013]) была установлена степенная зависимость $e_{\rm PR} \sim M_0^{0.63}$, с показателем степени близким к (4.39).

Для сейсмичности, инициированной массовыми взрывами на Таштагольском руднике, в работе [*Маловичко*, *Маловичко*, 2010] получены две модельные зависимости (регрессии) излученной энергии $E_{\rm S}(M_0)$ с показателями степени, существенно превышающими единицу, рис. 4.3.10*а*. Измерения проводились в 2006 и 2008 гг. в одном и том же месте до и после проведения серий взрывов с близкой массой заряда. Измерениям 2006 г. соответствует график 1, а 2008 г. – график 2 на рис. 4.3.10*а*, зависимости *е*_{PR} для двух этих графиков описываются выражениями:

$$e_{\rm PR} = 4.56 \cdot 10^{-15} \cdot M_0^{0.97}, \ e_{\rm PR} = 2.6 \cdot 10^{-11} \cdot M_0^{0.67}$$
 (4.40)

Выражения (4.40) и рис. 4.3.10*а* показывают, что у событий, произошедших в 2008 г., величина излученной энергии в среднем на порядок выше, чем у событий 2006 г., но показатель степени при M_0 во втором случае меньше, чем в первом.



Рис. 4.3.10. Зависимость излученной энергии от величины сейсмического момента: а – для событий на Таштагольском месторождения при измерениях 2006 г. (1) и 2008 г. (2). по данным [*Маловичко*, *Маловичко*, 2010]; *б* – для событий на глубоких рудниках Южной Африки по данным [*МсGarr*, 1994] – 1, [*Stress drops...*, 2007] – 2; [*Source parameters...*, 2011] – 3. Рисунок из [*Кочарян*, 2016а].

для событий индуцированной сейсмичности в глубоких золотодобывающих рудниках Южной Африки, рис. 4.3.10*6*, [*McGarr*, 1994; *Stress drops...*, 2007; *Source parameters...*, 2011]. В статье [*McGarr*, 1994] изложены результаты определения динамических параметров 16-ти событий с магнитудой от 1.7 до 3.3 по данным сейсмической сети, расположенной внутри рудника на расстоянии от 1 до 2 км до источника. Согласно [*Кочарян и др.*, 2016], из этих результатов можно получить регрессию *е*_{PR}:

$$e_{\rm PR} = 2.64 \cdot 10^{-7} \cdot M_0^{0.15} \,. \tag{4.41}$$

Параметры 20 более слабых событий (микроземлетрясений с энергиями от $1.8 \cdot 10^4$ до $1.7 \cdot 10^6$ Дж) содержатся в работе [*Stress drops...*, 2007]. Как и в предыдущем случае, события происходили в крепких породах, сложенных базальтами и кварцитами. На рис. 4.3.10*б* звездочками показаны значения энергии *E*_S для этих событий, а соответствующая регрессионная зависимость *е*_{PR} записывается в форме:

$$e_{\rm PR} = 2.6 \cdot 10^{-3} \cdot M_0^{0.2} \,. \tag{4.42}$$

Зависимость приведенной сейсмической энергии в (4.42) является убывающей, и, тем самым, резко отличается от других моделей. Стоит отметить, что лишь в нескольких работах получена «нехарактерная» зависимость e_{PR} , убывающая с ростом M_0 .

В работе [Source parameters..., 2011] приведены значения ДП более чем 1200 микроземлетрясений. Зависимость излученной энергии от величины сейсмического момента для некоторых из них показана на рис. 4.3.10*б* (светлые значки), а для *е*_{PR} имеет место соотношение

$$e_{\rm PR} = 1.74 \cdot 10^{-7} \cdot M_0^{0.26}. \tag{4.43}$$

Обобщенная зависимость $E_{\rm S}(M_0)$ для всех событий рудников Южной Африки показана на рис. 4.3.106 сплошной линией, а обобщенная модель $e_{\rm PR}(M_0)$ соотношением:

$$e_{\rm PR} = 5.6 \cdot 10^{-7} \cdot M_0^{0.16}. \tag{4.44}$$

в котором показатель степени для M_0 близок к нулю. Таким образом, обобщенная модель (4.44) резко отличается от (4.39). Физический смысл обобщения пока неясен ввиду того, что даже для одного региона (Южная Африка) в разных работах получены заметно различающиеся степенные зависимости e_{PR} . Также будут различаться регрессионные соотношения между сброшенными напряжениями и сейсмическими моментами для событий, которые анализировались в цитированных трех работах.

В работе [*Беседина и др.*, 2015] по данным о динамических параметрах очагов сейсмических событий на карьерах и шахтах г. Воркуты оценена приведенная сейсмическая энергия (рис. 4.3.11). Величина *е*_{PR} лежит в диапазоне ~ 10⁻⁷–10⁻⁵, а наилучшее степенное приближение можно записать в форме

$$e_{\rm PR} = 1.08 \cdot 10^{-16} \cdot M_0^{0.88} \,. \tag{4.45}$$



Рис. 4.3.11. Зависимость приведенной сейсмической энергии от масштаба события в районе горнодобывающих предприятий Воркуты, линия – регрессия с коэффициентом детерминации R = 0.89, по материалам [*Геодинамический мониторинг...*, 2010; *Беседина и др.*, 2015].

В обобщении [Кочарян, 2016а] показано, что усреднение по всем опубликованным данным по излученной сейсмической энергии приводит к зависимости E_S(M₀), весьма близкой к линейной. Соответствующая ей регрессия для приведенной сейсмической энергии описывается выражением

$$e_{\rm PR} = 2.3 \cdot 10^{-6} \cdot M_0^{0.04} \tag{4.46}$$

в котором близкое к нулю значение показателя степени может свидетельствовать о выполнении закона геометрического подобия [Кочарян и др., 2016а]. Этот результат, в силу пропорциональности величины е_{PR} и сброшенных напряжений $\Delta \sigma$ (4.34), находится в соответствии с выводами [Variability in earthquake..., 2011; Shaw et al., 2015] и других работ о статистической независимости До от сейсмического момента либо магнитуды. Согласно [Кочарян и др., 2016], соотношения подобия выполняются наиболее точно для землетрясений среднего масштаба: в диапазоне $10^{15} < M_0 < 10^{20}$ H · м (3.9 < $M_W < 7.3$). Для слабой сейсмичности, прежде всего техногенной, отмечен значительный разброс показателей степенной зависимости e_{PR} от сейсмического момента. Для рассмотренных выше примеров регрессионных зависимостей (4.35) – (4.42) диапазон изменений этих показателей от -0.2 до 0.97. В этот диапазон укладывается соотношение (4.33), полученное для Северного Тянь-Шаня по данным о 183 землетрясениях с вычисленными динамическими параметрами (раздел 4.1.3), хотя для территории, показанной на рис. 4.1.2, можно пренебречь вкладом техногенной сейсмичности. Среди 183 событий, которые анализировались в разделе 4.1.3, преобладают слабые, для 156 из них $M_0 < 10^{15}$ H · м (табл. 4.1.1). Таким образом, результат, полученный для Северного Тянь-Шаня (БГП), не противоречит обобщению по всем источникам данных [Кочарян, 2016а].

Возможные причины отклонения от закона подобия для сейсмичности, локализованной в тех или иных районах, подробно рассмотрены в [Кочарян, 2012], где отмечено, что для слабых событий главную роль играет зависимость упругих модулей горной породы от масштаба. Это объяснение, по всей видимости, можно отнести и к Северному, и Центральному Тянь-Шаню.

На рис. 4.3.12 наглядно показаны обобщенные результаты о значениях приведенной сейсмической энергии, согласно [Кочарян и др., 2016]. При построении этого рисунка данные осреднялись в интервалах магнитуды с шагом $\Delta M_{\rm W} = 1$. Рисунок может рассматриваться как подтверждение, что основной диапазон изменения величины ерк составляет (0.2-0.8)·10⁻⁴, как было отмечено выше при обзоре результатов по сброшенным напряжениям. На рис. 4.3.12 видно, что увеличение е_{PR} с ростом масштаба событий имеет место на участке 1, соответствующему данным для шахтной сейсмичности, и на участке 2 в области средних магнитуд. Для наиболее сильных событий с $M_{\rm W} > 7$ прослеживается некоторое снижение значений ерг.

На рис. 4.3.13 представлены зависимости приведенной сейсмической



Рис. 4.3.12. Зависимость средней величины приведенной сейсмической энергии от моментной магнитуды землетрясения. Сплошная линия – зависимость для всего каталога; пунктир – для сдвигов. 1 – техногенная сейсмичность на малых глубинах; 2 – слабые землетрясения и афтершоки; 3 – область увеличения и стабилизации величины e_{PR} землетрясений среднего масштаба; 4 – область снижения величины e_{PR} крупнейших землетрясений, по материалам [Кочарян и др., 2016а].

энергии от величины сейсмического момента для источников, которые рассматривались выше (табл. 4.3.1). Видно, что для межплитных землетрясений в зоне субдукции (Курильские о-ва, северо-западная часть Тихого океана) характерны более низкие значения *e*_{PR} по сравнению с интраконтинентальными (Байкальская рифтовая зона, Северный Тянь-Шань, Центральный Тянь-Шань). А для землетрясений на территории Крыма (стык между Анатолийской и Евроазиатской плитами) значения *e*_{PR} меньше, чем событий на территории БГП.



Рис. 4.3.13. Значения приведенной сейсмической энергии для землетрясений в разных регионах в зависимости от сейсмического момента.

В завершение обзора приводим сводную таблицу моделей, описывающих приведенную сейсмическую энергию для регионов, указанных в табл. 4.3.1.

N⁰	№ в табл. 4.3.1	Регион	N	$e_{\rm PR}(M_0)$
1	1	БГП (НС РАН)	183	$7 \cdot 10^{-14} \cdot M_0^{0.59}$
2	2	БГП (КИС)	30	$3.3 \cdot 10^{-10} \cdot M_0^{0.39}$
3	3	ЦТШ	150	$5 \cdot 10^{-12} \cdot M_0^{0.47}$
4	4	БРЗ	62	$2.7{\cdot}10^{{\cdot}17}\cdot M_0^{0.81}$
5	6	Южные Курилы	171	$1.6{\cdot}10^{-12}\cdot M_0^{0.43}$
6	7	Крым	58	$2.1 \cdot 10^{-12} \cdot M_0^{0.47}$

Таблица 4.3.2. Параметры моделей, описывающих зависимость приведенной сейсмической энергии от сейсмического момента по разным регионам

Согласно рис. 4.3.13 и табл. 4.3.2 (при подстановке значений M_0 в выражения для моделей), основной диапазон значений приведенной сейсмической энергии лежит от 10⁻⁶ до 10⁻³, величина e_{PR} меняется в наиболее широких пределах для Байкальской рифтовой зоны и Центрального Тянь-Шаня. Для Северного Тянь-Шаня (БГП) диапазон изменений e_{PR} более узкий, от 2·10⁻⁶ до 3·10⁻⁴. Показатели степени в моделях, описывающих связь между e_{PR} и M_0 , варьируют от 0.39 до 0.81. Наиболее высокий показатель, свидетельствующий об отклонении от самоподобия, отмечен для Байкальской рифтовой зоны, наинизший – для Центрального Тянь-Шаня.

4.4. Выводы

Сформирован банк данных о динамических параметрах землетрясений, которые произошли на территории Бишкекского геодинамического полигона за 1998–2017 годы (183 события) и на территории Центрального Тянь-Шаня с 1999 по 2014 годы, с *K* = 9–14.8 (150 событий).

Построены распределения динамических параметров от магнитуды и скалярного сейсмического момента, получены уравнения регрессии и коэффициенты корреляции динамических параметров и скалярного сейсмического момента. Наибольший коэффициент корреляции между сейсмическим моментом и сейсмической энергией, наименьший между сейсмическим моментом и угловой частотой.

Для скалярного сейсмического момента регрессионная зависимость от магнитуды имеет вид: lg $M_0 = 1.1M + 10.1$; она хорошо согласуется с известным соотношением, приведенным Ризниченко Ю.В. Зависимость сброшенных напряжений от скалярного сейсмического момента для землетрясений на территории Северного Тянь-Шаня (БГП) описывается степенной моделью вида: $\Delta \sigma = 3.0 \cdot 10^{-8} \cdot M_0^{0.59}$, которая указывает на отсутствие подобия очагов событий разных энергетических масштабов.

Выделены две зоны повышенного уровня сброса напряжений: восточнее центральной части предгорий Киргизского хребта; область расположения хр. Карамойнок и горы Сандык (за Киргизским хребтом). Обе эти зоны характеризуются режимом простого сжатия.

Для исследуемого класса событий значения скалярного сейсмического момента хорошо соответствуют результатам, полученным для других регионов. Для значений радиуса очага (радиуса Брюна) и сброса напряжений имеется некоторое различие с соответствующими данными по другим регионам.

Для событий одного класса уровень сброса напряжений выше при взбросовом механизме очага, что указывает на взаимосвязь этого параметра с характером подвижки.

Во временной зависимости $\Delta \sigma$, до и после 2009 г., наблюдается разный уровень сброса напряжений на фоновом уровне: до 2009 г. он был заметно ниже фона, а после – выше для всех событий. Повышенный уровень абсолютного и относительного числа событий с низкими $\Delta \sigma$ в период 2000–2005 гг. (и далее до 2009 г.) предположительно можно связывать с электрозондированиями земной коры, которые проводились в северном Тянь-Шане в этот период в режимах с наибольшим вкладом энергии.

Глава 5

Исследование параметров напряженно-деформированного состояния земной коры

5.1. Метод сейсмотектонических деформаций (по Ризниченко-Юнга)

Создание современной физической теории сейсмического процесса тесно связано с изучением особенностей строения и структуры реальной твердой Земли, установлением закономерностей напряженно-деформированного состояния горных массивов, выявлением связи между сейсмотектонической деформацией и тектогенезом. Постоянное получение новых данных о механизмах землетрясений обеспечивает возможность все более подробного исследования ключевых проблем геодинамики и сейсмической опасности территории Северного и Центрального Тянь-Шаня. Такого рода данные поставляют также весьма существенную часть информации о современном сейсмотектоническом деформационном процессе, сравнение которой с данными GPS-наблюдений представляет значительный интерес.

Термин сейсмотектонические деформации (СТД), введенный в середине 70-х годов [*Ризниченко, Джибладзе*, 1976; *Сейсмотектоническая деформация*..., 1982; *Ризниченко*, 1985], получил распространение в качестве обозначения способа отражения с макроскопической точки зрения совокупности движений в очагах землетрясений того или иного сейсмоактивного объема. Определенные варианты тектонофизической интерпретации механизмов очагов позволяют подойти к проблеме определения направленности современного сейсмотектонического деформационного процесса. Основным приемом исследования в СТД являются статистические операции над матрицами, описывающими механизм очага землетрясения. В то же время геомеханический смысл расчеты приобретают в результате приложения методов механики сплошных сред.

Анализ сейсмотектонических деформаций, опирающийся, прежде всего, на большую статистику механизмов очагов слабых и средних по силе землетрясений ранее уже использовался в качестве метода детального исследования напряженнодеформированного состояния некоторых сейсмоактивных районов. Но чаще использовался подход, традиционно основанный на изучении сильнейших землетрясений.

В ранее выполненных работах [*Юнга*, 1984; *Frohlich, Willemann*, 1987; *Юнга*, 1990; *Lukk et al.*, 1995; *Юнга*, 1997, 2002] продемонстрирована плодотворность интерпретации множества механизмов очагов землетрясений как сейсмотектоничес-

кой деформации, допускающей статистический анализ. Как было отмечено выше, с математической точки зрения в основе аналитического описания механизма очага землетрясения лежат операции с матрицами тензорной природы. Описание результатов этих операций в наглядной форме требует выбора оптимального отображения вычисленных компонент матриц с их последующим картированием. Любая такая карта сама по себе не позволяет представить результаты в целом, требуется их одновременное рассмотрение, что обычно не вполне удобно. Для целей тектонофизической интерпретации оптимальная система параметров должна однозначно характеризовать результаты расчетов, содержать конкретную геофизическую информацию и обладать свойством взаимной независимости параметров.

Заметим, что первичная математическая форма в данном случае не обязательно обеспечивает выполнение всех этих требований, из-за чего результаты расчетов сейсмотектонических деформаций, отраженные в виде карт их компонент, крайне неудобны для использования специалистами других разделов геодезии, геофизики и геологии. Поэтому здесь освещаются вопросы оптимального представления результатов расчетов сейсмотектонической деформации. Затрагиваются также вопросы статистической оценки значимости проводимых построений.

Развитие работ по массовому определению механизмов очагов землетрясений выдвигает в качестве одной из первоочередных задач получение компактной аппроксимации больших массивов матричных данных, отражающих динамику сейсмотектонических движений. Естественно, что в рамках развиваемых нами представлений и методов конкретные способы решения этой задачи, кроме всего прочего, зависят от объемов исходной информации. Если в предшествующих работах оптимальным могло представляться описание отдельных решений по фокальным механизмам с их взаимоувязкой с тектоническими построениями и зонами разрывов, то к настоящему времени достигнутый объем данных позволяет уже перейти к картированию реконструируемого деформированного состояния.

В этом разделе представлены некоторые теоретические вопросы и результаты изучения движений поверхности и деформаций земной коры на территории Северного и Центрального Тянь-Шаня на основе современных подходов к анализу сейсмотектонических деформаций на базе сейсмологических материалов по механизмам очагов землетрясений, которые были рассмотрены в предыдущей главе. Основным фактическим материалом для настоящего исследования послужили ранее полученные данные по механизмам очагов землетрясений Северного Тянь-Шаня.

5.1.1. Методические особенности анализа сейсмотектонических деформаций

Основные определения. Подход к формализованному описанию совокупности разрывов в рамках теории деформаций использует ряд понятий, заимствованных из основ геомеханики [*Трусделл*, 1975]. Предполагается, что в определенном масштабе геоматериал может конструктивно рассматриваться в рамках модели континуума и концепции эффективной гомогенности. В пределах такого масштаба можно рациональным образом ввести определение деформации рассматриваемого макрообъема земной коры, а затем на базе конкретных сейсмологических данных оценить сейсмотектоническую деформацию исследуемой области [*Юнга*, 1990].

Сейсмоактивная область или ее часть, в которой время от времени происходят проскальзывания по существующим или вновь образующимся разрывам, представляет собой сложную механическую систему. Рассмотрение этой системы как сплошной среды требует предварительного выбора ее масштаба и времени. При образовании разрывов существенные изменения таких параметров как перемещения, деформации, плотность упругой энергии происходят в окружающей разрыв области на расстояниях порядка двух-четырех длин разрыва *l*. Аналогично на временной шкале каждому землетрясению можно сопоставить содержащий момент землетрясения интервал времени *t*, который в небольшое число раз превосходит время протекания релаксационных явлений (афтершоки и пр.). Для землетрясений определенного диапазона энергий можно считать примерно одинаковыми по порядку величин как размеры возникающих разрывов, так и длительности релаксационных явлений. Условия возможности анализа рассматриваемой области как некоторой сплошной среды равносильны требованиям

$$l \ll L, t \ll T, \tag{5.1}$$

где характерный размер L и время T соответствуют масштабам изменений макроконтинуальных переменных. В дальнейшем здесь предполагается, что рассматриваются землетрясения такого диапазона энергий и такие пространственно-временные объемы, что выполняются указанные выше условия. Иными словами, рассматриваются репрезентативные пространственно-временные объемы, содержащие тем самым достаточно большое число разрывов. Для характеристики деформированного состояния области введем в каждой ее макроточке, малая окрестность которой соответствует дифференциальному элементу объема, следующее определение тензора скорости тектонической деформации [Юнга, 1979; Лукк, Юнга, 1988; Юнга, 1990]:

$$<\varepsilon_{ij}>=\lim_{1/T\to 0}\frac{1}{T}\left\{\lim_{1/L\to 0}\frac{1}{2}\int_{s}\frac{1}{V}(D_{i}n_{j}+D_{j}n_{i})dS\right\}$$
(5.2)

где D_i (i = 1, 2, 3) – вектор смещений точки X_i в декартовой системе координат за время T; n_i – единичный вектор нормали к поверхности S, являющейся границей объема $V \sim L^3$.

Предельные переходы в формуле (5.2) надо понимать в том смысле, что вычисления проводятся при фиксированных значениях t, l, а посредством увеличения T и L выбирается представительный пространственно-временной объем. Такой объем содержит число включений в виде разрывов в очагах землетрясений достаточно большое в том смысле, что обеспечивается независимость среднего значения скорости макродеформации от флуктуаций поля локальных смещений на поверхности S объема V.

Можно показать, что если вектор перемещения – дифференцируемая (векторная) функция координат и времени, то интеграл по поверхности *S* в формуле (5.2) преобразуется при помощи теоремы Остроградского – Гаусса в кратные интегралы по объему и времени от тензорной дивергенции скорости деформации. Таким образом, определение (5.2) является обобщением обычного среднеобъемного определения на тот случай, когда поле локальных перемещений не является дифференцируемым и локальные деформации не определены на поверхностях разрывов перемещений.
Выбрав в качестве объема куб, грани которого совпадают с координатными плоскостями, можно выразить макроскопическую скорость деформации обычным образом через пространственные производные макроскопической скорости перемещений.

В интересующем нас случае, когда внутри объема V имеются поверхности разрыва $S^{(\alpha)}$, (α =1, 2, 3...,N), интеграл в определении (5.2) естественным образом подразделяется на две части, отвечающие непрерывной (вязкой, пластической и др.) тектонической деформации $\langle \varepsilon_{ij} \rangle^{TD}$ и сейсмотектонической (хрупкой, разрывной) деформации $\langle \varepsilon_{ij} \rangle^{STD}$ [Nikitin, Yunga, 1977; Юнга, 1979; Лукк, Юнга, 1988, 1990; *Earthquake focal...*, 1995]:

$$<\varepsilon_{ij}>=<\varepsilon_{ij}>^{TD}+<\varepsilon_{ij}>^{STD},$$
 (5.3)

$$\langle \varepsilon_{ij} \rangle^{\text{TD}} = \frac{1}{VT} \int_{U} \varepsilon_{ij} \, dV$$
 (5.4)

$$<\varepsilon_{ij}>^{\text{STD}} = \frac{1}{VT} \sum_{\alpha=1}^{N} \int_{S^{(\alpha)}} \frac{1}{2} \left(d_{j}^{(\alpha)} n_{i}^{(\alpha)} + d_{i}^{(\alpha)} n_{j}^{(\alpha)} \right) dS$$
(5.5)

В выражении (5.5) d_i (i = 1, 2, 3) – единичный вектор вдоль направления вектора смещения D_i , индекс α указывает номер события.

В дальнейшем рассматриваем только часть, связанную с сейсмотектонической деформацией (СТД или *STD*). В предположении плоских поверхностей разрывов с направляющими косинусами $n_j^{(\alpha)}$ скорость СТД может быть выражена через сейсмические моменты землетрясений $M_0^{(\alpha)}$ и направляющие тензоры их механизмов $m_{ij}^{(\alpha)}$ по формуле (4.6).

Далее в этой главе будут рассматриваться среднегодовые приросты СТД, численно равные средним скоростям СТД. Направляющий тензор механизма $m_{ij}^{(\alpha)}$ дается выражением (3.6) и отвечает двойной паре сил без момента [Honda, 1959; Поле упругих..., 1972; Костров, 1975; Аки, Ричардс, 1983].

Используя предположение о подобии СТД на разных масштабных уровнях (подобии подвижек на реальных определениях механизма очагов землетрясений в широком диапазоне энергий; проверка проведена в ряде работ и, как известно, найдено подтверждение наличия подобия [*Юнга*, 2002]), это выражение можно преобразовать к форме (4.7), в которой $< m_{ij}^{(\alpha)} >$ приобретает смысл тензора среднего механизма [*Юнга*, 1990].

Каждый рассматриваемый механизм $m_{ij}^{(n)}$ характеризуется ориентировкой так называемых главных осей напряжений *t*, *b*, *p*. Для удобства перенесем выражение (3.6) для тензора механизма $m_{ij}^{(n)}$

$$m_{ij}^{(n)} = \frac{1}{\sqrt{2}} \left(t_{ij} t_{ij} - p_{ij} p_{ij} \right).$$
(5.6)

В выражении (5.6) t_i и p_j – единичные вектора, компонентами которых являются направляющие косинусы осей растяжения и сжатия индивидуального механизма землетрясения, n – порядковый номер механизма землетрясений, (n = 1, 2, ..., N), N – общее число событий.

Расчет компонент единичного направляющего тензора сейсмического момента. Компоненты единичного направляющего тензора сейсмического момента выражаются через параметры механизма очага землетрясения следующим образом [Соболева и др., 1981]:

$$m_{xx} = \sin^{2} \varphi_{T} \sin^{2} \alpha_{T} - \sin^{2} \varphi_{C} \sin^{2} \alpha_{C}$$

$$m_{yy} = \sin^{2} \varphi_{T} \cos^{2} \alpha_{T} - \sin^{2} \varphi_{C} \cos^{2} \alpha_{C}$$

$$m_{zz} = \cos^{2} \varphi_{T} - \cos^{2} \varphi_{C}$$

$$m_{xy} = \sin^{2} \varphi_{T} \sin \alpha_{T} \cos \alpha_{T} - \sin^{2} \varphi_{C} \sin \alpha_{C} \cos \alpha_{C}$$

$$m_{yz} = \sin \varphi_{T} \cos \alpha_{T} \cos \varphi_{T} - \sin \varphi_{C} \cos \alpha_{C} \cos \varphi_{C}$$

$$m_{zx} = \sin \varphi_{T} \sin \alpha_{T} \cos \varphi_{T} - \sin \varphi_{C} \sin \alpha_{C} \cos \varphi_{C},$$
(5.7)

где $\varphi_{\rm C}$ и $\varphi_{\rm T}$ – углы с вертикалью осей сжатия (C – compression) и растяжения (T – tension), $a_{\rm C}$ и $a_{\rm T}$ – азимутальные углы осей сжатия и растяжения.

Соотношения (5.7) представляют компоненты единичного направляющего тензора сейсмического момента (т.е. механизм очага землетрясения) в географической системе координат XYZ, где ось X направлена на восток, ось Y по меридиану на север, ось Z – вверх, в зенит.

Коэффициент Лоде – Надаи. Согласно [Гущенко, 1975; Юнга, 1979], отдельные компоненты тензора средней сейсмотектонической деформации дают представление об изменении размеров ячейки осреднения в направлении координатных осей или их формы в соответствующих координатных плоскостях. Однако по этим данным достаточно трудно представить себе деформацию элементарной ячейки в целом. Обойти эту трудность позволяет использование некоторых параметров, описывающих характер деформирования в терминах теории упругости, в частности, с помощью коэффициента Лоде – Надаи. Этот коэффициент определяет вид деформации и выражается через главные значения тензора деформации ε_1 , ε_2 , ε_3 следующим образом [Соболева и dp., 1981]:

$$\mu_{\varepsilon} = 2\frac{\varepsilon_2 - \varepsilon_3}{\varepsilon_1 - \varepsilon_3} - 1.$$
(5.8)

При $\mu_{\varepsilon} = 1$ деформация имеет вид простого сжатия (одноосное сжатие); при $\mu_{\varepsilon} > 0$ преобладает деформация сжатия; при $\mu_{\varepsilon} = -1$ деформация имеет вид простого растяжения (одноосное растяжение); при $\mu_{\varepsilon} < 0$ – деформация с преобладанием растяжения, а при $\mu_{\varepsilon} = 0$ деформация имеет вид простого сдвига (чистый сдвиг). Определение главных значений тензора представляет собой классическую задачу теорию упругости [Φ *илин*, 1975].

Главные значения є находятся из кубического уравнения

$$\varepsilon^{3} - I_{2}(\varepsilon_{ik})\varepsilon - I_{3}(\varepsilon_{ik}) = 0, \qquad (5.9)$$

все корни которого, ε_1 , ε_2 , ε_3 , вещественные. Здесь $I_2(\varepsilon_{ik})$ – второй инвариант, $I_3(\varepsilon_{ik})$ – третий инвариант тензора средней сейсмотектонической деформации. Инварианты

тензора выражаются через его компоненты следующим образом [Соболева и др., 1981]:

$$I_{2}(\varepsilon_{ik}) = \frac{1}{6} \left[(\varepsilon_{xx} - \varepsilon_{yy})^{2} + (\varepsilon_{yy} - \varepsilon_{zz})^{2} + (\varepsilon_{zz} - \varepsilon_{xx})^{2} + \frac{2}{3} (\varepsilon_{xx}^{2} + \varepsilon_{yy}^{2} + \varepsilon_{zz}^{2}) \right]$$
(5.10)

$$I_{3}(\varepsilon_{ik}) = \varepsilon_{xx}\varepsilon_{yy}\varepsilon_{zz} + \frac{1}{4}\varepsilon_{xy}\varepsilon_{yz}\varepsilon_{zx} - \varepsilon_{xx}\frac{1}{4}\varepsilon_{yz}^{2} - \varepsilon_{yy}\frac{1}{4}\varepsilon_{zx}^{2} - \varepsilon_{zz}\frac{1}{4}\varepsilon_{xy}^{2}$$
(5.11)

Ориентировку в пространстве тензора, записанного в главных значениях, задают собственные векторы, вычисленные для соответствующих главных (собственных) значений тензора. Компоненты собственных векторов X, Y, Z вычисляются из следующей системы уравнений [*Соболева и др.*, 1981]:

$$\begin{cases} (\varepsilon_{xx} - \varepsilon)X - \frac{1}{2}\varepsilon_{xy}Y + \frac{1}{2}\varepsilon_{zx}Z = 0\\ \frac{1}{2}\varepsilon_{xy}X + (\varepsilon_{yy} - \varepsilon)Y + \frac{1}{2}\varepsilon_{yz}Z = 0\\ X^{2} + Y^{2} + Z^{2} = 1 \end{cases}$$
(5.12)

Перейдем от компонент собственных векторов к углам, определяющим их положение в пространстве – азимуту в горизонтальной плоскости β и углу погружения ϕ :

$$\beta = \left| \operatorname{arctg} \frac{X}{Y} \right|; \varphi = \operatorname{arccos} Z \tag{5.13}$$

Интенсивность сдвиговых деформаций можно оценить, также используя хорошо известную в теории упругости величину

$$\gamma_{i} = 2\sqrt{\left(\varepsilon_{1}\varepsilon_{2} + \varepsilon_{1}\varepsilon_{3} + \varepsilon_{2}\varepsilon_{3}\right)} = 2\sqrt{I_{2}(\varepsilon_{ik})}$$
(5.14)

где величина под корнем представляет собой второй инвариант тензора, записанный в другой форме в (5.10). Рассчитанная без учета весов землетрясений разной величины, γ_i характеризует степень однообразия ориентировки механизмов очагов землетрясений или «интенсивность» среднего механизма.

В работе [*Юнга*, 1990] отмечено, что отражение коэффициентом Лоде – Надаи характера распределения совокупности механизмов по отношению к среднему можно пояснить на таких специальных примерах. В случае, когда рассеяние осей *t* вокруг их среднего положения, определяемого осью *T*, существенно меньше (больше) рассеяния осей *p* вокруг оси P, коэффициент Лоде – Надаи $\mu_{\varepsilon} = -1$ ($\mu_{\varepsilon} = +1$) и имеет место процесс деформирования типа одноосного растяжения (сжатия). При таком деформировании вдоль определенного осью *T* (осью *P*) направления происходит максимальная по величине деформация, а по любому направлению, ортогональному указанному, деформация вдвое меньше по величине и имеет другой знак. В другом случае, при котором распределение осей {*t*}относительно главных осей среднего механизма (*T*, *B*, *P*) в точности такое же, как и распределение осей {*p*}относительно осей (*P*, *B*, *T*), коэффициент Лоде – Надаи $\mu_{\varepsilon} = 0$ и реализуется процесс деформирования типа чистого сдвига. Таким образом, коэффициент Лоде – Надаи позволяет количественно выразить распространенные качественные представления о связи с видом деформации характера распределения осей и по отношению к их средним положениям.

Статистические аспекты анализа расчетов СТД. Реализация указанного подхода позволяет статистически оценить меру средней упорядоченности совокупности разрывных деформаций. В качестве такой меры вычисляется следующий параметр

$$K = \sqrt{\left(\!\left\langle m_{\rm ij} \right\rangle : \left\langle m_{\rm ij} \right\rangle\!\right)},\tag{5.15}$$

где повторяющиеся латинские индексы означают суммирование. Заметим, что K изменяется в диапазоне от 0 до 1, так что значение 0 отвечает полной разупорядоченности рассматриваемой совокупности матриц, а другое крайнее значение 1 отвечает их полной тождественности. Для оценки соответствия индивидуальной матрицы m_{ij} полученному среднему значению $\langle m_{ij} \rangle$ удобно ввести коэффициент соответствия, который определяется скалярным произведением сравниваемых тензоров

$$K^{(n)} = \frac{\langle m_{ij} \rangle : m_{ij}}{\langle m_{ij} \rangle : \langle m_{ij} \rangle} .$$
(5.16)

Область значений величины $K^{(n)}$ отвечает отрезку [-1;1]. При больших положительных значениях $K^{(n)}$ индивидуальная матрица соответствует среднему механизму, а при отрицательных значениях $K^{(n)}$ такое соответствие отсутствует. Нетрудно убедиться, что среднее арифметическое индивидуальных коэффициентов соответствия отвечает именно введенному выше коэффициенту K:

$$K = \frac{1}{N} \sum_{i}^{n} K_{i} .$$
 (5.17)

Можно также показать, что коэффициент *К* отвечает дисперсии уклонений индивидуальных матриц по отношению к нормированной средней.

Как и в случае статистики угловых измерений [*Мардиа*, 1978], характеристика рассеяния Γ (аналог выборочной дисперсии) определяется с помощью выражения $\Gamma = 1 - K$. Параметр K (т.е. интенсивность результирующей матрицы) выступает в качестве основной статистики в оценивании сумм единичных по интенсивности матриц. Рассчитанная методом Монте-Карло таблица для анализа результатов на неслучайность в достаточно полном объеме приведена в [*Юнга*, 1990].

Ниже, в табл. 5.1.1, приведены отдельные характерные значения этой статистики. Этой информации в целом достаточно, чтобы убедиться в неслучайности результатов расчетов, которая практически всегда имеет место в реальных расчетах.

Поясним способ использования табл. 5.1.1. Пусть, например, в расчет было вовлечено 35 механизмов и значение K оказалось равно 0.23. Тогда на 90 % доверительном уровне можно считать выборку неслучайной (поскольку 0.23 > 0.225). В то же время на уровне 95 % выборку нельзя отличить от случайной, поскольку соответствующее критическое значение оказалось превышено.

Табл	ица 5.1. 1	. Мода	Ми кр	ритиче	ские зн	начени	я парам	летра <i>К</i>	К, сооті	ветству	ующие	раз-
ным	кумуляти	ВНЫМ	вероят	ностям	для ві	ыборки	и объем	1a (N)				
	A.T	=	7	10	15	20	25	55	100	200	700	1

N	5	7	10	15	20	35	55	100	300	700
М	0.400	0.347	0.284	0.230	0.199	0.161	0.114	0.088	0.042	0.031
K (90 %)	0.597	0.507	0.424	0.348	0.299	0.225	0.182	0.135	0.076	0.050
K (95 %)	0.645	0.551	0.463	0.377	0.327	0.247	0.199	0.147	0.087	0.053

Другое использование табл. 5.1.1 может заключаться в возможности выбора минимального числа событий, вовлекаемых в статистическую обработку. Дело в том, что разупорядоченность сейсмотектонического процесса в том или ином регионе, отраженная значением K, является не только статистическим параметром, но и несет соответствующую важную тектонофизическую информацию. Гипотетически, для каждой данной тектонически однородной субпровинции рассчитанный параметр K является ее устойчивой характеристикой. Практика расчетов в целом подтверждает эту гипотезу [Лукк, Юнга, 1988; Юнга, 1996; Рогожин и др., 2000]. Поясним процедуру определения представительности выборки опять же на простом примере. Пусть в некоторой гипотетической субпровинции получено значение K = 0.33. Тогда, в соответствии с табл. 5.1.1, получаем, что для статистически неслучайного на уровне 0.95 результата в каждой выборке должно быть не менее 15 фокальных механизмов. Вместе с тем, как нам представляется, гипотеза об определенной устойчивости статистики K нуждается каждый раз в проверке.

Выбор весовой функции в процедуре усреднения. При использовании значения сейсмического момента в качестве весового коэффициента процедура определения среднего механизма очага становится в вычислительном смысле неустойчивой [Юнга, 1990]. Вместе с тем, гипотеза о подобии сейсмотектонического деформационного процесса в достаточно широком диапазоне магнитуд позволяет формально использовать любую произвольно выбранную весовую функцию, обеспечивающую устойчивость результатов расчетов. Интуитивно представляется, что более сильным землетрясениям следует придавать больший вес. Это согласуется с практикой сейсмологических исследований, когда описанию отдельных сильнейших землетрясений посвящены многочисленные статьи и монографии [Геодинамические структуры..., 1992; Закономерная связь..., 1996; Рогожин, Юнга, 1997; Рогожин и др., 2000]. Однако практически полностью отсутствуют работы, прямо затрагивающие вопрос выбора весовой функции. Данный подраздел направлен на восполнение этого пробела.

В настоящее время является общепризнанным обстоятельством наличие признаков иерархической структуры и фрактальных свойств в устройстве реальной сложнопостроенной геофизической среды [Mandelbrot, 1977; Turcotte, 1986]. Можно предположить, что именно в длительном процессе деформации формируется иерархическая структура, обеспечивающая в стесненных условиях земных недр диссипацию энергии тектонических процессов. Если считать структуру неоднородностей горного массива своего рода следствием процесса деформирования, то в рамках такого подхода представляет особый интерес выявление закономерностей сейсмотектонической деформации объемов разных структурных уровней с использованием для этой цели статистики механизмов очагов землетрясений для различных диапазонов магнитуд. Само подобие устройства геофизической среды проявляется в рассматриваемом сейсмотектоническом процессе в сходстве направленности и типа СТД в широком диапазоне магнитуд, отвечающих разным масштабным уровням. Вместе с тем, эта закономерность является определенной идеализацией реальной ситуации и имеет физически обусловленные пределы применимости. Как нам представляется, здесь следует принимать во внимание возможность постепенного изменения соотношения между хаотической и детерминированной составляющими этого процесса и нарастания хаотичности по мере продвижения на все более детальный масштабный уровень анализа.

Теоретически возможный диапазон рассматриваемых масштабов можно попытаться установить из соображений физики твердого тела. Для определения нижнего предела этого диапазона ограничим минимальный размер разрыва межатомными расстояниями порядка 1A° (10⁻¹⁰ м). При условном пересчете длин разрывов *L*, выраженных в километрах, в магнитуду *M* с помощью соотношения $M = 2 \lg L + 2$ [*Шебалин*, 1971] получим начальное значение шкалы магнитуд M = -24.

Для сравнения укажем, что для рассматриваемых геодинамических процессов в качестве предельно малого микромасштаба может оказаться более реалистичным лабораторный масштаб образца горной породы (размер порядка сантиметров определяется диаметром кернов), давая для своего рода начала магнитудной шкалы значения порядка M = -7.

Рассмотрим теперь теоретический аспект с позиций его значения для выбора весовой функции в процедуре расчета средневзвешенной матрицы при анализе статистики фокальных механизмов.

Предположим, что существует масштабный уровень и отвечающая ему магнитуда M_c (от англ. *chaos*), при которой сейсмотектонический процесс в наибольшей мере проявляет свойства хаотичности, а в предельном случае, возможно, и полностью хаотичен. В этом последнем случае целесообразно исключить из расчетов полностью разупорядоченные механизмы, что достигается приданием им нулевого веса с соответствующим выбором весовой функции w(M) = 0 при магнитудах $M \le M_c$, т.е.

$$w = H(M - M_c) \cdot f(M), \tag{5.18}$$

где H(M) – функция Хевисайда, принимающая значение 0 при отрицательных значениях аргумента M и значение 1 при положительных, а f(M) – некоторая функция, подлежащая уточнению.

Два крайних значения f(M) определяются с очевидностью. Так, для магнитуды M_c значение $f(M_c)$ выбирается из соображений непрерывности, а для значения наибольшей из встречаемых в СМТ-каталоге магнитуд $M_{max} = 8.5$ естественно принять единичную весовую функцию. Таким образом, для крайних значений выполняется

$$f(M_{\rm c}) = 0, f(M_{\rm max}) = 1$$
 (5.19)

Выбирая *f* в классе линейных функций, получаем вид весовой функции

$$w = H(M - M_{\rm c}) / (M_{\rm max} - M_{\rm c}).$$
(5.20)

Принимая приведенные выше значения $M_c = -7$ и $M_{max} = 8.5$, получаем в первом приближении для диапазона магнитуд каталога СМТ от 4 до 8.5 значения линейной весовой функции в диапазоне от 0.7 до 1.

Можно попытаться определить значение магнитуды M_c на основании полученной посредством расчетов зависимости K_M от магнитуды M. С этой целью на первом этапе в каждой неперекрывающейся элементарной подобласти земного шара проведены расчеты средних тензоров $\langle m \rangle$. Затем для каждого землетрясения из каталога СМТ рассчитан отвечающий ему коэффициент K. Значения этих коэффициентов были сгруппированы по магнитудным интервалам $(M, M + \Delta M)$, и для каждого интервала M рассчитано среднее значение $K_M = \langle K \rangle_M$, согласно (5.17). Полученная зависимость K_M от магнитуды M удовлетворительно аппроксимируется прямой линией, продолжение которой в область отрицательных магнитуд пересекает ось абсцисс в точке $M_c = -6$ (рис. 5.1.1):

$$K_{\rm M} = 0.058 \cdot (M+6) \,. \tag{5.21}$$

С учетом полученных значений можно найти параметры линейной весовой функции w = w(M), которые в соответствии с предложенным подходом определяются двумя точками: w(-6) = 0 и w(8.5) = 1. Отсюда следует, что весовая функция w принимает форму

$$w = (M+6)/14.5$$
. (5.22)

Результаты, приведенные выше, были опубликованы в работе [Юнга, 2002], которая выявила парадоксальную ситуацию: частный вопрос о выборе весовой функции оказался по объему вычислений существенно сложнее анализа региональных закономерностей сейсмотектонического деформирования, поскольку основывается на анализе всей мировой статистики механизмов очагов землетрясений. В рамках исследования региональных закономерностей землетрясений Северного Тянь-Шаня целесообразно проделать процедуру выбора весовой функции, только для землетрясений в этом регионе.



Рис. 5.1.1. График зависимости параметра *K*_м от магнитуды *M* (по [*Юнга*, 2002]).

Параметризация тензоров сейсмотектонических деформаций, сейсмического момента и напряжений. Введем следующее параметрическое представление нормированного тензора-девиатора напряжений S_{ij} , которое, в определенном смысле, является естественным для рассматриваемого круга задач по изучению сейсмотектонических деформаций. Аналогичное представление используется в дальнейшем и для тензора сейсмического момента. Выберем прямоугольную декартову систему координат так, что направление одной из осей является вертикальным, что, очевидно, определяется геометрией задачи. Тензор S_{ij} можно разложить на сумму двух тензоров [*Юнга*, 2002].

$$S_{ij} = S_{ij}^{N} + S_{ij}^{Q}$$
(5.23)

$$S_{ij}^{N} = \begin{vmatrix} S_{11} & 0 & 0 \\ 0 & S_{22} & S_{23} \\ 0 & S_{32} & S_{33} \end{vmatrix} \qquad S_{ij}^{Q} = \begin{vmatrix} 0 & S_{12} & S_{13} \\ S_{21} & 0 & 0 \\ S_{31} & 0 & 0 \end{vmatrix}$$
(5.24)

При таком разложении тензор S_{ij}^{N} может описывать «обобщенно-плоское» напряженное состояние слоя, перпендикулярного данной оси; соответственно тензор S_{ij}^{Q} дает перерезывающие касательные напряжения в слое и сдвиговые напряжения, отвечающие усилию в плоскости слоя.

Компоненты S_{ij}^{N} могут быть выражены через три главных значения S_1^{N} , S_2^{N} , S_3^{N} и направляющие косинусы главных осей n_{ik} по известным формулам преобразования

$$S_{ij}^{N} = n_{i1}n_{j1}S_{1}^{N} + n_{i2}n_{j2}S_{2}^{N} + n_{i3}n_{j3}S_{3}^{N}.$$
(5.25)

Главные значения $S_{\rm K}{}^{\rm N}$ тензора $S_{\rm ij}{}^{\rm N}$ в тригонометрическом выражении имеют вид

$$\begin{cases} S_{1}^{N} = S^{N} \frac{2}{\sqrt{3}} \cos(\omega + \pi/3) \\ S_{2}^{N} = -S^{N} \frac{2}{\sqrt{3}} \cos(\omega) \\ S_{3}^{N} = S^{N} \frac{2}{\sqrt{3}} \cos(\omega - \pi/3) \\ \end{array},$$
(5.26)

где $S^{N} = \sqrt{\frac{1}{2}S_{ij}^{N}S_{ij}^{N}}$ – интенсивность тензора S_{ij}^{N} , ω – угол вида напряженного состояния, имеющий тот же смысл, что и фаза тензора-девиатора, ω_{S} , по определению в [*Соколовский*, 1969]. Если главные нормальные девиаторные напряжения пронумерованы так, что $S_{3} \ge S_{2} \ge S_{1}$ (положительным считается укорочение), то с точностью до числа, кратного $2\pi \quad \pi/3 \le \omega \le 2\pi/3$. Стоит отметить, что значения угла вида напряженного состояния, определенного в (5.26), положительны и отличаются на постоянную величину от значений аналогичного параметра ω_{S} , используемого в технических приложениях теории упругости [Энциклопедия..., 2019].

Параметр ω , как и параметр Лоде – Надаи (5.8), в нашем случае характеризует тензор сейсмотектонической деформации (т.е. деформации, а не напряжений). Тем не менее, и далее удобно пользоваться названием «угол вида напряженного состояния», которое было введено в работах С.Л. Юнга и уже стало традиционным [*Юнга*, 1990, 2002]. Из определения параметра Лоде – Надаи (5.8) и выражений (5.26) следует, что взаимосвязь значений параметров μ_{ε} и ω определяется формулой $\mu_{\varepsilon} = \sqrt{3}$ сtg ω . В частности, для деформации простого (чистого) сдвига $\omega = \pi/2$, а $\mu_{\varepsilon} = 0$, как было отмечено выше.

В обобщении [*Юнга*, 1990] была продемонстрирована возможность и целесообразность расширения области значений ω до интервала $0 \le \omega \le \pi$, если отказаться от нумерации главных значений S_{K}^{N} , указанной в (5.26). Следуя подходу С.Л. Юнга, покажем, что это позволяет ввести непрерывное параметрическое представление режимов сейсмотектонической деформации. В случае, когда не обязательно выполнение соотношения $S_3 \ge S_2 \ge S_1$, можно изменить нумерацию главных значений S_{K}^{N} , k = 1, 2 и записать вместо (5.26) следующее сотношение:

$$\begin{cases} S_{1}^{N} = S_{N} \frac{2}{\sqrt{3}} \cos(\omega) \\ S_{2}^{N} = S_{N} \frac{2}{\sqrt{3}} \cos(\omega + \pi/3) \\ S_{3}^{N} = S^{N} \frac{2}{\sqrt{3}} \cos(\omega - \pi/3) \\ . \end{cases}$$
(5.27)

Введем угловой параметр, значение которого дает удвоенный азимут главной оси номер 3, соответствующей собственному значению S_3^N , так что в системе координат $OX_1X_2X_3$ направляющие косинусы углов между осями OX_i и главными осями *К* имеют вид:

$$\begin{cases} n_{i1} = (1, 0, 0) \\ n_{i2} = (0, -\sin\frac{\varphi}{2}, \cos\frac{\varphi}{2}) \\ n_{i3} = (0, \cos\frac{\varphi}{2}, \sin\frac{\varphi}{2}). \end{cases}$$
(5.28)

Учтем, что интенсивность тензора S_{ij} равна 1, т.е. тензор является нормированным.

Это дает возможность также представить интенсивности S_{ij}^{N} и S_{ij}^{Q} в тригонометрической форме через угловой параметр ρ , $0 \le \rho \le \pi/2$:

$$S^{N} = \cos \rho$$

$$S^{Q} = \sin \rho .$$
(5.29)

Используя соотношения (5.26) - (5.28), можно получить следующие выражения для компонент S_{ij}^{N} :

$$\begin{cases} S_{11}^{N} = \frac{2}{\sqrt{3}} \cos \rho \cos \omega, \\ S_{22}^{N} = -\frac{1}{\sqrt{3}} \cos \rho \cos \omega - \cos \rho \sin \omega \sin \varphi, \\ S_{23}^{N} = -\cos \rho \sin \omega \sin \varphi, \\ S_{32}^{N} = S_{23}^{N}, \\ S_{33}^{N} = -\frac{1}{\sqrt{3}} \cos \rho \cos \omega + \cos \rho \sin \omega \sin \varphi. \end{cases}$$
(5.30)

Компоненты тензора S_{ij}^{Q} могут быть выражены через значение максимального перерезывающего касательного напряжения, равного S^{Q} , и направляющие косинусы площадки, на которой действует это напряжение. Вводя угловой параметр Ψ , соответствующий азимуту нормали к указанной площадке, приходим к выражениям для компонент S_{ij}^{N}

$$S_{12}^{Q} = \sin \rho \cos \psi$$

$$S_{13}^{Q} = \sin \rho \sin \psi$$

$$S_{21}^{Q} = S_{12}^{Q}, S_{31}^{Q} = S_{13}^{Q}.$$

(5.31)

Последние две группы формул дают тригонометрическое представление тензора-девиатора S_{ij} единичной интенсивности через четыре независимых угловых параметра:

$$0 \le \rho \le \pi/2,$$

$$0 \le \omega \le \pi \text{ (no IOH2a)},$$

$$0 \le \varphi \le 2\pi,$$

$$0 \le \psi < 2\pi.$$

(5.32)

Заметим, что первые два и последний параметры дают координаты образов тензорных объектов $S_{ij}{}^{N}$ и $S_{ij}{}^{Q}$ на так называемых сигма-сфере и сигма-окружности. Основанием для указанного соответствия является сохранение им скалярного произведения между напряженными состояниями, с одной стороны, и образами этих напряженных состояний, с другой.

Физический смысл введенных параметров заключается в следующем. Параметры ϕ , Ψ связаны с ориентацией главных напряжений. Из выражений (5.24), (5.30) вытекает, что при малых углах ρ напряженное состояние близко к "обобщенно плоскому" и приближенно описывается тензором S_{ij}^{N} . Это приближение применимо для ряда задач геотектонике, в том числе для исследований коры Северного Тянь-Шаня.

Для геометрического представления угла ω, поясняющего его смысл, необходимы достаточно сложные графические построения с проектированием главных осей тензора СТД на девиаторную плоскость, равнонаклоненную к этим осям, а также построение на этой плоскости кругов Мора для условного тензора напряжений [Юнга, 1990]. Опуская промежуточные этапы, обратимся к выводам из этих построений, поскольку именно они наиболее наглядны. При ω = π/3 множество значений угла φ образует на девиаторной плоскости окружность, соответствующую состоянию одноосного сжатия (укорочения) вдоль горизонтального направления, которое определяется значением φ . При $\omega = \pi/2$ окружность на девиаторной плоскости указывает на состояние чистого сдвига, причем оси максимального растяжения и сжатия лежат в горизонтальной плоскости. В случае $\omega = 2\pi/3$ имеет место состояние одноосного растяжения (удлинения) в горизонтальном аправлении. Важно отметить соответствие между этими предельными случаями «напряженного» состояния (а точнее, состояния тензора СТД) и значениями параметра Лоде – Надаи из (5.8). Стоит также отметить, что общая параметризация тензора – девиатора СТД (5.32) также описывает теоретически выделенные случаи: $\omega = \pi/6$ – напряжение главного сжатия горизонтально, а в вертикальном направлении действует численно равное ему растяжение [Юнга, 1990]; $\omega = 5\pi/6$ – главное растягивающее напряжение горизонтально, а численно равное ему напряжение сжатия вертикально. Очевидно, что эти случаи не представляют интереса для условий земной коры.

Установление в книге [*Юнга*, 1990] взаимно-однозначного соответствия между множеством тензоров сейсмических моментов и трехмерной поверхностью сферы в 4D пространстве, открывает возможности эффективно использовать при изучении ме ханизмов очагов развитые в теории классификации классические подходы, а также обеспечивает оптимальное графическое отображение как исходных данных, так и результатов расчетов. На основе этого соответствия С.Л. Юнга предложил схему для классификации режимов сейсмотектонической деформации (рис. 5.1.2), в которой выделяется 11 режимов.

В первую очередь учитываются четыре основных режима: горизонтального сжатия T (обозначение T введено по структурно-геологическому признаку горизонтального сжатия – взбросу, от англ. *Thrust fault*), горизонтальное растяжение N (от англ. *Normal fault*), горизонтальный сдвиг S (от англ. *Strike-slip fault*), перерезывающий или вертикальный взрез/срез V (от англ. *Vertical fault*). Два режима могут характеризоваться как предельные: двустороннего сжатия TT (формируется как бы двумя разрывами типа взбросов – *Thrust fault*) или растяжения NN (формируется как бы двумя отвечающая режиму косого сдвига O (от англ. *Oblique fault*), может рассматриваться как переходная от вертикального режима к сдвигу и в некотором роде является нейтральной, поскольку в равной степени отстоит от четырех основных режимов.

Наконец, выделяются четыре других переходных режима: два переходных от вертикального режима к обстановке сжатия TV или растяжению NV (от англ. *undertensional*) и два переходных режима от сдвига к сжатию ST (в английской терминологии – *transpressional*) или растяжению SN (в английской терминологии – *transtensional*). Здесь основные режимы выделены одним символом, предельные – двумя повторяющимися, переходные – двумя неповторяющимися.



Рис. 5.1.2. Классификации режимов сейсмотектонической деформации [*Юнга*, 1997]. Дугой обозначен интервал значений угла ω, соответствующий наиболее вероятным видам напряженного состояния в условиях земной коры Северного Тянь-Шаня.

Режим СТД обозначается значком, представляющим геометрические фигуры: прямоугольник с перпендикулярными к нему стрелками из его центра. Направление прямоугольника и стрелок на горизонтальной поверхности позволяет судить соответственно об азимутальном направлении осей сжатия и растяжения (азимут ноль градусов – направление на север). Цвет фигуры определяет режим деформации, а длина прямоугольника и стрелок отражает величину компоненты СТД (собственное значение) вдоль соответствующей главной оси.

При применении этой системы классификации для анализа сейсмотектонической деформации коры Тянь-Шаня (где растяжение заведомо не может действовать в вертикальном направлении и не превосходит главное горизонтальное сжатие) достаточно ограничиться интервалом значений углов вида напряженного состояния $\pi/3 \le \omega \le 2\pi/3$ (см. рис. 5.1.2). При картировании режимов СТД в дальнейшем используются вышеуказанные обозначения.

Разбиение на элементарные ячейки. При проведении расчетов направленности сейсмотектонической деформации посредством осреднения исходных данных область земной коры подразделяется на элементарные объемы с некоторым радиусом, центры которых размещаются в узлах (узловые точки) специально выбранной сетки. В качестве подготовительной операции необходимо провести покрытие территории исследуемого региона набором узловых точек. Расчет СТД выполняется суммированием матриц индивидуальных механизмов в пределах каждой ячейки. Нижний предел глубины исследуемого слоя зависит от величины сейсмоактивного слоя, например, согласно [*Юдахин*, 1983], землетрясения Северного Тянь-Шаня располагаются не ниже 30 км, поэтому в качестве нижнего предела рассматриваем глубину до 30 км.

Расчет среднего механизма и представление на диаграмме в виде нодальных линий и диаграммы P-, T-осей. При расчете сейсмотектонической деформации в пределах каждой ячейки осреднения выполняется суммирование матриц индивидуальных механизмов. В ходе проведения расчетов направленности СТД результаты целесообразно контролировать посредством визуального анализа статистики фокальных механизмов в виде сводной картины проекции P- и T-осей механизмов вместе с нодальными линиями среднего механизма. При этом общая картина выглядит значительно более ясной, если при отображении совокупности осей индивидуальных механизмов учитывать достаточные или необходимые условия соответствия индивидуального и среднего механизмов, подобно тому, как это делается при анализе вступлений поперечных волн [Юнга, 1990].

Приведем пример эффективности процедуры фильтрации. Опыт расчетов свидетельствует, что выявляемая при расчетах направленность сейсмотектонической деформации действительно характеризует статистику фокальных механизмов, рассматриваемых в данной подобласти [*Юнга*, 2002]. Иными словами, если образно представить направленность сейсмотектонической деформации в виде гипер-вектора в девятимерном пространстве, то в подавляющем большинстве гипер-вектора фокальных механизмов, рассматриваемые в том же пространстве, составляют с ним острый угол. Если же мы представим результаты в виде нодальных линий и выходов *P*- и *T*-осей, то даже в идеальном случае не получим полного разделения *P*-, *T*-осей квадрантами нодальных линий. Это иллюстрируется ниже на рис. 5.1.3*a* для серии специально сконструированных модельных механизмов. Вместе с тем, упоминавшийся выше простой прием фильтрации данных посредством исключения «необязательных» осей позволяет получить существенно более точную картину (рис. 5.1.3*б*). Нетрудно представить, как в общих чертах можно выявить среди пары главных осей (*P*, *T*) одну «необязательную» ось. Надо выразить матрицу механизма через направляющие векторы главных осей, а затем проанализировать условие положительности ее свертки со средней матрицей с учетом того, что все матрицы являются девиаторами и след их равен 0. Наконец, можно установить необходимое условие положительности указанной свертки, т.е. алгоритм исключения одной из (P, T) в случае, когда ее присутствие на диаграмме нарушает общую картину.

В верхней части рисунка, за пределами собственно диаграммы P-, T-осей, дается аддитивное разложение средней матрицы по четырем основным типам – взбросу (или сбросу), сдвигу и взрезу. Это позволяет визуально представить, а значит и описать характер напряженно-деформированного состояния. Скажем, приведенный выше режим является в значительной мере сдвиговым, с небольшой компонентой взброса и совсем незначительной компонентой взреза. Пример обработки реальных данных в очаговой зоне Суусамырского землетрясения (19.08.1992, M = 7.3) дан на рис. 5.1.3 ϵ .

Расчет направленности и вида сейсмотектонической деформации по Юнга. Полученные средние матрицы подвергаются анализу на собственные значения, определяются отвечающие им ориентации главных осей максимального укорочения и удлинения для полной матрицы и ее составляющих, отвечающих обобщенно-плоским и перерезывающим деформациям сейсмоактивного слоя земной коры.

Для каждой рассчитанной средней матрицы определяются указанным выше способом четыре независимых угловых параметра ρ , ω , φ , Ψ , но для задачи классификации достаточно использовать только ω и ρ (см. схему на рис. 5.1.2 и табл. 5.1.2).-

Для каждого режима рассчитывается свой единичный радиус-вектор. Далее по параметрам ω, *ρ* определяются единичные радиус-векторы, отвечающие средней матрице. Выбор режима, очевидно, отвечает максимуму из множества одиннадцати скалярных произведений указанных векторов (табл. 5.1.2) [Юнга, 1997].



Рис. 5.1.3. Нодальные линии среднего механизма и оси *P*, *T* для серии специально сконструированных модельных механизмов (по [*Юнга*, 2002]): *a* – весь набор *P*-, *T*-осей в отсутствии фильтрации; *б* – отфильтрованный набор *P*-, *T*-осей и механизм; *в* – окрестности очага Суусамырского землетрясения

	п		v	~ ~ ~	1
Таблина 5.1.2.	Параметт	ы режимов	сеисмотектов	ническои л	теформании
	110000000000000000000000000000000000000	Di pendine D			

Режим	TT*	<i>T</i> *	TS	S	NS	N*	NN*	TV*	0	NV*	V^*
Файлы–р	OP-p	_P-p	tP-p	$_S-p$	tT-p	_T-p	<i>оТ-р</i>	uP-p	_ <i>O</i> - <i>p</i>	uT-p	_V-p
Файлы–t	OP-t	P-t	tP-t	$_S-t$	tT-t	T-t	oT-t	uP-t	_O-t	uT-t	V-t
ω , град	0	30	60	90	120	150	180	30	90	150	0
ho, град	0	0	0	0	0	0	0	45	45	45	90

Примечание. * – маловероятные режимы СТД в условиях коры Северного Тянь-Шаня.

5.1.2. Расчет сейсмотектонических деформаций земной коры Северного Тянь-Шаня

Исследованию СТД Северного Тянь-Шаня посвящена работа [*Сейсмотекто*нические деформации..., 2005]. Для расчета СТД в ней использовались данные о фокальных механизмах 807 землетрясений, которые произошли с 1994 по 2004 гг. Накопление массива данных по фокальным механизмам позволяет обновить расчеты СТД, а также весовой функции для территории Северного Тянь-Шаня.

Исходные данные и методика

В основу исследования легли фокальные механизмы очагов 1480 землетрясений, которые произошли внутри территории, ограниченной координатами краевых станций сети KNET за 1994–2017 годы. Решения механизмов очагов получены на основе знаков прихода *P*-волн и собраны в каталог фокальных механизмов. Статистические характеристики этого каталога были описаны в предыдущей главе.

Разбиение территории на элементарные ячейки. Ранее в работах [Сейсмотектонические деформации..., 2005; Сычева, 2009] в качестве элементарных областей рассматривались круговые области с центром в узловых точках, в качестве которых принимались координаты 23-х GPS-пунктов, находящихся на территории исследования. Это было сделано с целью дальнейшего сравнения оценки деформационных процессов земной коры двумя методами – сейсмическим и геодезическим. Согласно карте фокальных механизмов очагов землетрясений, представленной на рис. 5.1.4, положение GPS-пунктов (зеленые кружки) не всегда попадают в область сейсмической активности, поэтому выбор узловых точек желательно выбирать в местах концентрации землетрясений (красные кружки). Такой подход в выборе узловых точек позволил несколько расширить территорию исследования и в пределах ячеек осреднения иметь достаточно представительное число определений механизмов землетрясений.



Рис. 5.1.4. Фокальные механизмы очагов и узловые точки. Узловые точки: зеленые кружки (всего 23 точки) – пункты GPS-наблюдений; красные кружки (всего 50 точек) – точки, выбранные в местах концентрации сейсмических событий

Влияние радиуса исследуемого объема на расчет СТД. В работе [Юнга, 2002] предлагается рассматривать элементарные подобласти размером порядка 1 дугового градуса, что соответствует расстоянию ~100 км. Этот размер можно соотнести с зоной подготовки крупного землетрясения. Рассмотрение области данного размера может позволить выявить потенциальную зону подготовки такого класса события. Рассмотрим влияние радиуса элементарной области на результаты расчета сейсмотектонической деформации. На рис. 5.1.5 представлены карты СТД, полученные для различных значений радиуса. Радиус *R* меняется от 0.1° до 0.5° с шагом 0.1°. Минимальный радиус элементарной ячейки позволяет детализировать деформационную обстановку (рис. 5.1.5*a*, многообразие режимов СТД), а увеличение радиуса ведет к сглаживающему эффекту и исключению влияния отдельных локальных землетрясений на общую деформационную картину (рис. 5.1.5*d*). Наиболее устойчивый результат, когда режимы СТД мало меняются от величины радиуса, наблюдается с $R \ge 0.3^\circ$. Небольшая площадь исследуемой территории ~100 · 300 км оправдывает при расчете СТД выбор радиуса элементарной ячейки $R = 0.35^\circ$ (рис. 5.1.5*e*).



Рис. 5.1.5. Влияние радиуса исследуемого объема на расчет СТД. Радиус расчета СТД: $a - R = 0.1^{\circ}$; $\delta - R = 0.2^{\circ}$; $e - R = 0.3^{\circ}$; $c - R = 0.4^{\circ}$; $\partial - R = 0.5^{\circ}$; $e - R = 0.35^{\circ}$.



Рис. 5.1.6. График повторяемости землетрясений каталога фокальных механизмов (а) и зависимости параметра $K_{\rm M}$ от магнитуды M (б) (по [*Сычева*, 2016]).

Расчет весовой функции для территории Северного Тянь-Шаня. В работе [Юнга, 2002] отмечено, что при расчете средневзвешенного среднего механизма очага предпочтительнее использовать региональную весовую функцию. Для территории Северного Тянь-Шаня такая функция была получена в работе [Сычева, 2005] на основе 870 слабых землетрясений. Получение новых данных по фокальным механизмам позволяет регулярно уточнять ранее полученную зависимость.

График повторяемости каталога фокальных механизмов (глава 4), построенный с шагом усреднения 0.5 класса, представлен на рис. 5.1.6а. Согласно графику повторяемости, представительной является выборка событий с $7 \le K \le 11$, что соответствует событиям $1.6 \le M \le 3.8$ [*Ризниченко*, 1985]. Этот интервал магнитуд был рассмотрен для зависимости $K_{\rm M}$ от магнитуды. Для ее определения были выполнены следующие расчеты. В каждой узловой точке (обозначены красными кружками на рис. 5.1.4) были рассчитаны

матрицы среднего механизма, при этом участвовали все события, которые попадали в область с радиусом 0.35° вокруг нее. Далее рассчитывалась интенсивность результирующей матрицы *K* согласно выражению (5.17) и коэффициенты соответствия каждого события полученной интенсивности. Группирование этих коэффициентов по магнитудным интервалам позволило получить среднее значение $K_{\rm M}$ для всех рассматриваемых интервалов. Результирующая зависимость $K_{\rm M}$ от магнитуды, представленная на рис. 5.1.66, была описана линейной моделью y(x) = 0.199 + 0.127x, что позволило определить точку ее пересечения с осью магнитуд $M_{\rm c} = -1.57$.

В формуле вычисления весового коэффициента (5.20) необходимо знать M_{max} , которая может быть определена из исследуемого каталога, но для нашего случая (данные сети KNET) в качестве M_{max} была принята магнитуда Суусамырского землетрясения (19.08.1992, M = 7.3). При этом выражение для вычисления весового коэффициента принимает форму: $w = (M + 1.57)/(7.3 + 1.57) = 0.11 \cdot (M + 1.57)$. Согласно этой формуле, события с магнитудой M = -1.57 имеют нулевой вес, и при M = 7.3 вес принимает значение равное единице. Весовая функция, определенная ранее (870 событий), соответствовала выражению $w = (M - 0.5)/(7.3 - 0.5) = 0.147 \cdot (M - 0.5)$ [*Сычева*, 2005].

Влияние весовой функции на расчеты СТД. Для исследования этого вопроса расчет СТД проводился по трем весовым функциям: в первом случае рассматривалась весовая функция, полученная С.Л. Юнга на основе анализа мировых данных [Юнга, 2002]; во втором использовалась весовая функция, полученная в работе [Сычева, 2005], и в третьем – весовая функция, полученная по 1436 землетрясениям. Карты СТД, полученные по трем весовым функциям, представлены на рис. 5.1.7: режимы СТД на всех представленных картах совпадают, что позволяет сделать вывод об устойчивости расчета. Для дальнейших расчетов использовалась региональная весовая функция вида $w = 0.11 \cdot (M+1.57)$.

Компоненты тензора деформации. В табл. 5.1.3 представлены координаты узловых точек, количество событий, значения горизонтальных и вертикальных компонент усредненных тензоров деформации. Расчет усредненного механизма проводился на основе весовой функции вида $w = 0.11 \cdot (M+1.57)$ по объему с радиусом $R = 0.35^{\circ}$ и толщиной исследуемого слоя 30 км.



Рис. 5.1.7. Влияние весового коэффициента на расчет СТД. Выражение для весовой функции: *a* – *w* = 0.07 · (*M*+6), [*Юнга*, 2002]; *б* – *w* = 0.15 · (*M* – 0.5), [*Сычева*, 2005]; *в* – *w* = 0.11 · (*M*+1.57).

№	φ,°с.ш.	λ,° в.д.	N	ZZ	ZY	ZX	YY	YX	XX
1	42.70	73.80	44	0.09337	0.01221	-0.04645	-0.55523	0.48222	0.46186
2	42.49	73.80	108	0.02323	-0.09039	0.07824	-0.45509	0.53725	0.43186
3	42.19	73.80	113	-0.03745	-0.16746	0.14052	-0.43893	0.49165	0.47638
4	42.10	73.91	116	-0.06487	-0.14892	0.14651	-0.38203	0.53049	0.44690
5	42.80	74.00	94	-0.09402	-0.06075	-0.02067	-0.55886	0.34953	0.65289
6	42.20	74.01	145	-0.00310	-0.13352	0.09625	-0.36205	0.58369	0.36515
7	42.31	74.01	187	-0.10785	-0.09274	0.08943	-0.34123	0.56438	0.44909
8	42.50	74.01	222	-0.09422	-0.06932	0.02273	-0.34595	0.57752	0.44017
9	42.80	74.20	192	0.03110	-0.10805	-0.01881	-0.62464	0.34097	0.59353
10	42.30	74.20	265	-0.11499	-0.06050	0.01907	-0.36544	0.55424	0.48043
11	42.20	74.21	177	-0.00719	-0.09156	0.06840	-0.41616	0.55741	0.42336
12	42.60	74.21	350	0.02276	-0.09855	0.02760	-0.53754	0.46076	0.51478
13	42.10	74.39	124	0.18743	-0.04639	-0.03272	-0.51310	0.54272	0.32568
14	42.50	74.40	444	0.11755	-0.08207	0.01269	-0.61825	0.41198	0.50070
15	42.81	74.40	345	0.10109	-0.08265	0.02315	-0.65734	0.34171	0.55625
16	42.29	74.40	344	0.05483	-0.08290	-0.00103	-0.55351	0.46271	0.49867
17	42.69	74.40	434	0.15073	-0.06463	0.00332	-0.66678	0.35917	0.51605
18	42.90	74.50	263	0.22307	-0.08334	0.03704	-0.72638	0.27628	0.50331
19	42.59	74.60	532	0.24330	-0.08252	0.01174	-0.73262	0.27455	0.48932
20	42.49	74.60	574	0.25668	-0.08680	0.01538	-0.72596	0.29270	0.46928
21	42.20	74.80	275	0.36152	-0.07490	-0.02973	-0.74369	0.28035	0.38217
22	42.49	74.81	682	0.38267	-0.07659	0.03568	-0.76577	0.23035	0.38309
23	42.60	74.81	678	0.37931	-0.07503	0.02693	-0.76544	0.23284	0.38613
24	42.90	74.81	310	0.35526	-0.09652	0.03042	-0.77426	0.19782	0.41900
25	42.10	74.81	225	0.38472	-0.10698	-0.02220	-0.73982	0.27811	0.35510
26	42.80	74.94	476	0.46522	-0.06659	0.03545	-0.78628	0.15947	0.32106
27	42.60	74.96	646	0.43636	-0.06997	0.01240	-0.78187	0.18547	0.34551
28	42.50	74.97	689	0.44705	-0.07357	0.01812	-0.78568	0.16838	0.33862
29	42.20	75.00	306	0.35907	-0.08820	0.00940	-0.73257	0.29930	0.37350
30	42.11	75.01	273	0.37214	-0.09316	0.01287	-0.74044	0.28277	0.36830
31	42.10	75.19	275	0.35746	-0.12442	0.05898	-0.72277	0.29871	0.36531
32	42.51	75.20	548	0.49780	-0.04737	-0.00243	-0.78698	0.14957	0.28918
33	42.20	75.20	321	0.35560	-0.11877	0.04231	-0.72624	0.29745	0.37064
34	42.85	75.26	352	0.52817	-0.04959	-0.00991	-0.79274	0.09350	0.26457
35	42.44	75.40	465	0.42491	-0.07291	-0.00046	-0.79378	0.14606	0.36887
36	42.09	75.41	213	0.31802	-0.13830	0.04545	-0.68494	0.35546	0.36692
37	42.19	75.41	269	0.26293	-0.13106	0.04187	-0.69153	0.33992	0.42860
38	42.60	75.41	424	0.46775	-0.06434	0.00343	-0.79996	0.10634	0.33221
39	42.90	75.51	151	0.08447	-0.08019	-0.19806	-0.69826	0.13646	0.61379

Таблица 5.1.3. Координаты узловых точек, количество событий и значения компонент усредненных тензоров деформации, рассчитанных для $R = 0.35^{\circ}$ и $w = 0.11 \cdot (M+1.57)$

-		ľ	1					
,°с.ш.	λ,° в.д.	N	ZZ	ZY	ZX	YY	YX	XX
42.52	75.60	387	0.38141	-0.08482	-0.08171	-0.77886	0.17635	0.39745
42.61	75.60	363	0.38299	-0.07905	-0.06443	-0.78837	0.15275	0.40538
42.72	75.60	320	0.35095	-0.06987	-0.05854	-0.79595	0.11972	0.44500
42.10	75.60	217	0.17968	-0.16335	0.10004	-0.59717	0.42627	0.41749
42.00	75.61	137	0.15682	-0.16504	0.14375	-0.57811	0.42890	0.42129
42.39	75.61	345	0.29739	-0.12976	-0.00786	-0.74137	0.25593	0.44398
42.51	75.80	234	0.09405	-0.14444	-0.11378	-0.68547	0.22792	0.59141
42.30	75.80	184	0.10954	-0.18026	0.07103	-0.59365	0.40382	0.48411
42.10	75.80	151	0.09018	-0.22189	0.10669	-0.52979	0.44537	0.43960
42.89	75.80	108	-0.33311	-0.18205	-0.14511	-0.43506	0.02508	0.76818
42.62	75.75	249	0.17535	-0.10891	-0.11964	-0.72519	0.21057	0.54984
'''' 4 4 4 4 4 4 4 4 4	2.52 2.61 2.72 2.10 2.00 2.39 2.51 2.30 2.10 2.89 2.62	R, B.R. 2.52 75.60 2.61 75.60 2.72 75.60 2.10 75.60 2.00 75.61 2.39 75.61 2.51 75.80 2.30 75.80 2.10 75.80 2.30 75.80 2.40 75.80 2.51 75.80 2.52 75.75	C.III. X, B.A. IV 2.52 75.60 387 2.61 75.60 363 2.72 75.60 320 2.10 75.60 217 2.00 75.61 137 2.39 75.61 345 2.51 75.80 234 2.30 75.80 184 2.10 75.80 151 2.89 75.80 108 2.62 75.75 249	C.III. X, B.A. IV ZZ 2.52 75.60 387 0.38141 2.61 75.60 363 0.38299 2.72 75.60 320 0.35095 2.10 75.60 217 0.17968 2.00 75.61 137 0.15682 2.39 75.61 345 0.29739 2.51 75.80 234 0.09405 2.30 75.80 184 0.10954 2.10 75.80 151 0.09018 2.89 75.80 108 -0.33311 2.62 75.75 249 0.17535	λ , $B.A$. N 222 21 2.5275.60387 0.38141 -0.08482 2.6175.60363 0.38299 -0.07905 2.7275.60320 0.35095 -0.06987 2.1075.60217 0.17968 -0.16335 2.0075.61137 0.15682 -0.16504 2.3975.61345 0.29739 -0.12976 2.5175.80234 0.09405 -0.14444 2.3075.80184 0.10954 -0.18026 2.1075.80151 0.09018 -0.22189 2.8975.80108 -0.33311 -0.18205 2.6275.75249 0.17535 -0.10891	λ , $B.A$. N ZZ ZI ZX 2.5275.603870.38141-0.08482-0.081712.6175.603630.38299-0.07905-0.064432.7275.603200.35095-0.06987-0.058542.1075.602170.17968-0.163350.100042.0075.611370.15682-0.165040.143752.3975.613450.29739-0.12976-0.007862.5175.802340.09405-0.14444-0.113782.3075.801840.10954-0.180260.071032.1075.801510.09018-0.221890.106692.8975.80108-0.33311-0.18205-0.145112.6275.752490.17535-0.10891-0.11964	λ , $B.A$. N ZZ ZI ZX II 2.5275.603870.38141-0.08482-0.08171-0.778862.6175.603630.38299-0.07905-0.06443-0.788372.7275.603200.35095-0.06987-0.05854-0.795952.1075.602170.17968-0.163350.10004-0.597172.0075.611370.15682-0.165040.14375-0.578112.3975.613450.29739-0.12976-0.00786-0.741372.5175.802340.09405-0.14444-0.11378-0.685472.3075.801840.10954-0.180260.07103-0.593652.1075.801510.09018-0.221890.10669-0.529792.8975.80108-0.33311-0.18205-0.14511-0.435062.6275.752490.17535-0.10891-0.11964-0.72519	λ , $B.A$. N ZZ ZI ZX II IX 2.5275.603870.38141-0.08482-0.08171-0.778860.176352.6175.603630.38299-0.07905-0.06443-0.788370.152752.7275.603200.35095-0.06987-0.05854-0.795950.119722.1075.602170.17968-0.163350.10004-0.597170.426272.0075.611370.15682-0.165040.14375-0.578110.428902.3975.613450.29739-0.12976-0.00786-0.741370.255932.5175.802340.09405-0.14444-0.11378-0.685470.227922.3075.801840.10954-0.180260.07103-0.593650.403822.1075.801510.09018-0.221890.10669-0.529790.445372.8975.80108-0.33311-0.18205-0.14511-0.435060.025082.6275.752490.17535-0.10891-0.11964-0.725190.21057

Окончание	табл.	5.	1.3
-----------	-------	----	-----

Рассмотрение изменения компонент усредненных тензоров деформации (только кинематическая составляющая) невозможно без оценки интенсивности сейсмотектонической деформации.

Среднегодовая скорость сейсмотектонической деформации или интенсивность СТД, I_{Σ} . В главе 4 было показано, что величина I_{Σ} может быть вычислена по формуле (4.7) при суммировании скалярных сейсмических моментов M_0 для событий, произошедших в течение времени *T*, гипоцентры которых, попадают в исследуемый объем среды, *V*. С учетом соотношения (4.1), связывающего сейсмические моменты $(M_0)_{\alpha}$, $\alpha = 1, 2, ... N$, с магнитудами соответствующих землетрясений M_{α} , выражение для расчета интенстивности СТД (4.7) можно переписать в форме

$$I_{\Sigma} = \frac{1}{-GVT} \sum_{\alpha=1}^{N} M_{0}^{\alpha} = \frac{2.51 \cdot 10^{8}}{GVT} \sum_{\alpha=1}^{N} (M^{1.6})_{\alpha}.$$
 (5.33)

При расчетах с использованием этой формулы модуль сдвига принимался $G = 3 \cdot 10^{10} \text{ H/m}^2 [Ризниченко и др., 1976].$

Результаты расчета интенсивности СТД представлены на рис. 5.1.8а: максимум (0.2·10⁻⁹ год⁻¹) приходится на центральную и восточную часть Киргизского хребта и южнее его – хр. Карамойнок, Джумгальский, горы Сандык и Кызарт. Для получения полной информации о распределении компонент тензора деформации необходимо рассматривать произведение кинематической составляющей на интенсивность СТД.

Распределение главных компонент тензоров деформации из табл. 5.1.3 (XX, YY и ZZ), умноженные на интенсивность деформации, представлены на рис. 5.1.8. Согласно табл. 5.1.3 и легенде на рис. 5.1.86, значения горизонтальной компоненты XX (рис. 5.1.86) положительные, а YY (рис. 5.1.86) – отрицательные, что означает удлинение в направлении запад-восток и укорочение в направлении север-юг земной коры исследуемой территории. Максимальное растяжение характерно для центральной и восточной части Киргизского хребта, юго-западной части озера Иссык-Куль и района Кочкорской впадины. Максимальное сокращение проявляется на территории Киргизского хребта восточнее 75.30° в.д. Значения вертикальной компоненты ZZ за исключением нескольких узловых точек (табл. 5.1.3) имеют положительные значения, что указывает в целом на воздымание исследуемой территори

рии, максимальное поднятие – восточная часть Киргизского хребта. Отрицательные значения вертикальной компоненты определены для узловых точек, расположенных в Суусамырской впадине и западной части Чуйской впадины. Это, прежде всего, отвечает уменьшению толщины коры и уже во вторую очередь может показывать ее опускание (рис. 5.1.8*г*). По распределениям компонент усредненных тензоров деформации, представленных на рис. 5.1.8, можно отметить зоны максимальных и минимальных значений компонент тензора деформации, однако их картирование не позволяет представить деформационный режим в целом. Возможно их одновременное рассмотрение, но это не вполне удобно для использования специалистами других областей – геодезии, геофизики и геологии.



Рис. 5.1.8. Распределение интенсивности СТД (*a*) и произведение компонент тензора деформации на интенсивность: $\delta - XX$; $\epsilon - YY$; $\epsilon - ZZ$. Единица измерения – 10⁹ год⁻¹.

Карта СТД. На рис. 5.1.9 представлены карты СТД, построенные двумя способами: по узловым точкам, расположенным в местах концентрации землетрясений (50 точек, рис. 5.1.9a) и по узловым точкам сетки с шагом 0.1° (рис. 5.1.9b).

Согласно схеме классификации (см. рис. 5.1.2), для исследуемой территории характерно два режима деформации: горизонтальный сдвиг (зеленый цвет) и режим транспрессии (бирюзовый). Первый режим проявляется в западной части исследуемой территории (Суусамырская впадина и западная часть Киргизского хребта и Чуйской впадины), и в крайней восточной субмеридионально расположенной полосе (юго-восточная часть Кочкорской впадины и восточная концевая часть Киргизского хребта). Между двумя этими областями проявляется режим транспрессии (центральная и восточная часть Киргизского хребта, Джумгал Тоо, горы Сандык и Карамойнок). Направление осей сжатия разворачивается от северо-западных румбов в западной части к субмеридианальному в восточной части рассматриваемой территории. Аналогичные результаты были получены на основе исследования меньшего числа землетрясений (870) в работе [*Сейсмотектонические деформации...*, 2005].

Карты СТД по глубинам. При построении карт СТД для различных глубин весь исследуемый слой был поделен на 4 перекрывающихся диапазона глубин: 0–10, 5–15, 10–20 и 15–25 км, и каждый из полученных результатов соответственно можно привязать к глубинам 5, 10, 15 и 20 км (рис. 5.1.10).



Рис. 5.1.9. Карта СТД, рассчитанная по 50 узловым точкам, расположенным в местах концентрации землетрясений (*a*) и по узловым точкам сетки с шагом 0.1° (б) ($R = 0.35^{\circ}$, региональная весовая функция по данным за 1994–2015 гг.)



Рис. 5.1.10. Глубинные режимы СТД: *а* –5 км; *б* – 10 км; *в* – 15 км; *г* – 20 км.

На глубине 5 км (рис. 5.1.10*a*) отмечается разнообразие режимов СТД: режим растяжения, переходный режим от растяжения к сдвигу, горизонтальный сдвиг, режим транспрессии и переходный режим от сжатия к сдвигу. В западную область, которая характеризуется режимом горизонтального сдвига (см. рис. 5.1.9), попадают локальные зоны с переходным режимом от растяжения к сдвигу. Область транспрессии, которая расположена восточнее 74.30° в.д. по рис. 5.1.9, имеет меньшие размеры, а с восточной стороны появляется субмеридионально расположенная зона с режимом горизонтального сдвига, переходным режимом от сжатия к сдвигу и даже есть несколько локальных зон с режимом растяжения. Многообразие режимов деформации на этой глубине можно объяснить раздробленностью и блочным строением приповерхностного слоя земной коры. При рассмотрении режимов СТД на других глубинах (рис. 5.1.10б, в, г) можно отметить следующую тенденцию: с увеличением глубины уменьшается количество деформационных режимов, расширяется территория, которая характеризуется режимом транспрессии, и происходит разворот направления осей сжатия от северо-западных к северным направлениям.

Коэффициент Лоде – Надаи и угол вида напраженного состояния (угол вида плоской деформации по Юнга). Для того, чтобы получить представление о деформации земной коры в целом, а не по отдельным компонентам (рис. 5.1.8), используется коэффициент Лоде – Надаи, μ_{ε} , являющийся инвариантом тензора деформаций. Анализ площадного распределения этого коэффициента показал, что значительная часть исследуемой территории (центральная и восточная часть) характеризуется деформацией с преобладанием простого сжатия (одноосного сжатия) ($\mu_{\varepsilon} > 0.2$), остальная часть земной коры находится в условиях чистого сдвига (-0.2 < $\mu_{\varepsilon} < 0.2$) и преобладания простого растяжения (одноосного растяжения) ($\mu_{\varepsilon} > -0.2$) (западная и северо-восточная, рис. 5.1.11а).

Как отмечалось выше в разделе 5.1.1, схема классификации режимов в СТД основана на параметризации угловых параметров, одним из которых является угол вида напряженного состояния ω, (5.27) (угол вида плоской деформации по Юнга). Из соотношения между коэффициентом Лоде – Надаи и значением угла ω в дифференциальной форме $|d\mu_{\varepsilon}/d\omega| = 3^{\frac{1}{2}}/\sin^2\omega$ вытекает, что если шкалу μ_{ε} выбрать равномерной (как при построении распределения на рис. 5.1.11а) то шкала ω будет более растянутой в окрестностях $\omega = \pi/3$ и $\omega = 2\pi/3$ (режимы, близкие к простому растяжению и сжатию соответственно) по сравнению окрестностью $\omega = \pi/2$ (режимы, близкие к простому сдвигу). Картирование значений угла ω позволяет уточнить расположение зон, где для СТД наиболее выражены режимы простого (одностороннего) сжатия или растяжения. На рис. 5.1.116 представлено площадное распределение значений угла ω. Минимальное значение этого угла характерно для восточной части Киргизского хребта и восточная часть хребта Джумгал-Тоо, что может свидетельствовать о повышенных напряжениях в горизонтальной плоскости этой территории. По схеме классификации режимов СТД эта зона характеризуется режимом транспрессии.





5.1.3. Сравнение полученных результатов с GNSS-данными

5.1.3.1. GNSS-данные и методика расчета распределения значений тензора скорости современных деформаций земной коры

В качестве исходных данных для расчета поля деформации дневной поверхности был использован каталог скоростей 50 пунктов наблюдений локальной GNSS (GPS) сети и пунктов наблюдений ЦА-GPS-сети, входящих и окружающих исследуемый регион. С учетом особенностей выбранной методики фактически для вычисления деформаций были использованы данные с 90 пунктов GPS-наблюдений (далее используем для краткости сокращение GPS). Этот каталог составлен по данным с 1994 по 2012 г. Для всех использованных пунктов ошибки (среднеквадратические отклонения) оценки скорости не превосходят 0.4 мм/год по горизонтальным компонентам, причем для 80 пунктов из этих 90 ошибки составляют менее 0.2 мм/год (рис. 5.1.12).



Рис. 5.1.12. Вектора скоростей 50-ти локальных и 40-ка региональных пунктов наблюдений ЦА-GPS-сети (по [*Сычева, Мансуров,* 2017]).

В [*Сычева, Мансуров*, 2017] расчет поля тензора скорости деформации земной коры по данным GPS производился с использованием программного комплекса SUR_GPS_STRAINS [*авт. свид., Мансуров*, 2016], вопросы разработки которого изложены в [*Мансуров*, 2012]. Этот программный комплекс реализует подход, предложенный в [*Shen et al.*, 1996], основанный на взвешенном методе наименьших квадратов. Аспекты применения этого метода к использованным данным подробно изложены в [*Мансуров*, 2016]. Ниже описаны его основные положения.

Нахождение тензора градиента скорости. Зададим в исследуемой области систему отсчета. Начало отсчета поместим в произвольной точке (в дальнейшем будем называть ее точкой расчета), а направления осей возьмем такие же, как и в той системе отсчета, в которой заданы исходные данные (скорости точек наблюдений). Теперь, если допустим, что поле скорости деформации в исследуемой области однородно, то движение произвольной точки среды (а в частности – точки наблюдения) можно описать уравнением, основанным на линейной части разложения Тейлора функции скорости точки от ее радиус-вектора:

$$U = T + \frac{dU}{dX}\Delta X = T + L\Delta X + E$$
или $u_i = t_i + \frac{\partial u_i}{\partial x_i}\Delta x_j = t_i + L_{ij}\Delta x_j + e_i,$ (5.34)

где: U – вектор скорости в точке наблюдения, T – вектор скорости в начале отсчета, L – тензор градиента скорости в начале отсчета, ΔX – радиус-вектор точки наблюдения, E – остаточный член. Эти матрицы задаются следующим образом

$$U = \begin{bmatrix} u_{x} \\ u_{y} \end{bmatrix}, \ T = \begin{bmatrix} t_{x} \\ t_{y} \end{bmatrix}, \ L = \begin{bmatrix} L_{xx} & L_{xy} \\ L_{yx} & L_{yy} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{\partial u_{x}}{\partial x} & \frac{\partial u_{x}}{\partial y} \\ \frac{\partial u_{y}}{\partial x} & \frac{\partial u_{y}}{\partial y} \end{bmatrix}, \ \Delta X = \begin{bmatrix} \Delta x \\ \Delta y \end{bmatrix}. \ E = \begin{bmatrix} e_{x} \\ e_{y} \end{bmatrix}.$$
(5.35)

Решение системы уравнений вида (5.34) представляет собой классическую обратную задачу, для решения которой можно эффективно использовать метод наименьших квадратов. В матричном виде функциональную модель метода наименьших квадратов можно представить линейным уравнением:

$$u = Al av{5.36}$$

где $u_{\mathbf{x}(1)}$ $u_{v(1)}$ $u_{\rm x(2)}$ вектор горизонтальных компонент скоростей $u = |u_{y(2)}|$ смещений в точках GPS-наблюдений, $u_{\rm x(N)}$ $u_{\rm v(N)}$ $\begin{bmatrix} 1 & 0 & \Delta x_{(1)} & \Delta y_{(1)} & 0 \end{bmatrix}$ $A = \begin{bmatrix} 0 & 1 & 0 & 0 & \Delta x_{(1)} & \Delta y_{(1)} \\ 1 & 0 & \Delta x_{(2)} & \Delta y_{(2)} & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & \Delta x_{(2)} & \Delta y_{(2)} \end{bmatrix}$ матрица модели содержит информацию о положении точек GPS-наблюдений относительно точки расчета, t_v $\begin{vmatrix} L_{\rm xx} \\ L_{\rm xy} \\ L_{\rm yx} \end{vmatrix}$ вектор параметров, содержащий компоненты тензора градиента скорости L, которые необходимо оценить.

Как было показано выше, система (5.36) определена при N = 3 и, соответственно, переопределена при N > 3.

Будем рассматривать только невязки наблюдений – вектора скоростей смещений \overline{u} , предполагая, что матрица *A* имеет незначительные относительные ошибки, которыми можно пренебречь:

$$\bar{u} = A\bar{l} + \bar{e} \,, \tag{5.37}$$

где \overline{e} – вектор невязок.

С учетом того, что элементы вектора \overline{u} имеют оцененные априорные ошибки, следует применить взвешенный метод наименьших квадратов [Seber et al., 2003], согласно которому вектор параметров находится в результате минимизации квадратичной формы

$$J = e^{-T} W \overline{e}$$
,

где W – матрица весов, обратная матрице ковариации вектора \overline{u} .

В [*Сычева, Мансуров*, 2017] корреляция между оценками компонент скоростей GPS-пунктов не рассматривалась, поэтому матрица ковариации вектора \overline{u} и матрица *W* являются диагональными:

$$\operatorname{cov}(\overline{u}) = \operatorname{diag}(\sigma_{\overline{u}x(1)}^{2} \sigma_{\overline{u}y(1)}^{2} \sigma_{\overline{u}x(2)}^{2} \sigma_{\overline{u}y(2)}^{2} \dots \sigma_{\overline{u}x(N)}^{2} \sigma_{\overline{u}y(N)}^{2}$$
(5.38)

$$W = \operatorname{diag}(\sigma_{\overline{u}x(1)}^{-2} \sigma_{\overline{u}y(1)}^{-2} \sigma_{\overline{u}x(2)}^{-2} \sigma_{\overline{u}y(2)}^{-2} \dots \sigma_{\overline{u}x(N)}^{-2} \sigma_{\overline{u}y(N)}^{-2})$$
(5.39)

где $\sigma_{\bar{u}(j)(i)}$ оцененное среднеквадратическое отклонение *j*-й компоненты скорости *i*-го GPS-пункта.

Итоговая формула для расчета вектора параметров:

$$\overline{l} = (A^{\mathrm{T}}WA)^{-1}A^{\mathrm{T}}W\overline{u} \tag{5.40}$$

и его матрицы ковариации:

$$D(\bar{l}) = (A^{\mathrm{T}}WA)^{-1} \tag{5.41}$$

Пересмотр допущения об однородности деформаций. С учетом допущения о том, что поле скорости деформации однородно, решение избыточной системы уравнений дает единственное значение тензора скорости деформации, характеризующее поле скорости деформации во всей исследуемой области. Однако более реалистичным выглядит допущение, что поле деформации можно считать однородным лишь в некоторой окрестности точки расчета (непрерывность поля скорости деформации). Можно также предположить то, что чем большую окрестность мы рассматриваем, тем менее однородным будет поле в этой окрестности. Тогда при расчете следует считать более значимыми точки наблюдений, ближайшие к точке расчета, а результат будет характеризовать скорость деформации в окрестности точки расчета.

Достаточно распространенный прием сводился к выбору трех точек наблюдений, распределенных вокруг точки расчета на минимальных дистанциях (обычно это достигалось заданием сетки точек расчета посредством триангуляции сети GPSпунктов). Огромным недостатком этого приема являлась сильная чувствительность к ошибкам во входных данных: ошибка в скорости хотя бы одной точки наблюдения сильно искажала рассчитанное поле в окрестности этой точки.

В нашем подходе для устранения таких искажений применена предложенная в [Shen et al., 1996] стратегия взвешивания данных о скоростях пунктов наблюдений в

зависимости от расстояния до точки расчета. При этом все доступные оценки скоростей GPS-пунктов включаются в вычислительную процедуру, но их веса (элементы матрицы W) масштабируются с помощью дополнительной весовой функции. В качестве такой весовой функции используется [*Shen et al.*, 1996]:

$$f(d) = \exp\left(\frac{-2d}{d_0}\right), \qquad (5.42)$$

где d – расстояние между точкой расчета и точкой наблюдения, d_0 – коэффициент, контролирующий степень сглаживания и подбираемый в зависимости от среднего шага между пунктами сети GPS-наблюдений. При таком взвешивании практически используются пункты наблюдений, отстоящие от точки расчета не более чем на $2d_0$.

Таким образом, вместо матрицы *W* в формулах (5.40) и (5.41) применяется матрица

$$W_{\text{total}} = W \cdot W_{\text{dist}},$$

$$W_{\text{dist}} = \text{diag}(f(d_{(1)}) \ f(d_{(1)}) \ f(d_{(2)}) \ f(d_{(2)}) \ \dots \ f(d_{(N)}) \ f(d_{(N)})), \quad (5.43)$$

$$d_{(i)} = \sqrt{\Delta x_{(i)}^2 + \Delta y_{(i)}^2} \ , \quad i = 1, 2, \dots N$$

Нахождение тензора скорости деформации и определение его параметров

Тензор градиента скорости аддитивно можно разделить на симметричную и антисимметричную части:

$$L = \stackrel{\leftrightarrow}{\epsilon} + \stackrel{\leftrightarrow}{\omega}$$
или $L_{ij} = \epsilon_{ij} + \omega_{ij} = \frac{1}{2} (L_{ij} + L_{ji}) + \frac{1}{2} (L_{ij} - L_{ji}),$ (5.44)

отражающие эффекты деформации и вращения соответственно.

Диагонализация тензора скорости деформации ε_{ij} приводит к собственным векторам $\vec{v}_{(k)}$ (направлениям) и собственным значениям $\lambda_{(k)}$, удовлетворяющим отношению:

$$\forall k, (k \in \{1,2\}): \vec{v}_{(k)} = \vec{v}_{(k)} \lambda_{(k)} \quad ($$
или $\varepsilon_{ij} v_{i(k)} = v_{i(k)} \lambda_{(k)}).$ (5.45)

Собственные значения представляют собой главные значения тензора скорости деформации, и, в соответствии с традиционными обозначениями, определим их как ε_{max} , ε_{min} . Соответствующие собственные вектора задают главные направления тензора скорости деформации.

На основе полученных главных значений тензора скорости деформации вычисляются скорость деформации изменения площади χ_S и скорость максимальной сдвиговой деформации ξ :

$$\chi_{\rm S} = \varepsilon_{\rm max} + \varepsilon_{\rm min} \,, \tag{5.46}$$

$$\xi = \varepsilon_{\max} - \varepsilon_{\min}. \tag{5.47}$$

Нужно отметить, что при предположении о локальной однородности поля скорости деформации следует в первую очередь избегать экстраполяции и со скептицизмом относиться к результатам расчета в узлах, сильно удаленных от всех точек GPS-наблюдений. Для формализации этих требований вводится критерий значимости результата расчета в произвольной точке: рассматривается круг с центром в точке расчета и радиусом, который определяется выражением $k_{sign} \cdot d_0$, где k_{sign} может меняться от 1 до 4. Если хотим построить локальную картину, то k_{sign} выбирается максимальным, а значение d_0 минимальным. Из центра круга в направлении всех точек наблюдений, лежащих в этом круге, проводятся лучи. Затем находится максимальный угол а между двумя соседними лучами, (то есть угол, внутри которого нет других лучей). Результат расчета признается высоко значимым, если $\alpha > 180^\circ$, среднее значимым, если $90^\circ < \alpha < 180^\circ$, и низко значимым, если $\alpha > 180^\circ$.

Методика расчета поля тензора скорости деформации земной коры по GPSданным, представленная выше, основана на четко аргументированных математических преобразованиях и допущениях. В работе [*Костюк*, 20086] приведено лишь краткое описание методики и указана ссылка на работу [*Sagiya*, 2000], в которой не вводилось понятие тензора градиента скорости. В результате ключевые формулы математической модели [*Сычева, Мансуров*, 2017] отличаются от работы, представленной в [*Sagiya*, 2000]. Существенным отличием от [*Костюк*, 20086] также является использование более точного и детального каталога скоростей пунктов GPS (1994–2012 гг.) вместо (1994–2006), меньшего шага расчетной сетки (8.3 км вместо ~12 км) и меньшего радиуса сглаживания (10 км вместо 28 км); значение k_{sign} было принято равным 4. Все это позволило получить гораздо более детальное распределение тензора скорости деформации земной коры.

5.1.3.2. Сравнение результатов оценки деформационного режима на основе сейсмологических и GPS-данных

Для сравнения данных, полученных на основе разных методов, выбраны два поля – направление осей сжатия/укорочения и растяжения/удлинения и распределение деформации изменения площади. По сейсмическим данным последний параметр оценивается как произведение интенсивности деформации и суммы горизонтальных компонент средневзвешенного тензора деформации ($\varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy}$).

Направление осей сжатия/укорочения и растяжения/удлинения. На рис. 5.1.13 представлена карта СТД. Режим СТД обозначается значком – узкий прямоугольник с перпендикулярными к нему стрелками, направленными из центра (при всестороннем сжатии – два перпендикулярных друг другу прямоугольника, а при всестороннем растяжении – две перпендикулярные друг другу пары стрелок, но в результатах данного исследования такие режимы не наблюдаются). Длина прямоугольника и стрелок отражает величину компоненты СТД (собственное значение) вдоль соответствующей главной оси. Ориентация прямоугольника и стрелок на горизонтальной поверхности позволяет судить соответственно об азимутальном направлении осей укорочения и удлинения. Цвет значка означает режим СТД согласно схеме классификации [Юнга, 1997]. Фоном на рис. 5.1.13 показано распределение интенсивности СТД, полученной по методике [Лукк, Юнга, 1979].



Рис. 5.1.13. Карта СТД на фоне распределения интенсивности деформации (масштаб значений на шкале цвета заливки – 10⁹ год⁻¹) (по [*Сычева, Мансуров,* 2017]), красными линиями отмечены локальные и региональные разломы (по [*Ребецкий, Кузиков,* 2016]). Цвет значка обозначает режим деформации согласно классификации режимов СТД (рис. 5.1.2).

Направление осей укорочения СТД меняется от север-северо-западного на западе к субмеридиональному в центральной и восточной частях, а осей удлинения от северо-восточного на западе до субширотного в центральной и восточной частях исследуемой территории. Угол погружения осей сжатия имеет минимальное значение (до 30°) на территории от 74°45′ в.д. до 75°30′ в.д., которая включает в себя восточную часть Киргизского хребта и хребты Кызарт, Карамайнок и Сандык (см. рис. 5.1.14). На этой же территории оси растяжения имеют субвертикальное положение. Минимальное значение угла погружения оси растяжения отмечается в восточной части Чуйской долины, в Кочкорской впадине, в западной части Суусамырской впадины и в западной части Киргизского хребта. Интенсивность СТД достигает максимума в восточной половине Киргизского хребта, на хребтах Джумгал, Карамойнок и в горах Сандык.

На рис. 5.1.14 показано поле тензора скорости горизонтальной деформации земной коры, полученное по GPS-данным. Направления стрелок показывают собственные направления тензора (направления главных осей); стрелка имеет красный цвет, если по соответствующей оси происходит укорочение, или синий – в случае удлинения. Длины стрелок показывают абсолютные величины соответствующих собственных значений тензора (отрицательных при укорочении и положительных при удлинении) в указанном на карте масштабе (50.10⁻⁹ год⁻¹ по каждой из осей). Фоном показан рельеф региона.

Согласно GPS-данным, субмеридиональное укорочение, характеризующее регион в целом, распределено по нему неравномерно. Наибольшая скорость укорочения наблюдается в Суусамырской впадине, а также в восточной половине соч-

ленения Чуйской впадины и Киргизского хребта, причем направление укорочения лежит поперек простирания структурообразующих элементов рельефа. Также значительное укорочение имеется в Кочкорской впадине и переходит в западную часть Иссык-Кульской впадины, причем небольшое удлинение по другой оси позволяет предполагать правосдвиговую транспрессию по субширотным разломам. На севере Чуйской впадины субмеридиональное укорочение соседствует с субширотным удлинением, что в сочетании с разломами северо-западного простирания может свидетельствовать о наличии здесь правостороннего сдвига. В северо-восточном углу исследуемой области расчет показывает субмеридиональное удлинение Кастекского хребта, однако для этих ячеек очень велика оцененная погрешность расчета, что делает такой результат недостоверным. При этом, согласно схеме классификации режимов СТД, эта область также характеризуется режимом растяжения. Зона сопряжения хребтов Джумгал, Карамойнок и гор Сандык с Киргизским хребтом испытывает деформации на порядок меньшие, чем в среднем по региону.

Согласно рис. 5.1.13 и 5.1.14, направление осей сжатия/укорочения по сейсмическим и GPS-данным в целом совпадает. Ранее это уже было отмечено в работе [Деформация земной..., 2010]. Исключением служит Суусамырская впадина с всесторонним укорочением осей по данным GPS, наибольшим по север-северо-восточному направлению, и режимом, близким к горизонтальному сдвигу с северо-западным направлением оси сжатия по данным СТД. Оба метода показывают режим горизонтального растяжения/удлинения в районе Костекского хребта.

При этом поля деформаций по GPS и СТД отличаются по интенсивности. Так, уровень СТД в среднем на 2–3 порядка меньше величин деформации по GPSданным. Такое соотношение между абсолютными величинами скоростей GPSдеформаций и СТД является естественным отражением следующего обстоятельства. Изменения длин горизонтальных линий (горизонтальные компоненты полной деформации), регистрируемые методом GPS, складываются из общей приповерхностной деформации земной коры. А СТД отражают только те из них, которые зафиксированы по результатам происходящих землетрясений.

Из представленных выше рисунков видно, что в районе горных сооружений Джумгал, Карамойнок и Сандык наблюдается сравнительно более интенсивные проявления СТД относительно пониженного уровня деформаций по GPS-данным. В сравнении с остальной территорией в этой области проявлен более низкий уровень пластической и упругой деформации и отмечены повышенные значения хрупких дислокаций земной коры.

Поле деформации изменения площади. На рис. 5.1.15 и 5.1.16 представлено распределение суммы горизонтальных компонент тензора скорости деформации по сейсмическим (рис. 5.1.15) и GPS-данным (рис. 5.1.16). Сравнение этих полей позволяет отметить одно наиболее заметное различие в распределении изменения площади. Оно наблюдается в Суусамырской впадине, где по данным GPS в горизонтальной плоскости имеется сильное укорочение, а по сейсмическим данным отмечаются сдвиговые деформации. Это может быть объяснено тем, что основную часть сейсмических событий составляют афтершоки Суусамырского землетрясения 1992.08.19 с M = 7.3. Это слабые события с большой сдвиговой составляющей, в отличие от событий регионального масштаба, для которых характерны взбросовые механизмы. В данные GPS вносят вклад пластические деформации, препятствия для которых могли быть частично устранены этим землетрясением.



Рис. 5.1.14. Поле тензора скорости горизонтальной деформации земной коры, полученное по GPSданным (по [*Сычева, Мансуров,* 2017]).



Рис. 5.1.15. Распределение деформации изменения плошади (сумма горизонтальных продольных деформаций тензора скорости деформации) по сейсмическим данным. Единица измерения – 10⁻⁹ год⁻¹. Черные точки – землетрясения, произошедшие на изучаемой территории за период исследования.

Для центральной части зоны сопряжения Чуйской впадины и Киргизского хребта в работе [*Мансуров*, 2015] было проведено детальное исследование распределения скорости деформации по данным GPS (без сопоставления с распределением сейсмичности). В этом исследовании были выявлены две четко очерченные зоны высоких скоростей горизонтального укорочения, где сокращение (изменение

площади) происходит быстрее, чем 50·10⁻⁹ год⁻¹. Для понимания процесса разгрузки напряжений, за счет сейсмичности, на поле распределения площадной скорости деформации по GPS-данным вынесено положение землетрясений с уровнем сброса напряжений $\Delta \sigma > 1$ МПа, которые произошли на исследуемой территории за 1998– 2014 гг. [*Сычева, Богомолов*, 2016].



Рис. 5.1.16. Распределение деформации изменения плошади (сумма горизонтальных продольных деформаций тензора скорости деформации по GPS-данным) (по [*Сычева, Мансуров*, 2017]). Единица измерения – 10^{-9} в год. Белыми кругами показано расположение сейсмических событий с уровнем сброса напряжений $\Delta \sigma > 1$ МПа (из 152 событий по каталогу динамических параметров за 1998– 2014 гг. [*Сычева, Богомолов*, 2016]). Радиус круга зависит от магнитуды события: минимальный радиус соответствует M = 3.4, максимальный M = 5.3. Треугольники – приемные станции электромагнитного зондирования; квадрат – положение Научной станции РАН.

События с указанным уровнем сброса напряжений практически не попадают в область сопряжения Чуйской впадины и Киргизского хребта (зона максимального укорочения, рис. 5.1.16). В разделе 4.1 уже было отмечено, что велика вероятность, что в указанной области сброс напряжений происходит за счет более слабой сейсмичности, вызванной работой ЭРГУ и поэтому здесь нет условий для концентрации напряжений от поверхности до глубин 15 км (сейсмогенерирующий слой).

5.1.4. Исследование напряженно-деформированного состояния территории Центрального Тянь-Шаня

Результаты исследования деформационных процессов Центрального Тянь-Шаня методом СТД на основе данных о фокальных механизмах землетрясений, произошедших с 1961 по 1992 гг., опубликованы в работе [Сейсмотектонические деформации..., 2008]. Решения фокальных механизмов были получены Институтом сейсмологии НАН КР на основе знаков первых вступлений. Применение современных методов определения тензоров сейсмического момента методом волновой инверсии позволило получить банк данных для землетрясений, которые произошли с 1996 по 2017 гг. (см. гл. 3) на территории Центрального Тянь-Шаня, что дает возможность оценить деформационные процессы указанного региона на основе современных данных.

Исходные данные и методика. Как указано выше, метод волновой инверсии, примененный к записям землетрясений, зарегистрированных сетью KNET, позволил получить решения тензоров сейсмического момента для 284 землетрясений с K > 10, которые произошли на территории сети KNET и за ее пределами на расстоянии не более $1-2^{\circ}$ в период 1996–2017 гг. Фокальные механизмы из каталога представлены на рис. 5.1.17. Различие в окраске зависит от количества компонент, по которым определено решение: темно-серый – более 10 компонент, светло-серый – менее 10 компонент.

Тектонофизический анализ сейсмологических данных выполнялся методом СТД, описанным выше. В качестве узловых точек выбраны узлы сетки с шагом 0.2° , выборка землетрясений из каталога осуществлялась в области с радиусом $R = 0.35^{\circ}$ вокруг узловой точки, и каждому событию определялся вес по функции, полученной для территории Северного Тянь-Шаня.

Карта СТД и режимы деформации. Карта СТД, построенная на основе классификации режимов СТД по всему сейсмоактивному слою (30 км), представлена на рис. 5.1.17. Согласно полученным результатам, на территории Центрального Тянь-Шаня проявляются в основном три типа деформации: вертикальный взброс (TV), горизонтальное сжатие (T) и режим транспрессии (TS). Для небольших областей характерен горизонтальный сдвиг (S) и режим косого сдвига (O, режим Oblique по схеме классификации режимов СТД).



Рис. 5.1.17. Карта СТД и фокальные механизмы очагов: темные – решения СМТ; серые – решения, полученные методом волновой инверсии на основе более чем 10 компонент; светло-серые – менее 10 компонент. Узловые точки определены по сетке с шагом 0.2°.

Рассмотрим каждую условно-обозначенную область проявления режимов СТД. Первая область выделена как зона, расположенная параллельно Таласо-Ферганскому разлому и находящаяся восточнее от него. Южная часть зоны характеризуется режимом горизонтального сдвига и горизонтального сдвига с небольшой взбросовой составляющей (Oblique), который севернее переходит в режим транспрессии, и уже в северной части проявляется переходным режимом от вертикального взреза/среза к сжатию. Последний режим не имеет сдвиговой составляющей и характеризуется высоким значением угла наклона плоскости разрыва. Сама территория проявления этих режимов деформации включает в себя чередование хребтов и впадин. Вторая зона совпадает с областью исследования, рассмотренной в предыдущем разделе. Для этой зоны характерно проявление режима горизонтального сжатия со сменой его в некоторых узловых точках на режим транспрессии. При исследовании слабых землетрясений на этой территории проявляется сдвиговый режим в западной части и режим транспрессии в восточной. Разницу в режимах деформации можно объяснить различным масштабным уровнем. Для третьей зоны, которая формируется вокруг озера Иссык-Куль, преобладающим является режим транспрессии в юго-западной части, режим сжатия и переходный режим от вертикального сдвига к сжатию в центральной части Терскей Алатау и вдоль Заилийского хребта. Центральная часть исследуемой территории характеризуется режимом горизонтального сжатия.

Направление осей сжатия и растяжения и сравнение с данными GPS. По сейсмическим данным оси укорочения с запада на восток меняют свое направление от север-северо-западного к северному и даже в некоторых восточных областях к север-северо-восточному. На рис. 5.1.18 представлено направление осей максимального укорочения и удлинения, полученное по GPS-данным (методика описана выше). В целом оба метода показывают север-северо-западное направление к западу от центрального меридиана и субмеридианальное к востоку от него. Если по GPS-данным наблюдается северное направление и даже север-северо-восточное, начиная от меридиана 74.5° в северной части исследуемой территории, то по сейсмическим данным его можно определить как субмеридиональное.

Интенсивность деформации и компоненты тензора деформации. На рис. 5.1.19 представлены распределения интенсивности деформации и компонент тензора скорости деформации, которые позволяют визуализировать области максимальной интенсивности деформаций и зоны максимальных укорочений и удлинений, а также изменение вертикальной компоненты, которая не отображается на картах СТД. Максимальная интенсивность сейсмотектонической деформации приходится на восточную часть Киргизского хребта и Кочкорской впадины (рис. 5.1.19*a*). Для всей территории, за исключением Суусамырской, Нарынской впадин, характерно удлинение в направлении запад-восток (рис. 5.1.19*б*) и укорочения в направлении север-юг. Максимум укорочения приходится на центральную и восточную часть Киргизского хребта (северная часть Центрального Тянь-Шаня) и восточную часть исследуемой территории (рис.5.1.19*в*). Вертикальная компонента положительна на всей территории, что указывает на ее вздымание (рис. 5.1.19*г*). Максимум вздымания приходится на район Суусамырской и Нарынской впадин.



Рис. 5.1.18. Направление осей максимального укорочения и удлинения по данным GPS (по [*Сычева, Мансуров*, 2016]).



Рис. 5.1.19. Распределение интенсивности деформации (единица измерения – 10^{-9} год⁻¹) (*a*) и компонент тензора скорости деформации: $\delta - XX$; $\epsilon - YY$; $\epsilon - ZZ$.

Коэффициент Лоде – Надаи. На рис. 5.1.20 представлена карта распределения коэффициента Лоде – Надаи, построенная на основе определения усредненных тензоров деформации для каждой узловой точки. Анализ значений этого коэффициента показал, что значительная часть исследуемой территории характеризуется деформацией с преобладанием простого сжатия (одноосного сжатия), ($\mu_{\varepsilon} > 0.2$). Высокое значение этого коэффициента характерно для Киргизского хребта, западной части хребтов Терскей и Кунгей Алатау, обрамляющих оз. Иссык-Куль, района Кочкорской впадины, восточной части хребта Ат Башы, Нарын Тоо и центральной части Таласо-Ферганского разлома. В западной части Киргизского хребта расположена область деформации с преобладанием простого растяжения ($\mu_{\varepsilon} < -0.2$). Также на исследуемой территории выделяются области чистого сдвига (впадины, см. рис. 5.1.20), которые чередуются с вышеотмеченными режимами деформации в зоне, параллельной Таласо-Ферганскому разлому и протянутой с юга на север.

Сумма диагональных компонент (XX+YY) тензора деформации (изменение горизонтальной площади). На рис. 5.1.21*a* и рис.5.1.21*б* представлено распределение суммы горизонтальных компонент тензора скорости деформации по сейсмическим и GPS-данным соответственно. Сравнение данных обоих методов показало, что минимум значения суммы горизонтальных компонент характерен для восточной части Киргизского хребта и юго-восточной части Иссык-Кульской впадины. Некоторые другие отличия можно объяснить тем, что сейсмика позволяет оценить только неупругую деформацию, а GPS-данные включают все виды деформации.



Рис. 5.1.20. Распределение коэффициента Лоде – Надаи μ_{ε} . Серым цветом отмечены механизмы очагов использованные для расчета коэффициента Лоде – Надаи.


Рис. 5.1.21. Распределение суммы диагональных компонент (*XX*+*YY*) тензора скорости деформации по сейсмическим (*a*) и GPS-данным (б) (по [*Сычева, Мансуров,* 2016]).

5.2. Интенсивность сейсмотектонических деформаций как показатель динамических процессов в земной коре

Каждое землетрясение – это разрыв в земной коре. Деформации в коре накапливаются постепенно, приводя к локальному развитию разрывов. Изучение современных движений земной коры среди прочего связано с исследованием интенсивности сейсмотектонических деформаций, определяемой аналитически по данным о сейсмическом режиме. Важным представляется исследование не только интенсивности процесса деформации земной коры, но и накопления в ней трещин, которое может привести к образованию магистрального разрыва – крупного землетрясения. Задача данного раздела – оценить интенсивность сейсмотектонической деформации (СТД) и параметра сейсмогенных разрывов (K_{cp}) на территории, контролируемой сейсмическими станциями сети КNET, для характеристики геодинамических процессов в коре Тянь-Шаня. Такой подход, при котором основное внимание фокусируется на скалярной характеристике – интенсивности, несмотря на тензорный характер СТД, опирается на ранее полученные результаты расчетов СТД [*Сейсмотектонические деформации...*, 2005], свидетельствующие о незначительных изменениях со временем главных осей усредненного тензора СТД для исследуемой территории. При этом на карте СТД для всего сейсмогенерирующего слоя (рис. 5.2.1*a*) азимуты осей укорочения меняются в ограниченных пределах – от северо-западного до север-северо-западного. Об этом свидетельствуют и диаграммы распределения азимутов углов осей *P* (рис. 3.2.7). Результат об упорядоченности распределений осей укорочения согласуется и с результатами исследования СТД коры Тянь-Шаня и Памира [*Сейсмотектонические деформации...*, 2008] на основе данных, полученных в Институте сейсмологии НАН КР за 1961–1994 гг. (рис. 5.2.1*б*).



Рис. 5.2.1. Карты СТД по данным сети КNET за 1994–2004 гг. (по [*Сейсмотектонические деформации...*, 2005]) (*a*) и по данным каталога фокальных механизмов Института сейсмологии НАН КР за 1961–1994 гг. (по [*Сейсмотектонические деформации...*, 2008]) (б). Двойные линии показывают направление азимутов осей максимального укорочения, стрелки – направление осей максимального удлинения по усредненным тензорам СТД.

Поскольку интенсивность СТД определяется энергией тех сейсмических событий, которые произошли на данной территории, а трещиноватость неоднородного материала зависит от количества разрывов, возникающих в результате землетрясений, и их расположения друг относительно друга, то совокупность этих характеристик позволяет оценить динамику процессов, происходящих в земной коре Тянь-Шаня.

5.2.1. Методика расчетов и картирование результатов

Интенсивность скорости СТД можно оценить с помощью выражения (5.33). Входящие в это выражение сейсмические моменты M_0 оцениваются при помощи корреляционного соотношения (4.1) [*Ризниченко*, 1985], по их соответствующим магнитудам.

Параметр концентрации трещин K_{cp} имеет ясный физический смысл и представляет собой отношение среднего расстояния между сейсмогенными разрывами, произошедшими в некотором сейсмоактивном объеме V_0 за время ΔT , к их средней длине [*Соболев, Завьялов,* 1980]:

$$K_{\rm cp} = \eta^{-1/3} / l_{\rm cp}, \qquad (5.48)$$

где $\eta = N/V_0$ – объемная плотность (концентрация) разрывов, идентифицируемая по произошедшим землетрясениям; $l_{cp} = \frac{1}{N} \sum_{j} l_j$ – средняя длина разрыва по ансамблю

трещин; N – общее число землетрясений в диапазоне энергетических классов [K_{\min} , K_{\max}], произошедших в элементарном сейсмоактивном объеме V_0 за время ΔT ; l_j – длина единичного сейсмогенного разрыва, которая оценивается по формуле

$$\lg l_{\rm j} = aK_{\rm j} + c, \tag{5.49}$$

где K_j – энергетический класс (или магнитуда) землетрясения. В разных сейсмоактивных регионах коэффициенты *а* и *с* могут иметь различное значение.

Из опыта использования K_{cp} в ряде сейсмоактивных регионов мира следует, что наиболее удачный выбор значений коэффициентов [*Ризниченко*, 1976]: a = 0.244, c = -2.266. В случае использования магнитуды вместо энергетического класса в выражении (5.49) вместо K_j можно подставить M, но при этом коэффициенты изменят значения на следующие: a = 0.440, c = -1.289.

Для проведения исследований вышеупомянутых параметров был использован каталог сейсмических событий по данным сети KNET за 1994–2017 гг. За это время на исследуемой территории произошло 9443 события. Распределение этих событий представлено на рис. 5.2.2.

Как видно из рисунка, плотность расположения сейсмических событий неоднородна и проявляется в отдельных зонах, в некоторых из них достаточно высока. Это дает основание оценить исследуемые характеристики, как по всей исследуемой территории, так и по отдельным, условно выделенным зонам. Условно разделим области расположения сейсмичности на южную и северную части по линии Николаева. В свою очередь, южная часть представлена двумя зонами сейсмичности – первая расположена вдоль Таласо-Ферганского разлома, вторая в южной части Центрального Тянь-Шаня. В северной части можно выделить зону сейсмичности в районе Суусамырской и Кочкорской впадин и вдоль Джумгальского и Киргизского хребтов. Все эти зоны объединены территорией Бишкекского геодинамического полигона. Также привлекают внимание две зоны, которые ранее были отмечены при исследовании СТД внутри территории сети KNET – это Западная и Восточная, различающиеся режимами СТД [*Сейсмотектонические деформации...*, 2005]. В табл. 5.2.1 представлены условные названия этих зон и их координаты, также приведено количество землетрясений, произошедших в исследуемых областях, и результаты расчетов интенсивности сейсмотектонических деформаций и параметра концентрации трещин. На рис. 5.2.3*а* положение каждой зоны обозначено своим цветом.



Рис. 5.2.2. Распределение сейсмических событий по данным сети KNET за 1994–2017 годы (9443 собыий). Треугольники – станции сети KNET; круги – эпицентры сейсмических событий, диаметр кругов пропорционален классу события.

При оценке величины I_{Σ} для каждой из выделенных областей вертикальный размер деформированных областей принимался равным 30 км, что соответствует мощности сейсмоактивного слоя Тянь-Шаня, и модуль сдвига $G = 3.0 \cdot 10^{10}$ H/м² [*Ризниченко*, 1976]. В пределах каждой из выделенных областей подсчитывалось число землетрясений каждого энергетического класса *K* и использовалось преобразование класса в значение магнитуды по формуле (1.5) для дальнейшего пересчета на сейсмические моменты).

Полученные результаты значения интенсивности деформации по выделенным зонам представлены в табл. 5.2.1 (колонка 8). Деформации северной части и ее зон имеют больший порядок по сравнению с деформациями южного региона и ее составляющих. В целом, полученные значения интенсивности деформации по всем зонам северной части порядка 10⁻¹⁰ год⁻¹, за исключением Суусамырской и Западной зон, где порядок соответствует 10⁻¹¹ год⁻¹. По количеству землетрясений лидирует северная часть, и основное количество событий происходит на территории БГП и внутренней его зоне – территории Киргизского хребта. Исследование интенсивности деформации исследуемой территории уже с применением динамического подхода – проход окном 0.5° со сдвигом 0.2° – позволил отметить, что максимальный уровень интенсивности отмечается на территории Киргизского, Джумгальского хребта, западной части Терскей-Алатоо и в северо-западной части исследуемой территории (район Лугового землетрясения, май, 2003 г.) (рис. 5.2.36).

Таблица 5.2.1. Зо	ны, выделенные п	о распределению	сейсмических	событий	на ис-
следуемой террит	ории				

	Название	ф ₁ , ° (с.ш.)	ф ₂ , ° (с.ш.)	λ ₁ , ° (в.д.)	λ ₂ , ° (в.д.)	N	I_{Σ} , год-1 \cdot 10-11	K _{cp}
1	2	3	4	5	6	7	8	9
	Вся территория	40.75	43.50	72.00	78.00	8767	6.9392	14.8
	Южная часть	40.75	42.00	72.0	76.00	2388	2.1983	13.5
1	Таласо-Ферганский разлом (ТФР)	40.75	42.00	72.00	74.50	1492	1.342	12.9
2	Юг Центрального Тянь-Шаня (Юг ЦТШ)	40.90	41.75	74.50	76.00	821	5.337	12.9
	Северная часть	42.00°	43.50°	72.00	78.00	6057	11.479	14.6
3	Бишкекский геодинамический полигон (БГП)	41.50	43.50	73.00	77.00	6401	10.099	14.1
4	Суусамырская зона (СЗ)	42.00	42.50	73.00	74.50	1031	0.9734	13.4
5	Киргизский хребет (Кхр).	42.50	43.0	74.00	76.00	1837	10.767	12.1
6	Кочкорская зона (КЗ)	42.00	42.50	74.70	76.50	1336	67.233	10.2
7	Западная зона КNET	42.00	43.00	73.00	75.000	2465	3.3770	13.9
8	Восточная зона KNET	42.00	43.00	75.00 °	77.00	2293	33.639	11.6

Количественное распределение сейсмичности, полученное тем же динамическим подходом, отмечается в достаточно узкой полосе, и максимум приходится на центральную часть Киргизского хребта, чуть меньше значения в районе Суусамырской впадины и в юго-западной части озера Иссык-Куль (рис. 5.2.3*в*).

Для каждой из исследуемых зон был вычислен параметр концентрации трещин *K*_{ср} и полученные значения представлены в табл. 5.2.1 (колонка 9), а его распределение по территории, определенное динамическим подходом, представлено на рис. 5.2.3*г*. Согласно табл. 5.2.1 и рис. 5.2.3*г*, минимальными значениями параметра концентрации трещин характеризуются Кочкорская и Восточная зоны.

Региональные разломы, отмеченные на карте распределения интенсивности деформации, пересекают центральные части зоны Киргизского хребта и Кочкорской зоны. Это свидетельствует о том, что в определенные моменты времени некоторые участки разломных зон активизируются. Для исследуемого периода активными оказались участки разломов, проходящие через вышеназванные активные зоны.

Насколько сохраняется такая картина распределения интенсивности деформации во времени? Каталог KNET содержит данные по сейсмичности за 24 года и включает в себя более 9 тысяч сейсмических событий. Этого достаточно, чтобы можно было проследить, как скорость деформации изменяется во времени по каждой из выше отмеченных зон, для чего были определены значения интенсивности деформации и количество землетрясений за каждый отдельный год с 1994 по 2017. Для большей наглядности графиков временных рядов они построены в логарифмическом масштабе lg I_{Σ} , поскольку разброс значений интенсивности отличается на порядки в отдельные моменты времени.

291



Рис. 5.2.3. Положение исследуемых зон (*a*) и распределение логарифма интенсивности СТД (*б*), количества землетрясений (*в*) и $K_{cp}(c)$ на исследуемой территории.

На рис. 5.2.4*a* и 5.2.4*b* представлены кривые изменения lg I_{Σ} , (I_{Σ} , rog^{-1}) и количество землетрясений для Южной и Северной зон исследуемой территории. По каждой из представленных кривых построены линейные тренды, которые наиболее четко демонстрируют характер изменения и позволяют отметить, что тренд интенсивности деформации для обеих зон имеют близкий угол наклона, и его положительное значение указывает на рост интенсивности деформации во времени. Положение тренда для распределения интенсивности Северной зоны на порядок выше Южной. Максимум интенсивности для Северной зоны приходился на период 2003–2006 годы. Количественное распределение числа землетрясений для обеих зон имеет пологое горизонтальное положение трендов, что указывает на стабильность во времени. Это демонстрирует отсутствие связи между интенсивностью деформации и количеством землетрясений в рассматриваемый период времени в исследуемом объеме среды.

Отдельно значения логарифма интенсивности по составляющим зонам южной и северной частей исследуемой территории представлены на рис. 5.2.5*a*, *б*. Для южных зон наблюдается близкий характер распределения интенсивности, которая незначительно увеличивается во времени. Наличие положительного угла наклона линейных трендов lg I_{Σ} , построенных для распределения интенсивности северных зон, показывает, что интенсивность деформации возрастает со временем для всех исследуемых зон, за исключением Суусамырской. Максимальный положительный наклон имеют распределения, построенные для Кочкорской зоны, меньше наклон для Бишкекского геодинамического полигона. Эти зоны характеризуются тем, что в последнее время на них произошли достаточно значимые землетрясения.



Рис. 5.2.4. Изменение логарифма интенсивности (а) и количества землетрясений (б) во времени для южной и северной частей исследуемой территории и линейные тренды.



Рис. 5.2.5. Изменение логарифма интенсивности во времени для зон южной (а) и северной (б) частей исследуемой территории и линейные тренды.

Список землетрясений с K > 12.5 (табл. 5.2.2), которые произошли на исследуемой территории после 2000 г., является еще одним свидетельством того, что в последние десятки лет происходит повышение интенсивности сейсмотектонических деформаций на локальной территории, контролируемой сейсмической сетью KNET.

Таблица 5.2.2. Параметры землетрясений с K > 12.5, произошедших на исследуемой территории. События, произошедшие в Западной зоне, отмечены серым цветом, в Восточной зоне – темно-серым)

Nº	Дата	Ч	Μ	С	φ° (с.ш.)	λ° (в.д.)	<i>Н</i> , км	K
1	08.08.2000	1	15	7.58	42.24	76.89	0.15	12.72
2	02.09.2001	20	25	15.88	41.00	73.07	0.02	12.68
3	18.11.2001	1	28	55.44	42.59	74.14	6.50	12.65
4	22.05.2003	18	11	55.01	42.99	72.81	7.00	14.26
5	16.01.2004	9	6	17.90	42.55	75.30	13.95	13.68

293

F								
N₂	Дата	Ч	Μ	С	ф° (с.ш.)	λ° (в.д.)	<i>Н</i> , км	K
6	02.06.2004	17	15	10.82	42.28	74.91	17.88	13.25
7	16.01.2005	9	26	55.84	41.91	72.53	5.56	12.70
8	08.11.2006	2	21	26.94	42.57	75.36	18.56	13.37
9	25.12.2006	20	0	58.32	42.11	76.03	0.12	14.83
10	06.06.2007	11	9	25.58	42.57	75.40	12.96	13.25
11	09.10.2007	16	0	41.39	42.98	77.67	0.00	12.82
12	03.12.2008	4	26	28.64	42.68	73.20	11.03	12.75
13	27.04.2009	20	4	12.18	42.97	72.41	8.84	12.85
14	02.03.2010	1	55	36.02	42.43	75.66	19.30	13.34
15	18.03.2011	9	36	26.75	43.01	74.92	17.08	12.98
16	09.04.2011	12	30	25.45	42.05	74.83	6.27	13.20
17	05.02.2012	7	10	15.20	41.40	74.76	13.42	13.21
18	23.11.2013	9	42	6.75	42.43	75.69	9.92	13.46
19	21.01.2014	20	46	36.22	42.11	75.15	14.02	12.57
20	15.08.2014	21	42	29.76	43.00	77.29	7.72	12.85
21	14.11.2014	1	24	16.73	42.19	77.23	10.08	13.98
22	22.01.2015	15	52	27.18	42.22	75.03	6.37	12.89
23	01.12.2015	6	13	43.27	41.44	73.27	29.75	12.68
24	07.12.2015	8	30	53.22	41.66	74.69	15.91	13.60

Окончание	табл.	5.2.2
-----------	-------	-------

Дальнейшие исследования интенсивности проведены для зон, которые характеризуются различными режимами СТД [*Сейсмотектонические деформации...*, 2005] (рис. 5.2.1*a*) и координаты которых представлены в табл. 5.2.1. Там же представлены значения интенсивности, логарифма интенсивности и количество землетрясений, которые произошли на данной территории за исследуемое время.

Изменение логарифма интенсивности деформации и количества землетрясений для Восточной и Западной зоны во времени представлены на рис. 5.2.6.



Рис. 5.2.6. Изменение логарифма интенсивности (а) и количества землетрясений (б) для Восточной и Западной зон, выделенных внутри сети КNET и линейные тренды.

Как видно из рисунка, наиболее интенсивно процесс деформации протекает в восточной части территории внутри сети KNET и об этом свидетельствует более крутой угол наклона тренда lg I_{Σ} .

В результате выполненного исследования определено, что последнее десятилетие действительно характеризуется повышенной сейсмической активностью, что, в свою очередь, вызвано повышением активности геодинамических процессов, протекающих в земной коре Тянь-Шаня. При этом возрастание интенсивности деформации в той или иной степени отмечено по всем исследуемым зонам и наиболее ее высокий уровень отмечается в восточной зоне Киргизского хребта и Кочкорской впадины. Минимальной интенсивностью деформации в северной части исследуемой территории характеризуется зона Суусамырской впадины, что является логичным. Действительно, именно в этой зоне произошло Суусамырское землетрясение (M = 7.3) [*Суусамырское землетрясение*..., 2002], что привело к разрядке накопленных напряжений, и вся слабая сейсмичность, которая проявлялась в 90-е годы в этой зоне, была связана с афтершоковым процессом (перераспределение напряжений).

Для исследования вопроса о стационарности активных зон с повышенным уровнем интенсивности СТД были использованы сейсмологические данные Института сейсмологии Национальной академии наук Кыргызской республики за 1980-1993 гг. По этим данным были построены распределения следующих параметров: количество землетрясений (рис. 5.2.7*a*), коэффициент трещиноватости (рис. 5.2.7*b*), интенсивность деформации (рис. 5.2.7в, г). Максимумом землетрясений характеризуется Суусамырская зона и территория, расположенная западнее Таласо-Ферганского разлома, что отражается и в распределении коэффициента трещиноватости. Полученная картина интенсивности деформации позволяет отметить одну зону максимальных деформаций – зона Суусамырского землетрясения 19 августа 1992 года с магнитудой 7.3 (рис. 5.2.7в). Для того чтобы получить фоновое распределение интенсивности деформации (рис. 5.2.7г), из каталога были исключены события с M > 6 (K = 15). Полученная картина достаточно отличается от той, что изображена на рис. 5.2.36. Это является ответом на поставленный вопрос. Центры интенсивности деформации перемещаются по площади в различные этапы времени. Примечательно, что зонам повышенной интенсивности на рис. 5.2.36 соответствуют зоны пониженной интенсивности в предыдущий этап времени.

Поскольку в предыдущих исследованиях было отмечено повышение интенсивности деформационного процесса в последние годы, то для исследования критерия трещиноватости были использованы данные сети KNET за 1999–2017 гг. Исследование параметра сейсмогенных разрывов во времени проведено по тем же зонам, которые были выделены и описаны выше.

Вышеупомянутое повышенное значение интенсивности деформации для зон северной части исследуемой территории вызывает особый к ним интерес при исследовании коэффициента трещиноватости. На этом основании отдельно исследованы составляющие блоки, входящие в Северную зону, полученные результаты представлены на рис. 5.2.8*a*.

Отмечено следующее: режим деструкции материала для зон, входящих в Северную часть (см. табл. 5.2.1), значительно отличается друг от друга по скорости приближения к критическому значению. По этому критерию можно выделить две группы: в первую входит Суусамырская и Западная зоны; во вторую – зона Киргизского хребта, Кочкорская и Восточная зоны. Наиболее высокий уровень деструкции материала на современном этапе характерен для второй группы.

295



Рис. 5.2.7. Распределение количества землетрясений (а), K_{cp} (б), интенсивности СТД по данным каталога ИС НАН КР за 1980–1993 (включая Суусамырское землетрясение) (в) и для событий с M < 6 (г).



Рис. 5.2.8. Изменение коэффициента сейсмогенных разрывов K_{cp} для разных зон северной части исследуемой территории (см. табл. 5.2.1): *а* – все зоны; *б* – Западная и Восточная зоны, вертикальными линиями отмечены даты землетрясений с K > 12.5, произошедших в этих зонах.

Отличие режимов СТД для Западной и Восточной зон выражается и в изменении параметра сейсмогенных разрывов K_{cp} для этих зон (рис. 5.2.8). Наиболее высокий уровень деструкции характерен для Восточной зоны. Землетрясения с K > 12.5, произошедшие на этой территории, отмечены соответствующими вертикальными линиями (в табл. 5.2.2 события Западной зоны отмечены серым цветом, а события Восточной зоны темно-серым). На графике на рис. 5.2.86 прослеживается некоторый спад величины K_{cp} сразу после двух наиболее сильных землетрясений, произошедших в Восточной зоне: Карагайбулакское ЗЛТ 16.04.2004, K = 13.7 ($M_W = 4.5$) и Кочкорское ЗЛТ 25.12.2006, K = 14.7 ($M_W = 5.7$). Спад связан с образованием сейсмогенных разрывов наибольшей длины (согласно (5.49)) при этих землетрясениях.

Стоит отметить, что Кочкорское ЗЛТ – событие с максимальной магнитудой и выделением сейсмической энергии с магнитудой $M_W = 5.7$ для всей территории БГП в рассматриваемый период. По результатам расчета для Восточной зоны (рис. 5.2.86) значение коэффициента сейсмогенных разрывов непосредственно перед этим сильнейшим событием оказалось довольно большим ($K_{cp} \approx 18.7$), в сравнении с оценками критических эначений этого параметра от 5 и выше [Завьялов, 2006; и др.]. Различие объясняется, по-видимому, наличием сейсмогенных разрывов до 1998 г., которые невозможно учесть в (5.48).

После 2006 г. графики на рис. 5.2.8б описывают плавное снижение K_{cp} до уровня на конец 2017 г. $K_{cp} \approx 14.5$ для Западной зоны и $K_{cp} \approx 11.6$ для Восточной. Ход графиков K_{cp} согласуется с представлениями, что параметр концентрации сейсмогенных разрывов по своей природе носит кумулятивный характер и определяет условие неустойчивости. Но, поскольку для рассматриваемых зон не установлены конкретные критические значения K_{cp} , графики на рис. 5.2.86 не дают каких-либо признаков, что система уже близка к неустойчивости (которые могли бы играть роль предвестников сильного землетрясения).

5.2.2. Анализ изменений интенсивности СТД в связи с интерпретацией материалов о сейсмическом эффекте электрозондирований

Данный раздел посвящен вопросу о кратковременных изменениях интенсивности СТД, а также потока сейсмических событий, зарегистрированных при помощи цифровой телеметрической сети КNET (описание в разделах 1.1, 1.4) в период 2000–2005 гг., когда на территории Бишкекского геодинамического полигона проводились экспериментальные зондирования земной коры с применением мощного источника тока – электроразведочной генераторной установки ЭРГУ-600-2 [Проявление..., 1993].

Методика зондирований земной коры в экспериментальном режиме и адаптации методов обработки сейсмологических данных применительно к анализу «откликов» на внешние воздействия приведены в работах [Корреляционный анализ..., 2006а; От исследований..., 2007; О тригерном влиянии..., 2008; Влияние электромагнитных..., 2010; О синхронизации вариаций..., 2010]. Большое число работ было посвящено сравнению количества сейсмических событий в периоды до и после совмещаемых дат экспериментальных зондирований [Tapacos, 1997; Influence of strong..., 2006; Влияние электромагнитных..., 2010; О синхронизации вариаций..., 2010; Смирнов, Завьялов, 2012].

С учетом этого достаточно кратко коснуться результатов, свидетельствующих о неоднородности распределения сейсмических событий и некоторой активации слабой сейсмичности после электровоздействий [О триггерном влиянии..., 2008; Богомолов, Сычев, 2013]. Основное внимание уделено сравнению параметров очагов

и интенсивности СТД в периоды до и после совмещаемых дат экспериментальных зондирований. Стоит отметить, что метод совмещения окон наблюдений, или когерентного суммирования, весьма эффективен для выделения закономерных вариаций (откликов) на фоне флуктуаций. Обнаружение различий по данным СТД имеет принципиальное значение с точки зрения методологии: причинно-следственная связь должна проявляться не только в статистике событий, но и в изменениях какихлибо их параметров. Подразумевается, что если некоторый фактор обеспечивает механизм воздействия, то он как «инструмент» должен оставить след на «детали», в отсутствие же следа появления вариации следует считать случайным, даже если совпадение весьма маловероятно по статистике. Интенсивность СТД, описывающая вклад разрывов в деформационный процесс, может играть роль такого показателя подобно традиционно используемым временным рядам деформации Беньоффа [*О триггерном влиянии...*, 2008].

В качестве исходного материала использовали региональный сейсмический каталог, составленный по данным цифровой сети KNET, работающей в режиме реального времени. Для исследования выбрана территория в пределах 41.5-43.5° с.ш., 73-77° в.д., где чувствительность сети КNET достаточна для регистрации событий энергетических классов по Раутиан $K \ge 7$ (магнитуды не менее 1.7) практически без пропусков. В 2000-2005 гг. проведено 53 экспериментальных сеанса, в которых макетировали воздействие импульсов МГД-генератора (модельные электровоздействия). В каждом эксперименте на первичный (возбуждающий) 4-километровый диполь подавали 200 однополярных импульсов, генерируемых источником ЭРГУ-600-2 (описание приведено в работе [Проявления геодинамических..., 1993]) с интервалом в 1 мин. Весь период эксперимента разделяется на три этапа. На первом этапе с периодичностью 1 раз в 35 сут проведено 18 сеансов зондирований 5-секундными импульсами, на втором – 18 сеансов с 10-секундными импульсами, на третьем этапе периодичность следования сеансов – 1 раз в 49 сут, длительность импульсов – 20 с. При статистическом анализе параметров сейсмичности учитывается расписание экспериментальных зондирований [Корреляционный анализ..., 2006; Влияние электромагнитных..., 2010; О синхронизации вариаций..., 2010].

В предшествующих работах основной характеристикой сейсмической активности считалось суточное число событий, произошедших на изучаемой территории, с энергиями, соответствующими представительному диапазону энергетических классов (обзор и полная библиография в электронной книге [Богомолов и др., 2011]). Как упоминалось, методом совмещения периодов наблюдений (с датой экспериментальных зондирований) показано наличие кратковременного прироста сейсмической активности с задержкой в 5-7 сут после воздействий. Картина аналогична реакции земной коры на облучение электромагнитными волнами при разрядах МГД-генераторов [Тарасов, 1997]. Однако в некоторых работах продолжена дискуссия относительно взаимосвязи между электромагнитными возмущениями и вариациями сейсмичности и возможности разрядки избыточных напряжений в земной коре [Гуфельд и др., 2005; Influence of strong..., 2006; Мухамедиев, 2010]. Для случая МГД-генераторов проверка статистической значимости отклика сейсмичности выполнена с использованием непараметрического статистического теста Вилкоксона [Тарасов, Тарасова, 2004]. На большом статистическом материале показано, что гипотеза о случайной активизации сейсмичности Гармского района Таджикистана после пусков МГД-генератора может быть принята с уровнем статистической значимости 0.001, а Северного Тянь-Шаня (Бишкекский полигон) – с уровнем 0.005. Это

298

означает, что наблюдаемый прирост сейсмичности можно квалифицировать как высокозначимый [*Тарасов, Тарасова,* 2004]. В настоящей работе аналогичная проверка проведена для случая экспериментальных зондирований с применением обычного источника (установки ЭРГУ-600-2). Тест Вилкоксона для двух зависимых выборок применен следующим образом. Задается ширина окна, в котором рассматривается число событий до и после воздействия (от 1 до 17 ввиду периодичности экспериментальных зондирований. , 2008; *Влияние электромагнитных...*, 2010; *О синхронизации вариаций...*, 2010; *Богомолов, Сычев,* 2013]). Далее для каждого из 53 сеансов электровоздействия Вычисляется разность между числом событий в интервалах после и до воздействия. Значения, совпавшие в двух выборках, исключаются из рассмотрения. Оставшиеся значения ранжируются (начиная с наименьшего), и определяются суммы рангов, соответствующих случаям положительных (*T*) и отрицательных (-|*T*|) разностей. По полученным данным вычисляется значение параметра *z*

$$z = [\min(T_1, T_2) - n(n+1)/4] / \sqrt{n(n+1)(2n+1)/24} , \qquad (5.50)$$

где *n* – число элементов после исключения нулевых значений.

Результаты расчета значений z и соответствующих вероятностей нулевой гипотезы – случайного прироста числа событий приведены в табл. 5.2.3 (согласно [Кендалл, Стьюарт, 1973]).

Таблица 5.2.3.	Значения	параметра	<i>Z</i> ИЗ	теста	Вилкоксона	И	вероятности	нулевой
гипотезы H_0								

Время от совмещенной даты воздействий, сут	Z	H_0
5	-0. 21	0.42
6	-0. 45	0.33
7	-0.86	0.19
8	-1.25	0.1
9	-1.47	0.07
10	-1.21	0.11

Результаты расчета свидетельствуют, что альтернативная гипотеза (увеличение числа событий после электровоздействий с задержкой в 5–7 сут), вероятность которой $P = 1 - H_0$, может считаться значимой.

Для исследования проявлений электромагнитных зондирований в вариациях фокальных параметров и некоторых изменениях режима СТД использован каталог фокальных механизмов, который содержит параметры очагов землетрясений слабых сейсмических событий, произошедших внутри территории сети KNET (более 800) в 1999–2008 гг. [Сейсмотектонические деформации..., 2005]. Из каталога сформированы 4 выборки: две из них включали сейсмические события, которые произошли за 10 дней до электровоздействий и после них, другие две – землетрясения, произошедшие за 17 дней до и после таких воздействий. При расчете СТД использовали подход, описанный в работах [Ризниченко, 1985; Сейсмотектонические деформации..., 2005]. Глубина исследуемой области принята равной 30 км. В работе [О проявлениях электротриггерной..., 2005] установлено существенное различие между выборками «до» и «после» по угловым распределениям числа событий по азимуту

осей максимального укорочения (одному из фокальных параметров, часто используемых в анализе). Различие заключается в том, что для выборок «до воздействий» направленность на север-северо-запад выражена сильнее, чем для более широких распределений для выборок «после воздействий».

Это изменение может отражать уменьшение коэффициента внутреннего трения и/или сцепления при внешнем воздействии. В данной работе предпринята попытка сравнить интенсивность СТД для событий из выборок до и после электровоздействий. Параметр интенсивности СТД выделен с теоретической точки зрения, и его анализ представляет интерес, несмотря на трудности вычисления (необходимость регуляризации алгоритмов). Поясним это обстоятельство. Введенная в сейсмологии интенсивность СТД рассчитывается по формуле (5.33), в которой суммируется вклад сейсмических моментов M_0 событий в рассматриваемой выборке. Для слабых и умеренных событий можно воспользоваться оценкой абсолютных величин сейсмических моментов M_0 (выраженных в Н·м) по магнитудам M с помощью формул (4.1), (1.5).

Полученная при этом скалярная величина І_Σ подразумевает максимальную компоненту тензора интенсивности СТД. Расчеты интенсивности СТД в период до и после электровоздействий проводили для событий, энергии которых находятся в узком диапазоне 7 < K < 8.5. Это позволило избежать разброса, вносимого более сильными событиями. Ввиду приближенности оценок І_Σ и некоторой условности этой величины применительно к кратковременным интервалам, значимым результатом является знак разности вычисленных интенсивностей по выборкам событий, произошедших в течение 10 сут до и после электровоздействий. В 33 из 53 случаев отмечен прирост интенсивности СТД (62 %), в 16 – уменьшение (30 %), в 4 – примерное равенство (8 %). Если отобрать те эксперименты, для которых после воздействий произошел прирост числа событий (что и определило общий прирост на кумулятивных распределениях), то статистика будет следующей. Из 33 случаев окон с приростом числа событий *I*₂ в 24 случаях увеличивается после электровоздействий (73 %), в 9 – уменьшается (27 %). В некоторых из «успешных» экспериментов I_{Σ} уменьшилась после электровоздействий, но имеются примеры возрастания этой величины в экспериментах, после которых зарегистрировано меньшее число событий. Таким образом, соотношения неравенства между значениями I_{Σ} в интервалах до и после внешних воздействий в целом подтверждают гипотезу об увеличении деформаций за счет слабых событий [Богомолов, 2013]. При этом знак неравенств для I_Σ не всегда совпадает со знаком изменения числа событий. Прирост интенсивности СТД после электровоздействий, проведенных в 2000-2005 гг. с помощью установки ЭРГУ-600-2 оказался менее контрастным по сравнению с обнаруженным Тарасовым Н.Т. возрастанием интенсивности СТД под влиянием электромагнитных зондирований с применением геофизических МГД-генераторов в 1983–1989 гг. [Тарасов, Тарасова, 2011].

5.3. Метод катакластического анализа

М.В. Гзовский рассматривал проблему тектонофизического изучения закономерности распределения напряжений в земной коре в качестве ключевой при выявлении механизмов формирования геологической структуры. В рамках этой концепции было выполнено исследование напряженного состояния в коре Северного Тянь-Шаня. Цель исследования заключается в нахождении взаимосвязи внутрикорового напряженного состояния с морфологией и неотектоникой района исследований.

Ранее в работе [*Ребецкий и др.*, 2013] для коры Алтае-Саян и Высокой Азии (Памир, Тибет, Гималаи, Куньлунь) был выявлен ряд закономерных взаимосвязей между усредненными для сейсмоактивной верхней части коры напряжениями и формами рельефа (горные поднятия, впадины). Было показано, что в коре поднятий в виде хребтов, как правило, имеет место субгоризонтальная ориентация осей максимального сжатия, а для коры крупных внутригорных и межгорных впадин субгоризонтальны оси максимального девиаторного растяжения (минимального сжатия). В следующей работе [*Ребецкий, Алексеев,* 2014] было установлено, что в поднятиях типа плато (часть Памира, Тибет) в коре субгоризонтальны оси минимального сжатия, т. е. здесь наблюдаются геодинамические типы напряженного состояния в виде горизонтального растяжения и горизонтального сдвига.

Следует отметить, что ранее в работе [Development of inversion..., 2012] частично были показаны результаты анализа современных напряжений в коре Северного Тянь-Шаня, относящиеся к самому верхнему сейсмогенному слою коры (глубины до 10 км). Увеличение каталога механизмов очагов землетрясений позволило уточнить результаты предыдущей реконструкции напряжений и расширить область коры с данными о напряженном состоянии. В настоящем исследовании будут представлены результаты, относящиеся ко всему сейсмогенному слою до глубин 25 км.

5.3.1. Исходные данные

В основе рассматриваемого метода лежат данные о фокальных механизмах очагов землетрясений. В качестве исходных данных был использован каталог фокальных механизмов очагов по данным сети KNET за период 1994–2012 гг.

Каталог механизмов очагов. На рис. 5.3.1 представлены диаграммы распределения числа землетрясений в разных диапазонах магнитуд для общего каталога землетрясений (I) и для каталога фокальных механизмов (II). Представительность землетрясений первого каталога ограничена по магнитуде уровнем в 1.5, а второго – 2. Среднее годовое число событий, фиксируемых сетью KNET, достигает 350–400 (см. рис. 5.3.1, *Iб*). Пик наибольшего числа зафиксированных сетью KNET землетрясений приходится на 1996 и 1999 гг. Большинство землетрясений происходит в верхних слоях на глубине 5 км, глубже 25 км землетрясения практически отсутствуют (см. рис. 5.3.1, *Iв*). Данные о механизмах очагов землетрясений получены в основном для глубин более 5 км (см. рис. 5.3.1, *IIв*), и среднее их число в год составляет около 80.

Поскольку одним из условий надежного определения фокального механизма сейсмического события является полное окружение эпицентра пунктами наблюдений, то рассматривается территория, ограниченная координатами расположения краевых станций сети: 42–43° по широте и 73.75–76.00° по долготе. Полученный за период наблюдения 1994–2012 гг. каталог фокальных механизмов включает в себя более 1056 сейсмических событий с магнитудами от 1.16 до 5.40 [Корреляционный анализ..., 2003; Сейсмотектонические деформации..., 2005; Сычева, 2009]. В 1994, 1995 и 1996 гг. определений механизмов очагов было получено мало: соответственно 2, 2 и 9 событий, а в 1997 г. они вообще отсутствуют.

301



Рис. 5.3.1. Характеристики сейсмичности по данным сети KNET (по [*Напряженное состояние...*, 2016]). Каталог землетрясений: Ia – распределение по магнитудам; Iб — распределение во времени; Iв – распределение по глубинам. Каталог механизмов очагов землетрясений: IIa – распределение по магнитудам; IIб – распределение во времени; IIв – распределение по глубинам.

Типы механизмов очагов. Для Северного Тянь-Шаня характерно достаточно большое разнообразие типов механизмов очагов землетрясений. Как видно из данных рис. 5.3.2a, ось сжатия P снимаемых напряжений в очагах землетрясений для основной части событий субгоризонтальна и лишь около 10 % событий имеют углы погружения этой оси больше 55°. Ось растяжения T снимаемых напряжений (см. рис. 5.3.2б) также имеет ярко выраженную представительность пологого погружения, но здесь достаточно много и событий с большими углами погружения (33 %).



Рис. 5.3.2. Роза-диаграммы распределения числа событий по направлениям азимутов и углам погружения осей сжатия P(a) и растяжения $T(\delta)$ снимаемых напряжений, а также типов механизмов очагов землетрясений (в) в соответствии с кинематикой смещений по разрывам: 1 – сбросы, 2 – сбросо-сдвиги, 3 – сдвиги по простиранию, 4 – взбросо-сдвиги, 5 – взбросы, 6 – взрезы или подвиги (по [*Напряженное состояние...*, 2016]). Цифрами указано максимальное число встречаемости соответствующих параметров.

Выполнив деление механизмов очагов землетрясений на шесть кинематических типов [*Ребецкий*, 2007а], замечаем, что в коре Северного Тянь-Шаня преобладающими являются три разновидности механизмов. В первом из них ось сжатия *P* субгоризонтальна и ориентирована в северо-восточном направлении, а ось растяжения *T* субвертикальна. Этот тип очагов характеризуется взбросовыми движениями (см. рис. 5.3.2). Второму типу отвечает субгоризонтальная ось растяжения *T*, ориентированная в северо-восточном направлении, а ось сжатия *P* круто наклонена на юго-восток, что свидетельствует о сбросо-сдвиговом характере движений. Для третьего типа механизмов характерно то, что обе оси субгоризонтальны, но ось сжатия ориентирована в северо-западном направлении, а растяжения – в северо-восточном, что указывает на сдвиговые движениях в очагах. Как следует из данных рис. 5.3.2*e*, взбросы, сдвиги и взбросо-сдвиги преобладают в коре исследуемого региона и составляют от общего числа соответственно около 27.8, 34 и 15.6 %. Сбросы и сбрососдвиги составляют около 10 и 8.5 %, а взрез около 3.9 %.

На рис. 5.3.3 показано пространственное распределение в коре различных типов механизмов очагов землетрясений. Из приведенного рисунка видно, что практически повсеместно наблюдаются вариации кинематических типов механизмов. Взбросы часто сочетаются со взбросо-сдвигами, а иногда и с чистыми сдвигами. Землетрясения с механизмами в виде взбросов и взбросо-сдвигов наблюдаются в коре практически всего региона. Сбросы, хотя и в меньшем количестве, но также встречаются достаточно часто. Согласно данным рис. 5.3.3, сбросы и сбросо-сдвиги более представлены в восточной и западной частях коры исследуемого региона. В центральной его части эти механизмы иногда встречаются, но здесь очевидное преимущество имеют механизмы типа взбросов и взбросо-сдвигов.

При реконструкции напряжений использованы механизмы очагов землетрясений в магнитудном диапазоне от 1.5 до 3.5, что привело к получению данных о напряжениях регионального масштаба.



Рис. 5.3.3. Районирование коры Северного Тянь-Шаня по типам механизмов очагов землетрясений.

5.3.2. Результаты реконструкции напряжений

Для реконструкции природных напряжений по сейсмологическим данным о механизмах очагов землетрясений использовался развиваемый в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН метод катакластического анализа (МКА) разрывных смещений [*Ребецкий*, 1999, 2003, 2005, 2007а, 2009а, б, в; *Development of inversion...*, 2012]. Этот метод позволяет определять не только параметры эллипсоида напряжений (ориентацию трех главных осей и коэффициент Лоде – Надаи), но и полные компоненты тензора напряжений, привлекая для этого в качестве дополнительных данных обобщение результатов экспериментов по разрушению горных пород [*Byerlee*, 1978; и др.], а также данные о величине сброшенных напряжений, рельефе поверхности и плотностях пород основных слоев земной коры. В настоящем исследовании были использованы процедуры МКА только первых его двух этапов, позволяющих определять параметры эллипсоида напряжений и относительные величины напряжений.

Анализ плотности распределения и диапазона магнитуд очагов землетрясений (1056 событий) из каталога механизмов показал, что линейный масштаб осреднения реконструируемых напряжений может соответствовать 10–15 км. Поэтому реконструкция напряжений выполнялась по сетке 0.05 · 0.05° в латеральном направлении. По глубине расчеты выполнялись для горизонтальных полос мощностью 10 км, середины которых находились на глубинах 5, 10, 15 и 20 км (т.е. полосы расчета напряжений пересекались по глубине). По результатам расчетов были получены данные о параметрах напряжений для 286, 467, 407 и 142 доменов по вышеуказанным глубинам.

Однородные выборки механизмов очагов землетрясений содержали не менее шести событий, что позволяло в основном выдерживать точность определения осей главных напряжений до 10–15° и коэффициента Лоде – Надаи, характеризующего вид тензора напряжений, не хуже 0.2. Созданные на первом этапе реконструкции параметров эллипсоида напряжений (ориентация трех главных осей и коэффициент Лоде – Надаи) однородные выборки механизмов очагов землетрясения позволяют на втором этапе расчета МКА определять относительные величины напряжений.

Следует особо отметить, что в данном разделе приводятся новые результаты, несколько отличающиеся от опубликованных ранее работ [Ребецкий и др., 2009; Тектонические напряжения..., 2010; Development of inversion..., 2012]. В указанных работах реконструкция выполнялась по данным каталога механизмов очагов землетрясений за период с 1998 по 2008 г., насчитывавший 889 событий, что дало возможность для четырех слоев коры получить данные в 283, 384, 328 и 176 доменах соответственно. Увеличение числа механизмов очагов землетрясений (почти на 9 %) позволило, с одной стороны, несколько расширить область коры, для которой получены данные о напряженном состоянии (это особенно касалось средних слоев коры). С другой стороны, что являлось более важным, удалось выполнить реконструкцию с более жесткими требованиями к формированию однородных выборок землетрясений и с меньшим окном усреднения напряжений. Так, если в предыдущем расчете минимальное значение событий в однородной выборке допускалось равное 5, то в расчете, выполненном в данном исследовании, минимальное число событий было 6. Опыт реконструкции напряжений показывает, что увеличение событий в однородной выборке механизмов очагов землетрясений дает возможность получать параметры напряженного состояния с меньшей пространственной вариабельностью.

Параметры эллипсоида напряжений. Реконструкция показала, что оси алгебраически минимального главного напряжения (максимального сжатия) σ_3 имеют субмеридиональное простирание 330–360° N и 150–180° S (рис. 5.3.4*a*). На глубине 0–10 км погружение осей этого главного напряжения практически везде на север и северо-запад. С увеличением глубины появляется достаточно большое число (около 30 %) доменов коры с осью σ_3 , погружающейся на юг. Погружение этих осей в основном пологое (погружению в 0–20° отвечают около 50 % определений). Для самого верхнего слоя на роза-диаграммах, изображенных в верхнем левом углу карт, наиболее хорошо проявляется и субвертикальная ориентация этих осей (до 10 % доменов). Подобные домены в меньшем числе существуют и для глубинного уровня 5–15 км и полностью исчезают для глубин 10–20 и 15–25 км.

Области верхней части коры, где оси σ_3 имеют субвертикальное направление, приурочены к восточному сегменту Чуйской впадины, северному и южному склонам Киргизского хребта к северо-востоку от Суусамырской впадины.

Оси алгебраически максимального напряжения σ_1 (минимального сжатия или максимального девиаторного растяжения) имеют несколько большую вариабельность ориентации, чем напряжения максимального сжатия, и в двух верхних слоях в основном направлены субширотно 240–270°W и 60–90°E (рис. 5.3.5*a*, *б*). На глубинах 10–20 и 15–25 км (см. рис. 5.3.5*в*, *г*) направления с погружением этих осей на запад имеют существенно большее преимущество. Для малых глубин расчета 0–10 и 5–15 км определений σ_1 с пологим погружением (около 20°) много больше, чем с крутым (углы погружения около 50–70°). На больших глубинах наблюдаются два близких по представительности угла преимущественного погружения этой оси главного напряжения: пологое и достаточно крутое. Области с субвертикальной ориентацией осей σ_1 наиболее интенсивно представлены на глубинах 10–20 и 15–25 км в центральной части региона. Причину изменения ориентации оси этого главного напряжения с субгоризонтального положения на субвертикальное скорее следует связывать эволюцией рельефа кровли коры, чем с различием свойств пород.

Анализ геодинамического типа напряженного состояния (рис. 5.3.6) показал, что большая часть региона имеет режим горизонтального сдвига при достаточно широком представительстве режима горизонтального сжатия. Однако, кроме этих двух типов напряженного состояния выявляются три локальные области горизонтального растяжения, где оси максимального сжатия ориентированы субвертикально, а оси минимального сжатия субгоризонтальны. Две из них находятся в западном сегменте Киргизского хребта, а одна – в восточной части Чуйской впадины. Для первых двух участков коры оси максимального девиаторного растяжения ориентированы в восток-северо-восточном направлении, а для третьего – в субширотном.

В целом геодинамический тип напряженного состояния горизонтального сжатия в субмеридиональном направлении наблюдается в коре центральной части Северного Тянь-Шаня. Со всех сторон эта зона окружена корой, где имеет место горизонтальный сдвиг и его сочетание со сжатием и растяжением.

Результаты расчетов коэффициента Лоде – Надаи показали, что в земной коре Северного Тянь-Шаня основной вид тензора напряжений отвечает чистому сдвигу со значениями коэффициента, изменяющимися от –0.2 до 0.2 (рис. 5.3.7). При этом существует достаточное число доменов, где величина этого коэффициента близка к +1 и –1. Здесь имеет место соответственно одноосное сжатие и растяжение.



Рис. 5.3.4. Проекции на горизонтальную плоскость погружения осей главных напряжений σ_3 (по [*Напряженное состояние...*, 2016]). Глубинные уровни реконструкции напряжений: a - 0-10 км; $\delta - 5-15$ км; $\epsilon - 10-20$ км; $\epsilon - 15-25$ км. Случай, когда кружок посередине оси, отвечает субгоризонтальной ориентации (угол погружения менее 7.5°). В верхнем левом углу показаны роза-диаграммы, определяющие представительность различных диапазонов простирания (через 20°) и погружения (через 10°) осей этого напряжения.



Рис. 5.3.5. Проекции на горизонтальную плоскость погружения осей главных напряжений σ_1 (по [*Напряженное состояние...*, 2016]). Глубинные уровни реконструкции напряжений: a - 0 - 10 км; $\delta - 5 - 15$ км; $\epsilon - 10 - 20$ км; $\epsilon - 15 - 25$ км. В верхнем левом углу показаны роза-диаграммы, определяющие представительность различных диапазонов простирания и погружения осей этого напряжения.



Рис. 5.3.6. Геодинамический тип напряженного состояния (по [*Напряженное состояние*..., 2016]). Глубинные уровни реконструкции напряжений: a - 0 - 10 км; 6 - 5 - 15 км; e - 10 - 20 км; e - 15 - 25 км. Для рисунка (a) показано деление квадранта, построенного на осях главных напряжений, на 6 зон. Попадание оси на зенит в каждую из зон определяет соответствующий геодинамический тип напряженного состояния: 1 - горизонтальное сжатие, 2 - горизонтальное сжатие со сдвигом, 3 - сдвиг в горизонтальной плоскости, 4 - горизонтальное растяжение со сдвигом, <math>5 - горизонтальное растяжение, 6 - сдвиг в вертикальной плоскости. Внизу диаграмма, характеризующая представительность каждого типа геодинамического режима.



Рис. 5.3.7. Значения коэффициента Лоде–Надаи. Глубинные уровни реконструкции напряжений: *a* − 0–10 км; *б* − 5–15 км; *в* − 10–20 км; *г* − 15–25 км. Внизу диаграмма, характеризующая представительность разных диапазонов значений коэффициента Лоде – Надаи (-1 ≤ μ_{σ} ≤ -1).

Характерные параметры напряженного состояния в географической системе координат. Как выше уже отмечалось, реконструкции природных напряжений по алгоритму первого этапа МКА позволяют получить данные о параметрах эллипсоида напряжений. Если этот эллипсоид рассечь горизонтальной плоскостью, то наибольшая и наименьшая оси полученного в сечении эллипса будут показывать направления наибольших и наименьших сжимающих напряжений (в некоторых случаях растягивающих напряжений), действующих в горизонтальном направлении. В работах Л.М. Зобак [Zoback, 1992] эти оси именуются SHmax и SHmin (максимальное и минимальное горизонтальное сжатие). Поле ориентации этих осей лучше сопоставляется с полем деформаций, которые можно получить из данных GPS-геодезии.

Как следует из результатов, представленных на рис. 5.3.8, оси максимального горизонтального сжатия наиболее часто дают субмеридиональную ориентацию с простиранием в диапазоне 150–170° S или эквивалентное ему 330–350° N. Отклонения от этого правила имеют место в верхнем слое 0–10 км. При этом субширотные простирания осей максимального горизонтального сжатия наблюдаются в коре Чуйской впадины не только в верхнем слое 0–10 км, но и при расчете для глубины 5–15 км.

Данные рис. 5.3.8 можно использовать в дополнение к данным о геодинамических типах напряженного состояния (см. рис. 5.3.6). По ним можно сказать в каком направлении для участков с горизонтальным сжатием должны наблюдаться максимальные деформации укорочения, для участков с горизонтальным растяжением – деформации максимального удлинения или минимального укорочения.

В географической системе координат также удобно представить деформирующее воздействие на кору со стороны мантии, выражающееся в различии по глубине горизонтальных движений. Если кора и мантия имеют разные скорости горизонтальных смещений, то между ними должны возникать сдвиговые напряжения. Эти напряжения будут в наибольшем виде проявляться на субгоризонтальных площадках. Величина этих касательных напряжений будет отражать больший или меньший уровень разности скоростей движения в горизонтальном направлении слоев коры и мантии, а направления действия этих касательных напряжений будут показывать направление относительного смещения слоев коры или коры в целом относительно мантии. Поскольку такие движения должны отражаться в появлении поддвиговых разрывов сплошности, то касательные напряжения, действующие на горизонтальных площадках, можно также именовать поддвиговыми касательными напряжениями.

На рис. 5.3.9 показаны направления и относительные значения поддвиговых касательных напряжений для горизонтальных площадок, нормали к которым направлены к центру Земли. Видно, что эти направления имеют достаточно мозаичное распределение. Число доменов с ориентацией таких касательных напряжений на север остается минимальным на всех глубинных уровнях реконструкции напряжений. Наиболее выдержано направление действия поддвиговых касательных напряжений для верхнего слоя 0-10 км. Здесь, за небольшим исключением, нижние слои коры смещаются относительно верхнего слоя на юг (другой вариант интерпретации: верхний слой смещается относительно нижних слоев коры на север). В более глубоких слоях больше всего представлено юг-юго-западное направление смещения. Однако здесь разброс в их ориентации увеличивается, появляется все больше доменов, для которых направления этих касательных напряжений субширотное (на восток или на запад). На глубинах 10-20 км число доменов с направлениями действия касательных напряжений на восток, юг и запад практически выравнивается. На глубине 15-25 км вновь преимущество получает направление на юг при достаточной представительности направления на запад. Подобные глубинные изменения показывают, что главный концентратор неоднородности горизонтальных движений должен находиться где-то на уровне средней коры и его влияние с глубиной должно затухать.

Точность определения ориентации касательного напряжения, действующего на горизонтальной площадке, зависит от близости этой площадки к плоскости действия максимального касательного напряжения. В данных рис. 5.3.9 наименее точно определены ориентации касательных напряжений, имеющие наиболее светлую заливку.

Следует отметить, что при определенном преимуществе южного и юг-югозападного направлений действия поддвиговых касательных напряжений поле этих векторов не выглядит таким единообразным, как это имеет место для зон субдукции [*Ребецкий*, *Маринин*, 2006а, б; *Ребецкий*, 2009в; *Rebetsky*, *Tatevossian*, 2013]. Совершенно очевидна его фрагментированность – блочность. Выделяется много отдельных участков, имеющих восточную, западную и даже северную направленность анализируемых касательных напряжений. Эта особенность поля не сохраняется во всем диапазоне глубин.

Выделенная основная направленность поддвиговых касательных напряжений может быть интерпретирована следующим образом [Development of inversion..., 2012]. Первый вариант: кора Северного Тянь-Шаня под воздействием субмеридионального давления Памира смещается на север относительно более стабильной мантии, что и создает поддвиговые касательные напряжения с направлением на юг по границе коры и мантии, сопротивляющейся этому движению. Второй вариант: в мантии со стороны Евразии действуют субмеридионально (на юг) ориентированные мантийные потоки, которые увлекают за собой кору Северного Тянь-Шаня, накатывая ее на более стабильный Памир. Наши данные не позволяют идентифицировать реально существующий механизм воздействия. Сейчас даже не совсем ясно, какой дополнительный тип данных должен быть привлечен для установления единственности в этом вопросе [*Напряженное состояние...*, 2016].

Результаты выполненной реконструкции относятся к коре только Северного Тянь-Шаня, на которую распространяются оба рассматриваемых выше варианта нагружения. Если теперь эту интерпретацию результатов реконструкции напряжений сопоставить с горизонтальными движениями поверхности коры, полученным по данным GPS-геодезии [Костюк, 2009; Кузиков, Мухамедиев, 2010; GPS velocity..., 2010], то можно заключить, что оба варианта имеют право на существование. Так, рис. 5.3.10а отражает движения поверхности, удовлетворяющие первому варианту интерпретации напряженного состояния коры Тянь-Шаня, когда его кора под воздействием давления со стороны Памира смещается на север относительно стабильной мантии. Здесь реперной точкой (нулевые горизонтальные смещения), относительно которой строится поле векторов скоростей перемещений, является точка, расположенная на Казахской платформе (северная граница, см. рис. 5.3.10a). Если же векторы скоростей перемещений поверхности коры перестроить, связав реперную точку с южными границами Центрального Тянь-Шаня (см. рис. 5.3.10б), то максимальные смещения в южном направлении будут уже наблюдаться для северных границ Тянь-Шаня. Эти скорости смещения будут затухать по мере продвижения к южным границам Тянь-Шаня. Этому случаю соответствует второй вариант интерпретации данных рис 5.3.9.

Поскольку оба варианта интерпретации геодезических данных равновозможны, то на их основе нельза распознать генезис горизонтальных движений и установить причину полученного на рис. 5.3.9 поля векторов поддвиговых касательных напряжений.



Рис. 5.3.8. Ориентация осей максимального (утолщенные линии) и минимального сжатия (тонкие линии) в горизонтальной плоскости (по [*Напряженное состояние...*, 2016]). Глубинные уровни реконструкции напряжений: a - 0-10 км; $\delta - 5-15$ км; e - 10-20 км; z - 15-25 км. Внизу – розадиаграмма представительности простирания осей максимального горизонтального сжатия, вверху – диаграммы, характеризующие восстановленные значения этих напряжений (слева SHmin, а справа SHmax). Оттенки серого для осей SHmax (утолщенные) и SHmin (тонкие) отражают интенсивность найденных значений эффективных напряжений (нормировка на прочность сцепления τ_f).



Рис. 5.3.9. Ориентация поддвиговых касательных напряжений τ_z (по [*Напряженное состояние...*, 2016]). τ_z построены на горизонтальных площадках с нормалью к центру Земли, и их относительная величина, показанная стрелками с разным оттенком серого цвета (нормировка на величину максимальных касательных напряжений $\tau_z / |\tau|$). Глубинные уровни реконструкции напряжений: a - 0 - 10 км; 6 - 5 - 15 км; 6 - 10 - 20 км; 2 - 15 - 25 км. Внизу – роза-диаграмма представительности определений с разными для оси максимального горизонтального сжатия, вверху – диаграмма представительности значений $\tau_z / |\tau|$.

42°00'

Обратим внимание еще на один вариант интерпретации геодезических данных. Если нулевая реперная точка лежит внутри Северного Тянь-Шаня (см. рис. 5.3.10в), то в этом случае векторы скоростей перемещений наибольшие у северных и южных его границ и направлены навстречу друг другу. Подобный механизм деформирования противоречит направлению действия поддвиговых касательных напряжений в северной части коры Северного Тянь-Шаня (см. рис. 5.3.9) и поэтому может быть отвергнут (здесь векторы поддвиговых касательных напряжений должны были быть направлены с юга на север).

Отметим еще один момент, следующий из геодезических данных рис. 5.3.10. Скорости горизонтальных движений поверхности Северного Тянь-Шаня позволяют увидеть одну важную закономерность. Наибольшие их изменения связаны с внутригорными и межгорными впадинами. Это отвечает хорошо известному из геологических наблюдений факту о «набегании» горных поднятий на долины, приводящем в конечном итоге к их «схлопыванию» [Сорский, 1962; Белоусов, 1976].

Следует заметить, что поле векторов скоростей перемещений (рис. 5.3.10) выглядит однородным по ориентации, в отличие от поля ориентаций осей напряжений, представленных на рис. 5.3.8. Но эта однородность обманчива. Сравнивать с полем осей главных напряжений следует не поле векторов скоростей смещений, а поле осей главных приращений деформаций, по ним подсчитанное. Практические расчеты таких деформаций для Северного Тянь-Шаня, выполненные в работах [Костюк и др., 2006; Костюк, 20086], показывают, что при малых размерах окна усреднения ориентации осей главных приращений деформаций достаточно вариабельны. Рядом могут существовать области всестороннего латерального сжатия и растяжений.



Рис. 5.3.10. Векторы скоростей горизонтальных перемещений по данным GPS-наблюдений для Северного Тянь-Шаня для трех разных положений реперов нулевых перемещений (звездочка) (по [*Hanpяженное состояние...*, 2016]): а – репер на северной границе рисунка; б – репер на южной границе; в – репер в центре рисунка. Сгущение векторов отвечает положению локальной сети GPS-станций HC PAH, г. Бишкек.

Нормированные величины напряжений

Результаты реконструкции второго этапа МКА для земной коры Северного Тянь-Шаня показали неравномерность распределения в исследуемом регионе относительных величин максимальных касательных напряжений и эффективного всестороннего давления (разность между давлением в горных породах и флюидным давлением трещинно-порового пространства $p^* = p - p_f$ при $p = -(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3$. Из рис. 5.3.11 видно, что значения редуцированного эффективного давления p^*/τ_f (τ_f – прочность сцепления массивов горных пород) имеют в коре исследуемого региона достаточно мозаичное распределение. Если для верхнего слоя 0–10 км области наиболее высокого уровня эффективного давления приурочены к коре хр. Карамойнок и южного склона центральной части Киргизского хребта (см. рис. БГП), то с увеличением глубины эти области перемещаются к северу центральной части исследуемого региона (коры северного склона центральной части Киргизского хребта и под Чуйскую впадину).

Участки коры с повышенным уровнем эффективного давления площадью 100×100 км соседствуют с участками, где его уровень может быть вдвое меньший. Установлено, что землетрясения наибольших магнитуд игнорируют области повышенных напряжений и тяготеют к областям среднего и низкого уровня эффективного давления.

Поскольку для горных пород предельное состояние определяется соотношением Кулона – Мора, связывающим между собой эффективные нормальные и касательные напряжения на плоскости хрупкого разрыва, то следствием этого является взаимосвязь значений эффективного всестороннего давления и максимальных касательных напряжений (рис. 5.3.12). Там, где наблюдаются повышенные значения p*/тf, существуют и повышенные значения т/тf. В областях пониженных значений р*/ τ_f пониженные значения имеют и τ/τ_f . Подобное распределение связано с имеющимся в рамках МКА предположением о близости напряженного состояния к предельному в областях повышенного сейсмического режима, а также с предположением малой изменчивости в пределах одного региона прочности сцепления т_f, усредненной в масштабах первых десятков километров. На рис. 5.3.12 представлены результаты мониторинга состояния в каждом из доменов земной коры, параметры напряжений которых показаны на рис. 5.3.3-5.3.8. Такой мониторинг позволяет в каждом из доменов получить данные о напряжениях, относящихся к разным временным интервалам. Поэтому число определений напряженных состояний на рис. 5.3.12 значительно больше, чем на предыдущих рисунках.

Как видно из данных рис. 5.3.12, относительно сильные землетрясения с $M_{\rm W} \ge 4.5$, как правило, наблюдаются в доменах с невысоким уровнем эффективного всестороннего сжатия и максимальных касательных напряжений [*Ребецкий*, *Маринин*, 2006а,6; *Ребецкий*, 20076, 2009в; *Rebetsky*, *Tatevossian*, 2013]. В участках коры с таким напряженным состоянием действуют пониженные силы трения на разрывах, что обеспечивает большую эффективность хрупкого разрушения.



Рис. 5.3.11. Распределение по площади относительной компоненты эффективного давления, нормированной на внутреннее сцепление $p^*/\tau_{\rm f}$ (по [*Напряженное состояние...*, 2016]). Глубинные уровни реконструкции напряжений: a - 0 - 10 км; $\delta - 5 - 15$ км; e - 10 - 20 км; r - 15 - 25 км. Нормировка эффективного давления p^* на прочность сцеплений $\tau_{\rm f}$. Вверху – диаграммы, определяющие представительность значений $\tau/\tau_{\rm f}$ и $p^*/\tau_{\rm f}$.



Рис. 5.3.12. Соотношение редуцированных значений эффективного давления и максимальных касательных напряжений (по [*Напряженное состояние...*, 2016]). Глубинные уровни реконструкции напряжений: a - 0 - 10 км; $\delta - 5 - 15$ км; s - 10 - 20 км; c - 15 - 25 км. Звездочками отмечены напряженные состояния доменов, где произошли сильные землетрясения с M > 4.5.

Говоря о величинах напряжений, следует вернуться к рис. 5.3.8, где кроме ориентации осей максимального и минимального сжатия эффективных напряжений (тектонические напряжения минус флюидное давление), действующих в горизонтальном направлении, показаны и их редуцированные значения, полученные в результате их нормировки на величину прочности сцепления (результаты второго этапа реконструкции). Из этих данных следует, что в верхнем слое (глубина расчета 0–10 км) наибольшему латеральному сжатию подвержена кора хр. Карамойнок и гор Сандык, где значения обоих напряжений наиболее высокие и близкие по величине. Наиболее неравномерно в горизонтальном направлении сжатие действует в коре Кочкорской впадины. Здесь значения напряжения максимального латерального сжатия намного превышают величины минимального сжатия. Для глубин расчета 10 и 15 км выделяется кора Киргизского хребта, где существует интенсивное практически одинаковое латеральное сжатие.

Если предположить, что прочность сцепления горных массивов не изменяется с глубиной, то анализ трехмерного поля редуцированных значений латерального сжатия показывает, что с глубиной возрастает средний и верхний уровень их значений. Таким образом, с глубиной возрастает дифференцированность латерального сжатия при нарастании общего сжатия.

5.4. Оценка уровня активности разломов Северного Тянь-Шаня на основе сейсмологических данных

Среди основных факторов, определяющих закономерности развития сейсмического процесса в различных регионах, особое значение имеет динамика блоковых структур. Новейшая структура Северного Тянь-Шаня представляет собой иерархически построенную «мозаику» блоков [*Абдрахматов*, 2003], подвергающуюся тектоническим напряжениям и находящуюся в условиях конвергентного взаимодействия Казахской стабильной платформы и Тянь-Шаньского орогена (рис. 5.4.1).

Перераспределение современных тектонических напряжений и перестройка уже сформированных связей в существующей блоковой структуре, основной рисунок которой является результатом действия новейших движений, может приводить к появлению новых блоковых «ансамблей», развивающихся унаследованно, их консолидации и последующему разрушению, сопровождающемуся землетрясениями [*Cadoвский, Писаренко,* 1991]. Представляется целесообразным выделять блоки, активные на современном этапе развития земной коры и ограниченные так называемыми активными разломами, поскольку именно они ответственны за современное поле напряжений и его разрядку в виде землетрясений [*Абдрахматов*, 2003].

Особенности формирования рельефа территории Тянь-Шаня тесно связаны с блоковым строением земной коры. При этом поверхность горных хребтов взброшена до абсолютных высот в 5–7 км, и во впадинах фундамент опущен на 3–4 км. В значительной мере это определяется сетью глубинных разломов, по которым перемещаются блоки различных размеров. Северо-Тянь-Шаньская зона активных разломов, является одной из наиболее сейсмоактивных зон, в которой частично реализовалось сокращение земной коры Тянь-Шаня и продолжаются геодинамические и сейсмические процессы.

Имеющиеся на сегодняшний день геологические данные о скорости поздне-четвертичных движений в зонах активных разломов и современных движений, полученных с помощью Глобальных Навигационных Спутниковых Систем (ГНСС, в частности GPS и ГЛОНАСС), позволяют выявить граничные условия выделенных блоков [*Абдрахматов*, 2003]. В целом поле векторов скорости Тянь-Шаня свидетельствует о меридиональном сокращении и о несколько меньшем по уровню широтном удлинении приповерхностной части земной коры.

Для территории Центрально-Азиатской GPS-сети на основе данных поля современных горизонтальных векторов скорости были выделены квазижесткие домены, или участки земной поверхности, скорость изменения расстояний между пунктами которых практически равна нулю [*Кузиков, Мухамедиев*, 2010]. Для выявления общего характера современного деформирования исследуемой территории основное значение имеют структура и кинематические особенности междоменного пространства (МДП). В структуре МДП просматривается устойчивое выделение 4-х направлений: субмеридиональное (С-Ю), субширотное (В-3), северо-восточное и юго-восточное. Для которых характерен преобладающий тип смещений для срединных линий: С-Ю– поперечное удлинение, В-3 – поперечное укорочение, СВ – левосторонний сдвиг, ЮВ – правосторонний сдвиг. На основе таких кинематических построений по данным GPS были оценены направления главных осей регионального тензора скорости деформации, которые лишь на 1–2° отличаются от средних значений соответствующих показателей, полученных на основе сейсмологических данных в разделе 5.1.

Для количественного пространственного сопоставления современных доменов и МДП с линиями активных в четвертичное время разломов применен метод номинальной статистики и таблиц сопряженности. При этом положение современных доменов и МДП было сопоставлено с 2-мя схемами активных разломов (рис. 5.4.2).



Рис. 5.4.1. Схема новейшей структуры Северного Тянь-Шаня (по [*Абдрахматов*, 2003]). 1 – новейшие впадины, заполненные мезозойско-кайнозойскими осадками; 2 – оси антиклиналей в пределах впадин; 3–4 – кинематика разломов: 3 – взбросы и надвиги, 4 – сдвиги.



Рис. 5.4.2. Пространственное сопоставление выделенных доменов и МДП с активными разломами: (а) – по [Белоусов и др., 1997]; (б) – по [Трифонов, 1999].

Результаты такого анализа показали, что с вероятностью больше 0.99 разломы с одинаковой частотой попадают как на территорию доменов, так и находятся в пространстве между ними. Отсюда следует, что, по крайней мере, в течение последних 2-х десятилетий GPS-наблюдений между МДП и активными разломами отсутствует пространственная корреляционная связь. В то же время, генеральные направления зон МДП и разломов связаны. Это выражается в количественном преобладании у тех и других северо-восточных и субширотных направлений. В меньшей степени у разломов и зон МДП присутствуют северо-западные направления. Более того, в отмеченных направлениях совпадает кинематика разломов и зон МДП: СВ направления часто имеют лево-сдвиговую компоненту, а СЗ направления – элементы правого сдвига. Такой набор фактов может свидетельствовать о сохранении общей глобальной тенденции геодинамического процесса в этом районе, обусловленной Индо-Евразийской коллизией.

При сравнительном анализе следует обратить внимание на тот факт, что геологические объекты (блоки и разломы) имеют возраст формирования, измеряемый миллионами и в меньшей степени – тысячами (редко сотнями) лет. Данные же ГНСС в основном имеют дискретность позиционирования от секунд до нескольких суток, в отдельных случаях измерения проводятся в течение последних 25 лет. Кроме различий во временных масштабах сравниваемые данные также отличаются по плотности и характеру представления. Данные сейсмологических и ГНСС измерений распределены в виде отдельных точек на земной поверхности с набором цифровых характеристик. Геологические же объекты чаще всего имеют только графическое (линейное и площадное) качественное отражение, численные параметры которых только формируются. Разница во временной масштабности и по форме представления данных также должна учитываться при сравнении геологической и сейсмологической информации.

Выявление участков активных разломов земной коры, способных генерировать землетрясения различной силы, является наиболее актуальной проблемой при оценке сейсмической опасности. Это важно для обеспечения нормальной эксплуатации и экологической безопасности важных хозяйственных объектов, которые пространственно соприкасаются с множеством локальных и региональных разломов. Далее приводится описание метода, позволяющего оценить степень опасности различных участков разломов на основе каталога механизмов очагов землетрясений и оцифрованных характеристик активных разломов Северного Тянь-Шаня [*Ребецкий, Кузиков*, 2016].

5.4.1. Исходные данные

Активные разломы Северного Тянь-Шаня. В разделе 5.3 изложен метод катакластического анализа разрывных смещений (МКА), разработанный в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН, а также результаты, полученные на разных этапах применения этого метода для коры Северного Тянь-Шаня. Некоторые из этих результатов использованы для практического приложения к новым тектонофизическим подходам по районированию активных разломов (рис. 5.4.3).

На рис. 5.4.3 представлена карта активных разломов Северного Тянь-Шаня. На этой территории было выделено и оцифровано 102 разлома. Каждый из разломов имел множество спрямленных участков, задаваемых в специальном файле координатами точек начала и конца. В основном протяженность отдельных спрямленных участков составляла первые километры (0.01–0.02°) и редко 10–15 км. Важной особенностью карты разломов является изменение их простирания, проявляющееся как на базах протяженностью десятки километров, так и первые километры. Первая закономерность обусловлена сменой простирания хребтов и впадин, а вторая связана с неровностью горного рельефа в местах выхода разломов на поверхность, что приводит к появлению низкочастотной волнистости их простирания. Чтобы убрать погрешности в определении истинного простирания разломов, вызванные второй составляющей, азимуты их простирания усреднялись на длинах 10 км.

Следует заметить, что цифровые данные об азимутах простирания участков изучаемых разломов являются необходимым, но недостаточным условием для проведения тектонофизического анализа их состояния, который предполагает «посад-

ку» напряженного состояния, полученного для трехмерных объемов земной коры, на поверхность (плоскость) разломов. Возможность расчета напряжений, действующих на наклонных поверхностях разломов, появляется тогда, когда кроме направления простирания разломов известны также и направления их погружения, подкрепленные значениями соответствующих углов. С этой целью были выполнены дополнительные исследования, опирающиеся на методы геоморфологического анализа геологических карт и полевых геологических наблюдений. По результатам этих исследований разным длинам участков разломов присваивались постоянные значения углов падения (рис. 5.4.4).

При составлении этих карт поэтапно был преодолен ряд проблем. Одной из основных задач является корректное пространственное нанесение непрерывных линий основных разрывных нарушений для данного масштаба в плане, в условиях отсутствия устоявшейся карты тектонических нарушений приемлемого масштаба. В качестве ограничений для картирования всего разлома от начала до конца могут выступать природная фрагментарная их обнаженность и дискретность полевых наблюдений. Такие факторы могут приводить к искусственному объединению различных близлежащих однонаправленных разломов и расчленению на сегменты одной протяженной зоны разрыва земной коры.

Кроме этого, для целей наших исследований интерес представляют не все разломы, а только активные на современном этапе. Доступных вариантов карт и схем активных разломов еще меньше, чем дизъюнктивных нарушений вообще. И понятия «активность» и «временной интервал проявлений» во многих случаях различными авторами понимаются неоднозначно.



Рис. 5.4.3. Карта активных разломов Северного Тянь-Шаня (по [*Ребецкий, Кузиков*, 2016]). Разломы: 1 – Аксуйский, 2 – Чонкурчакский, 3 – Байтикский, 4 – Аламединский, 5 – Иссыкатинский, 6 – Шамсинский, 7 – Каракунузский, 8 – Заилийский, 9 – Северо-Кеминский, 10 – Южно-Кеминский, 11 – Тогуз-Булакский (Северо-Иссыккульский), 12 – Араминский, 13 – Кызылойский, 14 – Каракульский, 15 – Улунбулакский (Узунбулак-Ойкаинская зона), 16 – Каракольский, 17 – Ортокский, 18 – Акчопский, 19 – Южно-Кочкорский, 20 – Каракурджурский. Пятиугольник – эпицентральная область Беловодских землетрясений 1865 и 1986 годов.



Рис. 5.4.4. Карта разломов Северного Тянь-Шаня с указанием углов в градусах погружения разломов от горизонта (по [*Ребецкий, Кузиков,* 2016]). Углы падения поставлены в сторону «висячего» крыла разлома и показывают направление его погружения. Вверху слева приведена диаграмма распределения числа участков разломов (по вертикали) с разными углами погружения (по горизонтали).

Не меньшей проблемой является и придание плоскости разлома направления ее падения и усредненного угла падения, так как далеко не всегда даже на картах государственной геологической съемки масштаба 1:50 000 все разрывные нарушения имеют количественную характеристику угла падения. В лучшем случае присутствуют лишь направления падения плоскости с качественными параметрами типа надвиг, взброс, сброс, сдвиг. Но в основной своей массе картографические материалы содержат только информацию о пространственном положении линии разрывного нарушения без направлений и величин погружения.

Не столь критичным является отсутствие единого реестра устоявшихся названий разрывных нарушений для данной территории. Но иногда подобные разночтения не позволяют собрать связанные наборы данных из различных текстовых и графических источников.

Интерес для обработки представляли только те разломы, которые нарушают сплошность кайнозойских образований (или структур) с палеогена по плейстоцен. Этот признак выступал в качестве критерия активности разлома в последний (продолжающийся) орогенический этап на Тянь-Шане. При пространственном расхождении позиционирования разлома преимущество отдавалось более молодым источникам и крупномасштабным планам, личным наблюдениям.

Углы падения разломов извлекались из геологических публикаций и отчетов, а также по результатам проведенных полевых геологических работ. При наличии нескольких количественных данных по углам падения разлома для его плоскости приписывалось среднее. Если на разных сегментах одного разлома зафиксированы данные с принципиальными различиями в углах падения (больше 30°), то разлом разбивался по простиранию на отдельные сегменты с соответствующими количественными характеристиками. При отсутствии количественных данных о полевых измерениях углов падения эти данные высчитывались приблизительно по сечению линией разлома горизонталей рельефа. В отдельных случаях, при отсутствии явного указания на сторону падения крутопадающей плоскости разлома, информация для разрывного нарушения была получена посредством анализа геологической и тектонической обстановки и по аналогии с прилегающими территориями. В сло-
жившейся ситуации не избежать субъективных оценок, однако авторы стремились максимально минимизировать их влияние на итоговый результат.

Для углов падения разломов вводилась поправка на возможное изменение с глубиной (увеличение угла). Предполагалось, что эти результаты можно использовать совместно с данными о напряженном состоянии верхнего сейсмогенного слоя (глубины 0–10 км). Точность определения углов погружения невысокая, в пределах 10–20°. Однако этой точности для большинства разломов достаточно для устойчивой оценки их параметров напряженного состояния.

Исходные сейсмологические данные. Реконструкция напряжений в коре Северного Тянь-Шаня выполнялась на основе каталога механизмов очагов землетрясений локальной сети КNET. Полученный за период наблюдения 1994—2012 гг. каталог фокальных механизмов включает в себя более 1056 сейсмических событий с магнитудами от 1.16 до 5.40 [Корреляционный анализ..., 2003; Сейсмотектонические деформации..., 2005; Сычева, Кузиков, 2012].

При расчетах использованы механизмы очагов землетрясений в магнитудном диапазоне от 1.5 до 3.5, что отвечало региональному масштабу усреднения напряжений. Анализ плотности распределения и диапазона магнитуд очагов землетрясений (1056 событий) из каталога механизмов показал, что линейный масштаб осреднения реконструируемых напряжений может соответствовать 10–15 км. Поэтому реконструкция напряжений осуществлялась в узлах сетки $0.05 \cdot 0.05^{\circ}$ в латеральном направлении (около 5–6 км по долготе и широте). В настоящей работе мы используем результаты, ранее представленные в работах [*Ребецкий, Сычева,* 2008; *Development of inversion...*, 2012]. Расчеты напряжений выполнялись для горизонтальных полос мощностью по глубине 10 км, середины которых находились на глубинах 5, 10, 15 и 20 км (т. е. полосы расчета напряжений пересекались по глубине). В наших исследованиях будут использованы данные о природных напряжениях только для самого верхнего корового слоя 0–10 км, для которого получены данные о параметрах напряжений для 286 доменов.

5.4.2. Промежуточные этапы расчетов

Во избежание дублирования текстового и графического материала в этом разделе будет только кратко описана последовательность расчетов. Более детальную информацию об этом можно найти в разделе 5.3.

Ориентация осей главных напряжений. После первого этапа реконструкции напряжений на основе алгоритма МКА [Ребецкий, 1997, 2001, 2007а] получены данные об ориентации трех главных осей в виде трех углов Эйлера (для ортогональной тройки векторов) или в виде азимутов и углов погружения для каждой оси. Построены проекции осей главных напряжений максимального девиаторного растяжения и максимального сжатия. Также после первого этапа МКА выполняется оценка величины коэффициента Лоде – Надаи (μ_{σ}), определяющего вид эллипсоида напряжений. Следует сказать, что точность определения указанных параметров в областях устойчивого напряженного состояния составляет по осям главных напряжений 5–10° и $\mu_{\sigma} = 0.1-0.2$ соответственно. Для областей, где наблюдается большая вариабельность механизмов очагов землетрясений, ошибки в определении ориентации осей и μ_{σ} больше, чем указанные выше.

Здесь мы не будем рассматривать полученное поле параметров напряженного состояния. Обратим только внимание на то, что после этого этапа реконструкции

323

алгоритм МКА позволяет получать данные лишь о четырех из шести параметров тензора напряжений, которые фактически определяют параметры эллипсоида девиаторных напряжений с точностью до нормировки на величину максимальных касательных напряжений. Однако даже такие сведения могут дать нам некоторую дополнительную информацию о разломах, если известно не только простирание разлома на поверхности, но и их углы падения (пусть даже и не очень точно). Используя полученные данные о трех углах Эйлера для трех главных осей тензора напряжений и указанные данные о разломе, мы можем рассчитать направления касательных напряжений, действующих на плоскости геологического разлома. Величины этих касательных напряжений зависят от неизвестного после первого этапа реконструкции значения максимальных касательных напряжения, а их направления не зависят от величины этого напряжения. Согласно гипотезе Р. Велласа и М. Ботта, эти направления совпадают с относительным смещением бортов разрыва, что дает возможность определить кинематический тип участков разломов.

Конечно, подобные определения параметров напряжений вдоль плоскости разломов можно выполнять только тогда, когда геологический разлом проходит через домен земной коры с данными о напряжениях, или когда такие домены находятся в непосредственной близости от него. В нашем расчете мы учитывали изменение координат разломов с глубиной (разлом продолжался на глубину 5 км в соответствии с его углом погружения), и брался ближайший к участку разлома узел с данными о напряжениях, если между ними расстояние не превышало 15 км (3 характерных расстояния между узлами сетки расчета).

Величины редуцированных напряжений. Как показано в работах [Ребецкий, 2005, 20076], на основе данных о механизмах очагов землетрясений можно определить не только ориентацию осей главных напряжений, но и компоненты девиаторных напряжений, нормированные на неизвестную величину прочности сцепления горных массивов τ_f – редуцированные напряжения. Этот алгоритм реализован в рамках второго этапа МКА. Находится распределение по латерали только редуцированного эффективного всестороннего давления ($p^* = p - p_{fl}$ – давление с учетом влияния флюида p_{fl}), но подобные данные имеются и для редуцированных напряжений.

С большой вероятностью можно предположить, что усредненная в масштабе первых десятков километров прочность сцепления (τ_f) массивов для коры района, находящегося в одном региональном геодинамическом режиме, является константой. В этом случае редуцированные напряжения, полученные в разных узлах сетки расчета, можно сравнивать друг с другом, а значит, можно сопоставлять и редуцированные напряжения, действующие на плоскости разных участков разрыва. Таким образом, можно выделять области повышенного и пониженного уровня напряжений.

Состояние разломов зависит от уровня напряжений в его окрестности, и эта связь осуществляется на основе морфологических данных о разломе. С одной стороны, уровень касательных напряжений τ_n , определяющих возможность сдвигания бортов разрыва, выше тогда, когда его плоскость ближе к плоскости максимальных касательных напряжений. С другой стороны, касательные напряжения при сдвигании бортов должны преодолеть силы трения, величина которых зависит от уровня эффективных напряжений σ^*_{nn} , нормальных к разрыву, т. е. активизация разрывов зависит от соотношения нормальных и касательных напряжений на его плоскости.

О характеристике прочности разломов. Кулоновы напряжения ($\tau_{\rm C} = \tau_{\rm n} + k_{\rm f} \sigma^*_{\rm n}$ при $\sigma^*_{\rm n} < 0$ и $k_{\rm f} = 0.6$), с критическими значениями которых в геомеханике связывают прочность горных пород, как раз и включают в себя касательные напряжения и эффективные нормальные напряжения. На рис. 5.5.4 показана диаграмма Мора, иллюстрирующая возможности анализа близости напряженных состояний к критическим значениям.



Рис. 5.4.5. Схема, иллюстрирующая возможности анализа напряженных состояний, действующих на участках разломов, на диаграмме Мора (по [*Ребецкий, Кузиков,* 2016]).

На рис. 5.4.5 σ^*_i , i = 1, 2, 3 - эффективные главные напряжения с учетом влияния флюида, τ_f – прочность сцепления. По вертикали откладываются касательные напряжения (τ_n), по горизонтали – эффективное нормальное напряжение (σ^*_{nn} , отрицательные значения откладываются направо), действующее на плоскости трещины – разлома. Область внутри большого круга Мора, отсекаемая малыми кругами Мора, – возможные напряженные состояния, в которых могут располагаться точки (кружки), отвечающие нормальному и касательному напряжениям на участке разлома. Верхняя линия, касающаяся большого круга Мора, – максимальная хрупкая прочность породы (т_f); нижняя жирная штриховая линия – минимальная прочность трещиноватой породы, обеспеченная только сухим трением; область, заключенная между этими линиями, – полоса критического состояния, здесь располагаются точки с положительными значениями кулоновых напряжений. Тонкая штриховая линия показывает промежуточную (между максимальной и минимальной) прочность породы тⁱf в точке *i* диаграммы Мора. Пятиугольник, отмеченный точкой C, отвечает максимальному значению кулоновых напряжений. Угол наклона ф линий сухого трения и хрупкой прочности определяет коэффициент трения ($k_{\rm f} = {\rm tg} \, \phi$). Правее и ниже линии минимального сопротивления сухого трения лежит область упругого поведения, здесь располагаются точки с отрицательными значениями кулоновых напряжений (маленькие треугольники).

Напомним, что большие и малые круги Мора характеризуют напряженное состояние объема земной коры, определяемое эффективными главными напряжениями σ^{*}_{1} , σ^{*}_{2} и σ^{*}_{3} . В пространстве между ними (серая заливка) могут располагать точки, определяющие эффективные нормальные и касательные напряжения на произвольно ориентированных плоскостях данного объема массива. Полоса разру-

325

шения (светло-серая заливка), заключенная между линиями хрупкой прочности и минимального сопротивления сухого трения, отвечает состояниям на разрывах, для которых возможна активизация (смещения бортов разрыва), если кулоновы напряжения τ_c достигнут уровня поверхностной прочности сцепления τ_f^i данного участка разлома (при $0 \le \tau_f^i \le \tau_f$).

Рассчитываемые для разломов кулоновы напряжения могут иметь как положительные, так и отрицательные значения. Положительные величины показывают, что точка, характеризующая напряженное состояние участка разлома на диаграмме Мора, расположена внутри области хрупкого разрушения, заключенной между линией предела хрупкой прочности и минимального сопротивления сухого трения (рис. 5.4.5). Чем ближе точка к линии хрупкой прочности (точка С), тем опаснее состояние исследуемого участка разлома (белые точки), тем выше уровень касательных напряжений, сбрасываемых при активизации разлома. Точки вблизи линии минимального сухого трения находятся в зоне минимально возможной активности участка разлома (не залитые точки). Отрицательные значения показывают, что данная точка находится в упругой области, т.е. правее линии минимального сопротивления сухого трения (треугольники).

При районировании участков разломов, по данным о редуцированных кулоновых напряжениях τ_C/τ_f , они разделялись на три группы: 1) упругое состояние, когда касательные напряжения τ_n , действующие на плоскости разлома, ниже минимального сопротивления сухого трения ($\tau_C \leq 0$); 2) касательные напряжения больше минимального сопротивления сухого трения, но уровень кулоновых напряжений невысокий ($0 < \tau_C/\tau_f \leq 0.8$); 3) высокий уровень кулоновых напряжений ($0.8 < \tau_C/\tau_f \leq 1$). Далее участки разломов, относящиеся к первой группе, будем именовать неактивными на современной стадии, ко второй – активными, а к третьей – опасными.

5.4.3. Районирование активных разломов

Кинематический тип активных разломов. Рассматривая соотношение касательных напряжений, действующих на плоскости разрыва лежачего его крыла в направлении погружения (восстания) и простирания, можно выполнить районирование разломов по их кинематическому типу. Если касательные напряжения для лежачего крыла имеют в проекции в направлении падения (восстания) плоскости разрыва бо́льшие абсолютные значения, чем на вектор простирания, то кинематический тип – сброс (взброс) с соответствующей компонентой правого или левого сдвига. При определенном соотношении указанных проекций разлом может именоваться как взброс или сброс. Таким образом, под одним термином «взброс» объединялись разломы в виде пологих надвигов и разломы с большими углами погружения.

Если касательные напряжения имеют большие по величине проекции на вектор простирания разлома, то в зависимости от их направления кинематический тип разрыва будет левым или правым сдвигом с соответствующей взбросовой или сбросовой компонентой. При определенном соотношении указанных проекций разлом может именоваться как чистый сдвиг (правый или левый).

Заметим, что не для всех участков разломов выполнялось районирование с использованием данных о напряжениях. Это происходило тогда, когда вблизи участка разлома (расстояния более 15 км – масштаб усреднения напряжений) не было данных о напряжениях. В этом случае на всех рисунках, приведенных далее, разлом нарисован тонкой линией. Районирование разломов по их кинематическому типу осуществлялось на основе значений угла φ между направлением вектора касательного напряжения на плоскости разлома и направлением простирания разлома (рис. 5.4.6).



Плоскость лежачего крыла разлома

Рис. 5.4.6. Схема, отражающая взаимосвязь диапазона изменения угла φ (отсчитывается от вектора простирания при положительных значениях в направлении восстания), определяющего направление смещения вдоль плоскости разлома (β – угол погружения/восстания плоскости), с наименованием по секторам кинематического типа разлома (по [*Ребецкий, Кузиков,* 2016]).

Участкам разломов, для которых угол ϕ находится в диапазонах 60–120° и –60... –120°, напряженное состояние отвечает соответственно кинематике типа взброс и сброс. Для угла ϕ в диапазонах 120–150° и –120...–150° напряжения на разломе отвечают кинематике разлома типа взброс и сброс с правосдвиговой компонентой. Угол ϕ в диапазонах 30–60° и –30...–60° соответствует взбросу и сбросу с левосдвиговой компонентой. Угол ϕ в диапазонах –30...0° и 0–30°, а также 150–180° и –150...–180° определяет на разломе левый и правый сдвиг соответственно.

Данные о кинематике разломов позволили все участки разломов разделить на четыре группы: 1) разломы с преимущественно взбросовой компонентой смещения, имеющей также небольшую право- или левосдвиговую компоненту; 2) разломы с преимущественно сбросовой компонентой смещения, имеющей также небольшую право- или левосдвиговую компоненту; 3) разломы с преимущественно правосдвиговой компонентой смещения, имеющей также небольшую взбросовую или сбросовую компоненту; 4) разломы с преимущественно левосдвиговой компонентой смещения имеют также небольшую взбросовую или сбросовую компоненту. Графическое отражение такого разделения из-за громоздкости мы здесь не приводим, при необходимости можно обратиться к источнику [*Ребецкий, Кузиков*, 2016].

Определение угла падения разлома по геологическим данным – самая «тонкая» часть предлагаемого подхода. Приведенные данные об углах падения отвечали предположению о глубинном положении разлома, поскольку районирование разломов выполнялось по данным о глубинном напряженном состоянии (0–10 км). Таким образом, в наших расчетах выделенный кинематический тип участков разломов может несколько отличаться от того, что наблюдается непосредственно на поверхности. Но мы предполагаем, что эти различия не могут быть кардинальными. Разрыв преимущественно сбросовой кинематики не может стать взбросом и наоборот. Правые сдвиги не могут стать левыми. Для полученных результатов оценки кинематики разломов для верхнего слоя коры (0–10 км) были проведены сравнения с наземными геологическими наблюдениями, представленными в научной литературе. По результатам такого сравнительного анализа был сделан вывод, что рассчитанная кинематика разломов для современной стадии деформирования верхней части коры Северного Тянь-Шаня в целом соответствует данным геологических наблюдений за смещениями крыльев разломов в приповерхностных слоях, отвечающих в большей части неотектоническому этапу.

Интенсивность напряжений, действующих на участках разломов. На рис. 5.4.7 показано распределение вдоль исследуемых разломов нормированных значений модуля касательного напряжения $|\tau_n| / \tau_f$ и эффективного нормального напряжения $|\sigma^*_{nn}| / \tau_f$, которые в МКА рассчитываются на втором этапе реконструкции с учетом влияния давления флюида в трещинно-поровом пространстве.



Рис. 5.4.7. Районирование разломов по интенсивности действующих на его бортах нормированных нормальных напряжений |σ*_{nn}| / τ_f, (сжатие отрицательное) (по [*Ребецкий, Кузиков*, 2016]). Тонкие линии показывают положения разломов, для которых отсутствовали данные о напряжениях.

Заметим, что в МКА, как и в классической механике, растягивающие напряжения имеют положительные значения. Видно, что часто встречается ситуация, когда вдоль одного и того же разлома может изменяться уровень нормальных и касательных напряжений. Это связано с тем, что вдоль разлома могут изменяться его параметры (простирание и угол погружения), а также напряженное состояние различных ближайших узлов сетки расчета.

Отметим, что в области сочленения хребтов Киргизского и Карамойнок выделяется система наиболее протяженных участков разломов субширотного простирания с повышенным уровнем касательных напряжений. Для этих же участков разломов наблюдается и повышенный уровень нормальных сжимающих напряжений. Выделим разлом северо-западного простирания в центральной части Киргизского хребта, для которого наблюдается низкий уровень напряжений сжатия, нормальных к его плоскости. Здесь даже имеются участки, где, согласно нашим расчетам, эти эффективные нормальные напряжения растягивающие. Вероятно, эти определения на грани точности наших расчетов. Но в любом случае для подобных областей имеет место понижение уровня напряжений, обжимающих разлом, а это значит, что на поверхности для этих участков можно ожидать активное развитие локальных отрывных структур и повышенное распространение родников. Поскольку нормальные напряжения сжатия создают силы трения на разломе, препятствующие формированию сдвигов, то соотношение между касательными и нормальными напряжениями можно интерпретировать с позиции сейсмической опасности.

Флюидное давление. В достижении предельного состояния большую роль играет флюидное давление в трещинно-поровом пространстве. Алгоритм МКА позволяет оценить уровень флюидного давления, если для исследуемого региона известно усредненное значение прочности сцепления τ_f . Его можно получить путем привлечения в качестве дополнительных данных величину сброшенных напряжений или задать их априорно. Если в качестве значения τ_f принять 6 МПа (подобное значение получено для коры Алтае-Саянской горной области [*Ребецкий и др.*, 2013]) при плотности пород $\rho = 2.7$ г/см³, то уровень флюидного давления для разломов исследуемого региона будет колебаться в диапазоне 0.37–0.99 от литостатического давления (рис. 5.4.8).



Рис. 5.4.8. Районирование разломов по величине относительного флюидного давления $p_{\rm fl} / p_{\rm lt}$ (по [*Ребецкий, Кузиков,* 2016]).

Как видно из полученных результатов, достаточно большая часть разломов имеет практически предельный уровень флюидного давления ($0.95 < p_{\rm fl} / p_{\rm lt} < 1$). Но также существуют разломы, для которых это давление относительно низкое, близкое к гидростатическому значению ($p_{\rm fl} / p_{\rm lt} \approx 0.4$). Если эти разломы в настоящее время относятся к группе неопасных разломов (неактивные или активные), то повышение флюидного давления способно их перевести в группу опасных. К таким разломам следует отнести большую группу участков разломов, расположенных вблизи меридиана 74°20', где уровень флюидного давления составляет 0.4–0.7 от литостатического значения. Эта зона север-северо-западного простирания резко выделяется на рис. 5.4.8. Ее появление можно связать со сменой напряженного состояния, так как она является западным ограничением большой группы рассчитанных напряжений центральной части Северного Тянь-Шаня. Западнее этой зоны определений напряженного состояния.

Имеются еще две локальные области пониженного уровня флюидного давления, одна из которых расположена к северо-западу от оз. Иссык-Куль, а другая – на южном склоне Кастекского хребта. Здесь уровень флюидного давления (0.6–0.8) несколько выше, чем в зоне меридиана 74°20′, но разломы этих зон также способны перейти в опасные даже при 10 %-м повышении давления флюида.

Выделение опасных разломов по данным о кулоновых напряжениях. Представленные в предыдущем разделе данные о распределении вдоль разломов нормальных и касательных напряжений вместе с данными о флюидном давлении составляют основу для районирования разломов по их сейсмической опасности. Для оценки точности районирования по кулоновым напряжениям расчеты выполнялись не только для углов погружения, представленных на рис. 5.4.4, но и для углов, отличающихся от этих значений на 10° в большую и меньшую сторону. Из результатов расчетов следует, что достаточно протяженные (15–25 км) опасные участки разломов устойчиво присутствуют для всех вариантов углов погружения.

Как видно из рис. 5.4.9 (углы погружения отвечают данным рис. 5.4.4), вдоль южного склона Джумгальского хребта и гор Сандык расположен наиболее протяженный участок разломов (до 25 км), который имеет напряженное состояние, близкое к критическому ($0.8 < \tau_C / \tau_f \le 1$), т. е. это опасный участок разлома. Здесь можно ожидать землетрясения магнитудой 6.5–7.0. Менее протяженные участки опасных разломов (10-15 км) расположены в области сочленения хребтов Киргизского и Карамойнок (погружение разломов на север), в центральной части Киргизского хребта, на южном склоне Кастекского хребта. Протяженности отмеченных участков разломов критического состояния показывают, что они способны генерировать землетрясения магнитудой 5.5–6.5, которые для рассматриваемого района являются близкими к максимальным.



Рис. 5.4.9. Районирование разломов по величине нормированных кулоновых напряжений τ_C / τ_f для углов погружения (по [*Ребецкий, Кузиков*, 2016]), отвечающего рис. 5.4.4 на фоне сейсмической активности. Синим цветом отмечены фокальные механизмы землетрясений с $K \ge 10$, красным цветом положение землетрясений с $\Delta \sigma \ge 10$ МПа (по модели Брюна).

Следует отметить, что имеется несколько участков критического состояния меньшей протяженности в центральной части северного склона Киргизского хребта. Наиболее протяженный из них (12 км) вдоль границы сочленения Чуйской впадины и северного склона Киргизского хребта (рис. 5.4.9). Два участка разломов (15 км) с состоянием, близким к критическому, находятся в восточной оконечности Чуйской впадины вдоль южного склона Кастекского хребта.

На этот же рисунок вынесены землетрясения с $\Delta \sigma \ge 10$ МПа (раздел 4.1) и фокальные механизмы очагов землетрясений с $K \ge 10$ (раздел 3.2).

Максимальный сброс напряжений не отмечен на участках разломов, с повышенными значениями нормированных кулоновых напряжений, хотя в отдельных случаях пространственно к ним тяготеет. В основном события с $\Delta \sigma \ge 10$ МПа располагаются вблизи участков разломов с пониженными значениями нормированных кулоновых напряжений (зеленые и желтые участки разломов на рис. 5.4.9). Возможно, близость положения этих землетрясений к участкам разломов с максимальными значениями нормированных кулоновых напряжений усиливает опасность возникновения сильных землетрясений на этих сегментах разломов (горы Сандык, восточная часть Киргизского хребта). Положение землетрясений, фокальные механизмы которых представлены на рис. 5.4.9, в основном расположены вблизи разломов, и для взбросов и взбросо-сдвигов большей частью одна из нодальных плоскостей совпадает с простиранием близлежащего разлома.

Таким образом, наши исследования показали, что лишь некоторую часть разломов земной коры (около 20–30 %) можно отнести к активным в современном поле напряжений. Только небольшая часть (около 20 %) участков таких активных разломов выделяется как опасная, где можно ожидать крупномасштабного хрупкого разрушения – землетрясения. Подобные соотношения между общей протяженностью разломов и протяженностью активных или опасных их участков показывают, что разрывная структура земной коры формируется за длительные геологические времена – десятки и сотни миллионов лет, а в современный период только часть этой структуры используется для диссипации упругой энергии, накопленной в горных массивах [Добрецов и др., 2013].

5.5. Обсуждение результатов

Анализ сейсмологических данных выполнялся двумя различными методами: С.Л. Юнги [1990] и Ю.Л. Ребецкого [1999, 2007]. В первом случае на основе *метода сейсмотектонических деформаций* рассчитывались параметры тензора приращений СТД, а во втором с применением *метода катакластического анализа* (МКА) разрывных нарушений кроме параметров этого тензора определялись также компоненты тензора напряжений. Различие между этими методами заключается в принципах формирования выборок сейсмологических данных, по которым и определяются параметры соответствующих тензоров. При расчете СТД выборка землетрясений создается путем отбора из каталога фокальных механизмов событий, попадающих в область осреднения, с определенным радиусом и с центром в узловой точке. При обработке сейсмологических данных в рамках МКА выборка землетрясений, по механизмам которых выполняется расчет тензоров напряжений и приращений сейсмотектонических деформаций, создается на основе проверки этих

331

данных на однородность. Здесь используется критерий кумулятивности (взаимное пересечение) областей упругой разгрузки землетрясений и критерий диссипации упругой энергии для каждого землетрясения на искомом тензоре напряжений. Использование этих критериев позволяет именовать созданную выборку однородной, характеризующей квазиоднородное деформирование отвечающего ей пространственного домена. Размер такого домена, к которому и относятся результаты расчета, зависит от плотности распределения землетрясений и их магнитуды. Различие в подходах формирования анализируемых выборок может влиять на детальность полученных результатов.

Выяснение механизма генерации тектонических напряжений в земной коре горно-складчатых областей является критически важной темой исследований при разработке геодинамических моделей эволюции литосферы. Данные о напряжениях, «измеренных» в массивах в их естественном, природном состоянии, следует признать главным источником изучения способа нагружения литосферы и ее реакции на это нагружение. В настоящее время столь детальные исследования поля природных напряжений проведены для коры Алтая и Саян [Development of inversion..., 2012; Ребецкий и др., 2013], а также для коры Высокой Азии [Peбецкий, Алексеев, 2014]. По результатам этих исследований было установлено, что существует определенная взаимосвязь типа напряженного состояния коры и морфологии ее рельефа (поднятия в виде хребтов, плато или нагорья, впадины).

Обобщая исследования, выполненные по методу МКА, заключаем, что напряженное состояние земной коры Северного Тянь-Шаня не выглядит таким простым, как это следовало бы из первичного анализа горизонтальных движений поверхности коры, получаемым по данным GPS-геодезии. Эта сложность напряженного состояния не выявляется, если анализировать только ориентацию осей главных напряжений максимального сжатия. Она здесь очень устойчивая, определяющая преимущественное направление погружения этих осей на север-северо-запад и югюго-восток, соответствуя ориентации векторов смещений по данным GPS. Сложность напряженного состояния коры изучаемого района проявляется в площадном распределении ряда важнейших параметров, характеризующих особенности деформирования горных массивов.

Результаты новой тектонофизической реконструкции, выполненной для Северного Тянь-Шаня, показали, что кора центральной части исследуемого района, для которой имеет место наиболее плотное сочленение высокогорных хребтов, представлена режимом горизонтального сжатия. Кора Суусамырской и Кочкорской впадин имеет режим горизонтального сдвига. Восточное окончание Чуйской впадины и западный сегмент Киргизского хребта представлены режимом горизонтального растяжения. Эти данные не противоречат полученному ранее результату.

Установленная преимущественная южная и юго-западная ориентация поддвиговых касательных напряжений, действующих на горизонтальных площадках, может быть объяснена давлением с юга на север на кору Северного Тянь-Шаня. Однако это объяснение не единственное и требует дополнительных исследований. Важно отметить наличие в коре исследуемого региона больших участков – блоков, испытывающих разное по ориентации воздействие со стороны мантии. Этот факт можно интерпретировать, как отсутствие однонаправленного сдвигания коры вдоль границы Мохо. Возможно, имеет место определенное вращение блоков, создающее разные знаки и направления сдвигающих напряжений на субгоризонтальных плоскостях в глубине коры.

В коре Северного Тянь-Шаня выделено несколько крупных участков повышенного и пониженного уровня эффективного всестороннего давления. Установлено, что относительно сильные землетрясения тяготеют к участкам коры пониженного уровня эффективного давления. Этот результат согласуется с данными анализа современных напряжений для других сейсмоактивных областей [*Ребецкий*, 20076].

Сравнение полученных результатов с данными GPS-измерений показало: направление осей укорочения и удлинения в целом совпадает, а интенсивность СТД в среднем на 2–3 порядка слабее интенсивности деформаций по данным GPS. По методу СТД и GPS выделяется зона удлинения, расположенная в районе Кастекского хребта. Сравнение полей суммы горизонтальных компонент тензора скорости деформации выявило различие режимов в Суусамырской впадине, где по данным GPS в горизонтальной плоскости имеется значительное укорочение, а по сейсмическим данным отмечаются сдвиговые деформации.

Завершая описание результатов, полученных на основе данных сети KNET, вернемся к вопросу о возможных связях между сейсмической активностью и полем деформаций Северного Тянь-Шаня. При сравнении этих проявлений современной геодинамики приходится учитывать, что очаги большинства землетрясений располагались на глубинах 5-25 км, в то время как деформации определялись по данным космической геодезии (или ГНСС) на поверхности Земли. Совместный анализ затруднялся двумя обстоятельствами: небольшим количеством станций ГНСС и невысоким уровнем сейсмичности. Тем не менее, проведенный анализ позволил заключить, что интервалы перед сильными землетрясениями и после них характеризовались возрастанием градиентов амплитуд и направлений движения, определяемых по данным GPS [Динамика взаимодействия..., 2010]. Это вызвано несогласным по величине и направлению перемещением соседних участков земной коры. Соответствующие изменения напряженного состояния вызывали усиление сейсмичности. И обратно, возникновение сильного землетрясения приводило к изменению напряженного состояния в прилегающих районах, что отражалось в амплитудах и направлениях движения пунктов ГНСС.

Согласованные по времени вариации движений приповерхностных участков и осей сжатия механизмов очагов свидетельствуют, по-видимому, о взаимосвязи напряженного состояния земной коры на территории Бишкекского полигона до глубин порядка 25 км. Подкрепляются, таким образом, вышеописанные результаты корреляции скоростей движений пунктов ГНСС и сейсмической активности.

Однако устойчивость таких связей и более тонкое физическое понимание предстоит еще выяснить. Не удалось выявить закономерного изменения нодальных плоскостей разрыва в очагах землетрясений в те периоды, когда наблюдались значительные вариации амплитуд и направлений движения пунктов ГНСС.

В данном случае на территории Бишкекской локальной GPS-сети результаты анализа перемещений и вращений отдельных участков земной поверхности сделаны при обработке наблюдений всего по 2–3 соседним пунктам, расположенным на взаимных расстояниях ~15 км. Мы не можем однозначно выделить отдельные жесткие блоки земной коры такого пространственного масштаба, для чего необходимы данные о согласованном в смысле корреляции поступательном и вращательном движении нескольких соседних пунктах. В работах [Мухамедиев и др., 2006; Кузиков,

Мухамедиев, 2010] использовались данные обширной по площади Центрально-Азиатской GPS-сети, при этом размеры выделенных блоков были сопоставимы с территорией Бишкекского полигона. Аргументами того, что наблюдения на единичном пункте ГНСС отражают истинное перемещение земной поверхности в некоторой окрестности вокруг этого пункта, являются выявленные закономерности взаимосвязи скоростей перемещений – сейсмической активности – ориентации осей сжатия по данным о механизмах очагов. Отмеченные в результате вышеприведенного анализа повороты векторов скоростей движений отдельных пунктов ГНСС не могут интерпретироваться как указание на вращение целого блока до глубин в несколько километров. При этом требуются обоснованные модели для реализации таких линейных и вращательных движений выделенных площадок на поверхности земной коры. Поскольку преобладающие на данный момент представления о вязкости нижележащих пород должны препятствовать такой скорости смещения вышележащих блоков. Возможно, что мы наблюдаем эффекты упругого изменения поля напряжений, в том числе при подготовке сильного землетрясения.

Однако более поздние работы на микрополигонах БГП позволили комплексно исследовать вариации нескольких параметров – расстояний между реперами при светодальномерных наблюдениях, деформаций земной поверхности по данным GPS, электрического сопротивления на различных глубинах, прослеживаемые с использованием метода становления поля в дальней зоне [Изменение деформаций..., 2017]. Результаты этих наблюдений, сопоставленные с сейсмичностью и механизмами очагов, позволили оценить геодинамическую обстановку в период местного землетрясения, произошедшего 12.02.2013 (К = 10). За несколько суток до этого события по данным GPS-наблюдений отмечено опускание земной поверхности территории полигона с амплитудой ~20 мм. В период с 7 по 14 февраля 2013 г. по результатам светодальномерных измерений выявлено увеличение в среднем на 8 мм длины базовых линий, пересекающих разлом, который расположен на расстоянии 2 км от очага землетрясения. Такое увеличение соответствует вариации действующих в районе разлома тектонических напряжений приблизительно на 7 МПа. Делается вывод, что возникновению местного землетрясения способствовало изменение геодинамической обстановки.

5.6. Выводы

Установлено методом МКА, что только в коре центральной части изучаемого региона преимущественный геодинамический тип напряженного состояния отвечает горизонтальному сжатию на фоне встречающихся доменов горизонтального сдвига со сжатием и просто горизонтального сдвига. К западу и востоку от этого участка коры основное представительство доменов коры соответствует геодинамическому типу напряженного состояния горизонтального сдвига, сдвига с растяжением и даже растяжению при редко встречающихся состояниях горизонтального сдвига со сжатием и чистого горизонтального сжатия.

Согласно классификации режимов СТД, западная и крайняя восточная части исследуемой территории характеризуются режимом горизонтального сдвига, а восточная – режимом транспрессии. Приповерхностный слой земной коры (0–10 км)

характеризуется многообразием режимов СТД от растяжения до сжатия, что можно объяснить блочным строением приповерхностного слоя и локальным режимом деформации. С увеличением глубины деформационное поле становится более однородным.

Оси сжатия имеют север-северо-западное направление, а оси растяжения восток-северо-восточное, с глубиной субмеридиональное направление осей сжатия меняется на меридиональное.

Согласно распределению коэффициента Лоде – Надаи, значительная часть исследуемой территории (центральная и восточная) характеризуется деформацией преобладания простого сжатия (одноосного сжатия, $\mu_{\varepsilon} > 0.2$), остальная часть земной коры находится в условиях чистого сдвига (-0.2 < $\mu_{\varepsilon} < 0.2$) или преобладания простого растяжения, $\mu_{\varepsilon} < -0.2$), (западная и северо-восточная часть).

Согласно распределению угла вида напряженного состояния (угол вида плоской деформации по Юнга), минимальное его значение характерно для восточной части Киргизского хребта и хребта Джумгал-Тоо, что может свидетельствовать о повышенных усилиях в горизонтальной плоскости этой территории. По схеме классификации эта зона характеризуется режимом транспрессии.

Проведена оценка параметров, характеризующих протекание геодинамических процессов в земной коре Тянь-Шаньского региона: интенсивности деформации и параметра сейсмогенных разрывов. Расчет интенсивности сейсмотектонических деформаций по данным каталога KNET указал на повышение уровня интенсивности СТД в исследуемом регионе в последние десятилетия. Для северной части Тянь-Шаня скорость сейсмотектонических деформаций на порядок выше, чем для южной, и составляет 10⁻¹⁰ год⁻¹. Выделены Кочкорская и Восточная зоны, имеющие максимальную интенсивность деформаций и характеризующиеся быстрым темпом накопления трещин в неоднородной среде.

В качестве продолжения работ М.В. Гзовского по развитию геологических (тектонофизических) критериев сейсмичности предложен подход для районирования разломов по характеру их напряженного состояния. Для этого данные о напряженном состоянии участков земной коры трансформируются в данные о параметрах нормальных и касательных напряжений на плоскостях разломов, отвечающих отдельным их участкам. В качестве входной информации требуются данные о простирании и углах падения плоскости разлома. Сведения о напряжениях на разломе позволяют определить направление действия полного касательного напряжения и, следовательно, идентифицировать участок разлома по его кинематическому типу. На основе данных о разломах Северного Тянь-Шаня и каталога механизмов очагов землетрясений сейсмической сети KNET нами получены параметры, характеризующее напряженное состояние отдельных участков разломов, и количественно оценен их уровень близости к критическому состоянию (предел хрупкой прочности). Районирование разломов Северного Тянь-Шаня позволило выявить участки разломов протяженностью до 25 км, находящиеся в предкритическом состоянии. Наши данные, в общем, не противоречат известным оценкам опасности разломов этой территории, полученных другими методами, и существенно их дополняют количественными параметрами и новыми потенциально опасными участками разломов.

Заключение

Тянь-Шань с его современной геодинамической активностью является естественной геологической лабораторией, допускающей наблюдение не только статической картины, но также и временных изменений. Сейсмичность – наиболее яркое проявление процессов современной геодинамики. Создание Киргизской сейсмологической сети (KNET), которая включает в себя 10 широкополосных цифровых станций на территории Северного Тянь-Шаня, стало важным событием для международного научного сообщества. За многолетнюю историю эта сеть преодолела этап эксплуатационной отладки, опробования на прочность всех узлов системы и оценки качества получаемых данных в жестких климатических и высокогорных условиях базирования. Миновал и следующий временной интервал решения сравнительно простых задач: отслеживание сейсмической опасности важных хозяйственных объектов, контроль над испытанием ядерного оружия, локализация отдельных сейсмических событий и составление их каталога, определение фокальных механизмов очагов землетрясений.

В результате исследований уровня сейсмического шума станций сети KNET, включая «сайт-эффекты» для каждой станции, установлено, что большинство из них классифицируются как «тихие» и обеспечивают выдачу высокоэффективных сейсмических данных.

К настоящему времени KNET стала одной из самых активных мировых источников сейсмических данных для проведения современных сейсмологических исследований. Сейсмограммы со станций могут быть переданы в режиме псевдореального времени и просмотрены через 5–10 секунд после того, как датчики обнаружили сейсмическое событие.

Эти данные могут быть использованы в сейсмологических исследованиях всех аспектов от контроля внутренней сейсмической активности и оценок сейсмической опасности до подробного анализа глубокой структуры земной коры и мантии. Они позволяют на довольно высоком мировом уровне исследовать распределение скорости сейсмических волн и строения структур земной коры Тянь-Шаня, расширять методы исследований сейсмологической опасности исследуемой территории, вносить свой вклад в изучение закономерностей современного сейсмотектонического деформационного процесса литосферы и развития представлений о природе и причинах сейсмичности.

Данные сети KNET используются российскими институтами в системе РАН – Минобрнауки РФ, национальными Институтами сейсмологии в Кыргызстане и Казахстане и др. В настоящее время сеть KNET успешно функционирует как часть научной инфраструктуры Федерального государственного бюджетного учреждения науки Научная станции РАН в г. Бишкеке.

За более чем 25 лет работы сети KNET собрано более 2 Тбт сейсмологической информации, зарегистрировано более 9000 локальных сейсмических событий. Создан банк данных по фокальным механизмам очагов (более 1400) и тензоров сейсмического момента (~300). На основе таких данных авторами этой монографии опубликовано более 70 научных статей в реферируемых журналах, где представлены новые результаты, полученные по ряду направлений сейсмологии; разработано 5 авторских программ, на которые получены свидетельства об интеллектуальной собственности.

При обработке и интерпретации данных сети KNET применялся комплекс современных методов анализа. В частности, для исследования поля затухания среды Бишкекского геодинамического полигона применен метод томографической инверсии, а при следовании добротности земной коры и верхней мантии рассматривались кода-волны локальных землетрясений. Впервые полученные для территории БГП зависимости добротности от частоты в дальнейшем могут быть использованы при построении очагового спектра и связанных с ним задач, а также при проведении других научных исследований, а полученные модели демонстрируют более высокое ослабление сейсмических волн для горных районов Северного Тянь-Шаня и более низкое затухание для впадин Казахской плиты, а также Иссык-Кульской впадины.

При исследовании динамических параметров очагов землетрясений в Северном и Центральном Тянь-Шане использованы современные методы построения очагового спектра. Массовое определение значений динамических параметров, в том числе для землетрясений с небольшими магнитудами, позволило получить регрессионные зависимости между скалярным сейсмическимо моментом и другими ДП: радиусом очага, приведенной сейсмической энергией, сброшенными напряжениями. Выявлены отличия этих зависимостей (скейлингов) для Северного и Центрального Тянь-Шаня, возможно, характеризующие региональные особенности геодеформационного процесса.

Для исследования напряженно-деформированного состояния применены методы усредненных (взвешенных) механизмов очагов и катакластического анализа. Детальная информация, которую дали эти методы, позволила установить значительную неоднородность (фрагментарность) в распределении параметров напряженно-деформированного состояния по территории Северного Тянь-Шаня. Такая неоднородность, к тому же эволюционирующая со временем, является одним из факторов, чрезвычайно затрудняющих развитие методов по прогнозу землетрясений в этом регионе. Поскольку физической основой среднесрочного прогноза землетрясения является именно оценка напряженно-деформированного состояния сейсмоопасных зон, отсюда вытекает, что необходимо еще больше времени и сейсмологических данных для продвижения к таким прогнозам в Северном Тянь-Шане. Вместе с тем, одним из важных итогов (или даже ключевым итогом) 25-летнего периода работы сети KNET можно считать, что характеристики зарегистрированной ею сейсмичности не укладываются полностью в представления о самоорганизованной критичности, т.е. концепции, принципиально отрицающей возможность прогнозных признаков. Совокупность разработанных и успешно примененных алгоритмов и методов обработки сейсмологических данных для сети псевдореального времени позволяет говорить о создании технологического задела, открывающего перспективу для прояснения вопроса, возможен или нет прогноз землетрясений в изучаемом регионе.

Данные о механизмах очагов и расчеты усредненных СТД подтвердили, что территория Северного Тянь-Шаня испытывает растяжение по направлению западвосток и укорочение по направлению север-юг, в вертикальном направлении поло-

жительное приращение проявляется для большей части территории, за исключением Чуйской и Суусамырской впадин. Фрагментарность поля напряжений Северного Тянь-Шаня, т.е. наличие доменов с различными параметрами, восстановленными методами СТД и МКА, позволяет предположить, что современное поле напряжений не может быть результатом одной только Индо-Азиатской коллизии.

Авторы дают себе отчет в том, что эта работа не может претендовать на всеобъемлющий охват затронутых здесь аспектов. В частности, уже важное научное значение имеет комплексное исследование свойств земной коры в сочетании сейсмологических и космогеодезических данных, которые, на наш взгляд, из всех геофизических методов исследования в максимальной степени коррелируют друг с другом. Кроме этого, для вышеописанного тандема геофизических исследований интерес представляют и геологические данные, которые характеризуют вещество, возраст и структуру земной коры. Есть надежда, что эти направления комплексных исследований станут предметом публикаций в будущем.

Авторы благодарят В.Н. Сычева, В.А. Мухамадееву, А.Н. Мансурова и И.В. Сычева, соавторов многочисленных публикаций по проектам РФФИ 2009–2017 гг., за значительный вклад в исследования. Также признательны Г.Ф. Низяевой, И.П. Кремневой, А.В. Леоненковой и Ж.Г. Сеначиной за помощь в подготовке рукописи к печати.

Список литературы

- Абдрахматов, К.Е. Современная блоковая структура Северного Тянь-Шаня / К.Е. Абдурахматов // Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов: сборник материалов Второго международного симпозиума, 29 октября–3 ноября 2003 г. / отв. ред.: С.В. Гольдин, Ю.Г. Леонов. – Бишкек: НС РАН, 2003. – С. 7–18.
- 2. *Авагимов, А.А.* О пространственно-временной структуре сейсмичности, вызванной электромагнитным воздействием / А.А. Авагимов, В.А. Зейгарник, Э.Б. Файнберг // Физика Земли. – 2005. – № 6. – С. 55–65. – ISSN 0002-3337.
- Адамова, А.А. Оценка термодинамических условий и вещественного состава земной коры Тянь-Шаня на основе сейсмологических данных. Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов / А.А. Адамова; отв. ред.: С.В. Гольдин, Ю.Г. Леонов. – Москва-Бишкек: НС РАН, 2003. – С. 106–122.
- 4. *Аки, К.* Количественная сейсмология. Теория и методы / К. Аки, П. Ричардс. Москва: Мир, 1983. Т. 1–2. 880 с.
- Аномальная магнитная буря после солнечной вспышки 5–6 декабря 2006 г. тест концепции электромагнитного воздействия для разрядки избыточных напряжений в геосреде / В.Н. Сычев, А.А. Авагимо., Л.М. Богомолов, Н.А. Сычева // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы / ред. Ю.Г. Леонов. – Бишкек, 2009. – С. 331–334.
- 6. *Атлас* землетрясений Кыргызстана / З.А. Кальметьева, А.В. Миколайчук, Б.Д. Молдобеков [и др.]. Бишкек: ЦАИИЗ, 2009. 232 с.
- Баталев, В.Ю. Состояние литосферы зоны сочленения Тарима и Тянь-Шаня по результатам петрологической интерпретации магнитотеллурических данных / В.Ю. Баталев, Е.А. Баталева // Физика Земли. – 2013. – № 3. – С. 87–94. – ISSN 0002-3337.
- 8. Белоусов, В.В. Геотектоника / В.В. Белоусов. Москва: Изд-во Моск. ун-та, 1976. 328 с.
- Белоусов, Т.П. Делимость земной коры и палеонапряжения в сейсмоактивных и нефтегазоносных регионах Земли / Т.П. Белоусов, С.Ф. Куртасов, Ш.А. Мухамедиев. – Москва: ОИФЗ РАН, 1997. – 325 с.
- 10. *Беляков, А.С.* Суточная периодичность слабых землетрясений и высокочастотного подземного шума на Камчатке Азии / А.С. Беляков, В.И. Журавлев, А.А. Лукк // Физика Земли. 2011. № 3. С. 34–54. ISSN 0002-3337.
- Беседина, А.Н. Влияние деформационных характеристик нарушений сплошности породного массива на эффективность излучения очагов индуцированной сейсмичности. Ч. І. Результаты натурных наблюдений / А.Н. Беседина, С.Б. Кишкина, Г.Г. Кочарян // ФТПРПИ. – 2015. – № 4. – С. 83–95. – ISSN 0015-3273.
- Богомолов, Л.М. От наблюдений перераспределения сейсмичности при зондированиях коры мощными импульсами тока к моделям электромеханических / Л.М. Богомолов, В.Н. Сычев // Триггерные эффекты в геосистемах: материалы второго Всероссийского семинара-совещания / под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна. – Москва: ГЕОС, 2013. – С. 219–228.
- 13. Богомолов, Л.М. Поиск новых подходов к объяснению механизмов взаимосвязи сейсмичности и электромагнитных эффектов / Л.М. Богомолов // Вестник ДВО РАН. 2013. № 3. С. 12–18. ISSN 0869-7698.
- Богомолов, Л.М. Феноменологическая модель потока возбужденных эмиссионных сигналов геосреды / Л.М. Богомолов, В.Н. Сычев, П.В. Ильичев // Физика Земли. – 2006. – № 9. – С. 71–80. – ISSN 0002-3337.
- Богомолов, Л.М. Электровоздействия на земную кору и вариации слабой сейсмичности / Л.М. Богомолов, А.С. Закупин, В.Н. Сычев. – Саарбрюкен: LAP Lambert Academic Publishing, 2011. – 416 р. – ISBN 9783846514368.
- 16. Бурымская, Р.Н. Спектральный состав излучения и очаговые параметры землетрясений северо-западной части Тихого океана за 1969–1996 годы / Р.Н. Бурымская // Динамика очаговых зон и прогнозирование сильных землетрясений северо-запада Тихого океана: в 2 томах / отв. ред. А.И. Иващенко. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2001. – Т. 1. – С. 48–67.
- 17. Введенская, А.В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций / А.В. Введенская. Москва: Наука, 1969. 136 с.
- 18. Вентцель, Е.С. Теория вероятностей / Е.С. Вентцель. Москва: Академия, 2005. 576 с. ISBN 5-7695-2311-5.
- 19. Веттегрень, В.И. Динамика и иерархия землетрясений / В.И. Веттегрень, В.С. Куксенко, М.А. Крючков // Физика Земли. – 2006. – № 9. – С. 40–45. – ISSN 0002-3337.

339

- Влияние электромагнитных зондирований земной коры на сейсмический режим территории Бишкекского геодинамического полигона / В.Н. Сычев, Л.М., Богомолов, А.К. Рыбин, Н.А. Сычева // Тригерные эффекты в геосистемах: мат-лы Всероссийского семинара-совещания, Москва, 22–24 июня 2010 г. / под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна. – Москва: ГЕОС, 2010. – С. 316–326. – ISBN: 978-5-89118-527-2.
- Воздействие мощных электромагнитных импульсов на сейсмичность Средней Азии и Казахстана / Н.Т. Тарасов, Н.В. Тарасова, А.А. Авагимов, В.А. Зейгарник // Вулканология и сейсмология. – 1999. – № 4-5. – С. 152–160. – ISSN: 0203-0306.
- 22. Воронина, Е.В. Механика очага землетрясения: спецкурс / Е.В. Воронина. Москва: Физический факультет МГУ, 2004. 92 с.
- 23. Гаврилов, В.А. Закономерности проявления суточной периодичности слабых землетрясений на Камчатке / В.А. Гаврилов, В.И. Журавлев, Ю.В. Морозова // Вулканология и сейсмология. 2011. № 2. С. 60–70. ISSN 0203-0306.
- 24. Гамбурцев, Г.А. Избранные труды / Г.А. Гамбурцев. Москва: Изд-во АН СССР, 1960. 461 с.
- Геодинамические структуры и сейсмический риск Северной Армении (по космическим и наземным данным) / В.В. Асмус, В.Н. Дементьев, Л.Н. Рыбаков, С.Л. Юнга. – Санкт-Петербург: Гидрометеоиздат, 1992. – 126 с.
- 26. *Геологическая* карта Киргизской СССР. 1:500 000 / гл. ред. С.А. Игембердиев. Ленинград: Мингео СССР, 1980. 6 л.
- Геоэлектрическая структура литосферы центрального и южного Тянь-Шаня в сопоставлении с петрологическим анализом и лабораторными исследованиями нижнекоровых и верхнемантийных ксенолитов / В.Ю. Баталев, Е.А. Баталева, В.В. Егорова, В.Е. Матюков, А.К. Рыбин // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 12. – С. 2022–2031. – ISSN 0016-7886.
- 28. Гетеродинные лазерные деформографы для прецизионных геофизических измерений / С.Н. Багаев, В.А. Орлов, Ю.Н. Фомин, В.П. Чеботаев // Физика Земли. 1992. № 1. С. 85–91. ISSN 0002-3337.
- 29. Гольденберг, Л.М. Цифровая обработка сигналов: справочник / Л.М. Гольденберг, Б.Д. Матюшкин, М.Н. Поляк. Москва: Радио и связь, 1985. 312 с.
- 30. Гольдин, С.В. Деструкция литосферы и физическая мезомеханика / С.В. Гольдин // Физическая мезомеханика. – 2002. – Т. 5, № 5. – С. 5–22. – ISSN 1683-805Х.
- 31. *Гольдин, С.В.* Дилатансия, переупаковка и землетрясения / С.В. Гольдин // Физика земли. 2004. № 10. С. 37–54. ISSN 0002-3337.
- 32. Гольдин, С.В. Макро- и мезоструктуры очаговой области землетрясения / С.В. Гольдин // Физическая мезомеханика. 2005. Т. 8, № 1. С. 5–14. ISSN 1683-805Х.
- Гольдин, С.В. Физика «живой» Земли / С.В. Гольдин // Проблемы геофизики XXI века: сборник научных трудов / отв. ред. А.В. Николаев. – Москва: Наука, 2003. – С. 17–36.
- Горбунова, И.В. Экспериментальные характеристики излучения очагов слабых землетрясений / И.В. Горбунова, З.А. Кальметьева. – Бишкек: Илим, 1988. – 127 с.
- Горные системы Казахстана: центральный Тянь-Шань // Trekking club. URL: https://silkadv.com/ru/ node/410 (дата обращения: 25.02.2020).
- Грин, Т.П. Зависимость скорости на годографе от глубины землетрясений в пределах Северного Тянь-Шаня / Т.П. Грин // Строение литосферы Тянь-Шаня. – Бишкек: Илим, 1990. – С. 40–54.
- Грин, Т.П. Пояснительная записка к акту выполненных работ за III, IV квартал 2001 г. и I квартал 2002 г. / Т.П. Грин, З.А. Кальметьева, Р.А. Чеховская; Опытно-методическая сейсмологическая экспедиция НАН КР. – Бишкек, 2002. – С. 66.
- *Гутников, В.С.* Фильтрация измерительных сигналов / В.С. Гутников. Ленинград: Энергоатомиздат, 1990. – 131 с.
- Гуфельд, И.Л. Правомерна ли постановка работ по предотвращению сильных коровых землетрясений? / И.Л. Гуфельд, Г.А. Гусев, А.Л. Собисевич // Уральский геофизический вестник. – 2005. – № 1(7). – С. 5–15. – ISSN 1991-0223.
- 40. *Гущенко, О.И.* Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным) / О.И. Гущенко // Докл. АН СССР. 1975. Т. 225, № 3. С. 557–560. ISSN 0002-3264.
- 41. Деформация земной коры Северного Тянь-Шаня по данным очагов землетрясений и космической геодезии / А.Д. Костюк, Н.А. Сычева, С.Л. Юнга [и др.] // Физика Земли. 2010. № 3. С. 52–65. ISSN 0002-3337.
- 42. Динамика взаимодействия полей сейсмичности и деформаций земной поверхности / Г.А. Соболев, Н.А. Закржевская, К.Н. Акатова и др.// Физика Земли. 2010. № 10. С.15–37. ISSN: 0002-3337.
- 43. Динамика нефтегазоносных бассейнов в Арктике и сопредельных территориях как отражение мантийных плюмов и рифтогенеза / Н.Л. Добрецов, О.П. Полянский, В.В. Ревердатто, А.В. Бабичев // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54, № 8. – С. 1145–1161. – ISSN 0016-7886.

- Динамические параметры очагов землетрясений Крыма по сейсмическим станциям / Б.Г. Пустовитенко, Е.А. Мержей, А.А. Пустовитенко // Геофизический журнал. – 2013. – № 5. – С. 172–186.
- 45. Добрынина, А.А. Очаговые параметры землетрясений Байкальской рифтовой зоны / А.А. Добрынина // Физика Земли. 2009. № 12. С. 60–75. ISSN 0002-3337.
- 46. Добрынина, А.А. Сейсмическая добротность литосферы юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы / А.А. Добрынина, В.В. Чечельницкий, В.А. Саньков // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 5. С. 712–724. ISSN 0016-7886.
- 47. *Еманов, А.А.* Структура афтершокового процесса Чуйского землетрясения / А.А. Еманов, Е.В. Лескова // Вестник НЯЦ РК. 2004. Вып. 2(18). С. 184–189. ISSN 1729-7516.
- Журавлев, В.И. Общие свойства суточной периодичности землетрясений в некоторых регионах мира / В.И. Журавлев, А.Я. Сидорин // Геофизические исследования. – 2005. – № 2. – С. 61–70. – ISSN: 1818-3735.
- 49. Забелина, И.В. Выявление глубинных механизмов горообразования Киргизского Тянь-Шаня по результатам сейсмической томографии / И.В. Забелина, И.Ю. Кулаков, М.М. Буслов // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54, № 7. – С. 906–920. – ISSN 0016-7886.
- 50. Завьялов, А.Д. Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация / А.Д. Завьялов. Москва: Наука, 2006. 254 с. ISBN: 5-02-033946-6.
- 51. Закономерная связь механизмов очагов землетрясений с геологическим строением районов / Л.М. Балакина, А.И. Захарова, А.Г. Москвина, Л.С. Чепкунас // Физика Земли. 1996. № 3. С. 33–52. ISSN 0002-3337.
- 52. Закржевская, Н.А. Влияние магнитных бурь с внезапным началом на сейсмичность в различных регионах / Н.А. Закржевская, Г.А. Соболев // Вулканология и сейсмология. 2004. № 3. С. 63–75. ISSN 0203-0306.
- 53. Закржевская, Н.А. О возможном влиянии магнитных бурь на сейсмичность / Н.А. Закржевская, Г.А. Соболев // Физика Земли. 2002. № 4. С. 3–15. ISSN 0002-3337.
- 54. Запольский, К.К. О механизме источника землетрясения как процессе очагового разрыва по данным частотно-временной сейсмометрии / К.К. Запольский // Достижения и проблемы современной геофизики. Москва: ИФЗ АН СССР, 1984. – С. 124–135.
- Запольский, К.К. Спектральный состав сейсмических волн слабых местных землетрясений / К.К. Запольский // Экспериментальная сейсмология. – Москва: Наука, 1971. – С. 180–190.
- 56. Зейгарник, В.А. Научное и техническое обслуживание Кыргызской сейсмической телеметрической сети: отчет за 1994 год / В.А. Зейгарник, Ю.А. Трапезников, В.Д. Брагин; Научная станция РАН Объединенного института высоких температур. 1994. 7 с.
- 57. Земная кора и верхняя мантия Тянь-Шаня в связи с геодинамикой и сейсмичностью / отв. ред. А.Б. Бакиров. Бишкек: Илим, 2006. 116 с.
- 58. Земцова, А.Г. Сейсмическая кода и динамические особенности землетрясений Киргизии: дис. ... канд. физ.-мат. наук / А.Г. Земцов. Фрунзе: Институт сейсмологии, 1985. 164 с.
- 59. Зотов, О.Д. Эффект выходных дней в сейсмической активности / О.Д. Зотов // Физика Земли. 2007. № 12. С. 27–34. ISSN 0002-3337.
- Иванов-Холодный, Г.С. Суточный эффект в глобальной сейсмичности земли / Г.С. Иванов-Холодный, К.А. Боярчук, В.Е. Чертопруд // Солнечно-земные связи и электромагнитные предвестники землетрясений: сб. докл. III Международной конференции, Паратунка, 16–21 августа 2004 г. – Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2004. – С. 51–54.
- 61. Изменение деформаций на территории геодинамического полигона на Тянь-Шане и местное землетрясение 12.02.2013 г. / Г.А. Соболев, С.И. Кузиков, В.Д. Брагин, Н.А. Сычева // Геофизические исследования. – 2017. – Т. 18, № 3. – С. 45-59. – DOI: 10.21455/gr2017.3-4.
- 62. Исследование механизма очага землетрясений / О.Д. Гоцадзе, В.И. Кейлис-Борок, И.В. Кириллова [и др.]. Москва: Изд-во АН СССР, 1957. 148 с. (Труды Геофизического института; № 40).
- 63. *Кальметьева, З.А.* Пояснительная записка к акту выполненных работ по обработке и использованию данных KNET за III квартал 2002 г., I, III, IV квартал 2003 г. / З.А. Кальметьева, С.К. Молдобекова, Р.А. Чеховская; Опытно-методическая сейсмологическая экспедиция НАН КР. 2003. 124 с.
- 64. *Кендалл, М.* Статистические выводы и связи [в 3 томах] / М. Кендалл, А. Стьюарт. Москва: Наука, 1973. Т. 2. 899 с.
- 65. *Климат* Almalu // Meteoblue: [сайт]. URL: https://www.meteoblue.com/ru/погода/historyclimate/ climatemodelled/almaly_Кыргызстан_1528850 (дата обращения: 21.03.2019).
- 66. *Климат* Кызарт // Meteoblue: [сайт]. URL: https://www.meteoblue.com/ru/погода/historyclimate/ climatemodelled/Кызарт_Кыргызстан_1521588 (дата обращения: 21.03.2019).
- 67. *Климат* Перевал Учтор // Meteoblue: [сайт]. URL: https://www.meteoblue.com/ru/погода/historyclimate/ climatemodelled/Перевал-Учтор_Кыргызстан_1527059 (дата обращения: 21.03.2019).

- Ключевский, А.В. Динамические параметры очагов землетрясений Байкальской сейсмической зоны / А.В. Ключевский, В.М. Демьянович // Физика Земли. – 2002. – № 2. – С. 55–66. – ISSN 0002-3337.
- Корн, Г.А. Справочник по математике для научных работников и инженеров / Г.А. Корн, Т.М. Корн. Москва: Наука, 1973. – 832 с.
- Корреляционный анализ данных КNET в связи с электроимпульсным воздействием / Н.А. Сычева, А.А. Авагимов, Л.М. Богомолов, В.А. Зейгарник и др. // Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов / отв. ред. С.В. Гольдин, Ю.Г. Леонов. – Москва: Бишкек, 2003. – С. 254–275.
- Корреляционный анализ локальной сейсмичности на Бишкекском геодинамическом полигоне в связи с проблемой активного мониторинга / Л.М. Богомолов, В.Н. Сычев, А.А. Авагимов [и др.] // Геофизика XXI столетия: 2005 год: сборник трудов. – М.: Научный мир, 2006. – С. 317–325.
- 72. Костров, Б.В. Механика очага тектонического землетрясения / Б.В. Костров. Москва: Наука, 1975. 173 с.
- 73. Костюк, А.Д. Деформационные изменения земной коры Северного Тянь-Шаня по данным космической геодезии / А.Д. Костюк // Вестник КРСУ. – 2008б. – Т. 8, № 3. – С. 140–144. – ISSN 1694-500Х.
- 74. Костюк, А.Д. Деформация земной коры по данным GPS-измерений в пределах сейсмосети KNET / А.Д. Костюк // Современная тектонофизика. Методы и результаты: мат-лы Первой молодежной тектонофизической школы-семинара (21–24 сентября 2009 г., ИФЗ РАН, г. Москва). – Москва: ИФЗ РАН, 2009. – С. 83–92.
- 75. Костнок, А.Д. Механизмы очагов землетрясений средней силы на Северном Тянь-Шане / А.Д. Костюк // Вестник КРСУ. 2008а. Т. 8, № 1. С. 100–105. ISSN 1694-500Х.
- 76. Костюк, А.Д. Сравнение распределения сейсмичности и поля деформаций / А.Д. Костюк, Т. Sagia, А.В. Зубович // Вестник КРСУ. 2006. Т. 6, № 3. С. 64–70. ISSN 1694-500Х.
- 77. *Кочарян, Г.Г.* Геомеханика разломов / Г.Г. Кочарян. Москва: ГЕОС, 2016а. 424 с. ISBN 978-5-89118-730-6.
- 78. Кочарян, Г.Г. Масштабный эффект в сейсмотектонике / Г.Г. Кочарян // Геодинамика и тектонофизика. – 2014. – Т. 5, № 2. – С. 353–385. – DOI: 10.5800/GT-2014-5-2-0133.
- 79. Кочарян, Г.Г. Некоторые особенности динамики межблокового деформирования в земной коре / Г.Г. Кочарян, А.А. Кулюкин, Д.В. Павлов // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 5. С. 669–683. ISSN: 0016-7886.
- Кочарян, Г.Г. Об излучательной эффективности землетрясений (пример геомеханической интерпретации результатов сейсмологических наблюдений) / Г.Г. Кочарян // Динамические процессы в геосферах. 2012. № 3. С. 36–47. ISSN: 2222-8535.
- Кочарян, Г.Г. Энергия, излучаемая сейсмическими событиями различного масштаба и генезиса / Г.Г. Кочарян, Г.Н. Иванченко, С.Б. Кишкина // Физика Земли. – 2016. – № 4. – С. 141–156. – DOI: 10.7868/S0002333716040037.
- Кузиков, С.И. Структура поля современных скоростей земной коры в районе Центрально-Азиатской GPS сети / С.И. Кузиков, Ш.А. Мухамедиев // Физика Земли. – 2010. – № 7. – С. 33–51. – ISSN 0002-3337.
- Куксенко, В.С. Кинетические аспекты процесса разрушения и физические основы его прогнозирования / В.С. Куксенко // Прогноз землетрясений. Выпуск № 4. – Душанбе-Москва: Дониш, 1984. – С. 8–20.
- Куксенко, В.С. Модель перехода от микро- к макроразрушению твердых тел / В.С. Куксенко // Физика прочности и пластичности: сборник статей / редактор С.Н. Журков. – Ленинград: Наука, 1986. – С. 36–41.
- 85. *Курскеев, А.К.* Землетрясения и сейсмическая безопасность Казахстана / А.К. Курскеев. Алматы: Эверо, 2004. 501 с.
- Ландау, Л.Д. Теоретическая физика: учебное пособие. В 10 томах / Л.Д. Ландау, Е.М. Лившиц. Т. VI: Гидродинамика. 4-е изд. – Москва: Наука; Гл. ред. физ.-мат лит., 1988. – 736 с. – ISBN 5-02-013850-9.
- Левин, Б.В. Роль движений внутреннего ядра Земли в тектонических процессах / Б.В. Левин // Фундаментальные проблемы общей тектоники. – Москва: Научный мир, 2001. – С. 444–460. – ISBN 5-89176-140-8.
- Лукк, А.А. Геодинамика и напряженно-деформированное состояние литосферы Средней Азии / А.А. Лукк, С.Л. Юнга. – Душанбе: Дониш, 1988. – 234 с. – ISBN: 1903020000-008 М 502-88.
- 89. Лукк, А.А. Сейсмотектоническая деформация Гармского района / А.А. Лукк, С.Л. Юнга // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1979. – № 10. – С. 24–43. – ISSN 0002-3377.
- 90. Макагон, М.Ю. Программный комплекс расчета станционных поправок (сайт-эффект) станций на основе сейсмического шума / М.Ю. Макагон, Н.А. Сычева // Вестник КРСУ. 2013. Т. 13, № 7. С. 90–96. ISSN: 1694-500Х.

- 91. Маловичко, А.А. Оценка силовых и деформационных характеристик очагов сейсмических событий / А.А. Маловичко, Д.А. Маловичко // Методы и системы сейсмодеформационного мониторинга техногенных землетрясений и горных ударов: Т. 2 / отв. ред. Н.Н. Мельников. Новосибирск, 2010. – С. 66–92. – (Интеграционные проекты СО РАН, вып.25). – ISBN 978-5-7692-1134-8 (Вып. 25); 978-5-7692-0669-6.
- 92. Мансуров, А.Н. Динамические параметры умеренных землетрясений Центрального Тянь-Шаня / А.Н. Мансуров, Н.А. Сычева // Материалы докладов IX Международной конференции молодых ученых и студентов «Современные техника и технологии в научных исследованиях». Бишкек, 27– 28 марта 2017 г. / НС РАН. – Бишкек, 2017. – С. 99–105.
- 93. Мансуров, А.Н. Поле скорости современной деформации земной коры Северного и Центрального Тянь-Шаня по данным наблюдений ЦА-GPS-сети / А.Н. Мансуров // Вестник КРСУ. – 2016. – Т. 16, № 1. – С. 157–160. – ISSN 1694-500Х.
- 94. *Мансуров, А.Н.* Программный пакет расчета динамических характеристик сейсмических событий для проведения комплексного анализа тектонических напряжений территории Северного Тянь-Шаня / А.Н. Мансуров, Н.А. Сычева // Вестник КРСУ. 2011. Т. 11, № 11. С. 65–71. ISSN 1694-500Х.
- 95. Мансуров, А.Н. Сравнение станционных поправок сейсмологической сети KNET (Северный Тянь-Шань), полученных при анализе сейсмического шума и землетрясений на основе вычисления отношения амплитудных спектров горизонтальной и вертикальной компоненты сигнала / А.Н. Мансуров, Н.А. Сычева // Вестник НЯЦ РК. – 2016. – Вып. 2 (66). – С. 100–105.
- 96. *Мансуров, А.Н.* Структурное проектирование автоматизированной системы расчета поля скорости деформации земной коры по данным GPS наблюдений / А.Н. Мансуров // Проблемы автоматики и управления. 2012. № 2. С. 57–63. ISSN 1694-500Х.
- 97. *Мардиа, К.* Статистический анализ угловых наблюдений / К. Мардиа. Москва: ФИЗМАТЛИТ, 1978. 240 с.
- 98. Массовое определение механизмов очагов землетрясений на ЭВМ / В.И. Кейлис-Борок, В.Ф. Писаренко, С.Л. Соловьев [и др.] // Теория и анализ сейсмологических наблюдений. Москва: Наука, 1979. С. 45–59. (Вычислительная сейсмология, вып. 12).
- 99. Мезомеханика сопротивления сдвигу по трещине с заполнителем / Г.Г. Кочарян, В.К. Марков, А.А. Остапчук, Д.В. Павлов // Физическая мезомеханика. – 2013. – Т. 16, № 5. – С. 5–15. – ISSN: 1683-805Х.
- 100. Модели очаговых зон сильных землетрясений / З.А. Кальметьева, Т.А. Мельникова, Е.В. Мусиенко, Ф.Я. Юдахин // Типовые геолого-геофизические модели сейсмичных и асейсмичных районов. – Бишкек: Илим, 1992. – С. 124–131.
- 101. *Москвина, А.Г.* Исследование полей смещения упругих волн в зависимости от характеристик очага землетрясения / А.Г. Москвина // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1969. № 9. С. 3–16.
- 102. Москвина, А.Г. Поле смещения упругих волн, создаваемое распространяющейся дислокацией / А.Г. Москвина // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1969. – № 6. – С. 3–10.
- 103. Мухамадеева, В.А. Об афтершоковых процессах, сопровождающих умеренные и слабые землетрясения на территории Бишкекского геодинамического полигона и в его окрестностях / В.А. Мухамадеева, Н.А. Сычева // Геосистемы переходных зон. – 2018. – Т. 2, № 3. – С. 165–180. – DOI: 10.30730/2541-8912.2018.2.3.165-180.
- 104. *Мухамедиев, Ш.А.* Выделение блоков земной коры по данным GPS-измерений / Ш.А. Мухамедиев, А.В. Зубович, С.И. Кузиков // Докл. РАН. 2006. Т. 408, № 4. С. 539–542. ISSN 0869-5652.
- 105. *Мухамедиев, Ш.А.* Предотвращение сильных землетрясений: реальная цель или утопия / Ш.А. Мухамедиев // Физика Земли. 2010. № 11. С. 49–60. – ISSN 0002-3337.
- 106. Напряженное состояние земной коры Центрального и Северного Тянь-Шаня / В.Н. Крестников, Е.И. Шишкин, Д.В. Штанге, С.Л. Юнга // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1987. – № 3. – С. 13–30. – ISSN 0002-3377.
- 107. *Напряженное* состояние коры Северного Тянь-Шаня по данным сети KNET / Ю.Л. Ребецкий, Н.А. Сычева, В.Н. Сычев., С.И. Кузиков, А.В. Маринин // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 3. С. 496–520. DOI: 10.15372/GiG20160303.
- 108. Нелинейная механика геоматериалов и геосред / П.В. Макаров, И.Ю. Смолин, Ю.П. Степанов [и др.]. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2007. – 235 с. – ISBN 978-5-9747-0108-5 (в пер.).
- 109. *О предельной* магнитуде и предельной дальности землетрясений / Н.В. Шебалин // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1971. – № 9. – С. 12–20.
- 110. О проявлениях электротриггерной сейсмичности на Бишкекском полигоне (на пути к активному сейсмоэлектрическому мониторингу) / Л.М. Богомолов, А.А. Авагимов, В.Н. Сычев [и др.] // Активный геофизический мониторинг литосферы Земли / редактор С.В. Гольдин. – Новосибирск: СО РАН, 2005. – С. 112–116.

- 111. О связи сейсмичности Земли с солнечной активностью по результатам прецизионных деформографических наблюдений / В.А. Орлов, С.В. Панов, М.Д. Парушкин, Ю.Н. Фомин // Геодинамика и напряженное состояние недр Земли. – Новосибирск: Институт горного дела СО РАН, 2008. – С. 31–40.
- 112. О синхронизации вариаций сейсмической активности на территории Северного Тянь-Шаня с режимом электромагнитных зондирований земной коры / В.Н. Сычев, Н.А. Сычева, Л.М. Богомолов, Б.В. Боровский // Геодинамика и напряженное состояние недр Земли. Новосибирск: ИГД СО РАН, 2010. С. 83–90.
- 113. О триггерном влиянии электромагнитных импульсов на слабую сейсмичность / В.Н. Сычев, А.А. Авагимов, Л.М. Богомолов, В.А.Зейгарник, Н.А. Сычева // Геодинамика и напряженное состояние недр Земли. – Новосибирск: Институт горного дела СО РАН, 2008. – С. 179–188.
- 114. Особенности волновой картины сейсмических событий из районов ядерных полигонов Азии по данным сейсмической станции AS60 (Ала-Арча) / А.В. Березина, И.Н. Соколова, Е.В. Першина // Вестник НЯЦ РК, 2018. – Вып. 2. – С. 16.
- 115. Осокина, Д.Н. Взаимосвязь смещений по разрывам с тектоническими полями напряжений и некоторые вопросы разрушения горного массива / Д.Н. Осокина // Поля напряжений и деформаций в земной коре. – Москва: Наука, 1987. – С. 120–135.
- 116. От исследований откликов акустической эмиссии на образцах к сейсмическим проявлениям электротриггерных эффектов / Л.М. Богомолов, В.Н. Сычев, Б.В. Боровский [и др.] // Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений: сборник докладов / отв. ред. Б.М. Шевцов. – Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2007. – С. 75–83.
- 117. Поддвиг Тарима под Тянь-Шань и глубинная структура зоны их сочленения: основные результаты сейсмических исследований по профилю MANAS (Кашгар–Сонкёль) / В.И. Макаров, Д.В. Алексеев, В.Ю. Баталев [и др.] // Геотектоника. 2010. № 2. С. 23–42. ISSN: 0016-853X.
- 118. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений / Л.М. Балакина, А.В. Введенская, Н.В. Голубева [и др.]. Москва: Наука, 1972. 190 с.
- 119. Представление данных о механизме очагов землетрясений. Введение международного формата / Ж.Я. Аптекман, А.И. Захарова, Т.Л. Кронрод, Л.С. Чепкунас // Землетрясения в СССР в 1985 г. – Москва: Наука, 1988. – С. 11–15.
- 120. *Проявление* геодинамических процессов в геофизических полях / А.М. Волыхин, В.Д. Брагин, А.В. Зубович [и др.]. Москва: Наука, 1993. 158 с.
- 121. *Пузырев, Н.Н.* Методы и объекты сейсмических исследований / Н.Н. Пузырев. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦОИГГМ, 1997. 300 с.
- 122. *Райс, Дж.* Механика очага землетрясения / Дж. Райс; ред. В.Н. Николаевский. Москва: Мир, 1982. 217 с. (Сер. Новое в зарубежной науке и технике, вып. 28.).
- 123. Распределение спада напряжений в очагах землетрясений и проявления триггерных эффектов / Л.М. Богомолов, Н.А. Сычева, А.С. Закупин, П.А. Каменев, В.Н. Сычев // Триггерные эффекты в геосистемах (Москва, 16–19 июня 2015 г.): материалы третьего Всероссийского семинара-совещания / под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна; ИДГ РАН. Москва: ГЕОС, 2015. С. 48–56.
- 124. *Расчет* добротности коры и верхней мантии Северного Тянь-Шаня на основе разработанного программного комплекса CodaQ / Н.А. Сычев, В.Н. Сычев, И.В. Сычев, П.В. Ильичев // Геоинформатика. 2015. № 2. С. 12–23. ISSN: 1609-364X.
- Раутиан, Т.Г. Очаговые спектры землетрясений / Т.Г. Раутиан, В.И. Халтурин // Землетрясения и процессы их подготовки. – Москва: Наука, 1991. – С. 82–93.
- 126. *Раутиан, Т.Г.* Экспериментальные исследования сейсмической коды / Т.Г. Раутиан, В.И. Халтурин, М.С. Закиров. Москва: Наука, 1981. 146 с.
- 127. Раутиан, Т.Г. Энергия землетрясений / Т.Г. Раутиан // Методы детального изучения сейсмичности. Москва: Изд-во АН СССР, 1960. № 176. С. 75–114.
- 128. *Ребецкий, Ю.Л.* Напряженное состояние земной коры Курил и Камчатки перед Симуширскими землетрясениями // Тихоокеанская геология. 2009в. Т. 28, № 5. С. 70–84. ISSN 0207-4028.
- 129. *Ребецкий, Ю.Л.* Оценка величин напряжений в методе катакластического анализа разрывов // Докл. РАН. 2009б. Т. 428, № 3. С. 397–402. ISSN 0869-5652.
- 130. Ребецкий, Ю.Л. Третий и четвертый этапы реконструкции напряжений в методе катакластического анализа сдвиговых разрывов // Геофизический журнал. 2009а. Т. 31, № 2. С. 93–106. ISSN 0202-3100.
- 131. Ребецкий, Ю.Л. Современное поле напряжений Центрального Тянь-Шаня / Ю.Л. Ребецкий, Н.А. Сычева // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными: материалы Четырнадцатой Международной конференции, г. Петрозаводск, 27–31 октября 2008 г. Петрозаводск: Изд-во КНЦ РАН, 2008. Ч. 2. С. 146–150. ISSN 978-5-9274-0331-8.
- 132. Ребецкий, Ю.Л. Метод катакластического анализа разрывных нарушений и результаты расчетов современного напряженного состояния в коре вблизи границ плит и для внутриплитных горноскладчатых орогенов / Ю.Л. Ребецкий, О.А. Кучай, Н.А. Сычева // Тектонофизика и актуальные

вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: материалы Всероссийской конференции 13–17 октября 2008 г. В 2 томах. – Москва: ИФЗ РАН, 2009. – Т. 1. – С. 340–366.

- 133. Ребецкий, Ю.Л. Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций на основе современной теории пластичности / Ю.Л. Ребецкий // Докл. РАН. – 1999. – Т. 365, № 3. – С. 392–395. – ISSN 0869-5652.
- 134. *Ребецкий, Ю.Л.* Напряженное состояние земной коры западного фланга Зондской субдукционной зоны перед Суматра-Андаманским землетрясением 26.12.2004 / Ю.Л. Ребецкий, А.В. Маринин // Докл. РАН. 2006б. Т. 407, № 1. С. 106–109. ISSN 0869-5652.
- Ребецкий, Ю.Л. Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саянской горной области / Ю.Л. Ребецкий, О.А. Кучай, А.В. Маринин // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 2. С. 271–291. ISSN 0016-7886.
- 136. Ребецкий, Ю.Л. Напряженное состояние, благоприятное для крупномасштабного хрупкого разрушения горных пород // Докл. РАН. 20076. Т. 416, № 5. С. 106–109. ISSN 0869-5652.
- 137. Ребецкий, Ю.Л. Оценка относительных величин напряжений второй этап реконструкции по данным разрывных смещений / Ю.Л. Ребецкий // Геофизический журнал. 2005. Т. 27, № 1. С 39–54. ISSN 0202-3100.
- 138. Ребецкий, Ю.Л. Поле напряжений до Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004. Модель метастабильного состояния горных пород / Ю.Л. Ребецкий, А.В. Маринин // Геология и геофизика. 2006а. Т. 47, № 11. С. 1192–1206. ISSN 0016-7886.
- 139. Ребецкий, Ю.Л. Поле современных тектонических напряжений Средней и Юго-Восточной Азии / Ю.Л. Ребецкий, Р.С. Алексеев // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5, Вып. 1. С. 257–290. DOI: 10.5800/GT-2014-5-1-0127.
- 140. Ребецкий, Ю.Л. Принципы мониторинга напряжений и метод катакластического анализа совокупностей сколов / Ю.Л. Ребецкий // Бюл. МОИП. Сер. геол. – 2001. – Т. 76, вып. 4. – С. 28–35. – ISSN 0366-1318.
- 141. Ребецкий, Ю.Л. Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений / Ю.Л. Ребецкий // Докл. РАН. – 2003. – Т. 388, № 2. – С. 237–241. – ISSN 0869-5652.
- 142. Ребецкий, Ю.Л. Реконструкция тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций: методические основы, поле современных напряжений Юго-Восточной Азии, Океании / Ю.Л. Ребецкий // Докл. РАН. – 1997. – Т. 354, № 1. – С. 101–104. – ISSN 0869-5652.
- 143. Ребецкий, Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов / Ю.Л. Ребецкий. Москва: Академкнига, 2007а. – 406 с. – ISBN 978-5-94628-200-0.
- 144. Ребецкий, Ю.Л. Тектонофизическое районирование активных разломов Северного Тянь-Шаня / Ю.Л. Ребецкий, С.И. Кузиков // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 6. С. 1225–1250. DOI: 10.15372/GiG20160609.
- 145. *Рельеф* и климат // По Северному Тянь-Шаню Путеводители. URL: http://poxod.ru/guidebook/ ntsh/p_ntsh_marshrut1vkq_a.html (дата обращения: 23.03.2019).
- 146. *Ризниченко, Ю.В.* Проблемы сейсмологии: избранные труды / Ю.В. Ризниченко. Москва: Наука, 1985. 408 с.
- 147. *Ризниченко, Ю.В.* Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент / Ю.В. Ризниченко // Исследования по физике землетрясений. Москва: Наука, 1976. С. 9–27.
- 148. *Ризниченко, Ю.В.* Скорости вертикальных движений при сейсмическом течении горных масс / Ю.В. Ризниченко, Э.А. Джибладзе // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1976. № 1.– С. 23–31.
- 149. Рогожин, Е.А. Сейсмотектоника зон сильнейших землетрясений Северной Евразии по данным глобальной сети сейсмических станций / Е.А. Рогожин, С.Л. Юнга // Докл. РАН. – 1997. – Т. 356, № 1. – С. 112–114. – ISSN: 0869-5652.
- 150. Рогожин, Е.А. Очаговые зоны сильнейших землетрясений последнего десятилетия в Северной Евразии, их геодинамическая позиция и глубокофокусные форшоки / Е.А. Рогожин, А.И. Захарова, С.Л. Юнга // Геоэкология. 2000. № 5. С. 446–456. ISSN: 0869-7809.
- 151. Родкин, М.В. Модель сейсмического режима как совокупности эпизодов лавинообразной релаксации, возникающих на множестве метастабильных подсистем / М.В. Родкин // Физика Земли. – 2011. – № 11. – С. 18–26. – ISSN: 0002-3337.
- 152. *Родкин, М.В.* Проблема физики очага землетрясения: противоречия и модели / М.В. Родкин // Физика Земли. 2001. № 8. С. 42–52. ISSN: 0002-3337.
- 153. Родкин, М.В. Статистика кажущихся напряжений и проблема природы очага землетрясений / М.В. Родкин // Физика Земли. – 2001. – № 8. – С. 53–63. – ISSN: 0002-3337.
- 154. Рыбин, А.К. Магнитотеллурические и сейсмические исследования по трансекту MANAS (Центральный Тянь-Шань) / А.К. Рыбин // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2010. № 1. С. 218–228. ISSN: 1609-0691.

- 155. Сабитова, Т.М. Отражение геодинамических процессов в скоростной структуре земной коры и верхнемантийного Тянь-Шаня / Т.М. Сабитова, З.А. Меджитова, Н.Х. Багманов. // Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов в XXI веке: сб. материалов Третьего международного симпозиума, 30 октября – 6 ноября 2005 г. – Москва-Бишкек, 2006. – С. 101–109. – ISBN: 9967-23-832-1.
- 156. *Сабитова, Т.М.* Сейсмотомографические исследования земной коры Тянь-Шаня (результаты, проблемы, перспективы) / Т.М. Сабитова, А.А. Адамова // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 10. С. 1543–1553. ISSN: 0016-7886.
- 157. Сабитова, Т.М. Скоростные неоднородности литосферы Тянь-Шаня в связи с геодинамикой и сейсмичностью / Т.М. Сабитова, Н.Х. Багманова, Е.Л. Миркин // Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов в XXI веке: сб. мат-лов Четвертого международного симпозиума, 15–20 июня 2008 г. Москва-Бишкек, 2009. С. 406–415.
- 158. Садовский, М.А. Автомодельность геодинамических процессов / М.А. Садовский // Геофизика и физика взрыва: избранные труды. Москва: Наука, 1999. С. 171–176. ISBN: 5-02-003679-X.
- 159. Садовский, М.А. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс / М.А. Садовский, Л.Г. Болховитинов, В.Ф. Писаренко. – Москва: Наука, 1987. – 101 с.
- 160. *Садовский, М.А.* О свойстве дискретности горных пород / М.А. Садовский, Л.Г. Болховитинов, В.Ф. Писаренко // Физика Земли. 1982. № 12. С. 3–18.
- 161. Садовский, М.А. Сейсмический процесс в блоковой среде / М.А. Садовский, В.Ф. Писаренко. Москва: Наука, 1991. – 96 с. – ISBN: 5-02-000776-5.
- 162. Свидетельство № 2016610152. 20.02.2016. Программа для расчета динамических характеристик сейсмических событий SUR_SEIS_EVENT_PROCESSOR / Мансуров Артур Наильевич (КG), Сычева Найля Абдулловна (КG); правообладатель Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Научная станция Российской академии наук в г. Бишкеке (НС РАН) (КG).
- 163. Свидетельство № 2016610153. Программа для расчета деформаций земной коры по данным GPSнаблюдений SUR_GPS_STRAINS: программа для ЭВМ / Мансуров Артур Наильевич (КG); правообладатель Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Научная станция Российской академии наук в г. Бишкеке (НС РАН) (КG). Заявка № 2015661945; заявл. 12.11.2015; опубл. 20.02.2016, Бюл. № 2(112), (Ч. 1.).
- 164. Свидетельство № 2017662696. 07.12.2017. Программа для расчета станционных поправок на основе H/V отношения спектров сейсмического шума и локальных землетрясений SUR_SPECTRAL_RATIO: программа для ЭВМ / Мансуров Артур Наильевич (KG), Сычева Найля Абдулловна (KG); правообладатель Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Научная станция Российской академии наук в г. Бишкеке (HC PAH) (KG).
- 165. Свидетельство № 2018610919. 19.01.2018. Программный комплекс CodaQ расчета добротности среды на основе модели однократного рассеяния / Сычева Найля Абдулловна (КG), Сычев Владимир Николаевич (КG); правообладатель Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Научная станция Российской академии наук в г. Бишкеке (НС РАН) (КG).
- 166. Свидетельство № 2018613440. 17.05.2018. Автоматизированное рабочее место сейсмолога для исследования фокальных механизмов, расчета и картирования сейсмотектонических деформаций / Сычев Владимир Николаевич (КG), Сычева Найля Абдулловна (КG); правообладатель Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Научная станция Российской академии наук в г. Бишкеке (НС РАН) (КG).
- 167. Северный Тянь-Шань: Хребты Северного Тянь-Шаня. URL: http://tianshan.alnaz.ru/objekty/hrebty. html (дата обращения: 25.02.2020).
- 168. Сейсмический риск и инженерные решения / под ред. Ц. Ломнитца, Э. Розенблюта. Москва: Недра, 1981. – 375 с.
- 169. *Сейсмологическая* опасность орогенов Казахстана / А.К. Курскеев, О.М. Белослюдцев, А.Р. Жданович [и др.]. Алматы: Эверо, 2004. 294 с.
- 170. Сейсмотектоническая деформация земной коры юга Средней Азии / Ю.В. Ризниченко, О.В. Соболева, О.А. Кучай, Р.С. Михайлова, О.Н. Васильева // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1982. – № 10. – С. 90–104. – ISSN: 0002-3337.
- 171. Сейсмотектонические деформации земной коры Северного Тянь-Шаня (по данным определений механизмов очагов землетрясений на базе цифровой сейсмической сети KNET) / Н.А. Сычева, С.Л. Юнга, Л.М. Богомолов, В.А. Мухамадиева // Физика Земли. – 2005. – № 11. – С. 62–78. – ISSN: 0002-3337.
- 172. Сейсмотектонические деформации и новейшая тектоника Тянь–Шаня / Н.А. Сычева, Л.М. Богомолов С.Л. Юнга, В.И. Макаров // Физика Земли. – 2008. – № 5. – С. 3–15. – ISSN: 0002-3337.
- 173. Смирнов, В.Б. К вопросу о сейсмическом отклике на электромагнитное зондирование литосферы Земли / В.Б. Смирнов, А.Д. Завьялов // Физика Земли. 2012. № 7/8. С. 63–88. ISSN: 0002-3337.

- 174. Смирнов, В.Б. Закономерности релаксации сейсмического режима по натурным и лабораторным данным / В.Б. Смирнов, А.В. Пономарев // Физика Земли. – 2004. – № 10. – С. 26–36. – ISSN: 0002-3337.
- 175. *Соболев, Г.А.* Вариации микросейсм перед сильным землетрясением / Г.А. Соболев // Физика Земли. 2004. № 6. С. 3–13. ISSN: 0002-3337.
- 176. Соболев, Г.А. Геоэффективные солнечные вспышки и сейсмическая активность Земли / Г.А. Соболев, И.П. Шестопалов, Е.П. Харин // Физика Земли. 1998. № 7. С. 85–90. ISSN: 0002-3337.
- 177. *Соболев, Г.А.* О концентрационном критерии сейсмогенных разрывов / Г.А. Соболев, А.Д. Завьялов // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252, № 1. С. 69–71. ISSN: 0002-3264.
- 178. Соболев, Г.А. О связи сейсмичности с магнитными бурями / Г.А. Соболев, Н.А. Закржевская, Е.П. Харин // Физика Земли. 2001. № 11. С. 62–72. ISSN: 0002-3337.
- 179. *Соболев, Г.А.* Основы прогноза землетрясений / Г.А. Соболев. Москва: Наука, 1993. 344 с. ISBN 5-02-002287-X.
- 180. Соболев, Г.А. Сейсмические свойства внутренней и внешней зоны очага землетрясения // Вулканология и сейсмология / Г.А. Соболев – 2003. – № 2. – С. 3–12. – ISSN: 0203-0306.
- 181. Соболев, Г.А. Физика землетрясений и предвестники / Г.А. Соболев, А.В. Пономарев. Москва: Наука, 2003. 270 с. ISBN: 5-02-002832-0.
- 182. *Соболева, О.В.* Расчет параметров сейсмотектонической деформации / О.В. Соболева, Д.Г. Бибарсова З.Н. Вахидова. Москва: Институт физики Земли, 1981. 25 с. Деп. в ВИНИТИ. № 5402-81.
- 183. Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). Москва: Научный мир, 2005. 400 с.
- 184. Соколовский, В.В. Теория пластичности / В.В. Соколовский. Москва: Высшая школа, 1969. 608 с.
- 185. Солнечная активность, колебания внутреннего ядра Земли, общепланетарная сейсмичность / В.А. Орлов, С.В. Панов, М.Д. Парушкин, Ю.Н. Фомин // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. – Бишкек, 2009. – С. 321–326.
- 186. Сорский, А.А. Об условиях формирования полной складчатости в осевой зоне Восточного Кавказа / А.А. Сорский // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. – Москва: Изд-во АН СССР, 1962. – С. 9–41.
- 187. Спектры Р-волн в задаче определения динамических параметров очагов землетрясений. Переход от станционного спектра к очаговому и расчет динамических параметров очага / Ж.Я. Аптекман, Ю.Ф. Белавина, А.И. Захарова [и др.] // Вулканология и сейсмология. 1989. № 2. С. 66–79. ISSN 0203-0306.
- 188. Стаховский, И.Р. Самоподобная сейсмогенерирующая структура земной коры: обзор проблемы и математическая модель / И.Р. Стаховский // Физика Земли. – 2007. – № 12. – С. 35–47. – ISSN: 0002-3337.
- 189. Структуры цифровых фильтров и их характеристики. URL: http://www.dsplib.ru/content.html
- 190. Суточная периодичность слабых землетрясений Средней Азии / В.И. Журавлев, А.А. Лукк, К.М. Мирзоев, Н.А. Сычева // Физика Земли. 2006. № 11. С. 29–43. ISSN 0002-3337.
- 191. Суусамырское землетрясение 1992 года и поле деформаций афтершоковой последовательности / А.О. Кучай, А.М. Муралиев, К.Е. Абдрахматов [и др.] // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43, № 11. – С. 1038–1048. – ISSN 0016-7886.
- 192. Сытинский, А.Д. О связи землетрясений с солнечной активностью / А.Д. Сытинский // Физика Земли. 1989. – № 2. – С. 13–21. – ISSN: 0002-3337.
- 193. Сытинский, А.Д. Связь сейсмической активности Земли с солнечной активностью и атмосферными процессами: дис. ... д-ра физ.-мат. наук / А.Д. Сытинский. Ленинград, 1985. 206 с.
- 194. *Сычев, В.Н.* Исследование афтершоковой последовательности Суусамырского землетрясения / В.Н. Сычев, Н.А. Сычева, С.А. Имашев // Геосистемы переходных зон. 2019. Т. 3, № 1. С. 35–43. DOI: 10.30730/2541-8912.2019.3.1.035-043.
- 195. Сычев, В.Н. Исследование влияния импульсных энергетических воздействий на вариации пространственно-временных распределений сейсмичности на территории Северного Тянь-Шаня: дис... канд. физ.-мат. наук / В.Н. Сычев. – Москва: ИФЗ РАН, 2008. – 210 с.
- 196. Сычев, В.Н. Исследование влияния импульсных энергетических воздействий на вариации пространственно-временных распределений сейсмичности на территории Северного Тянь-Шаня: автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук / В.Н. Сычев. – Москва: ИФЗ РАН, 2008. – 28 с.
- 197. Сычев, В.Н. К вопросу о статистической достоверности сейсмического отклика при экспериментальных зондированиях коры Бишкекского геодинамического полигона / В.Н. Сычев, Л.М. Богомолов, Н.А. Сычева // Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Пятый Международный симпозиум (19–24 июня 2011 г.): мат-лы докл. Москва; Бишкек, 2012. Т. 1. С. 273–280. ISBN: 978-9967-12-219-2.

- 198. *Сычев, В.Н.* О суточной квазипериодичности и случайной составляющей в потоке сейсмических событий / В.Н. Сычев, Л.М., Богомолов, Н.А. Сычева // Тихоокеанская геология. – 2012. – Т. 31, № 6. – С. 68–78. – ISSN: 0207-4028.
- 199. Сычев, Н.А. Падение напряжения в очагах среднемагнитудных землетрясений в Северном Тянь-Шане / Н.А. Сычев, Л.М. Богомолов // Физика Земли. – 2014. – № 3. – С. 115. – DOI: 10.7868/ S0002333714030119.
- 200. *Сычева, Н.А.* Влияние оценки добротности среды на динамические параметры землетрясений / Н.А. Сычева // Фундаментальные и прикладные вопросы горных наук. 2017. Т. 4, № 2. С. 279– 285. ISSN: 2313-5794.
- 201. *Сычева, Н.А.* Геоинформатика в статистическом подходе к расчетам сейсмотектонических деформаций / Н.А. Сычева, Л.М. Богомолов, С.Л. Юнга // Геоинформатика. 2009. № 1. С. 33–43. ISSN: 1609-364X.
- 202. Сычева, Н.А. Геоинформационные аспекты анализа потоков сейсмических и акустоэмиссионных событий как реализаций случайных процессов / Н.А. Сычева, Л.М. Богомолов, В.Н. Сычев // Геоинформатика. – 2012. – № 2. С. 29–39. – ISSN: 1609-364Х.
- 203. Сычева, Н.А. Закономерности падения напряжений при землетрясениях Северного Тянь-Шаня / Н.А Сычева, Л.М. Богомолов // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57, № 11. – С. 2071–2083. – DOI: 10.15372/GiG20161109.
- 204. Сычева, Н.А. Использование информационно вычислительных технологий в изучении фокальных механизмов очагов по данным сети KNET / Н.А. Сычева // Вестник КРСУ. 2004. Т. 4, № 8. С. 22–27. ISSN: 1694-500Х.
- 205. Сычева, Н.А. Исследование добротности среды Бишкекского геодинамического полигона на основе кода-волн локальных землетрясений / Н.А. Сычева, И.В. Сычев // Геосистемы переходных зон. 2017. № 3. С. 21–39. ISSN: 2541-8912.
- 206. Сычева, Н.А. Исследование особенностей механизмов очагов землетрясений и сейсмотектонических деформаций Северного Тянь-Шаня по данным цифровой сейсмической сети KNET: дис. ... канд. физ.-мат. наук / Н.А. Сычева. – Москва, 2005. – 176 с.
- 207. Сычева, Н.А. О геоэффективных солнечных вспышках и вариациях уровня сейсмического шума / Н.А. Сычев, Л.М. Богомолов, В.Н. Сычев // Физика Земли. – 2011. – № 3. – С. 55–71. – ISSN: 0002-3337.
- 208. Сычева, Н.А. О проявлениях квазипериодичности, синхронизации и реализаций случайного процесса в потоке сейсмических событий / Н.А. Сычева, Л.М. Богомолов // Геодинамика и напряженное состояние земных недр. Труды научной конференции с участием иностранных ученых. – Новосибирск: Институт горного дела СО РАН, 2010. – С. 342–349.
- 209. *Сычева, Н.А.* Обновленные оценки интенсивности сейсмотектонических деформаций и весовой функции для расчета СТД Бишкекского геодинамического полигона / Н.А Сычева // Вестник КРСУ. – 2017. – Т. 17, № 1. – С. 206–211. – ISSN: 1694-500Х.
- 210. Сычева, Н.А. Оценка станционных поправок для сейсмологической сети KNET на основе анализа отношения спектров *H* и *V*-компонент сейсмического шума и локальных землетрясений / Н.А. Сычева, А.Н. Мансуров // Геофизические исследования. 2018. Т. 19, № 1. С. 30–48. DOI: 10.21455/ gr2018.1-3.
- 211. *Сычева, Н.А.* Применение теории случайных процессов для анализа слабой сейсмичности Тянь-Шаня / Н.А. Сычева, А.А. Асадулина, Л.М. Богомолов // Вестник КРСУ. – 2007. – Т. 7, № 12. – С. 127– 132. – ISSN: 1694-500X.
- 212. *Сычева, Н.А.* Сравнение оценок деформации земной коры Северного и Центрального Тянь-Шаня, полученных на основе сейсмических и GPS данных / Н.А. Сычева, А.Н. Мансуров // Вестник КРСУ. 2016. Т. 16, № 1. С. 178–182. ISSN: 1694-500Х.
- 213. *Сычева, Н.А.* Сравнение оценок деформаций земной коры Бишкекского геодинамического полигона на основе сейсмологических и GPS-данных / Н.А. Сычева, А.Н. Мансуров // Геодинамика и тектонофизика. – 2017. – Т. 8, № 4. – С. 809–825. – DOI: 10.5800/GT-2017-8-4-0318.
- 214. Сычева, Н.А. Анализ скоростных моделей литосферы Тянь-Шаня и метод двойных разностей при определении положения гипоцентров землетрясений по данным сейсмологической сети KNET / Н.А. Сычева, С.И. Кузиков // Геофизические исследования. 2012. Т. 13, № 2. С. 5–22. ISSN: 1818-3735.
- 215. *Тарасов, Н.Т.* Влияние электромагнитных полей на скорость сейсмотектонических деформаций, релаксация упругих напряжений, их активный мониторинг / Н.Т. Тарасов, Н.В. Тарасова // Физика Земли. – 2011. – № 10. – С. 82–96. – ISSN: 0002-3337.
- 216. Тарасов, Н.Т. Закономерности изменения сейсмичности при электромагнитных воздействиях на сейсмоактивные зоны / Н.Т. Тарасов, Н.В. Тарасов // Исследования в области геофизики. – Москва: ОИФЗ РАН, 2004. – С. 54–66. – ISBN: 5-20111984-0.

- 217. *Тарасов, Н.Т.* Изменение сейсмичности коры при электрическом воздействии / Н.Т. Тарасов // Докл. РАН. – 1997. – Т. 353, № 4. – С. 542–545. – ISSN: 0869-5652.
- 218. Тектонические напряжения, сейсмотектонические и общие тектонические деформации земной коры Центрального Тянь-Шаня / Ю.Л. Ребецкий, Н.А. Сычева, С.И. Кузиков, А.Н. Костюк // Проблемы сейсмологии в Узбекистане. № 7. Материалы Международной конференции «Современные проблемы сейсмологии, гидрогеологии и инженерной геологии». – Ташкент: Изд-во Нац. ун-та Узбекистана, 2010. – Т. 1. – С. 268–274.
- Тихонов, И.Н. Успешный прогноз Невельского землетрясения 2 августа 2007 г. M_{LH} = 6,2 на юге о-ва Сахалин / И.Н. Тихонов, Ч.У. Ким // Докл. РАН. – 2008. – Т. 420, № 4. – С. 532–536. – ISSN: 0869-5652.
- 220. *Трапезников, Ю.А.* Отчет о проведенных научно-исследовательских работах в пределах Бишкекского прогностического полигона на базе автономной сети цифровых телеметрических сейсмологических станций в 1995 году / Научная станция РАН в г. Бишкеке. Бишкек: ОИВТРАН, 1995. 4 с.
- 221. Трифонов, В.Г. Неотектоника Евразии / В.Г. Трифонов. Москва: Мир, 1999. 252 с.
- 222. *Трусделл, К.* Первоначальный курс рациональной механики сплошных сред / К. Трусделл. Москва: Мир, 1975. 592 с.
- 223. Физические и геомеханические аспекты распределений фокальных параметров сейсмических очагов / Н.А, Сычева, Л.М. Богомолов, Н.Ю. Краснокутская, Т.Л. Гайдук // Вестник КРСУ. – 2004. – Т. 4, № 6. – С. 103–110. – ISSN: 1694-500Х.
- 224. *Филин, А.П.* Прикладная механика твердого деформируемого тела. Т. 1. / А.П. Филин. Москва: Наука, 1975. 832 с.
- 225. Хемминг, Р.В. Цифровые фильтры / Р.В. Хемминг. Москва: Недра, 1987. 221 с.
- 226. Худсон, Д. Статистика для физиков / Д. Худсон. Москва: Мир, 1967. 242 с.
- 227. *Чедия, О.К.* Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня / О.К. Чедия. Фрунзе: Илим, 1986. 315 с.
- 228. *Шайдеггер, А.* Физические аспекты природных катастроф / А. Шайдеггер. Москва: Недра, 1981. 232 с.
- 229. Энциклопедия по машиностроению XXL. URL: https://mash-xxl.info/info/144773/ (дата обращения: 20.09.2019).
- Юдахин, Ф.Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня / Ф.Н. Юдахин. Фрунзе: Илим, 1983. – 246 с.
- 231. Юдахин, Ф.Н. Современная динамика земной коры Тянь-Шаня и физические процессы в очагах землетрясений / Ф.Н. Юдахин, Т.Я. Беленович // Изв. АН Кирг. ССР. Физ-тех. и матем. науки. 1989. № 1. С. 101–108.
- 232. Юнга, С.Л. О классификации тензоров сейсмических моментов на основе их изометрического отображения на сферу / С.Л. Юнга // Докл. РАН. – 1997. – Т. 352, № 2. – С. 253–255. – ISSN 0869-5652.
- 233. Юнга, С.Л. Изучение движений поверхности и деформаций земной коры на территории Центрального Тянь-Шаня, Казахской платформы и Алтая; создание программ обработки сейсмологических данных, проведение обработки: отчет о НИР / С.Л. Юнга. Обнинск, 2002. 41 с.
- 234. *Юнга, С.Л.* Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций / С.Л. Юнга. Москва: Наука, 1990. 191 с.
- 235. *Юнга, С.Л.* О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры / С.Л. Юнга // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 10. С. 14–23. ISSN: 0002-3377.
- 236. Юнга, С.Л. О представлении фокальных механизмов землетрясений на сфере напряжений / С.Л. Юнга // Докл. АН СССР. 1984. Т. 277, № 3. С. 585–589. ISSN 0869-5652.
- 237. *Юнга, С.Л.* Сейсмотектонические деформации и напряжения в складчатых поясах неотектонической активизации Северной Евразии / С.Л. Юнга // Изв. РАН. Физика Земли. 1996. № 12. С. 37–58. ISSN 0002-3377.
- 238. A program for focal mechanism determination by combined use of Polarity and SV-P amplitude ratio data / J.A. Snoke, J.W. Munsey, A.C. Teague, G.A. Bollinger // Earthquake Notes. – 1984. – Vol. 55, N 3. – P. 15.
- 239. *A Python* Toolbox for seismology/seismological observatories // Welcome to the ObsPy Documentation! (1.1.1). URL: http://docs.obspy.org/ (дата обращения: 05.10.2018).
- 240. *Abercrombie, R.E.* Can observations of earthquake scaling constrain slip weakening? / R.E. Abercrombie, J.R. Rice // Geophys. J. Int. 2005. Vol. 162. P. 406–424. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2005.02579.x.
- 241. *Abercrombie, R.E.* Source parameters of small earthquakes recorded at 2.5 km depth, Cajon Pass Southern California: implications for earthquake scaling / R.E. Abercrombie, P. Leary // Geophys. Res. Lett. 1993. Vol. 20, N 14. P. 1511–1514. DOI: 10.1029/93GL00367.
- 242. Aki, K. Origin of the coda waves: Source, attenuation and scattering effects / K. Aki, B. Chouet // J. Geophys. Res. – 1975. – N 80. – P. 3322–3342. – DOI: 10.1029/JB080i023p03322.

- 243. Aki, K. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves / Aki K. // J. Geophys. Res. 1969. Vol. 74, No. 3. P. 615–631. DOI: 10.1029/JB074i002p00615.
- 244. *Aki, K.* Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz / Aki K. // Phys. Earth. Planet. Int. 1980. Vol. 21. P. 50–60. DOI: 10.1016/0031-9201(80)90019-9.
- 245. *Allmann, B.P.* Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes / B.P. Allmann, P.M. Shearer // J. Geophys. Res. 2009. Vol. 114. B01310. DOI:10.1029/2008JB005821.
- 246. *Ambeh, W.B.* Coda Q estimates in the Mount Cameroon volcanic region, West Africa / W.B. Ambeh, J.D. Fairhead // Bull. Seism. Soc. Am. 1989. Vol. 79. P. 1589–1600.
- 247. An Overview of the Global Variability in Radiated Energy and Apparent Stress / G.L. Choy, A. McGarr, S.H. Kirby, J. Boatwright // Earthquakes: radiated energy and the physics of faulting / eds.: Rachel Abercrombie et al. – AGU, 2006. – P. 43–57. – ISBN 9780875904351. DOI:10.1029/GM170 (Geophysical Monograph Series, Vol. 70).
- 248. Analysis and Modeling of HVSRin the Presence of a Velocity Inversion: The Case of Venosa, Italy / D.D. Giacomo, M.R. Gallipoli, M. Mucciarelli, S. Parolai, S.M. Richwalski // Bull. Seismol. Soc. Am. 2005. Vol. 95, N 6. P. 2364–2372. DOI: 10.1785/0120040242.
- 249. *Analysis of* earthquake data recorded by digital field seismic systems / A.C. Tarr, A.M. Rogers // Open-File Report 86-420. Nevada, 1986. DOI: 10.3133/ofr86420.
- 250. Antelope Environmental Monitoring Software. URL: http://www.brtt.com
- 251. Apparent break in earthquake scaling due to path and site effects on deep borehole recordings / S. Ide, G.C. Beroza, S.G. Prejean, W.L. Ellsworth // J. Geophys. Res. – 2003. – Vol. 108, N B5. – P. 2271. – DOI: 10.1029/2001JB001617.
- 252. Assessment of the stability of H/V spectral ratio from ambient noise and comparison with earthquake data in the Cologene area (Germany) / S. Parolai, S.M. Richwalski, C. Milkereit, P. Borman // Tectonophysics. – 2004. – Vol. 390. – P. 57–73. – DOI: 10.1016/j.tecto.2004.03.024.
- 253. Attenuation studies on local earthquake coda waves in the southern Indian peninsular shield / C.H.P. Kumar, C.S.P. Sarma, M. Shekar, R.K. Chadha // Nat. Hazard. 2007. Vol. 40. P. 527–536. – DOI: 10.1007/s11069-006-9017-x
- 254. Baltay, A. Radiated seismic energy from coda measurements and no scaling in apparent stress with seismic moment / A. Baltay, G. Prieto, G.C. Beroza // J. Geophys. Res. 2010. Vol. 115. B08314. DOI: 10.1029/2009JB006736.
- Beeler, N.M. Earthquake stress drop and laboratory-inferred interseismic strength recovery / N.M. Beeler, S.H. Hickman, T.-F. Wong // J. Geophys. Res. – 2001. – Vol. 106, B12. – P. 30701–30713. – DOI: 10.1029/2000JB900242.
- 256. Ben-Menahem, A. Seismic waves and sources / A. Ben-Menahem, A. Singh. Springer-Verlag, N.-Y., Heidelberg, Berlin, 1981. 1108 p. ISBN 978-1-4612-5856-8.
- 257. Benz, H.M. Regional Lg attenuation for the continental United States / H.M. Benz, A. Frankel, D.M. Boore // Bull. Seism. Soc. Am. – 1997. – Vol. 87. – P. 606–619.
- 258. *Boatwright, J.* A spectral theory for circular seismic sources: Simple estimates of source dimension dynamic stress drop and radiated energy / J. Boatwright // Bull. Seismol. Soc. Am. 1980. Vol. 70. P. 1–27.
- 259. Boore, D.M. Simulation of Ground Motion Using the Stochastic Method / D.M. Boore // Pure Appl. Geophys. 2003. Vol. 160. P. 635–676. DOI: 10.1007/PL00012553.
- 260. *Brace, W.F.* Stick-slip as mechanism for earthquakes / W.F. Brace, J.D. Byerlee // Science. 1966. Vol. 153, N 3739. P. 990–992. DOI: 10.1126/science.153.3739.990.
- 261. Brtt. Boulder Real Time Technologies. URL: http://www.brtt.com/ (дата обращения: 10.10.2019).
- Brune, J.N. Corrections [to "Tectonic stress and the spectra, of seismic shear waves from earthquakes"] / J.N. Brune // J. Geophys. Res. – 1971. – Vol. 76(20). – P. 5002.
- Brune, J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes / J.N. Brune // J. Geophys. Res. - 1970. - Vol. 75. - P. 4997-5009. - DOI: 10.1029/JB075i026p04997.
- 264. *Byerlee*, *J.D.* Friction of rocks / J.D. Byerlee // Pure Appl. Geophys. 1978. Vol. 116. P. 615–626. DOI: 10.1007/BF00876528.
- 265. Chen, Y. Elevation of the 410 km discontinuity beneath the central Tien Shan: Evidence for a detached lithospheric root / Y. Chen, S. Roecker, G. Kosarev // Geophys. Res. Lett. – 1997. – Vol. 24, N 12. – P. 1531– 1534. – DOI: 10.1029/97GL01434.
- 266. Choy, G.L. Global patterns of radiated seismic energy and apparent stress / G.L. Choy, J.L. Boatwright // J. Geophys. Res. – 1995. – Vol. 1001(B9). – P. 18205–18228. – DOI: 10.1029/95JB01969.
- 267. *Coda Q* estimates in the Hong Kong region / S. Mak, L.S. Chan, A.M. Chandler, R. Koo // J. Asian Earth Sci. 2004. Vol. 24(1). P. 127–136. DOI: 10.1016/j.jseaes.2003.10.001.

- Coda Q for the state of Washington / J. Havskov, S. Marlone, D. McClurg, R. Crosson // Bull. Seism. Soc. Am. – 1989. – Vol. 79(4). – P. 1024–1038.
- 269. Collisional processes in the crust of the northern Tien Shan inferred from velocity and attenuation tomography studies / I.V. Sychev, I. Koulakov, N.A. Sycheva, A. Koptev, I. Medved, S.E. Khrepy, N. Al-Arifi // J. Geophys. Res. Solid Earth. – 2018. – Vol. 123, N 2. – P. 1752–1769. – DOI: 10.1002/2017JB014826.
- Comparison of Different Site Response Estimation Techniques Using Aftershocks of the 1999 Izmit Earthquake / S. Parolai, D. Bindi, M. Baumbach, et al. // Bull. Seism. Soc. Am. 2004. Vol. 94, No. 3. P. 1096– 1108.
- Complexity of Seismic Time Series: Measurement and Application / eds.: T. Chelidze, F. Vallianatos, L. Telesca. – Amsterdam: Elsevier, 2018. – 548 p. – https://www.elsevier.com/books/complexity-of-seismictime-series/chelidze/978-0-12-813138-1.
- 272. *Correlation* properties of weak seismicity at Bishkek geodynamic test site in relevance to active monitoring problem / V.N. Sychev, A.A. Avagimov, L.M. Bogomolov, et al. // Вестник КРСУ. 2006. Т. 6, № 3. С. 79–86. ISSN: 1694-500X.
- 273. *Cotton, F.* What is sigma of the stress drop? / F. Cotton, R. Archuleta, M. Causse // Seismol. Res. Lett. 2013. Vol. 84, N 1. P. 42–48. DOI: 10.1785/0220120087.
- 274. Crustal structure and dynamics of the Tien-Shan / L.P. Vinnik, S. Roecker, G.L. Kosarev, S.I. Oreshin, I.Yu. Koulakov // Geophys. Res. Lett. – 2002. – Vol. 29, N 22. – P. 4-1–4-4. – DOI: 10.1029 / 2002GL015531.
- 275. Dahlen, F.A. On the ratio of P-wave to S-wave corner frequencies for shallow earthquake sources / F.A. Dahlen // Bull. Seismol. Soc. Am. – 1974. – Vol. 64. – P. 1159–1180.
- 276. Density-Based Clustering in Spatial Databases: The Algorithm GDBSCAN and Its Applications / J. Sander, M. Ester, H. Kriegel, X. Xu // Data Mining and Knowledge Discovery. – 1998. – Vol. 2, N 2. – P. 169–194. – DOI: 10.1023/A:1009745219419.
- Determination of earthquake energy release and ML using TERRAscope / H. Kanamori, E. Hauksson, L.K. Hutton, L.M. Jones // Bull. Seismol. Soc. Am. – 1993. – Vol. 83. – P. 330–346.
- 278. Development of inversion methods on fault slip data. Stress state in orogenes of the central Asia / Yu.L. Rebetsky, N.A. Sycheva, O.A. Kuchay, R.E. Tatevossian // Tectonophysics. – 2012. – Vol. 581. – P. 114–131. – DOI:10.1016/j.tecto.2012.09.027.
- 279. Distribution of seismic velocities and attenuation in the crust beneath the north Anatolian Fault (Turkey) from local earthquake tomography / I. Koulakov, D. Bindi, S. Parolai, H. Grosser, C. Milkereit // Bull. Seismol. Soc. Am. 2010. Vol. 100 (1). P. 207–224. DOI: 10.1785/0120090105.
- 280. Domański, B. Comparison of source parameters estimated in the frequency and time domains for seismic events at the Rudna copper mine, Poland / B. Domański, S. Gibowicz // Acta Geophys. 2008. Vol. 56. P. 324–343. DOI: 10.2478/s11600-008-0014-1.
- Double-difference relocation of earthquakes in central-western China, 1992–1999 / Z.X. Yang, F. Waldhauser, Y.T. Chen, P.G. Richards // J. Seismol. – 2005. – Vol. 9. – P. 241–264. – DOI: 10.1007/s10950-005-3988-z.
- Dziewonski, A.M. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of regional and global seismicity / A.M. Dziewonski, T.A. Chou, J.H. J.H. Woodhouse // J. Geophys. Res. – 1981. – Vol. 86(B4). – P. 2825–2852. – DOI: 10.1029/JB086iB04p02825.
- 283. Earthquake focal mechanisms, deformation state, and seismotectonics of the Pamir-Tien Shan region, Central Asia / A. Lukk, S.L. Yunga, V. Shevchenko, M.W. Hamburger // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100(B10). P. 20321–20343. DOI: 10.1029/95JB02158.
- 284. Earthquake scaling characteristics and the scale-(in)dependence of seismic energy-to-moment ratio: insights from KiK-net data in Japan / A. Oth, D. Bindi, S. Parolai, D.D. Giacomo // Geophys. Res. Lett. 2010. Vol. 37. DOI:10.1029/2010GL044572.
- 285. Eckmann, J.P. Recurrence Plots of Dynamical Systems / J.P. Eckmann, S.O. Kamphorst, D. Ruelle // Europhys. Lett. – 1987. – Vol. 4(9). – P. 973–977. – URL: http://iopscience.iop.org/0295-5075/4/9/004).
- 286. *EMSD*: Интернет-сайт Камчатского филиала Геофизической службы PAH. URL: www.emsd.ru (дата обращения: 23.02.2010).
- Eshelby, J.D. The determination of elastic field of an ellipsoidal inclusion and related problems / J.D. Eshelby // Proc. Roy. Soc. Lond. – 1957. – Vol. 241, N 1226. – P. 376–396. – DOI: 10.1098/rspa.1957.0133.
- 288. Fault structure and kinematics of the Long Valley Caldera region, California, revealed by high-accuracy earthquake hypocenters and focal mechanism stress inversion / S. Prejean, W.L. Ellsworth, M. Zoback, F. Waldhauser // J. Geophys. Res. 2002. Vol. 107, N B12. P. 2355. DOI: 10.1029/2001JB001168.
- Fehler, M.C. Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous Earth / M.C. Fehler, H. Sato. Springer, 2009. – 494 p. – ISBN 978-3-540-89623-4.
- 290. Fehler, M.C. Simultaneous inversion for Q and source parameters of microearthquakes accompanying hydraulic fracturing in granitic rock / M.C. Fehler, W.S. Phillips // Bull. Seismol. Soc. Am. – 1991. – Vol. 81, N 2. – P. 553–575.

- 291. *Free Statistics* Calculator. Сетевой алгоритм для расчета теста Фишера. URL: https://danielsoper.com/ statcalc/calculator.aspx?id=29 (дата обращения: 22.05.2016).
- 292. *Frohlich, C.* Statistical methods for comparing directions to the orientations of focal mechanisms and Wadati-Benioff zones / C. Frohlich, R.J. Willemann // Bull. Seismol. Soc. Am. – 1987. – Vol. 77, N 6. – P. 2135–2142.
- 293. *Fukahata, Y.* Waveform inversion for seismic source processes using ABIC with two sorts of prior constraints: Comparison between proper and improper formulations / Y. Fukahata, Y. Yagi, M. Matsu'ura // Geophys. Res. Lett. – 2003. – Vol. 30, N 6. – P. 38-1–38-4. – DOI: 10.1029/2002GL016293.
- 294. *Gao*, *J*. On the structures of quantification of recurrence plots / J. Gao, H. Cai // Physics Lett. A. 2000. Vol. 270, N 1-2. P. 75–87. DOI: 10.1016/S0375-9601(00)00304-2.
- 295. Ghose, S. Three-dimensional velocity structure and earthquake locations beneath the northern Tien Shan of Kyrgyzstan / S. Ghose, M.W. Hamburger, J. Virieux // J. Geophys. Res.: Solid Earth. – 1998. – Vol. 103(B2). – P. 2725–2748. – DOI: 10.1029/97JB01798.
- 296. *Gibowicz, S.J.* An Introduction to Mining Seismolog / S.J. Gibowicz, A. Kijko. San Diego: Academic Press, 1994. 399 p. ISBN 0-12-282120-3 (International Geophysics, Vol. 55).
- 297. *GPS velocity* field for the Tien Shan and surrounding regions / A.V. Zubovich, X.-q. Wang, Y.G. Scherba et al. // Tectonics. 2010. Vol. 29. TC6014. DOI: 10.1029/2010TC002772.
- 298. *Groot-Hedlin C.D., Vernon F.L.* An evolutionary programming method for estimating layered velocity structure / Catherine D. de Groot-Hedlin; Frank L. Vernon // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1998. Vol .88, N 4. P. 1023–1035.
- 299. Gupta, S.C. Attenuation of coda waves in the Garhwali Himalaya, India / S.C. Gupta, V.N. Singh, A. Kumar // Phys. Earth Planet. Interiors. – 1995. – Vol. 87. – P. 247–253. – DOI: 10.1016/0031-9201(94)02968-H.
- 300. Haberland, C. Attenuation tomography in the western central Andes: A detailed insight into the structure of a magmatic arc / C. Haberland, A. Rietbrock // J. Geophys. Res. – 2001. – Vol. 106(B6). – P. 11151–11167. – DOI: 10.1029/2000JB900472.
- Hanks, T. A graphical representation of seismic source parameters / T. Hanks, W. Thatcher // J. Geophys. Res. - 1972. - Vol. 77. - P. 4393-4405. - DOI:10.1029/JB077i023p04393.
- 302. Hanks, T. A moment magnitude scale / T. Hanks, H. Kanamori // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84(5). P. 2348–2350. – DOI:10.1029/JB084iB05p02348.
- Havskov, J. Routine data processing in earthquake seismology / J. Havskov, L. Ottermoller. Springer, 2010. – 347 p. – ISBN 978-90-481-8697-6.
- 304. Herring, T.A. Introduction to GAMIT/GLOBK. Release 10.35 / T.A. Herring, B.W. King, S.C. McClusky // EAPS. MIT. – 2009. – 45 p.
- 305. *Honda, H.* The elastic waves generated from a spherical source / H. Honda // Sci. Rep. Tohoku Univ. 1959. Ser. 5, Vol. 11. P. 178–183.
- 306. Hua, W. Source parameters and scaling relations for reservoir induced seismicity in the Longtan reservoir area / W. Hua, Z. Chen, S. Zheng // Pure Appl. Geoph. – 2013. – Vol. 170, N 5. – P. 767–783. – DOI: 10.1007/ s00024-012-0459-7.
- 307. Hypocenter: An Earthquake Location Method Using Centered, Scaled, and Adaptively Damped Least Squares / Barry R. Lienert, E. Berg, L. Neil Frazer // Bull. Seismol. Soc. Amer. – 1986. – Vol. 76, N 3. – P. 771–783.
- 308. Ide, S. Does apparent stress vary with earthquake size? / S. Ide, G. Beroza // Geophys. Res. Lett. 2001. Vol. 28. – P. 3349–3352. – DOI: 10.1029/2001GL013106.
- 309. Influence of strong electromagnetic discharges on the dynamics of earthquake time distribution in the Bishkek test area (Central Asia) / T. Chelidze, V. De Rubeis, T. Matcharasgvili, P. Tosi // Ann. Geophys. 2006. Vol. 49, No. 4/5. P. 961–975. – DOI: 10.4401/ag-3109.
- Kanamori, H. Static and dynamic relations for earthquakes and their implications / H. Kanamori, L. Rivera // Bull. Seismol. Soc. Am. – 2004. – Vol. 94. – P. 314–319.
- Kanamori, H. The Energy Release in Great Earthquakes // J. Geophys. Res. 1977. Vol. 82, N 20. P. 2981–2987. – DOI: 10.1029/JB082i020p02981.
- Kaneko, Y. Seismic source spectra and estimated stress drop derived from cohesive-zone models of circular subshear rupture / Y. Kaneko, P.M. Shearer // Geophys. J. Int. – 2014. – Vol. 197. – P. 1002–1015. – DOI: 10.1093/gji/ggu030.
- 313. Kasahara, K. Earthquake mechanics / K. Kasahara. Cambridge University Press, 1981. 248 p.
- Keilis-Borok, V.I. The lithosphere of the Earth as nonlinear system with implications for earthquake prediction / V.I. Keilis-Borok // Reviews of Geophys. – 1990. – Vol. 28, N 1. – P. 5–34. – DOI: 10.1029/ RG028i001p00019.
- Kikuchi, M. Inversion of complex body waves-III / M. Kikuchi, H. Kanamori // Bull. Seismol. Soc. Am. 1991. – Vol. 81, N 6. – P. 2335–2350.

- 316. *Kohketsu, K.* The extended reflectivity method for synthetic nearfield seismograms / K. Kohketsu // J. Phys. Earth. 1985. Vol. 33. P. 121–131. DOI: 10.4294/jpe1952.33.121.
- 317. Konno, K. Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor / K. Konno, T. Ohmachi // Bull. Seism. Soc. Am. 1998. Vol. 88, N 1. P. 228–241.
- 318. Kosare, G. Receiver functions for the Tien Shan analog broadband network: Contrasts in the evolution of structures across the Talasso-Fergana fault / G. Kosare, N. Petersen, L. Vinnik // J. Geophys. Res. –1993. – Vol. 98 (B3). – P. 4437–4448. – DOI: 10.1029/92JB02651.
- 319. *Kostrov, B.V.* Selfsimilar problems of propagation of shear cracks / B.V. Kostrov // J. Appl. Math. Mech. 1964. Vol. 28, N 5. P. 1077–1078. DOI: 10.1016/0021-8928(64)90010-3.
- 320. Koulakov, I. High-frequency P and S velocity anomalies in the upper mantle beneath Asia from inversion of worldwide travel time data / I. Koulakov // J. Geophys. Res. – 2011. – Vol. 116. – B04301. – DOI: 10.1029/2010JB007938.
- 321. Koulakov, I. LOTOS code for local earthquake tomographic inversion. Benchmarks for testing tomographic algorithms / I. Koulakov // Bull. Seism. Soc. Am. 2009. Vol. 99, N 1. P. 194–214. DOI: 10.1785/0120080013.
- 322. Koulakov, I. P- and S-velocity images of the lithosphere-asthenosphere system in the Central Andes from local-source tomographic inversion / I. Koulakov, S.V. Sobolev, G. Asch // Geophys. J. Int. – 2006. – Vol. 167(1). – P. 106–126. – DOI: 10.1111/j.1365-246X.2006.02949.x.
- 323. Kwiatek, G. Assessment of P and S wave energy radiated from very small shear-tensile seismic events in a deep South African mine / G. Kwiatek, Y. Ben-Zion // J. Geophys. Res. – 2013. – Vol. 118. – P. 3630–3641. – DOI: 10.1002/jgrb.50274.
- 324. Lancieri, M. Spectral scaling of the aftershocks of the Tocopilla 2007 earthquake in northern Chile / M. Lancieri, R. Madariaga, F. Bonilla // Geophys. J. Int. – 2012. – Vol. 195. – DOI: 10.1111/j.1365-246X.2011.05327.x.
- 325. Lay, T. Modern Global Seismology / T. Lay, T. Wallace. Academic Press, 1995. 521 p. ISBN 9780127328706. (International Geophysics, Vol. 58).
- 326. Lei, J. Seismic tomographic imaging of the crust and upper mantle under the central and western Tien Shan orogenic belt / J. Lei // J. Geophys. Res. 2011. Vol. 116, N B9. B09305. DOI: 10.1029/2010JB008000.
- 327. *Lei, J.* Teleseismic P wave tomography and the upper mantle structure of the central Tien Shan orogenic belt / J. Lei, D. Zhao // Phys. Earth Planet. Int. 2007. Vol. 162, N 3-4. P. 165–185. DOI: 10.1016/j. pepi.2007.04.010.
- 328. Levshin, A.L. Characteristics of surface waves generated by events on and near the Chinese nuclear test site / A.L. Levshin, M.H. Ritzwoller // Geophys. J. Int. – 1995. – Vol. 123(1). – P. 131–148. – DOI: 10.1111/j.1365-246X.1995.tb06666.x.
- 329. Li, Y. Lithospheric structure across the central Tien Shan constrained by gravity anomalies and joint inversions of receiver function and Rayleigh wave dispersion / Y. Li, L. Shi, J. Gao // J. Asian Earth Sci. 2016. Vol. 24. P. 191–203. DOI: 10.1016/j.jseaes.2016.05.003.
- 330. Lienert, Barry R. Hypocenter: an earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares / Barry R. Lienert, E. Berg, L. Neil Frazer // Bull. Seismol. Soc. Am. – 1986. – Vol. 76, N 3. – P. 771–783.
- 331. *Ling, R.F.* On the theory and construction of k-clusters / R.F. Ling // The Computer Journal. 1972. Vol. 15, N 4. P. 326–332. DOI: 10.1093/comjnl/15.4.326.
- 332. Lithosphere and asthenosphere of the Tien Shan imaged by S receiver functions / S. Oreshin, L. Vinnik, D. Peregoudov, S. Roecker//Geophys. Res. Lett. –2002. – Vol. 29(8). – P. 1191. – DOI: 10.1029/2001GL014441
- 333. Lithospheric heterogeneity in the Kyrgyz Tien Shan imaged by mane-totelluric studies / R. Bielinski, S. Park, A. Rybin et al. // Geophys. Res. Lett. – 2003. – Vol. 30(15). – 1806. – DOI: 10.1029/2003GL017455.
- 334. Lithospheric structure and dynamic processes of the Tianshan orogenic belt and the Junggar basin / J. Zhao, G. Liu, Z. Lu, X. Zhang, G. Zhao // Tectonophysics. – 2003. – Vol. 376, N 3-4. – P. 199–239. – DOI: 10.1016/j.tecto.2003.07.001.
- 335. Madariaga, R. Earthquake scaling laws / R. Madariaga // Extreme Environmental Events / ed. R.A. Meyers. New York: Springer, 2011. – P. 364–381. – ISBN 978-1-4419-7696-3.
- 336. Madariaga, R. On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity / R. Madariaga // J. Geophys. Res. – 1979. – Vol. 84(B5). – P. 2243–2250.
- Madariaga, R. Dynamics of an expanding circular fault / R. Madariaga // Bull. Seism. Soc. Am. 1976. Vol. 66. – P. 639–666.
- 338. Magnitude scales for very local earthquakes, application for Deception Island Volcano (Antarctica) / J. Havskov, J.A. Pena, J.M. Ibanez, L. Ottemoller, C. Martlnez-Arevalo // J. Volcanol. Geotherm. Res. – 2003. – Vol. 128. – P. 115–133. – DOI: 10.1016/S0377-0273(03)00250-6.

- 339. *Mahdi, H.* Velocity variations in the crust and upper mantle beneath the Tien Shan inferred from Rayleigh wave dispersion: Implications for tectonic and dynamic processes / H. Mahdi, G.L. Pavlis // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103, N B2. P. 2693–2703. DOI: 10.1029/97JB03250.
- 340. *Mandelbrot, B.B.* Fractals: Form, Chance, and Dimension / B.B. Mandelbrot. San Francisco: W.H. Freeman and Co., 1977. 352 p. https://doi.org/10.1002/zamm.19790590830.
- 341. Mantle transition zone topography and structure beneath the central Tien Shan orogenic belt / X. Tian, D. Zhao, H. Zhang, Y. Tian, Z. Zhang // J. Geophys. Res. – 2010. – Vol. 115. – B10308. https://doi. org/10.1029/2008JB006229.
- 342. *Marwan, N.A.* A Historical Review of Recurrence Plots / N.A. Marwan // European Physical Journal ST. 2008. N 164. P. 3–12. DOI: 10.1140/epjst/e2008-00829-1.
- 343. McGarr, A. Factors influencing the strong ground motion from mining-induced tremors / A. McGarr // Rockbursts and Seismicity in Mines / ed. by R.P. Young. – Rotterdam, 1993. – P. 3–12. – ISBN 9789054103202.
- 344. *McGarr, A.* Some comparisons between mining-induced and laboratory earthquakes / A. McGarr // Pure Appl. Geophys. 1994. Vol. 142. P. 467–489. DOI: 10.1007/BF00876051.
- 345. McNamara, D.E. Ambient Noise Levels in the Continental United States / D.E. McNamara, R.P. Buland // Bull. Seismol. Soc. Am. – 2004. – Vol. 94, N 4. – P. 1517–1527.– DOI: 10.1785/012003001.
- 346. *Mellors, R.J.* Two studies in Central Asian seismology: a teleseismic study of the Pamir/Hindu Kush seismic zone and analysis of data from the Kyrgyzstan broad band seismic network / R.J. Mellors. Indiana University, 1995. 77 p.
- Menke, W. Geophysical data analysis: Discrete inverse theory / W. Menke. New York: Academic Press, 1989. – 330 p. – ISBN 9780123971609. – (International Geophysics Series, Vol. 45).
- 348. *Mitchell, B.* Regional variation and frequency dependence of Qb in the crust of the United States / B. Mitchell // Bull. Seismol. Soc. Am. – 1981. – Vol. 71, N 5. – P. 1531–1538.
- 349. Mori, J. Stress drops and radiated energies of aftershocks of the 1994 Northridge, California, earthquake / J. Mori, R.E. Abercrombie, H. Kanamori // J. Geophys. Res. – 2003. – Vol. 108. – P. 2545–2556. – DOI: 10.1029/2001JB000474.
- 350. *Nakamura, Y.* A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface / Nakamura, Y. // Railway Technical Res. Inst. (RTRI), Quarterly Report. 1989. Vol. 30, N 1. P. 25–33. ISSN: 0033-9008.
- 351. Nikitin, L.V. Methods of theoretical determination of the tectonic strains and stresses in seismically active regions / L.V. Nikitin, S.L. Yunga // Izv. Acad. Sci. USSR. Phys. Solid Earth. 1977. No. 13. P. 782–790. (Eng. Transl.).
- 352. Nixon, M.S. Feature extraction and image processing / M.S. Nixon, A.S. Aguado. Elsevier, Academic Press, 2008. 405 p. ISBN 978-0750650786.
- 353. Nolet, G. Seismic wave propagation and seismic tomography / G. Nolet // Seismic Tomography / G. Nolet (ed.). – Dordrecht, 1987. – P. 1–23. – ISBN 978-90-277-2521-9. – (Modern Approaches in Geophysics, Vol. 5).
- 354. *ObsPy* Documentation. URL: https://docs.obspy.org/Welcome to the ObsPy Documentation! (1.1.0) (дата обращения: 22.11.2018).
- 355. Omuralieva, A. Three-dimensional seismic velocity structure of the crust beneath the central Tien Shan, Kyrgyzstan: Implications for large- and small-scale mountain building / A. Omuralieva, J. Nakajima, A. Hasegawa // Tectonophysics. – 2009. – Vol. 465, N 1. – P. 30–44. – DOI: 10.1016/j.tecto.2008.10.010.
- 356. On the interrelation between week seismicity and sounding electric impacts at Bishkek geodynamic testing place / L.M. Bogomolov, A.A. Avagimov, N.A. Sycheva, et al. // Problems of destructure earthquake disaster prevention. Almaty-Evero, 2003. P. 175–183.
- 357. Orovan, E. Mechanism of Seismic Faulting / E. Orovan // Rock Deformation / D. Griggs; J. Handin; Geol. Soc. Am. Memoirs. 1960. Vol. 79. P. 323–345. https://doi.org/10.1130/MEM79-p323
- 358. Oye, V. Source Parameters and Scaling Relations for Mining-Related Seismicity within the Pyha"salmi Ore Mine, Finland / V. Oye, H. Bungum, M. Roth // Bull. Seism. Soc. Am. – 2005. – Vol. 95, N 3. – P. 1011– 1026. – DOI: 10.1785/0120040170.
- 359. Paige, C.C. LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares / C.C. Paige, M.A. Saunder // ACM Trans. Math. Soft. – 1982. – Vol. 8, N 1. – P. 43–71.
- 360. Passcal. URL: http://www.passcal.nmt.edu/ (дата обращения: 13.10.2018; 15.04.2019).
- 361. *Pathways* of volatile migration in the crust beneath Harrat Lunayyir (Saudi Arabia) during the unrest in 2009 revealed by attenuation tomography / I. Sychev, I. Koulakov, S. El, N. Khrepy Al-Arifi. // J. Volcan. Geotherm. Res. 2017. Vol. 330. P. 1–13. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2016.12.00.
- 362. Pavlis, G.L. Surface Wave Propagation in Central Asia: Observations of Scattering and Multipathing with the Kyrgyz Broadband Array / G.L. Pavlis, H. Mahdi F.L., Vernon F.L. // Proceedings – 16th Annual Seismic Research Symposium. – 1994. – P. 291–297.

- Peterson, J. Observation and modeling of seismic background noise / J. Peterson // Open-File Report 93– 322. / U.S. Geol. Surv. – New Mexico, 1993. – P. 1–95. – DOI: 10.3133/ofr93322.
- 364. Physical modeling of the formation and evolution of seismically active fault zones / A.V. Ponomarev, A.D. Zavyalov, V.D. Smirnov, D.A. Lockner // Tectonophysics. – 1997. – Vol. 277. – P. 57–81. – DOI: 10.1016/S0040-1951(97)00078-4.
- 365. Pilz, M. Tapering of windowed time series / M. Pilz, S. Parolai // New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2) / ed. P. Bormann. – Potsdam: Deutsches GeoForschungs Zentrum GFZ, 2012. – P. 1–4. – DOI: 10.2312/GFZ.NMSOP-2_IS_14.1.
- 366. Precursory changes in seismic velocity for the spectrum of earthquake failure modes / M.M. Scuderi, C. Marone, E. Tinti, G. Di Stefano, C. Collettini // Nature Geoscience. – 2016. – Vol. 9, N 9. – P. 695–700. – DOI: 10.1038/ngeo2775.
- 367. Preliminary analysis of the spectral content of P- and S-waves from local earthquakes in the Garm, Tajikistan region / T.G. Rautian, V.I. Khalturin, V.G. Martynov, P. Molnar // Bull. Seism. Soc. Am. 1978. Vol. 68, N 4. P. 949–971.
- 368. *Pulli, J.J.* Attenuation of coda waves in New England / J.J. Pulli // Bull. Seism. Soc. Am. 1984. Vol. 74, N 4. P. 1149–1166.
- 369. Quasi-static fault growth and shear fracture energy in granite / D.A. Lockner, J.D. Byerlee, V.S. Kuksenko, A.V. Ponomarev, A.Ya. Sidorin // Nature. 1991. Vol. 350, No. 6313. P. 39–42. – DOI: 10.1038/350039a0.
- Reasenberg, P.A. FPFIT, FPPLOT and FPPAGE: FORTRAN Computer Programs for Calculating and Displaying Earthquake Fault-Plane Solutions: Open-File Report 85–739/P.A. Reasenberg, D. Oppenheimer. – US Geological Survey, 1985. – 109 p. – DOI: 10.3133/ofr85739.
- 371. Rebetsky Y.L. Rupture propagation in strong earthquake sources and tectonic stress field / Y.L. Rebetsky, R.E. Tatevossian // Bull. Soc. Geol. Fr. – 2013. – Vol. 184, N 4–5. – P. 335–346. – DOI: 10.2113/ gssgfbull.184.4-5.335.
- 372. Receiver function tomography of the central Tien Shan / L. Vinnik, C. Reigber, I. Aleshin, G. Kosarev, M. Kaban, S. Oreshin, S. Roecker // Earth Planet. Sci. Lett. – 2004. – Vol. 225(1-2). – P. 131–146. – DOI: 10.1016/j.epsl.2004.05.039.
- 373. *Recurrence* plots for the analysis of complex systems / N. Marwan, M.C. Romano, M. Thiel, J. Kurths // Physics Reports. 2007. Vol. 438, N 5-6. P. 237–329. DOI: 10.1016/j.physrep.2006.11.001.
- 374. *Ref Tek.* URL: http://www.reftek.com (дата обращения: 10.01.2010).
- 375. *Rice, J.* The mechanics of earthquake rupture / J. Rice // Physics of the Earth's Interior. Amsterdam, North-Holland, 1980. P. 555–649.
- 376. *Rietbrock, A.* P wave attenuation structure in the fault area of the 1995 Kobe earthquake / A. Rietbrock // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2001. Vol. 106, N B3. P. 4141–4154. DOI: 10.1029/2000JB900234.
- 377. Ruff, L.J. Dynamic Stress Drop of Recent Earthquakes: Variations within Subduction Zones / L.J. Ruff // Pure Appl. Geophys. – 1999. – Vol. 154. – P. 409–431. – DOI: 10.1007/s000240050237.
- 378. Sabitova, T.M. Velocity and density heterogeneities of the Tien-Shan lithosphere / T.M. Sabitova, O.M. Lesik, A.A. Adamova // Pure Appl. Geophys. – 1998. – Vol. 151, N 2–4. – P. 539–548. – DOI: 10.1007/ s000240050128.
- 379. Sagiya, T. Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan / T. Sagiya, S. Miyazaki, T. Tada // Pure Appl. Geophys. – 2000. – Vol. 157. – P. 2303–2322. – DOI: 10.1007/PL00022507.
- 380. Sannikov, K.Yu. Variations of long-period noise at the Pulkovo seismic station in the frequency band from 0.5 to 0.008 Hz in 1999-2003 (Scientific notes SPbSU; № 438) / K.Yu. Sannikov, E.L. Leskova // J. Questions in Geophysics. 2005. N 38. P. 56–62.
- 381. Sato, T. Body wave spectra from propagating shear cracks / T. Sato, T. Hirasawa // J. Phys. Earth. 1973. Vol. 21, N 4. – P. 415–431. – DOI: 10.4294/jpe1952.21.415.
- Scholz, C.H. The Mechanics of Earthquakes and Faulting / C.H. Scholz. Cambridge: Cambridge University Press, 2002. – 496 p. – ISBN: 9780521652230.
- Scholz, C.H. The Mechanics of Earthquakes and Faulting / C.H. Scholz. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2019. – 519 p. – ISBN: 9781316681473.
- 384. Search Earthquake Catalog // USGS. URL: https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/ (дата обращения: 12.01.2010).
- 385. Search form // Global CMT Catalog Search. URL: https://www.globalcmt.org/CMTsearch.html (дата обращения: 12.01.2010).
- 386. Seber G.A.F. Linear Regression Analysis / G.A.F. Seber, A.J. Lee. Wiley, 2003. 582 p. (Wiley Series in Probability and Statistics). – ISBN: 9780471415404.
- 387. Seismic structure beneath the Gulf of Aqaba and adjacent areas based on the tomographic inversion of regional earthquake data / S. El Khrepy, I. Koulakov, N. Al-Arifi, A. Petrunin // Solid Earth. – 2016. – Vol. 7, N 3. – P. 965–978. – DOI: 10.5194/se-7-965-2016.

- 388. Separation of source and site effects by generalized inversion technique using the aftershock recordings of the 2009 L'Aquila earthquake / G. Ameri, A. Oth, M. Pilz et al. // Bull. Earthquake Eng. – 2009. – N 9. – P. 717–739. – DOI:10.1007/s10518-011-9248-4.
- 389. Sereno, T.J. Simultaneous of regional wave spectra for attenuation and seismic moment in Scandinavia / T.J. Sereno, S.R. Bratt, T.C. Bache // J. Geophys. Res. – 1988. – Vol. 93(B3). – P. 2019–2035. – DOI: 10.1029/JB093iB03p02019.
- 390. Shaw, B.E. Deterministic model of earthquake clustering shows reduced stress drops for nearby aftershocks / B.E. Shaw, K. Richards-Dinger, J.H. Dieterich // Geophys. Res. Lett. – 2015. – Vol. 42. – P. 9231–9238. – DOI: 10.1002/2015GL066082.
- 391. Shen, Z.-K. Crustal deformation across and beyond the Los Angeles basin from geodetic measurements / Z.-K. Shen, D.D. Jackson, B.X. Ge // J. Geophys. Res. – 1996. – Vol. 1012(12). – P. 27957–27980. – DOI: 10.1029/96JB02544.
- 392. Sipkin, S.A. USGS Moment Tensor Software and Catalog / S.A. Sipkin. 2001.
- 393. Site characterization by seismic noise in Istanbul, Turkey / M. Picozzi, A. Strollo, S. Parolai et al. // Soil Dynamics and Earthquake Engineering. – 2009. – Vol. 29, N 3. – P. 429–482. – DOI: 10.1016/j. soildyn.2008.05.007.
- 394. Site effects by H/V ratio: Comparison of two different procedures / D. Bindi, S. Parolai, D. Spallarossa, M. Catteneo // J. Earthquake Eng. Imperial College Press. – 2000. – Vol. 4, N 1. – P. 97–113. – DOI: 10.1080/13632460009350364.
- 395. Smirnov, V.B. Acoustic structure in rock samples and the seismic process / V.B. Smirnov, A.V. Ponomarev, A.D. Zavyalov // Izvestiya Physics of the Solid Earth. – 1995. – Vol. 31, N1. – P. 38–58. – ISSN 1069-3513.
- 396. Snoke, J.A. FOCMEC FOCal MEChanism determinations / J.A. Snoke. URL: www.geol.vt.edu/outreach/ vtso/focmec/ (дата обращения: 10.04.2000).
- 397. Snoke, J.A. Clyde and the Gopher: a preliminary analysis of the 12 May 1990 Sakhalin Island event / J.A. Snoke // Seism. Res. Letters. 1990. Vol. 61. P. 161.
- 398. *Snoke, J.A.* Earthquake Mechanisms / J.A. Snoke // Geophysics. Encyclopedia of Earth Science. Boston: Springer, 1989. P. 239–245. DOI: 10.1007/0-387-30752-4_2.
- 399. Source parameters and seismic moment-magnitude scaling for Northwestern Turkey / S. Parolai, D. Bindi, E. Durukal, H. Grosser, C. Milkereit // Bull. Seism. Soc. Am. – 2007. – Vol. 97, N 2. – P. 655–660. – DOI:10.1785/0120060180.
- 400. Source parameters of picoseismicity recorded at mponeng deep gold mine, South Africa: implications for scaling relations / Kwiatek G., Plenkers K., Dresen G. et al. // Bull. Seismol. Soc. Am. 2011. Vol. 101, No. 6. P. 2592–2608. https://doi.org/10.1785/0120110094
- 401. Source parameters of seismic events at the Underground Research Laboratory in Manitoba, Canada: Scaling relations for events with moment magnitude smaller than 2 / S. Gibowicz, R. Young, S. Talebi, D. Rawlence // Bull. Seismol. Soc. Am. 1991. Vol. 81(4). P. 1157–1182.
- 402. Source spectra and site response from S-waves of intermediate-depth Vrancea, Romania, earthquakes / A. Oth, S. Parolai, D. Bindi, F. Wenz // Bull. Seism. Soc. Am. 2009. Vol. 99, N 1. P. 235–254. DOI: 10.1785/0120080059
- 403. *Spectral* analysis of K-NET and KiK-net data in Japan, Part II: On attenuation characteristics, source spectra, and site response of borehole and surface stations / A. Oth, D. Bindi, S. Parolai, D.D. Giacomo // Bull. Seism. Soc. Am. 2011. Vol. 101, N 2. P. 667–687. DOI:10.1785/0120100135.
- 404. Spectral models for ground motion prediction in the L'Aquila region (central Italy): evidence for stress-drop dependence on magnitude and depth / F. Pacor, D. Spallarossa, A. Oth et al. // Geophys. J. Int. 2016. Vol. 204, N 2. P. 697–718. DOI: 10.1093/gji/ggv448.
- 405. Sprott, J.C. Chaos data analyzer; the professional version / J.C. Sprott, G. Rowlands. AIP, NY, 1995.
- 406. Stork, A.L. Source Parameter Scaling for Small Earthquakes Observed at the Western Nagano 800-m-Deep Borehole, Central Japan / A.L. Stork, H. Ito // Bull. Seism. Soc. Am. – 2004. – Vol. 94, N 5. – P. 1781–1794. – DOI: 10.1785/012002214.
- Streckeisen, G. Portable very broad-band tri-axial seismometer (STS-2): manual / G. Streckeisen. Pfungen, Switzerland, 1990. – 58 p.
- 408. Stress Drop during Earthquakes: Effect of Fault Roughness Scaling / T. Candela, F. Renard, M. Bouchon, J. Schmittbuhl, E.E. Brodsky // Bull. Seismol. Soc. Am. 2011. Vol. 101, N 5. P. 2369–2387. DOI: 10.1785/0120100298.
- 409. Stress drops and radiated seismic energies of microearthquakes in a South African gold mine / T. Yamada, J.J. Mori, S. Ide, R.E. Abercrombie, H. Kawakata, M. Nakatani, Y. Iio, H. Ogasawara. // J. Geophys. Res. – 2007. – Vol. 112. – B03305. – DOI:10.1029 / 2006JB004553.
- 410. *Tarantola, A.* Inverse problem theory and methods for model parameter estimation. / A. Tarantola. Society for Industrial and Applied Mathematics, Philadelphia, US. 2005. ISBN: 978-0-89871-572-9.

- 411. The moment tensors, focal mechanisms, and stresses on Sakhalin Island / D.A. Safonov, T.V. Nagornykh, A.V. Konovalov, A.A. Stepnov // J. Volcanol. Seism. – 2017. – Vol. 11, N 3. – P. 225–234.– DOI: 10.1134/ S0742046317030058.
- 412. The M_s = 7.3 1992 Suusamyr, Kyrgyzstan, earthquake: 1. Constraints on fault geometry and source parameters based on aftershocks and body-wave modeling / R.J. Mellors, F.L. Vernon, G.L. Pavlis et al. // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1997. Vol. 87, N 1. P. 11–22.
- 413. Three-dimensional elastic wave velocity structure of the Western and Central Tien-Shan / S.W. Roecker, T.M. Sabitova, L.P. Vinnik et al. // J. Geophys. Res. – 1993. – Vol. 98, N B9. – P. 15779–15795. – DOI: 10.1029/93JB01560.
- 414. Tomic, J. Source parameters and rupture velocity of small M B 2.1 reservoir induced earthquakes / J. Tomic, R.E. Abercrombie, A.F. Do Nascimento // Geophys. J. Int. – 2009. – Vol. 179. – P. 1013–1023. – DOI: 10.1111/j.1365-246X.2009.04233x.
- 415. Tomographic images of the crust and upper mantle beneath the western Tien Shan from the MANAS broadband deployment: Possible evidence for lithospheric delamination / Z. Li, S. Roecker, Z. Li, B. Wei, H. Wang, G. Schelochkov, V. Bragin // Tectonophysics. 2009. Vol. 477, N 1–2. P. 49–57. DOI: 10.1016/j.tecto.2009.05.007.
- 416. *Tsallis, C.* Possible generalization of Boltzmann-Gibbs statistics / C. Tsallis // J. of Statistical Physics. 1988. Vol. 52, N 1–2. P. 479–487. DOI: 10.1007/bf01016429.
- 417. *Turcotte, D.L.* Fractals and fragmentation / D.L. Turcotte // J. Geoph. Res. 1986. Vol. 91. P. 1921– 1926. – DOI: 10.1029/JB091iB02p01921.
- Types of Data. Incorporated Research Institutions for Seismology. URL: https://ds.iris.edu/ds/nodes/dmc/ data/types/ (дата обращения: 18.02.2020).
- 419. Um, J. A fast algorithm for two-point seismic ray tracing / J. Um, C.H Thurber // Bull. Seism. Soc. Am. 1987. Vol. 77, N 3. P. 972–986. ISSN: 0037-1106.
- 420. Urbancic, T.I., Young R.P. Space-time variations in source parameters of mining-induced seismic events with M < 0 / T.I. Urbancic, R.P. Young // Bull. Seismol. Soc. Am. 1993. Vol. 83. P. 378–397. ISSN: 0037-1106.
- 421. Variability in earthquake stress drop and apparent stress / A. Baltay, S. Ide, G. Prieto, G. Beroza // Geophys. Res. Lett. 2011. Vol. 38. DOI:10.1029/2011GL046698.
- 422. *Variations* of the crustal thicknessin Nepal Himalayas based of tomographic inversion of regional earthquake data / I. Koulakov, G. Maksotova, S. Mukhopadhyay, J. Raoof, J.R. Kayal, A. Jakovlev, A.N. Vasilevsky // Solid Earth. 2015. Vol. 6, No 1. P. 207–216. https://doi.org/10.5194/se-6-207-2015.
- 423. Vernon, F. Kirghizstan seismic telemetry network / F. Vernon // IRIS newsletter. XI. 1. 1992. P. 7-9.
- 424. Vernon, F. The Kyrgyz seismic network / F. Vernon // IRIS newsletter. XIII. 2. 1994. P. 7-8.
- 425. Vernon, F.L. Broadband Signal Enhancement of Seismic Array Data: Applications to Long-period Surface Waves and High-frequency Wakefield's / F.L. Vernon, R. Mellors, D. Thomson. // Proceedings – 17 Annual Seismic Research Symposium 17. – 1995. – P. 807–814.
- 426. *Waldhauser, F.* A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Hayward Fault, California / F. Waldhauser, W.L. Ellsworth // Bull. Seism. Soc. Am. 2000. Vol. 90. P. 1353–1368. DOI: 10.1785/0120000006.
- 427. *Waldhauser, F.* Fault structure and mechanics of the Hayward Fault, California, from double-difference earthquake locations / F. Waldhauser, W.L. Ellsworth // J. Geophys. Res. 2002. Vol. 107, N B3. ISBN: 2156-2202.
- Waldhauser, F. HypoDD: A computer program to compute double-difference hypocenter locations / F. Waldhauser // U.S. Geol. Surv. Open-File Rep. – 2001. – 01-113. 25 p. – DOI: 10.3133 / ofr01113
- 429. *Wielandt, E.* The leaf spring seismometer: design and performance / E. Wielandt, G. Streckeisen // Bull. Seism. Soc. Am. 1982. Vol. 72, N 6. P. 2349–2367. ISBN: 0037-1106.
- 430. *Xu, Y.* Uppermost mantle structure and its relation with seismic activity in the central Tien Shan / Y. Xu, Z. Li, S. Roecker // Geophys. Res. Lett. 2007. Vol. 34. L10304. DOI: 10.1029/2007GL029708.
- 431. *Yagi, Y.* Determination of Focal Mechanism by Moment Tensor Inversion / Y. Yagi .- Tsukuba: IISEE Lecture Note. 2004. 51 p.
- 432. Yu, Y. Mantle transition zone discontinuities beneath the Tien Shan / Yu Y., Zhao D., Lei J. // Geophys. J. Int. 2017. Vol. 211(1). P. 80–92. DOI: 10.1093/gji/ggx287.
- 433. *Zhou, Z.* Pn anisotropic tomography under the entire Tienshan orogenic belt / Z. Zhou, J. Lei // J. Asian Earth Sci. 2015. Vol. 111. P. 568–579. DOI: 10.1016/j.jseaes.2015.06.009.
- 434. Zobak, M.L. First- and second-order pattern of stress in lithosphere: The World stress map project / M.L. Zobak // J. Geophys. Res. – 1992. – Vol. 97, N B8. – P. 11703–11728. – DOI: 10.1029/92JB00132.

Ссылка, добавленная при корректуре:

Геодинамический мониторинг при разработке угольного месторождения Воркуты / А.В. Адушкин, Л.И. Беляева, А.И. Гончаров, В.И. Куликов // Горный информационно-аналитический бюллетень. – 2010. – № 10. – С. 233–243. – ISSN 0236-1493.

МОНОГРАФИЯ

Наиля Абдулловна Сычева Леонид Михайлович Богомолов Сергей Иванович Кузиков

ВЫЧИСЛИТЕЛЬНЫЕ ТЕХНОЛОГИИ В СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

(на примере KNET, Северный Тянь-Шань)

Научные редакторы:

д-р физ.-мат. наук *М.В. Родкин* Институт теории прогноза землетрясений и математической физики РАН

> д-р физ.-мат. наук *Ю.Л. Ребецкий* Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

Рецензенты:

д-р физ.-мат наук *А.Д. Завьялов* Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

д-р физ.-мат наук И.Н. Соколова Казахстанский национальный центр данных (КНДЦ) Институт геофизических исследований НЯЦ РК

> Электронная верстка: А.В. Леоненкова Дизайн обложки: А.В. Леоненкова Корректор: И.П. Кремнева

> > Подписано в печать 31.12.2020 г. Усл. печ. лист. 41,6. Уч.-изд. лист. 27,5. Формат 60×84/8. Бумага «Color copy». Тираж 305 экз. Заказ № 7943. Печать цифровая.

Отпечатано с оригинал-макета, подготовленного в ФГБУН Институт морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения РАН 693022, г. Южно-Сахалинск. ул. Науки, 1Б Участок офсетной и оперативной полиграфии


