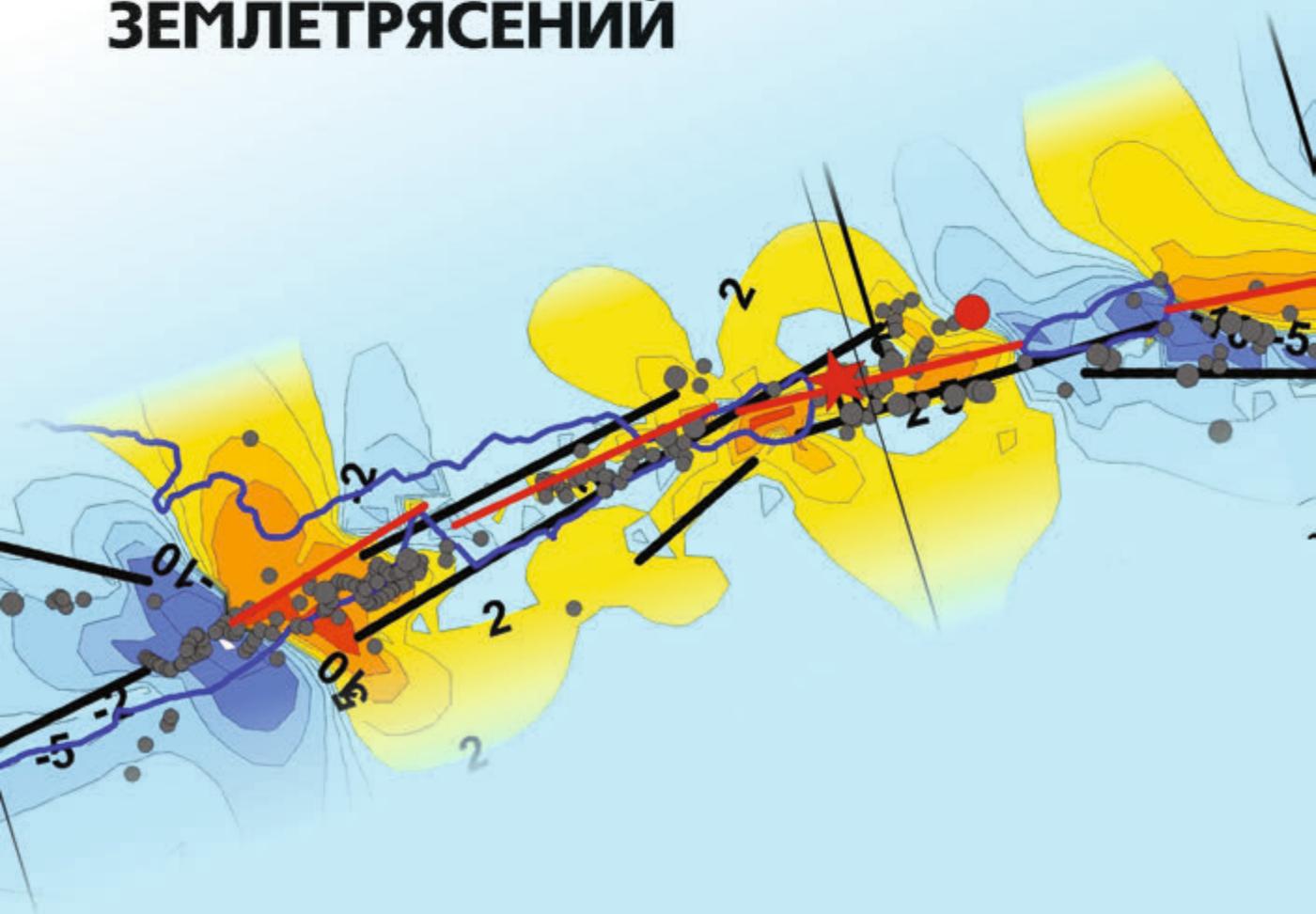


В.Н. Морозов, В.Н. Татаринов,
И.Ю. Колесников, А.И. Маневич

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НАПРЯЖЕННО- ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ЭПИЦЕНТРАЛЬНЫХ ЗОН СИЛЬНЫХ КОРОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ





**Морозов В. Н., Татаринов В. Н.,
Колесников И. Ю., Маневич А. И.**

**МАТЕМАТИЧЕСКОЕ
МОДЕЛИРОВАНИЕ
НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО
СОСТОЯНИЯ ЭПИЦЕНТРАЛЬНЫХ
ЗОН СИЛЬНЫХ КОРОВЫХ
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ**

МОСКВА 2024

УДК 550.34.013
ББК 26.217
М 80

Рецензенты:

д.ф.-м.н., профессор *Ю. О. Кузьмин*
д.ф.-м.н. *А. В. Пономарев*

Морозов В. Н., Татаринов В. Н., Колесников И. Ю., Маневич А. И. Математическое моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентральных зон сильных коровых землетрясений / Морозов В. Н., Татаринов В. Н., Колесников И. Ю., Маневич А. И. – М.: РАН, Издательство «Наука», 2024. – 243 с.

ISBN 978-5-907645-09-7

Изложены результаты математического моделирования напряженно-деформированного состояния эпицентральных зон сильных коровых землетрясений. В основу методики положена физическо-геологическая модель сейсмогенерирующего слоя земной коры в виде упругого изотропного массива, нарушенного системой произвольно ориентированных тектонических разломов как линейных зон объемно диспергированных пород. Установлены закономерные тенденции локализации напряжений в метастабильных зонах – окончаниях тектонических разломов и в межразломных интервалах. Области высокой концентрации афтершоков находятся в зонах сброшенной максимальной интенсивности напряжений. При этом гипоцентр землетрясения расположен в пределах критической изобары интенсивности напряжений и определенного соотношения между главными девиаторными напряжениями. Протяженность разрыва определяется концентрацией интенсивности напряжений, накопленной в пределах критической изобары.

В рамках ретроспективного сеймотектонического анализа положения очагов сильных коровых землетрясений $M > 6$ выявлена взаимосвязь расположения их эпицентров в зависимости от морфологии полей тектонических напряжений в окрестностях разломов и соотношения главных напряжений. Их совместный анализ позволяет выявлять наиболее вероятные области будущих сильных землетрясений для организации сетей инструментальных исследований в том числе на основе ГНСС.

Книга может быть полезна для специалистов, аспирантов и студентов, занимающихся разработкой сеймотектонических моделей и прогнозированием сейсмической опасности в районах городских агломераций и расположения особо ответственных промышленных объектов.

Рекомендовано к публикации Ученым советом Геофизического центра РАН.

ISBN 978-5-907645-09-7

© Морозов В. Н., Татаринов В. Н.,
Колесников И. Ю., Маневич А. И., 2024

Современный вектор развития Геофизического центра РАН ориентирован на системный анализ динамики природных процессов, выявление и идентификацию техногенных и природных катастроф. Создание новых методов системного анализа данных моделей и развитие современных технологий больших данных обеспечивает успешное развитие данного направления.

Монография является определенным этапом этих исследований, выполненных сотрудниками лаборатории геодинамики Геофизического центра РАН в последние десятилетия. Она ориентирована на физико-математическое моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентральных зон сильных коровых землетрясений с магнитудой $M > 6$.

Общеизвестны трагические последствия подобных землетрясений, – только в XX веке унесших жизни более 1,5 миллионов жителей нашей планеты. В условиях возрастающей сейсмотектонической активности Земли проблема уменьшения ущерба катастрофических землетрясений становится все более актуальной.

Авторами предлагается математическая модель фрагмента сейсмической зоны в виде сейсмогенерирующего слоя, как упругой среды, содержащей тектонические разломы в условиях компрессии, способной к упругому деформированию. Показано, что в условиях воздействия регионального поля тектонических напряжений в такой среде возникают локальные области высокой концентрации потенциальной энергии, которые отвечают за зарождение разрыва и его последующее распространение.

Сопоставление результатов моделирования напряженно-деформированного состояния эпицентральных зон сильных коровых землетрясений позволило установить закономерности между расположением их эпицентров возможной протяженности сейсмогенного разрыва и интенсивности.

В сочетании с созданной и успешно примененной в Геофизическом центре РАН интеллектуальной системой распознавания мест возможных сильных землетрясений *FCAZ* изложенная ниже методология могла бы быть принята при физико-механической интерпретации подготовки сильных коровых землетрясений с $M > 6$ (в частности, в районе Большого Кавказа).

Научный руководитель
Геофизического центра РАН,
академик РАН, д. ф.-м. н.
А.Д. Гвишиани

СОДЕРЖАНИЕ

СОДЕРЖАНИЕ	4
ПРЕДИСЛОВИЕ	6
ВВЕДЕНИЕ	9
Глава I. Модель геологической среды эпицентральных зон сильных корových землетрясений.....	12
1.1. Модель сейсмогенерирующего слоя	13
1.2. Модель тектонического разлома.....	19
1.3. Напряженно-деформированное состояние сейсмогенерирующего слоя.....	31
Глава II. Конечно-элементный метод моделирования напряженно- деформированного состояния эпицентральных зон сильных землетрясений.....	44
2.1. Метод моделирования напряженно-деформированного состояния блочных гетерогенных сред.....	44
2.2. Энергический подход к прогнозу деструкции блочно- гетерогенной среды	48
Глава III. Моделирование НДС эпицентральных зон сильных корových землетрясений	62
3.1. Моделирование напряженно-деформированного состояния в сопоставлении с косейсмическими проявлениями в эпицентральной зоне Тангшаньского землетрясения (M_s 7,8 27.07.1976 Китай)	62
3.2. Моделирование напряженно-деформированного состояния Рудбарского землетрясения в Иране (M_w 7,4 20.06.1990 г.).....	76
3.3. Моделирование напряженно-деформированного состояния (НДС) эпицентрального района Эрзирканского землетрясения (13.03.1992 M_s 6,8 Турция)	81
3.4. Механизм формирования разрыва землетрясения Хансин-Авадзи (г. Кобе, Япония 17.01.1995 M 6,9).....	91
3.5. Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны сильного землетрясения в Турции (Измит, 1999 г., M 7,4)	98
3.6. Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентрального района землетрясения (26.01.2001, $M = 6,9$ Индия).....	108

3.7. Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны сильного землетрясения в Иране (26.12.2003 г., M_w 6,6)	120
3.8. Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентральных зон Венчуаньского землетрясения (12.05.2008 г. Китай).....	130
3.9. Моделирование напряженно-деформированного состояния и результаты GPS-мониторинга эпицентральной зоны землетрясения (24.08.2014 г., М 6 г. Напа, штат Невада, США)	142
3.10. Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны землетрясения (Kumamoto Earthquake, Япония 16.04.2016 г. М 7,3).....	155
3.11. Выводы.....	162
Глава IV. Анализ результатов моделирования НДС эпицентральных зон сильных землетрясений	164
4.1. Механизм разрыва сильных коровых землетрясений	164
4.2. Формирование зоны афтершоков	173
4.3. О подготовке и триггере разрыва сильных коровых землетрясений	180
Глава V. От моделирования к оценке сейсмической опасности.....	189
5.1. Ретроспективный прогноз места и интенсивности сильных коровых землетрясений (Иран, Индия)	190
5.2. Ретроспективный прогноз землетрясения (Акетао 25.11.2016 г. M_w 6,6 Китай).....	199
5.3. К оценке сейсмической опасности г. Еревана (Армения) и г. Тбилиси (Грузия)	214
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	223
Список литературы	226

«Лучше же всего продвигается вперед естественное исследование, когда физическое завершается в математическом»

Ф. Бэкон (том II, с. 87) (1561–1626)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Глобальные процессы деформации литосферы, формирующие рельеф, трансгрессии и регрессий морей и океанов, горообразование, складчатость и сейсмичность, связаны с тектоническими напряжениями, природа которых еще далека от убедительного объяснения и понимания.

Как известно, наши представления о напряженно-деформированном состоянии верхней части литосферы базируются на тектонико-физических исследованиях складчатости, разломообразования и т.д., в последние десятилетия на линеamentной структуре, изучении скоростей деформаций поверхности Земли с использованием методов космической геодезии.

Современное представление о блоковой структуре верхней части земной коры связано с тектоническими напряжениями, вызывающими ее разномащтабную раздробленность. При этом разноранговые тектонические разломы, достигающие по протяженности более 1000 км и возникающие в результате деструкции земной коры под действием тектонических сил, являются определяющим фактором диссипации энергии тектонических напряжений, наиболее ярко выраженной в сейсмоактивных районах. Разломная тектоника сейсмоактивных районов континентов, как следствие сеймотектонического процесса, является определяющим фактором формирования сильных коровых землетрясений.

М. Неймар подчеркивал, что «Связь тектонических землетрясений с главными линиями (разломами), по которым происходит перемещение земной коры, привела к убеждению, что эта группа сейсмических явлений является слабым проявлением горообразующих процессов, непосредственно наблюдаемых и ощущаемых на поверхности» [Неймайр, 1899]. Спустя более 100 лет накопленный опыт изучения сейсмичности Земли дает основание утверждать, «что эпицентры землетрясений располагаются возле линеamentов крупнейших разломов земной коры, причем сильные землетрясения чаще всего наблюдаются в дизъюнктивных узлах» [Садовский и Писаренко, 1991].

В настоящей работе под сильными тектоническими землетрясениями в континентальных районах (*intraplate earthquake*), следуя Гутенбергу и Рихтеру, понимаются землетрясения с $M \geq 6$ и выше. Большинство очагов подобных землетрясений и их афтершоков, вне зависимости от географического расположения сейсмоактивного района, находятся в интервале глубин 0–10 км, т.е. в верхней части «хрупкой» литосферы – земной коре, подверженной воздействию региональных полей тектонических напряжений. Предметом моделирования является напряженно-деформированное

состояние (НДС) земной коры в сейсмоактивном районе $\sim 100 \times 100 \text{ км}^2$ в виде слоя мощностью 25 км до и после сильных землетрясений, произошедших в его пределах. Слой представляет собой изотропно-упругую среду (глава 1), содержащую тектонические разломы в виде разномасштабно-диспергированного материала, в условиях всесторонней компрессии, обладающий упругими свойствами твердого тела. Вмещающей геологической среде присваиваются упругие параметры, общепринятые в сейсмологии, а тектоническим разломам – существенно более низкий «эффективный» модуль упругости.

Не преследуя цель написания библиографического обзора, в первой главе приводятся результаты инструментальных исследований напряженного состояния верхней части земной коры, включая глобальные представления о региональных полях напряжений континентов, используемые для задания граничных условий при моделировании (НДС) эпицентральных зон сильных коровых землетрясений.

С этой целью был разработан авторский вариант программы конечно-элементного моделирования НДС упругой блочной гетерогенной среды, содержащей тектонические разломы вертикального падения, описание которой представлено во второй главе.

В третьей главе приведены результаты моделирования напряженно-деформированного состояния (НДС) эпицентральных зон сильных коровых землетрясений в Индии, Иране, Китае, США, Турции и Японии. Установлены устойчивые тенденции между возникающими локальными градиентными полями интенсивности напряжений в метастабильных зонах, т. е. в зонах, способных аккумулировать потенциальную энергию внешнего поля тектонических напряжений, и расположением эпицентров сильных коровых землетрясений. В рамках модельных представлений показано, что разрыв зарождается в области высокой интенсивности напряжений и определенного соотношения главных девиаторных напряжений. Это условие выполняется, когда критическая изобара интенсивности напряжений и σ_i больше 30 МПа входит в область отношения главных напряжений $\sigma_H/\sigma_h > 3\div 4$. Разрыв возникает и распространяется в направлении максимального градиента накопленной упругой потенциальной энергии $grad(U_{max})$, протяженность которого определяется накопленной упругой потенциальной энергией метастабильной зоны, поддерживающей его распространение.

Связь между протяженностью разрыва, его площадью и параметрами землетрясений (сейсмическим моментом M_o , магнитудой M_w , энергией сейсмических волн E_s) позволила априорно определять эти параметры, исходя из результатов моделирования НДС в рамках ретроспективного прогноза. Неопределенность в выборе характеристик геологической среды, отсутствие достоверных карт разломных тектоник, информации о реальных действующих тектонических напряжениях не дает основания для утверждения полной численной адекватности получаемых результатов. Вместе с тем оценки сброшенных напряжений (*stress drop*) при образовании разрывов, области локализации афтершоков, в том числе сильных с $M > 5$, совпадающих с зонами высокой интенсивности напряжений, предшествующих образованию разрывов, модельные представления параметров разрывов

в сопоставлении с сейсмологическими данными. Это дает основание предположить, что математическое моделирование физически верно отражает физико-механический процесс подготовки сильных землетрясений в метастабильных зонах и его результаты целесообразно проверить и использовать в геолого-геофизических исследованиях с целью достижения как действительного понимания подготовки сильных землетрясений, так и оперативных предвестников этих катастрофических событий.

В четвертой главе обсуждается механизм очага сильных континентальных землетрясений. Метастабильные области концентрации тектонических напряжений в окончаниях тектонических разломов, в межразломных промежутках, а также в областях локальной криповой консолидации протяженных активных тектонических разломов, при изменяющемся во времени внешнем поле тектонических напряжений, являются «механическими пульсарами» с возрастающей плотностью аккумулированной потенциальной упругой энергией со скоростью деформации в сейсмоактивных районах порядка 10^{-7} 1/год. При входе критической изобары σ_i в область отношения главных напряжений $\sigma_H/\sigma_h > 3\div 4$ формируется разрыв в объеме земной коры, значительно меньшем, чем объем области концентрации напряжений в метастабильной области, но сопоставимый с ее размером, подтверждая интуитивные представления. При этом следует допустить, что распространение критической изобары сопровождается выдавливанием из метастабильной зоны газово-жидкого флюида в окружающее пространство, понижая его прочностные свойства, включая область будущего страта протяженного разрыва. На этих предпосылках предложена новая модель очага внутриплитового землетрясения, изложенная в четвертой главе настоящей работы.

Ретроспективный прогноз сильных коровых землетрясений, имея в виду координаты эпицентра, сейсмический момент M_o , магнитуду M_w и энергию сейсмических волн E_s , включая временную функцию сейсмического момента, дает надежду на целесообразность опробования подобного подхода при постановке исследований, в первую очередь в районах крупных мегаполисов (таких как Ереван, Тбилиси, Тегеран и др.). При этом риск затрат будет компенсирован возможным успехом в обнаружении предвестников, необходимых для оперативного прогноза подобного рода катастроф.

В заключение следует отметить, что монография основана в большей степени на опубликованных работах и является их обобщением.

Авторы выражают глубокую благодарность своим коллегам – сотрудникам Геофизического центра РАН Татариновой Т. А., Авдониной А. А., Лосеву И. В., Акматову Д. Ж., Шевчуку Р. В. за помощь в подготовке настоящей монографии.

Работа выполнена в рамках государственного задания Геофизического центра РАН, утвержденного Минобрнауки России.

Профессор, д.т.н. В. Н. Морозов

ВВЕДЕНИЕ

Катастрофические землетрясения, произошедшие в XX в. в районах с высокой плотностью населения (Ганьсу, 1920; Ашхабадское, 1948 г., Ташкентское, 1966; Тангшаньское, 1976; Спитакское, 1988; Гуджаратское, 2001; Бамское, 2003; Сычуаньское, 2008 и др.), привели к большим человеческим жертвам и разрушениям и навсегда остались в памяти человечества. «Землетрясения – чрезвычайно грозное явление природы. Однако предсказать время возникновения очередного крупного подземного толчка, а тем более предотвратить его пока, к сожалению, невозможно» [Уломов, 1996]. Главная особенность коровых внутриплитовых (*intraplate earthquake*) землетрясений заключается в том, что они происходят на относительно небольшой глубине и абсолютно внезапно. При этом часто эпицентры локализованы в густонаселенных районах земного шара.

Сложность предсказания землетрясений связана с крайней неоднородностью строения литосферы Земли и нелинейным развитием происходящих в ней геодинамических процессов. «Неоднородность напряженного состояния и прочности среды в сейсмоопасном районе предопределяет одновременное наличие метастабильных областей разного масштаба. С одной стороны, это приводит к постепенному развитию разрушения в наиболее напряженных или менее прочных объемах среды, небольших по сравнению с размером очага сильного землетрясения, что предполагает возможность прогноза последнего. С другой стороны, истинные величины напряжений и прочности пород в глубинах Земли неизвестны» [Соболев, Пономарев, 2003; Соболев и др., 2014].

Главной целью настоящей работы является разработка методики моделирования НДС эпицентральных зон внутриплитовых землетрясений, анализ результатов и сопоставление с сейсмологическими данными для выяснения механизма формирования условий возникновения разрыва в интервале времени, который предшествует главному толчку. Совершенно очевидно, что наиболее актуальна задача прогноза сильных землетрясений с $M \geq 6$. В данной работе рассмотрены результаты моделирования НДС эпицентральных зон внутриплитовых землетрясений, механизм которых отличается от межплитовых (субдукционных) землетрясений и землетрясений рифтовых зон. При этом под очагом землетрясения понимается динамический (быстрый) разрыв сплошности земной коры, возникающий под действием напряжений, накопленных в процессе сдвиговых тектонических деформаций [Мячкин и др., 1975]. Вместе с тем, следуя Беньоффу, принимается, что «разрыв» является «зоной, а не просто плоскостью», т.е. областью частично диспергированного материала.

Объединяя эти представления, модель очага сильного внутриконтинентального землетрясения с $M \geq 6$ можно представить в виде быстро распространяющейся протяженной трехмерной зоны нарушения сплошности

верхней части земной коры как следствия реализации аккумулированных тектонических напряжений.

В моделях НДС зон землетрясений рассматривается фрагмент земной коры в виде слоя, в котором тектонические разломы делят его на отдельные структурные блоки. Слой находится во внешнем региональном поле тектонических напряжений, генерирующих сейсмические события. Моделируемая мощность слоя принимается равной максимальной глубине гипоцентров фоновой сейсмичности и афтершоков сильных коровых землетрясений, приблизительно равной 20–25 км. Для пространственного моделирования полей напряжений используется конечно-элементный метод расчета. Региональное поле тектонических напряжений задается из геодинамических предпосылок. Информация о пространственной ориентации нодальных плоскостей в гипоцентрах главного толчка и сильных афтершоков используется для выбора ориентации главной оси сжимающих напряжений. Обсуждается принципиальная возможность образования разрыва в локально неоднородном (градиентном) поле напряжений в классическом представлении механики деформирования и разрушения твердого тела, т. е. без априорного представления о сейсмической активности.

В третьей главе обсуждается возможность возникновения разрыва, его протяженность и пространственная ориентация, исходя из разнообразия расположения аномальных зон концентрации напряжений в различных сейсмоактивных районах.

Исходя из имеющихся данных о скорости деформации земной коры в сейсмоактивных районах ($\sim 10^{-7} \div 10^{-8}$ 1/год) и повторяемости сильных землетрясений, процесс «подкачки» тектонических напряжений способствует росту локальных областей концентрации напряжений. Распространение критической изобары интенсивности напряжений метастабильной области приводит к возникновению разрыва при определенном отношении главных напряжений девиаторной части тензора напряжений. Обнаружена устойчивая тенденция возникновения разрыва при входе критической изобары интенсивности напряжений больше 30 МПа в ослабленные зоны с отношением главных напряжений больше 4–5 (наибольшего градиента). Из этой зоны стартует разрыв главного толчка. Именно в ней снимается блокада окружающей среды, дающая возможность реализации накопленной упругой энергии в метастабильной зоне в виде распространяющегося разлома с генерацией сейсмических волн в окружающее пространство. При этом положение центроида землетрясения может находиться в нескольких километрах от гипоцентра в зависимости от пространственной концентрации тектонических напряжений. Важная роль флюидов в формировании разрыва не вызывает сомнений. Распространение критической изобары сопровождается отжимом подземных газовой-жидких флюидов в окружающее пространство, включая ослабленные зоны и их проявление в постсейсмическом процессе. Сопоставление параметров НДС во время образования разрыва и при сбросе напряжений (*stress drop*) преследует цель оценки адекватности результатов моделирования с имеющимися экспериментальными данными.

Акцент сделан на ретроспективном исследовании НДС эпицентральных зон сильных землетрясений до реализации накопленной упругой

потенциальной энергии в виде разрыва, определяющей интенсивность возможного сейсмического события. Образовавшийся разрыв в косейсмическом и постсейсмическом процессах превращается в тектонический разлом. Последний наделяется теми же механическими параметрами, как и исходные тектонические разломы сейсмоактивного района. И затем, уже для новых условий с учетом его образования проводятся расчеты НДС нового сейсмического цикла.

Приведены новые обобщающие представления о механизме формирования очагов коровых внутриплитовых землетрясений как следствие «подкачки» тектонических напряжений в метастабильные зоны с последующим формированием разрыва и области афтершоков.

На примере сильных землетрясений во внутренних районах тектонических плит показана возможность ретроспективного прогноза места образования нового разрыва и его протяженности в рамках математической модели НДС геологической среды в надежде на возможность использования для оперативного прогноза землетрясений путем выполнения оперативных инструментальных геофизических и геодезических наблюдений. Это в первую очередь касается районов расположения крупных мегаполисов в сейсмоактивных районах.

Глава I. Модель геологической среды эпицентральных зон сильных коровых землетрясений

Континентальные землетрясения происходят в геодинамически активных областях литосферы, разломно-блоковая структура которых в результате воздействия региональных полей тектонических напряжений находится в неустойчивом состоянии [Садовский и Писаренко, 1991а; Соколов и Пономарев, 2003 и др.]. В представленной методологии объектом исследований является фрагмент континентальной земной коры, находящийся в *сейсмической зоне*¹, где происходят сильные землетрясения с магнитудами более 6. Тектонофизическая концепция сейсмического процесса в континентальной литосфере основана на представлениях о подвижной разломно-блоковой среде, при нарушении равновесия в которой возникают сейсмические события. «Сейсмоактивная зона – это зона, в которой поток энергии извне превышает суммарную энергоёмкость среды» [Гольдин, 2004]. Многими исследователями отмечается отсутствие в настоящее время «окончательной» физической модели сейсмоактивной зоны. В работе [Шерман и др., 1992] подчеркнуто, что «отсутствие представлений о принципиальных моделях сейсмических зон – одна из основных проблем прогноза землетрясений». В то же время в современных работах подчеркивается необходимость развития методов оценки сейсмической опасности, в том числе на основе совершенствования физического понимания сейсмического процесса [Завьялов и др., 2005, 2018; Гвишиани и др., 1986, 2003, 2020; Шебалин и др., 2022]. Следует подчеркнуть, что используемая в работе модель отличается от реальной. Это связано с тем, что имеющиеся данные о геологической среде (структурно-тектонические схемы тектоники, физико-механические свойства пород, внешнее поле тектонических напряжений и т.д.) неполны, и в трактовке различных авторов зачастую противоречат друг другу. Вместе с тем модели НДС в сопоставлении с имеющимися сейсмологическими данными позволяют по-новому представить процесс подготовки и развития сильных коровых землетрясений. Результаты моделирования НДС эпицентральных зон сильных внутриплитовых землетрясений, отраженные в работах за почти десятилетний период [Морозов и Маневич, 2016; 2017; 2018б; 2023а; Морозов и др., 2018а; 2018в; 2018г; 2020; 2023б], показали, что существуют устойчивые взаимосвязи между сильным сейсмическим событием и пространственными особенностями распределения локальных полей напряжений в окрестностях крупных тектонических нарушений.

¹ *Сейсмическая зона* – объем земной коры, в плане ограниченный контуром, внутри которого за 50 лет количество сейсмических событий с $M > 3$ ($K > 9$) более 10. Для земного шара выделено 24 зоны с контуром события $M \geq 6,5$ за период 1986–2010 гг. [Шерман, 2014].

1.1. Модель сейсмогенерирующего слоя

Как известно, большинство континентальных землетрясений (*intraplate earthquakes*) происходит в верхней части земной коры на глубине до 25 км. Еще с середины прошлого века американские сейсмологи считали, что при сильных землетрясениях Калифорнии и Невады энергия деформации тектонических напряжений накапливается в верхних слоях земной коры, ограниченных снизу слоем пластической деформации на глубине, не превышающей 20 км, способным деформироваться с той же скоростью, что и породы вышележащего массива [Беньофф, 1961].

При анализе локализации гипоцентров афтершоков в Kern County (Калифорния) в 1952 году Беньофф полагал, что глубина очагов до 16 км соответствует глубине слоя Гутенберга с пониженной скоростью упругих волн и низкой прочностью. Последующие сейсмические исследования верхней части земной коры континентов позволили обнаружить локально-прерывистый слой низких скоростей (возможно, флюидонасыщенный) на глубинах 17–20 км. В «гранитном» слое континентов слой пониженных скоростей от 5,5 до 6,1 км/сек соответствует глубине 10–15 км, а внутри базальтового слоя глубинам от 6 до 36 км [Chen et al., 1994; Вольвовский, 1996; Егорова и Павленкова, 2015].

Для ряда сейсмоактивных континентальных районов земного шара фоновая сейсмичность (гипоцентры слабых землетрясений) локализована в интервале глубин до 30 км, как это показано на рис. 1.1а, б для Большого Кавказа и Скифской плиты [Tibaldi et al., 2019].

В эпицентральных зонах сильных коровых землетрясений с $M > 6$ Индии, Ирана, Китая, Турции, США и Японии (результаты моделирования НДС, которые приведены в главе 3) глубины гипоцентров не превышают 20 км (рис. 1.2–1.3, табл. 1.1).

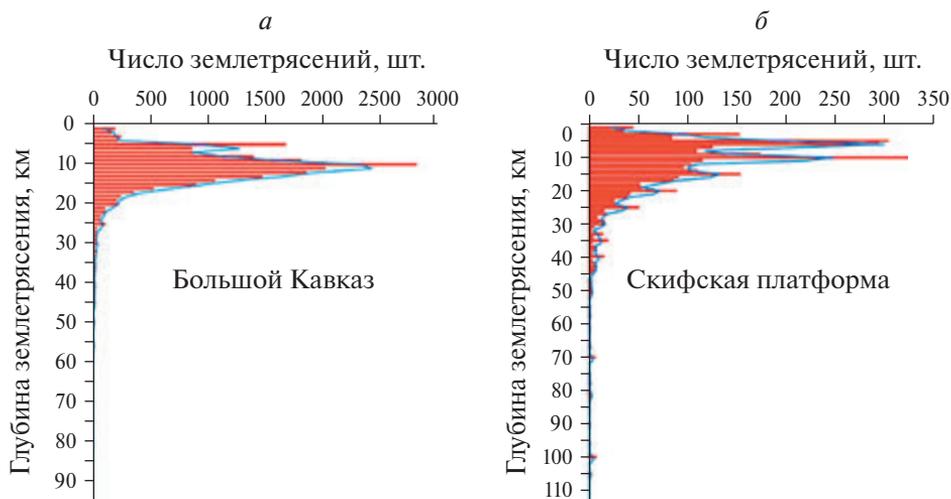


Рис. 1.1. Распределение гипоцентров землетрясений в зависимости от глубины для Большого Кавказа (а) и Скифской платформы (б). Красный цвет – количество землетрясений по глубине; синий цвет – тренд по скользящей средней [Tibaldi et al., 2019]

Таблица 1.1

Сильные коровые землетрясения, по данным геологической службы США (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>), для которых было выполнено моделирование НДС эпицентральных зон

№	Название	Дата	Широта, град	Долгота, град	Магнитуда	Глубина гипоцентра, км
1	Тангшаньское землетрясение (Китай)	27 июля 1976 г.	39,570 с. ш.	117,978 в. д.	M_s 7,8	23
2	Рудбарское землетрясение (Иран)	20 июня 1990 г.	36,957 с. ш.	49,409 в. д.	M_w 7,3	18,5
3	Эрзиканское землетрясение (Турция)	13 марта 1992 г.	39,71 с. ш.	39,605 в. д.	M_w 6,7	10
4	Землетрясение Хансин-Авадзи (Япония)	17 января 1995 г.	34,583 с. ш.	135,018 в. д.	M_w 6,9	14
5	Измитское землетрясение (Турция)	17 августа 1999 г.	40,748 с. ш.	29,864 в. д.	M_w 7,4	17
6	Гуджаратское землетрясение (Индия)	26 января 2001 г.	23,442 с. ш.	70,31 в. д.	M_w 6,9	16
7	Чангурское землетрясение (Иран)	22 июня 2002 г.	35,572 с. ш.	49,085 в. д.	M_w 6,4	10
8	Бамское землетрясение (Иран)	26 декабря 2003 г.	28,995 с. ш.	58,311 в. д.	M_w 6,6	10
9	Веньчуаньское землетрясение (Китай)	12 мая 2008 г.	31,021 с. ш.	103,367 в. д.	M_s 7,9	19
10	Землетрясение Напа (США)	24 августа 2014 г.	38,215 с. ш.	122,312 з. д.	M_w 6,0	11
11	Землетрясение Кумамото (Япония)	16 апреля 2016 г.	32,791 с. ш.	130,754 в. д.	M_s 7,3	10
12	Землетрясение Акетао (Китай)	25 ноября 2016 г.	39,273 с. ш.	73,978 в. д.	M_w 6,6	17

Гипоцентры афтершоков этих землетрясений располагаются в интервале глубин от 0 до 20 км (рис. 1.2–1.4). При Чуйском землетрясении 23 сентября 2003 г. M_s 7,3 основное количество афтершоков группируется в интервале глубин 0–20 км, по данным [Еманов и др., 2009; 2021] (рис. 1.2). Также, например, при Измитском землетрясении 17.08.1999 г. M 7,4 (Турция) с протяженностью разрыва более 120–150 км гипоцентры зарегистрированных афтершоков расположены на глубине от 0 до 20 км [Barka 1999; Ito et al., 2002; Sakir et al., 2003] (рис. 1.3). Гипоцентры главного толчка и афтершоков Рудбарского землетрясения 20.07.1990 г. M 7,3 (Иран) с протяженностью разрыва ~170 км также находились в интервале глубин до 25 км. Ги-

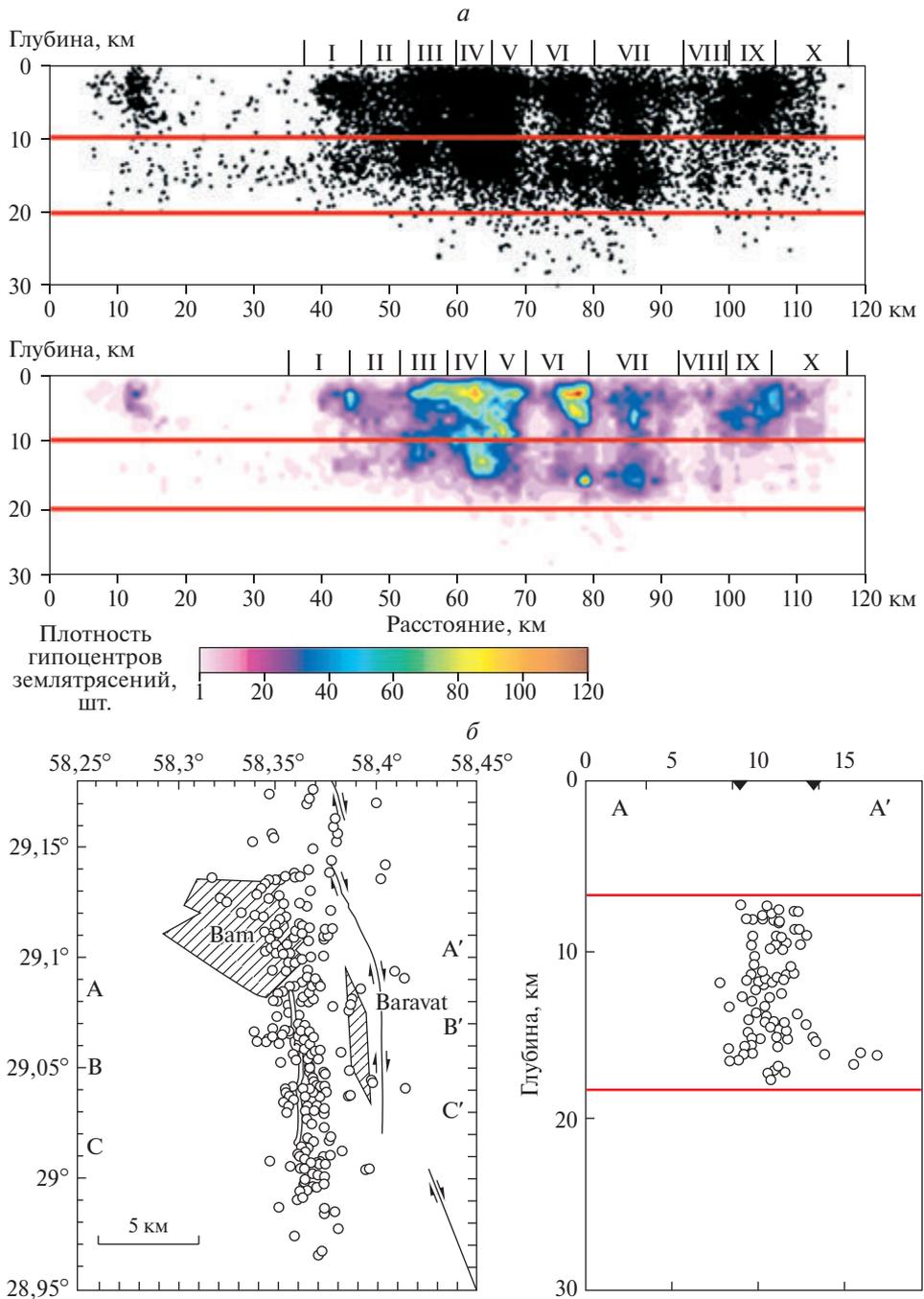


Рис. 1.2. Афтершоки и плотность их распределения после Чуйского землетрясения (а) M_s 7,3 (23 сентября 2003 г., Россия), по данным [Еманов и др., 2009; 2021], и Бамского землетрясения (б) M_w 6,6 (26 декабря 2003 г., Иран), по данным [Tatar et al., 2005]

поцентр землетрясения Кумамото 16.04.2016 г. M 7,3 находился на глубине 10 км с ореолом афтершоков в пределах глубин до 20 км.

Этот ряд можно было бы продолжить. Из этого следует вывод, что слой земной коры мощностью от 0 до 25 км является сейсмогенерирующим слоем (*seismogenetic*) в континентальных сейсмоактивных районах. В его пределах аккумулируется упругая потенциальная энергия «вековых» тектонических напряжений, следствием которых являются сильные коровые землетрясения с $M > 6$. После великого Венчуаньского землетрясения с M 7,9–8,0 12 мая 2008 года (Китай) наивысшая плотность гипоцентров афтершоков с $M < 4$ зарегистрирована в интервале глубин 10–12 км [Tian et al., 2013], т.е. достаточно узкой полосе сейсмогенерирующего слоя (в его середине).

Вместе с тем какие-либо данные о предварительном напряженном состоянии слоя до момента главного толчка отсутствуют. Есть предположение, что параметр « b » в законе Гутенберга–Рихтера отражает напряженное состояние геологической среды

$$\log_{10} N = a - bM, \quad (1.1)$$

где N – число событий с магнитудой $\geq M$; M – магнитуда сейсмических событий закона повторяемости; a , b – коэффициенты, подбираемые эмпирически.

Эти данные крайне ограничены [Schorlemmer et al., 2005]. Чем меньше величина « b », тем выше предшествующие напряжения земной коры. Для Измитского землетрясения получены низкие значения $b < 1$. На рис. 1.4 представлено значение « b » в зависимости от глубин землетрясений. Можно видеть, что на рис. 1.4а значение параметра достигает величины 0,5 на глубине ~6 км [Görgün et al., 2009], т.е. область глубин от 4 до 11 км воспринимает максимальное усилие горизонтального сжатия регионального поля тектонических напряжений.

Возрастание скорости упругих волн с глубиной (рис. 1.5) дает основание предположить и возрастание упругого модуля слоя, в большей степени, воспринимающей нагрузку тектонических напряжений горизонтального сжатия по сравнению с вышележащими породами. Исходя из локализации гипоцентров сильных землетрясений в интервале глубин 5–20 км, следует ожидать, что центральная часть сейсмогенерирующего слоя воспринимает основную нагрузку регионального поля тектонических напряжений, вызывающего очаги сильных коровых землетрясений. Исходя из представлений о механизме разрушения образцов горных пород в лабораторных условиях, можно ожидать зарождение разрыва (его старт) в этой области [Ponomarev et al., 1997; Соболев и Пономарев, 2004]. Таким образом, априорной физической предпосылкой является зарождение очага сильного корового землетрясения в слое интервала глубин 5–15 км, литостатическом давлении $\sim 6 \times 10^2$ МПа и температуре до 200 °С.

Как известно, скорость распространения упругих волн в земной коре дает возможность оценить коэффициент Пуассона из полевых сейсмологических наблюдений. Величина отношения продольных и поперечных волн равна $\sim \sqrt{3}$, что приводит к величине $\mu = 0.25$ [Добровольский, 2009], при этом модуль сдвига составляет $\nu = 2 \times 10^4$ МПа. Аналогичный результат приведен в работах [Tse and Rise, 1986]: модуль сдвига геологической среды разлома Сан-Андреас принят равным $\nu = 3 \times 10^4$ МПа. При этом принима-

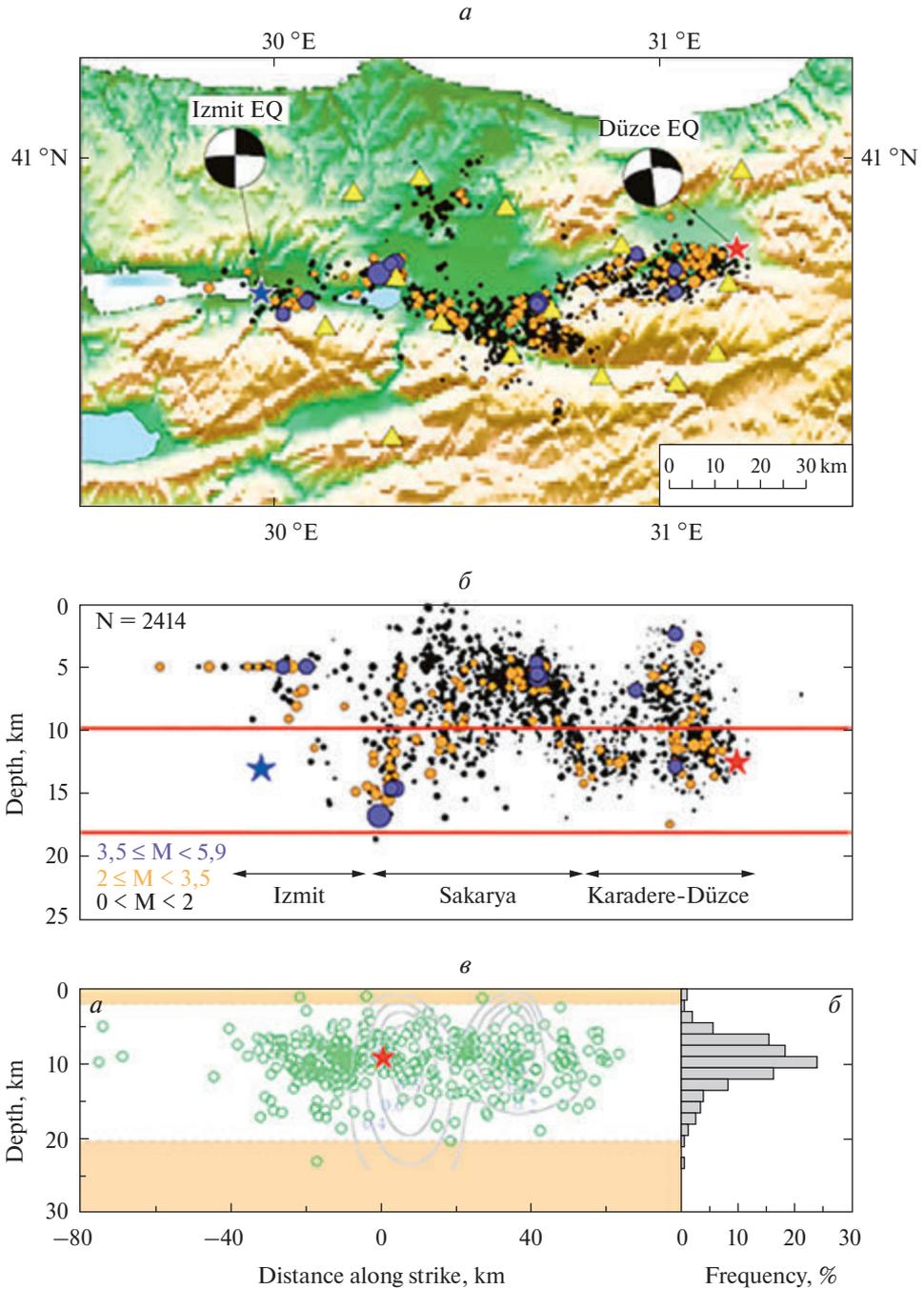


Рис. 1.3. Гипоцентры афтершоков Измитского землетрясения (a, б) M_w 7,4 (12 ноября 1999 г., Турция), по данным [Görgün et al., 2009], и землетрясения Акетао (в) M_w 6,6 (25 ноября 2016 г.), по данным [Wan et al., 2017]

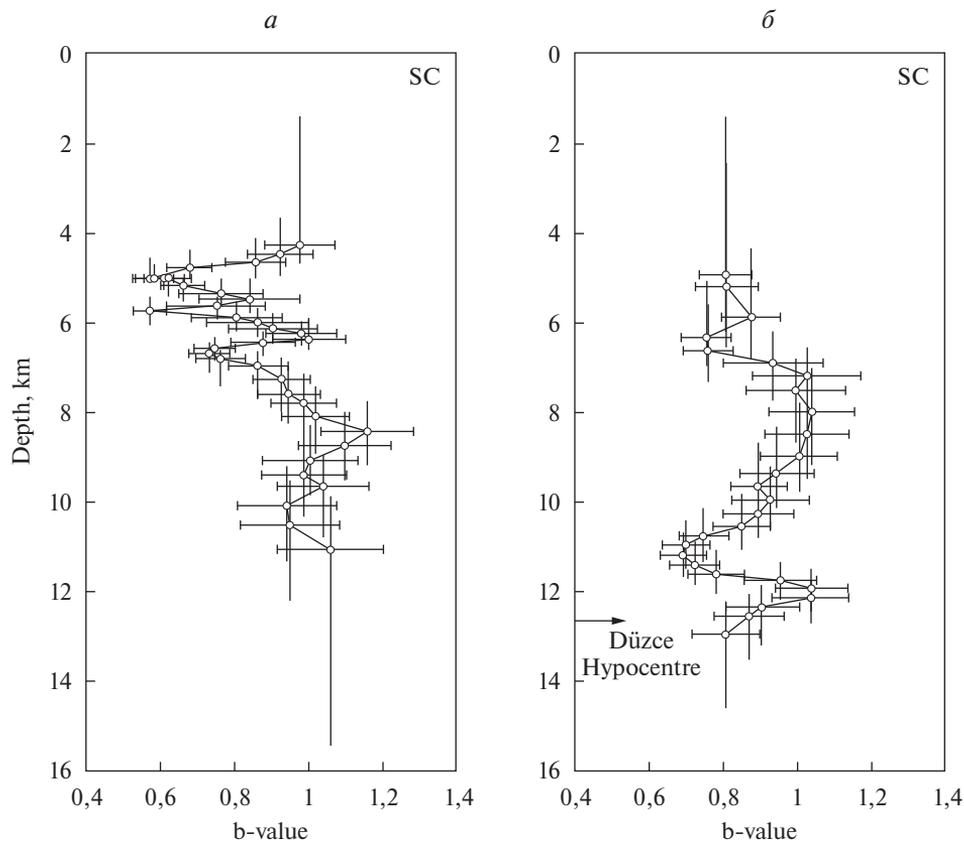


Рис. 1.4. График зависимости значения «b» от глубины [Görgün et al., 2009]

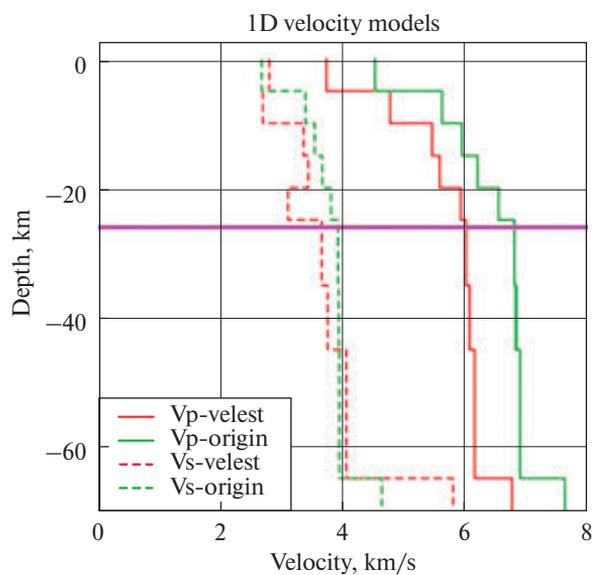


Рис. 1.5. Соотношение скоростей сейсмических волн V_p / V_s Менуаньского землетрясения [Yin et al., 2022] (фиолетовая линия – глубина 25 км)

ется предположение, что геологическая среда вне разрыва изотропна и идеально упруга. Величина упругого модуля принимается равной 5×10^4 МПа [Беньофф, 1961; Цубои, 1961], модуля сдвига $\nu = 3 \times 10^4$ МПа и величина коэффициента Пуассона (по отношению скоростей продольных и поперечных волн в земной коре) $\mu = 0,25$ [Добровольский, 2009]. Предполагается, что эти параметры соответствуют «гранитному» слою континентальных районов.

Таким образом, под моделью геологической среды эпицентральных зон сильных коровых землетрясений понимается фрагмент земной коры площадью порядка 10^4 км² и мощностью 20–25 км, содержащий тектонические разломы, находящийся в региональном поле тектонических напряжений.

1.2. Модель тектонического разлома

По мнению большинства геологов, тектонический разлом – это зона деструкции, состоящая из нескольких субпараллельных ветвей и систем оперяющих их трещин меньшего размера, которые одно- или многократно активизировались в различные периоды эволюции [Гзовский, 1960; 1975; Белоусов, 1975; Гущенко, 1975; Трифонов, 1985; Лобацкая, 1987; Ребецкий, 2007; Спивак и Цветков, 2009; Семинский, 2014; Кузьмин, 2015, 2016, 2018; Шерман и др., 1983, 1992, 1999, 2014]. Как правило, «он (разлом) представлен центральным наиболее протяженным глубинным разрывом, окруженным субпараллельными протяженными и поперечными разломами» [Трифонов, 1981; Шерман, 2014]. Тектонический разлом рассматривается как:

а) неоднородность, источник межблоковых деформаций и образования зон концентрации напряжений в земной коре;

б) источник постсейсмических деформаций и релаксации напряжений при образовании магистрального разрыва в очаге сейсмического события [Шерман и др., 1992].

Наиболее яркими примерами являются разломы Сан-Андреас в Калифорнии и Северо-Анатолийский в Турции. Северо-Анатолийский разлом формируется из сегментов разрывов, развивающихся вдоль генерального субширотного направления. В вертикальном разрезе сейсмическая зона представляет собой древовидное образование, ствол и ветви которого разноранговые разрывы, контролирующие сильные сейсмические события (рис. 1.6).

Системы разломов приводят к появлению локальных полей напряжений, т.е. к возникновению *иерархии полей напряжений различных порядков* (рангов, уровней) [Шерман и Гладков, 1999]. Тензор напряжений в земной коре представляет собой интегральный результат наложения полей с различной ориентацией главных напряжений и различным соотношением их величин [Кузьмин, 2015, 2016, 2018].

Формализация модели сейсмогенерирующего слоя требует и формализации модели тектонического разлома, используемой для моделирования полей напряжений. Тектонические разломы в континентальной коре подразделяются на ранги в зависимости от их протяженности: начиная от глубинных разломов Сан-Андреас и Северо-Анатолийского разломов протяженностью более тысячи километров (разломы I ранга) и заканчивая менее протя-

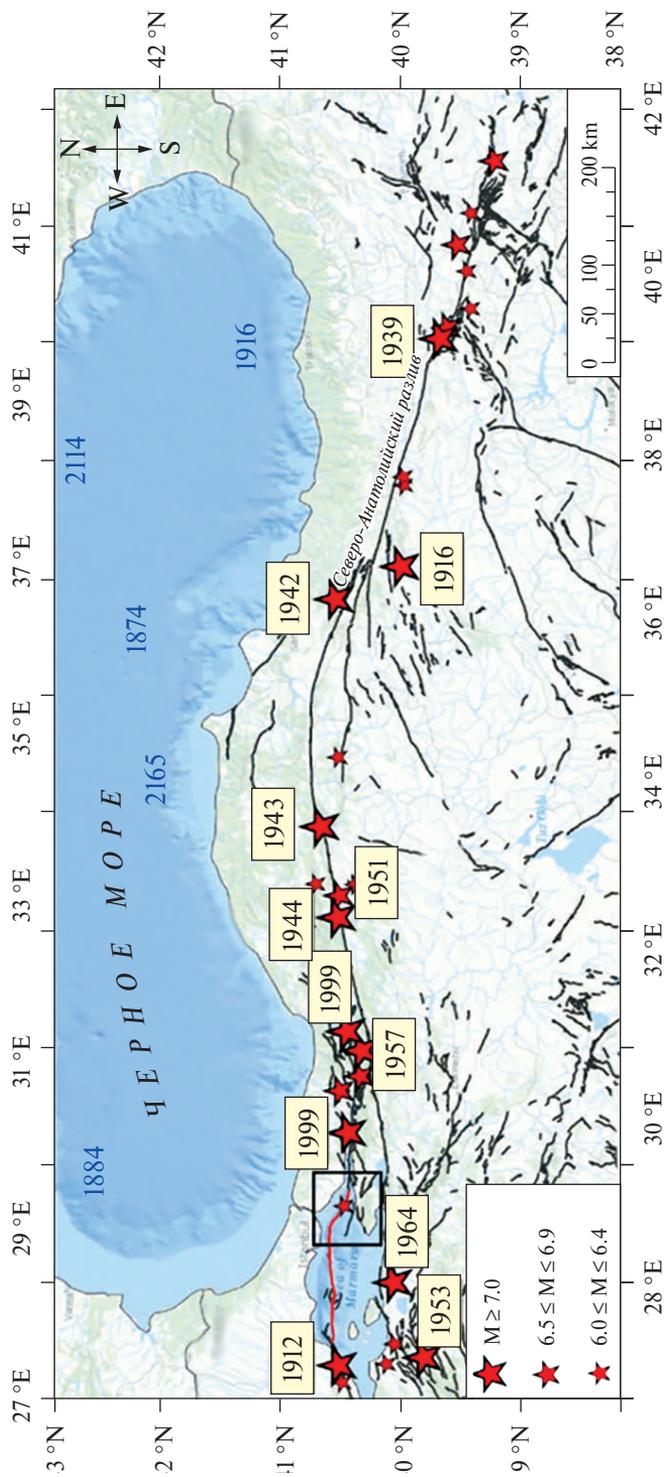


Рис. 1.6. Северо-Анатолийский разлом и сильные землетрясения в его окрестностях [Килиç et al., 2020]

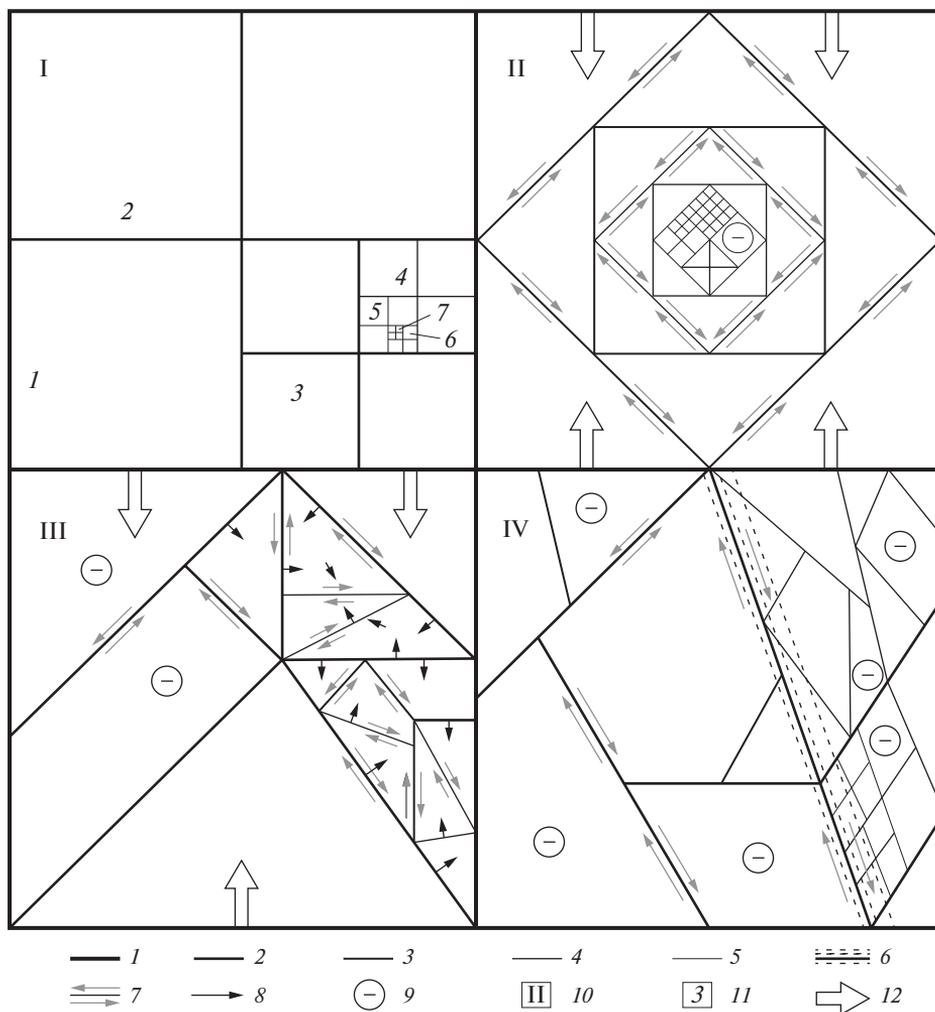


Рис. 1.7. Различные формы разломно-блоковых структур в верхней хрупкой части литосферы. 1–5 – границы блоков 1, 2, 3, 4 и 5-го рангов; 6 – зона деструкции литосферы на границе блоков; 7 – сдвиговые смещения на межблоковых границах; 8 – вектор локальных сил; 9 – стабильные блоки; 10 – варианты развития разломно-блоковых структур в литосфере; 11 – ранги блоков; 12 – вектора внешних тектонических сил по [Шерман, 2014]

женными разломами порядка нескольких километров (разломы VI ранга). В верхней части земной коры разломы формируют разномасштабную блоковую структуру. На рис. 1.7 [Шерман и др., 2014] приведены возможные варианты геометрии разномасштабных блоковых структур. На рис. 1.8 показан пример районирования участка земной коры по степени фрактальных размеров разномасштабных разломов [Шерман и др., 2014].

Приближенной моделью тектонического разлома является тело, представляющее собой «крупноглыбовый меланж» (*tectonic melange*) [Забродин

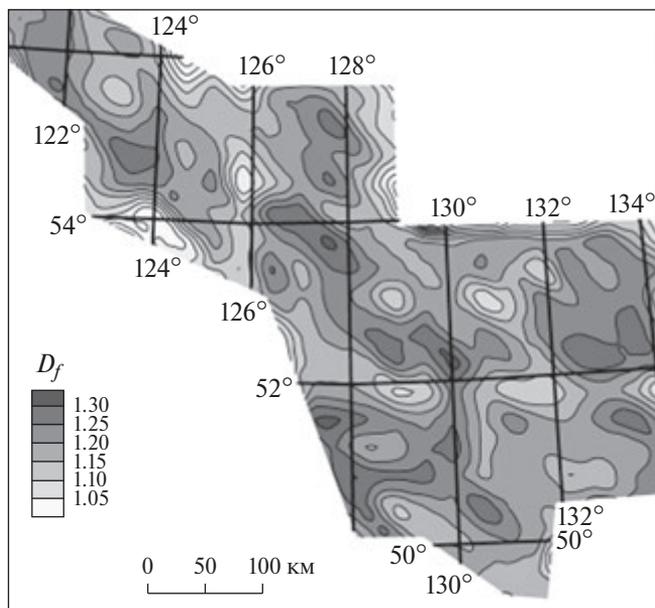


Рис. 1.8. Схема районирования территории по фрактальной размерности; шкала D_f – фрактальная размерность разломов

и др., 2015] в условиях всестороннего сжатия, способного к упругому деформированию [Гольдин 2004]. При этом упругий модуль разлома существенно ниже упругого модуля пород вмещающего массива.

В работе [Шерман 2014; Кочарян 2016] приведены эмпирические соотношения, связывающие длину разлома L , ширину разломной зоны W и амплитуду смещения по разрыву D по обобщению ряда исследований:

$$\begin{aligned} W &= \alpha \times D^a \\ D &= \beta \times L^b \\ W &= \chi \times L^c \end{aligned} \quad (1.2)$$

Показатели степени a , b , c чаще всего близки к 1, а коэффициенты α , β и χ изменяются в широких пределах. Так, χ изменяется в диапазоне от 0,02 до 0,1, а β от 0,01 до 0,08 при вероятном значении $\beta = 0,03$ [Кочарян, 2016]. Однако сам автор отмечает, что по данным экспериментальных наблюдений имеются существенные сомнения в приведенных соотношениях.

Можно полагать, что на глубинах, характерных для природной сейсмичности, механические характеристики блоков в первом приближении остаются неизменными. Ширина зоны влияния разлома связана с длиной разлома отношением [Кочарян, 2016]:

$$W = \begin{cases} 0,15L^{0,63}, & L \lesssim 1000 \text{ м} \\ 0,85L^{0,42}, & L \gtrsim 1000 \text{ м} \end{cases}, \quad (1.3)$$

где L – длина разлома, км; W – ширина зоны динамического влияния разлома, км.

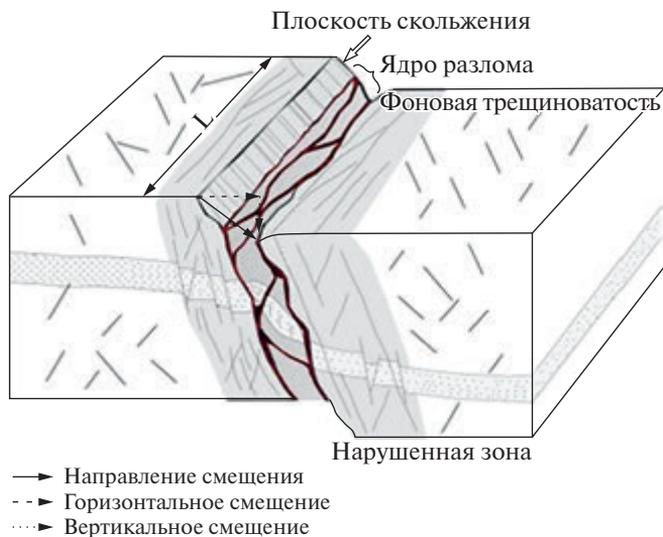
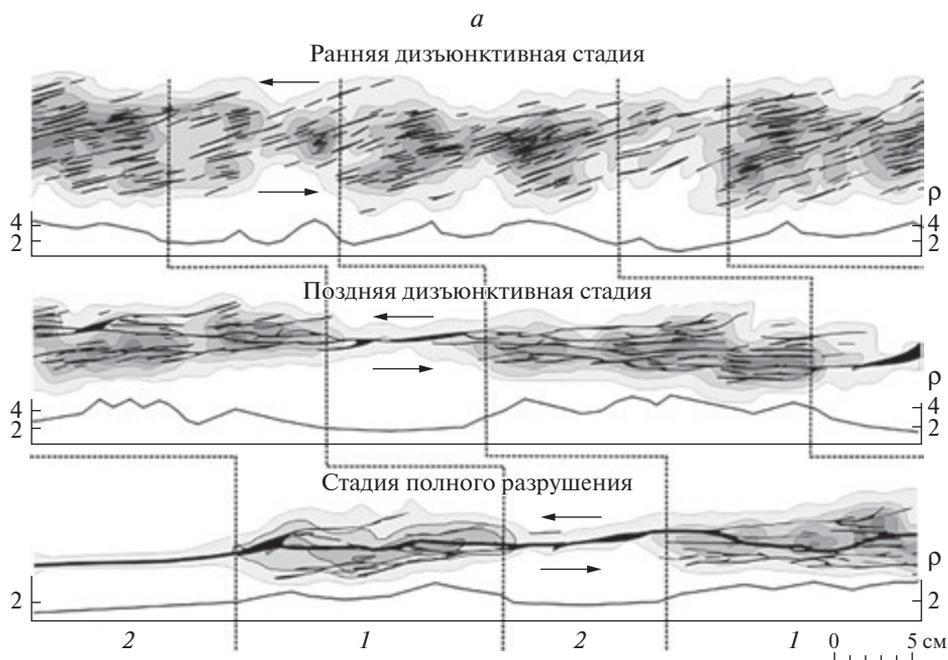


Рис. 1.9. Модель динамической зоны влияния разлома [Kheradmand et al., 2021]

Тектонические разломы верхней части земной коры, особенно протяженные разломы, – это сложноструктурные образования с чередованием локальных раздувов и сужений. Тектонические разломы как сложноструктурные образования раздробленной земной коры зачастую прерывисты, имеют раздувы, меняют угол падения и направление.



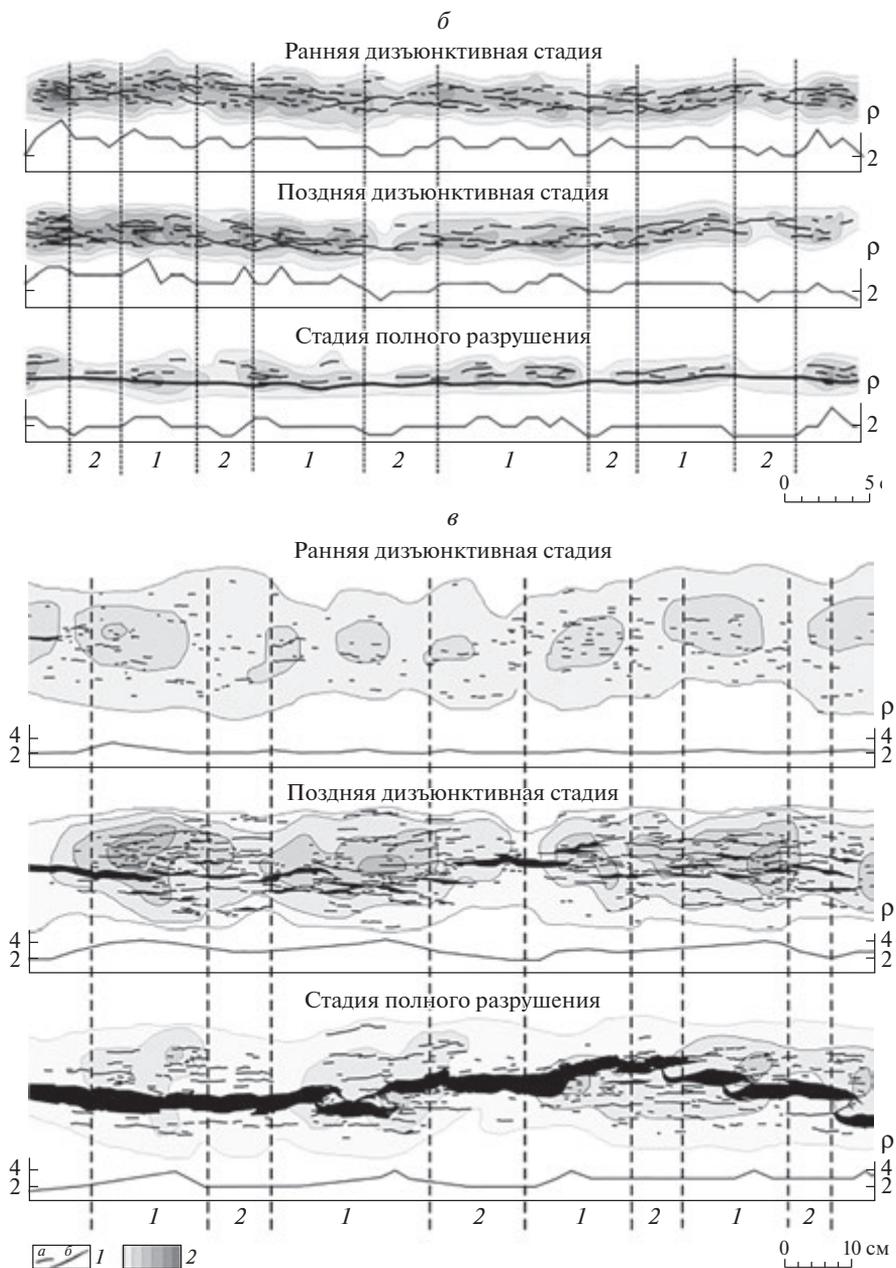


Рис. 1.10. Структурные схемы разрывов, графики и карты распределения их плотности (ρ), соответствующие главным стадиям развития левосдвиговой (А), надвиговой (Б) и сбросовой (В) разломных зон в упругопластичной модели. Пунктирные линии разделяют участки (1 и 2) разного структурного развития. 1 – разрывы с незначительной (*а*) и значительной (*б*) раздвиговой составляющей смещения; 2 – области с количеством разрывов в единице площади, равным 1, 2, 3, 4, 5 и 6 по [Семинский и др., 2005]

Под зоной динамического влияния понимается область разномасштабных нарушенных пород, трещиноватость которых убывает до фоновой с удалением от тектонического разлома (рис. 1.9). Ключевым является представление об «области динамического влияния разлома», под которой в работе [Шерман и др., 1983] принимается «... часть окружающего разлом во всех трех измерениях пространства, на котором проявляются остаточные (пластические или разрывные) и упругие следы деформаций, вызванные формированием разлома и подвижками по нему». В ближней зоне полоса тектонитов, картируемая при традиционной геологической съемке, составляет по объему небольшую часть рассматриваемой области, которая отличается от вмещающих пород упорядоченной системой дислокаций хрупкого типа [Семинский и др., 2005].

Так, например, в работе [Лобацкая, 1987] приводятся сведения, что ширина зоны динамического влияния Главного Саянского разлома имеет размеры от 50 до 130 км. В работе [Scholz, 1992] также акцентируется внимание на зависимости свойств разлома по длине простирания и падения, связанное со стадиями его эволюции (рис. 1.9). Выделяется три зоны:

1. Передовая часть – стадия образования мелких трещин.
2. Зона слияния трещин и образования разлома небольшой мощности.
3. Зрелая стадия – максимальная ширина зоны раздробленных пород.

При длине разлома ~200 км его ширина с зоной динамического влияния может достигать до 20 км [Забродин и др., 2015]. Глубина проникновения разлома в первом приближении принимается равной $1/3$ его длины, то есть разлом протяженностью на поверхности порядка 100 км вспарывает сейсмогенерирующий слой до глубины свыше 30 км.

На рис. 1.10 приведены результаты моделирования последовательных стадий формирования тектонических разломов [Семинский и др., 2005]. Как видно, плотность распределения разрывов r для левосдвиговой, надвиговой и сбросовой разломных зон области и количество разрывов на единицу площади существенно дифференцировано и отличается как по простиранию, так и по латерали. Плотность распределения разрывов и смещений в разломной зоне тесно взаимосвязаны. В отдельно взятый момент времени в разломной зоне интенсивное разрушение происходит в разных участках. В целом это приводит к большему нарушению активного (движущегося) крыла разлома даже у сдвигов [Семинский и др., 2005].

В. И. Уломовым развита и практически использована модель сейсмогенерирующего разлома при создании карт сейсмического районирования ОСР-97 [Уломов, 1996; Комплект..., 1999]. В основу создания комплекта новых нормативных карт ОСР-97 были положены две взаимосвязанные модели: модель сейсмических источников, т.е. модель зон возникновения очагов землетрясений (ВОЗ), и модель сейсмического эффекта, порождаемого зонами ВОЗ (рис. 1.11).

На рис. 1.11 изображена линеаментно-доменно-фокальная (ЛДФ) модель источников землетрясений, предложенная В. И. Уломовым. В ней рассматриваются четыре масштабных уровня зон ВОЗ – регион (сейсмический район), характеризующийся долговременным средним сейсмическим режимом, и три его основных структурных элемента: линеаменты, представляющие оси протяженных трехмерных сейсмоактивных разломных или сдви-

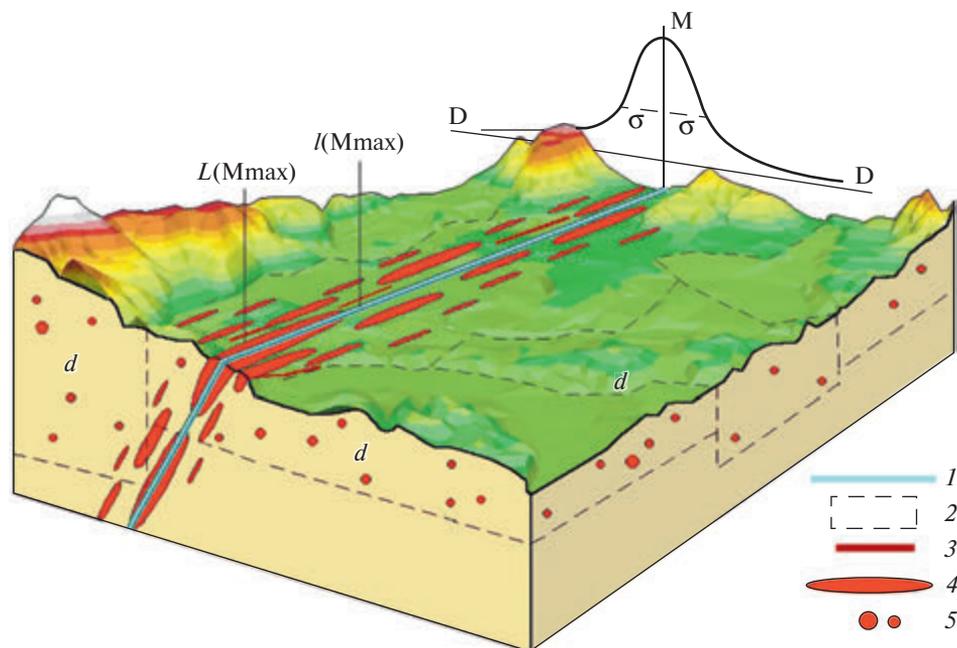


Рис. 1.11. Иллюстрация ЛДФ-модели зон ВОЗ. 1 – след осевой плоскости линейной структуры l (M_{\max}), генерирующей землетрясения с магнитудой $M_{\max} = 6,0$ и более; 2 – контуры объемных доменов d , генерирующих землетрясения с $M_{\max} = 5,5$ и менее; 3 – активные разломы, фрагментарно отражающие простирающие линейaments; 4 – очаги землетрясений протяженностью L (M_{\max}) с $M = 7,0$ и более, отклоняющиеся от осей линейaments на величину D , обратно пропорциональную магнитуде M землетрясений (см. график на заднем плане рисунка; σ – стандартное отклонение); 5 – очаги землетрясений с $M = 5,5$ и менее, рассеиваемые случайным образом в доменах [Уломов, Шумилина, 1999]

говых структур и отражающие структурированную сейсмичность; домены, охватывающие квазиоднородные в тектоническом и геодинамическом отношении объемы геологической среды и характеризующиеся рассеянной (не поддающейся на данном масштабном уровне структурному дешифрированию) сейсмичностью; потенциальные очаги землетрясений, указывающие на наиболее опасные участки линейamentных структур.

Линейaments, домены и потенциальные очаги, как и землетрясения, классифицируются по величине максимальной магнитуды (M_{\max}) сейсмических событий, возможных в их пределах. Верхний уровень магнитуд (M_{\max}) определяется реальной сейсмогеодинамической обстановкой, а нижний (M_{\min}) – минимальной сейсмической опасностью. В исследованиях по ОСР-97 принято $M_{\min} = 4,0$, а минимальная сейсмическая интенсивность, изображенная на картах, соответствует $I_{\min} = 5$ баллов, которые допускаются в любом пункте территории России. В соответствии с моделью землетрясения с магнитудой $M = 6,0$ и выше «принадлежат» линейamentным структурам, а с $M 5,5$ – «рассеиваются» случайным образом в доменах.

В работе [Садовский, Писаренко, 1991а], основываясь на данных о сейсмичности районов Казахстана, сделано предположение о зависимости интенсивности максимального землетрясения от ширины разломных зон, при этом эпицентры сильных землетрясений расположены в непосредственной близости от разлома. В то время как эпицентры слабых землетрясений $K = 10$ располагаются на расстоянии до 40 км. Сделан вывод, что интенсивность землетрясения (энергетический класс K) зависит от ширины разломной зоны (табл. 1.1).

Зависимость K от ширины разломной зоны W

K	10	12	13	14	15	16	17
W , км	0,6	2,9	6,2	13,4	28,8	62,1	134

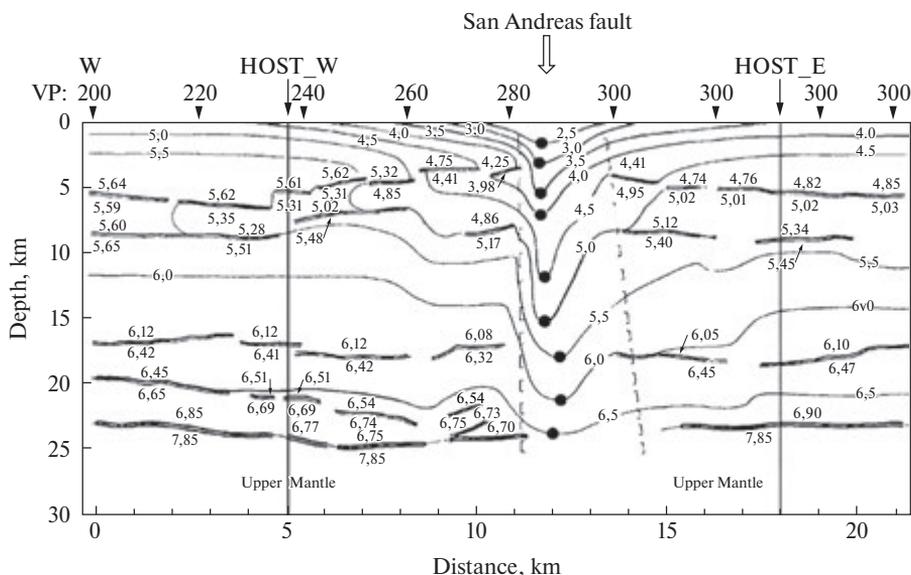


Рис. 1.12. Скорости продольных волн в зоне динамического влияния разлома Сан-Андреас по структуре скоростей продольных волн [Yamamoto et al., 2002]

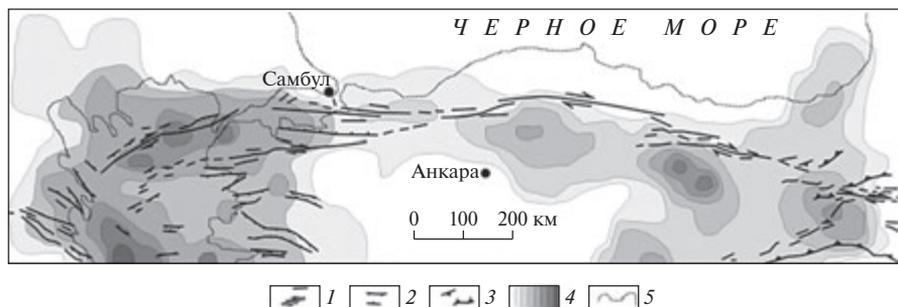


Рис. 1.13. Схема распределения плотности землетрясений $M > 6$ в зоне Северо-Анатолийского разлома по [Семинский и др., 2005]. 1–3 – разломы с преобладанием сдвиговых, сбросовых и надвиговых смещений; 4 – площади с различной плотностью землетрясений; 5 – береговая линия

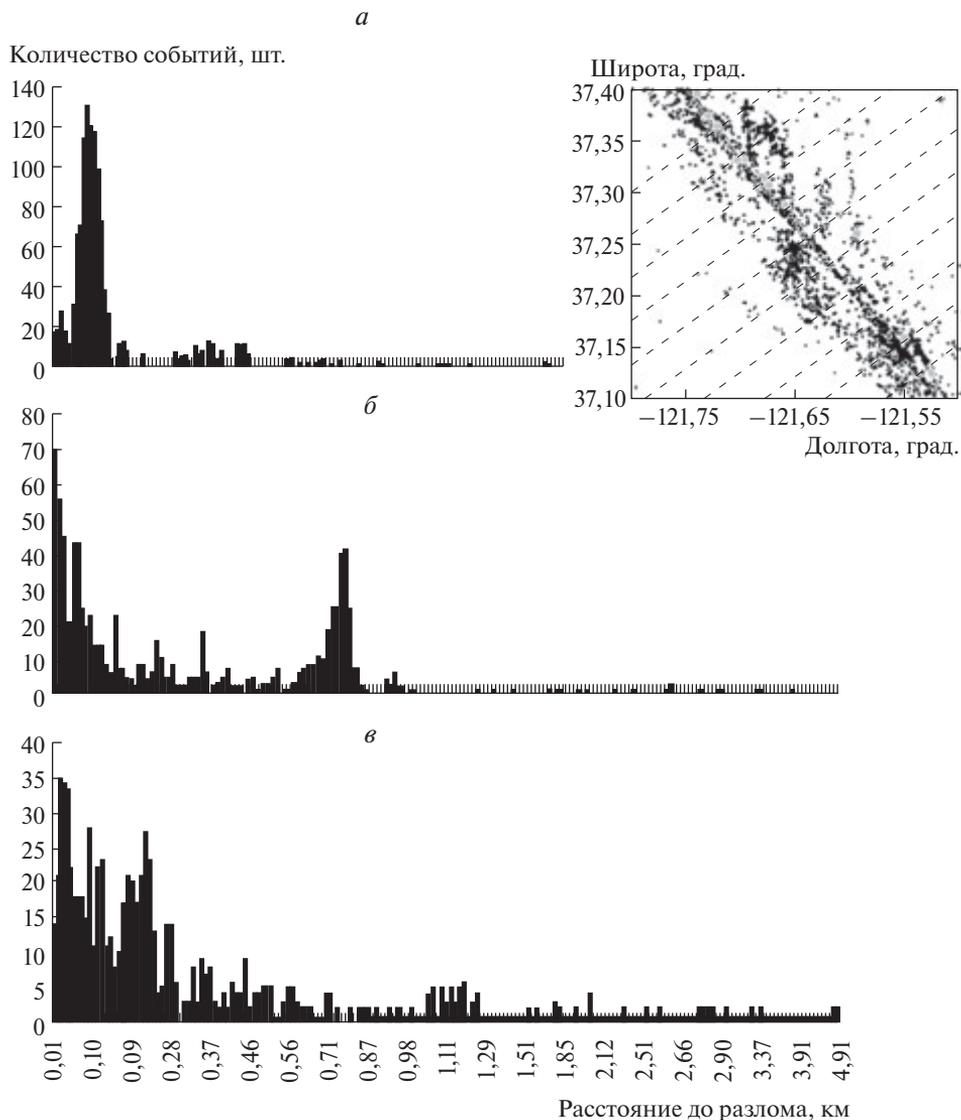


Рис. 1.14. Гистограммы распределения расстояний эпицентров землетрясений (в координатной плоскости) до условной оси разлома для трех интервалов: центральная часть (*a*), окончания разлома (*б*, *в*) [Кишкина и др., 2012]

Результаты исследований с профилями вкост простирания разлома Сан-Андреас дают величину ширины разлома порядка 25–30 км, что соответствует максимальной интенсивности землетрясения $M \approx 7$. На рис. 1.12 представлена иллюстрация размеров зоны динамического влияния на примере разлома Сан-Андреас.

На рис. 1.13 показана плотность землетрясений вдоль находящегося на поздней стадии развития Северо-Анатолийского разлома [Семинский и др.,

2005]. Для поздних стадий развития характерна прямая зависимость между разломами и плотностью сейсмических событий. Поэтому области повышенной концентрации эпицентров землетрясений, как и участки повышенной раздробленности, располагаются по простиранию разломной зоны примерно на одинаковых расстояниях друг от друга. Показано, что наибольшая концентрация землетрясений характерна для одной из двух оконечностей каждого участка повышенной нарушенности.

На рис. 1.14 приведены результаты исследования закономерностей локализации очагов внутри крупных разломных зон по уточненным сейсмическим каталогам, полученные сетью сейсмических станций Калифорнии для землетрясения «Морган Хилл» (24.04.1984 г.; $M = 6,2$; $h = 8,04$ км) [Кишикина и др., 2012]. Пример гистограммы для серединного участка разлома показан на рис. 1.14. Для большинства рассмотренных участков интервалов более 75% точек эпицентров располагается на расстояниях от 120 до 300 метров до оси разрыва.

Протяженные разрывы, образующиеся в земной коре при сильных землетрясениях и распространяющиеся с глубины ~10–20 км, иногда проявляются на поверхности в виде протяженных трещин осадочного чехла, трассирующих их пространственную ориентацию. Как показывают результаты последних исследований эпицентральных зон сильных коровых континентальных землетрясений, таких как (Измитское (Турция), Таншаньское (Китай) и др.), новые разрывы распространяются в «ненарушенной» геологической среде параллельно главным тектоническим разломам в эпицентральных зонах.

Нет сомнения, что новый разрыв частично сбрасывает накопленную упругую потенциальную энергию тектонических напряжений – условно «мгновенно» при его распространении, и в последующем афтершоковом процессе за счет реальной нелинейности геологической среды [Keilis-Borok et al., 2001]. Косейсмический и постсейсмический процессы формируют приразломную зону, ширина которой достигает нескольких десятков километров.

Наше представление о вновь образовавшемся разрыве при землетрясениях с $M > 6$ соответствует представлению Беньоффа. «Разрыв» определяет область контакта между двумя крупными блоками, движущимися друг относительно друга. Положение поверхности скольжения изменяется в зависимости от прочности, трения и консолидации в контактных областях, разрыв является зоной «разрыва», а не простой поверхностью [Беньофф, 1961], в отличие от модельных представлений в виде сейсмодислокации широко используемых при интерпретации результатов измерений смещений поверхности в эпицентральных районах сильных землетрясений. Разрыв земной коры, образовавшийся при сильном землетрясении, трансформируется в разлом, в результате афтершокового процесса и последующего длительного крипа, обрастающий зоной «влияния» и отличающийся своими физико-механическими свойствами по отношению к вмещающей геологической среде.

Вместе с тем, протяженные тектонические разломы – это сложные структуры разномасштабно диспергированной геологической среды, которые при моделировании напряженно-деформированного состояния геологической среды приходится наделять определенными эффективными параметрами,

удовлетворяющими сейсмологические данные в условиях косейсмического процесса сильного корового землетрясения.

Максимальное смещение по разлому в поле постоянных напряжений линейно связано с его длиной. Константа пропорциональности зависит от соотношения $(\sigma_0 - \sigma_f) / \mu$, где σ_0 – прочность на сдвиг, σ_f – сопротивление трения, а μ – модуль упругости сдвига. Оба параметра σ_0 и σ_f изменяются в зависимости от литологического состава пород, а μ – от давления.

Основные сейсмогенные движения локализуются в узкой зоне магистрального сместителя разлома, хотя при этом возможно и распространение трещины по периферии. Это означает, что очаги в окрестности разломной зоны «должны» располагаться не хаотически, а «отслеживать» магистральные разрывы и его ответвления [Кишкина и др., 2012]. В работе [Спивак, Цветков, 2009] модель Шольца находит дальнейшее развитие. По латерали зона динамического влияния разлома по степени раздробленности пород делится на три участка: срединная зона *A*, в которой существует предельная степень дробления; примыкающая к ней зона *B*, представленная горными породами со средним размером отдельностей; и внешняя периферийная зона *C* с относительно ненарушенными горными породами.

Наличие разломов в сейсмогенерирующем слое, подверженном внешне-му полю тектонических напряжений, приводит к возникновению локальных градиентных полей напряжений. В конечном счете концентрация накопленной упругой потенциальной энергии приводит к хрупкому разрушению геологической среды – землетрясению или развитию крипового процесса с медленной релаксацией тектонических напряжений в области разлома. На этом тезисе остановимся более детально в последующем изложении, а пока отметим необходимость задания физико-механических параметров как разломов, так и окружающего массива.

При моделировании НДС эпицентральных зон землетрясений используется эффективный упругий модуль разломов, в предположении, что разломы находятся в условиях всестороннего сжатия. Разлом реагирует на внешнее воздействие тектонических сил как среда с упругим модулем, существенно более низким, чем модуль пород окружающего массива. Отметим, что в «экспериментах на сжатие сыпучая среда ведет себя как твердоподобное тело, то же самое имеет место при растяжении, если последнее не превосходит предварительного напряжения сжатия» [Гольдин, 2004].

Полагая, что эффективный упругий модуль разлома меньше упругого модуля пород окружающего массива, следует допустить, что в окончании разлома возникает область повышенных тектонических напряжений (как и в зонах опорного давления в горных выработках), способных вызвать разрушение геологической среды.

При задании граничных условий расчетной конечно-элементной модели важно задание адекватных физико-механических свойств горных пород внутри структурно-тектонических блоков и в зонах разломов. Наличие диспергированного материала в теле разлома и окружающих трещинах дает основание предположить, что физико-механические характеристики (модуль упругости и прочность) существенно ниже этих параметров за пределами зоны динамического влияния разломов.

В последующих расчетах НДС эффективный упругий модуль принимается на два порядка ниже упругого модуля окружающей геологической среды. Попутно следует отметить, что при исследовании перемещений Вахшского надвига (Таджикистан) установлено, что вязкость межблоковой прослойки на 1–3 порядка ниже вязкости геологической среды его крыльев [Кучай и др., 1978].

Необходимо также отметить, что, отдавая предпочтение более реальной модели тектонических разломов, т.е. модели разномасштабной диспергированной среды, мы попадаем в ситуацию, когда ее описание ограничено нашими возможностями: отсутствие достоверных физико-механических данных о разломных зонах и соответствующей математической модели описания напряженно-деформированного состояния диспергированной разломной зоны в поле тектонических напряжений.

Неопределенность в выборе эффективного упругого модуля тектонических разломов для моделирования НДС эпицентральных зон коровых землетрясений компенсируется возможностью его варьирования в моделях и сопоставлением результатов моделирования с имеющимися сейсмологическими данными. Пока отметим, что приведенные выше упругие параметры «гранитного» слоя соответствуют лабораторному эксперименту на образцах [Ponomarev et al., 1997]. Самый низкий упругий модуль реальной горной породы принадлежит туфам и составляет $1 \div 10^2$ МПа [Справочник..., 1975].

1.3. Напряженно-деформированное состояние сейсмогенерирующего слоя

В настоящем разделе не преследуется цель библиографического обзора, а приводятся некоторые результаты инструментальных исследований напряженного состояния верхней части земной коры. Для моделирования НДС эпицентральных зон сильных коровых землетрясений важно выбрать адекватные граничные условия, а также показать, что диспергированная среда тектонических разломов находится в условиях всесторонней компрессии и способна реагировать на внешнее усилие как упругая среда в использованном диапазоне давлений.

Остановимся на оценке напряженного состояния земной коры в диапазоне глубин 0–25 км, делая акцент на тектонических напряжениях, определяющих развитие сеймотектонического процесса. И, если в верхней части земной коры напряженное состояние горных пород исследовано инструментальными методами до глубины 12 км (Кольская сверхглубокая скважина), то данные о напряженном состоянии земной коры глубже 12 км менее достоверны.

Определение абсолютных величин напряжений инструментальными методами было начато в 50–60-х гг. прошлого века на подземных рудниках и в глубоких скважинах. Глубина инструментальных измерений напряжений в подземных выработках не превышает 1,5 км, а в скважинах (метод гидроразрыва) ~5–9 км. Диапазон измеренных максимальных сжимающих напряжений в среднем составляет $30 \div 60$ МПа, но отмечены и аномальные отклонения в большую сторону.

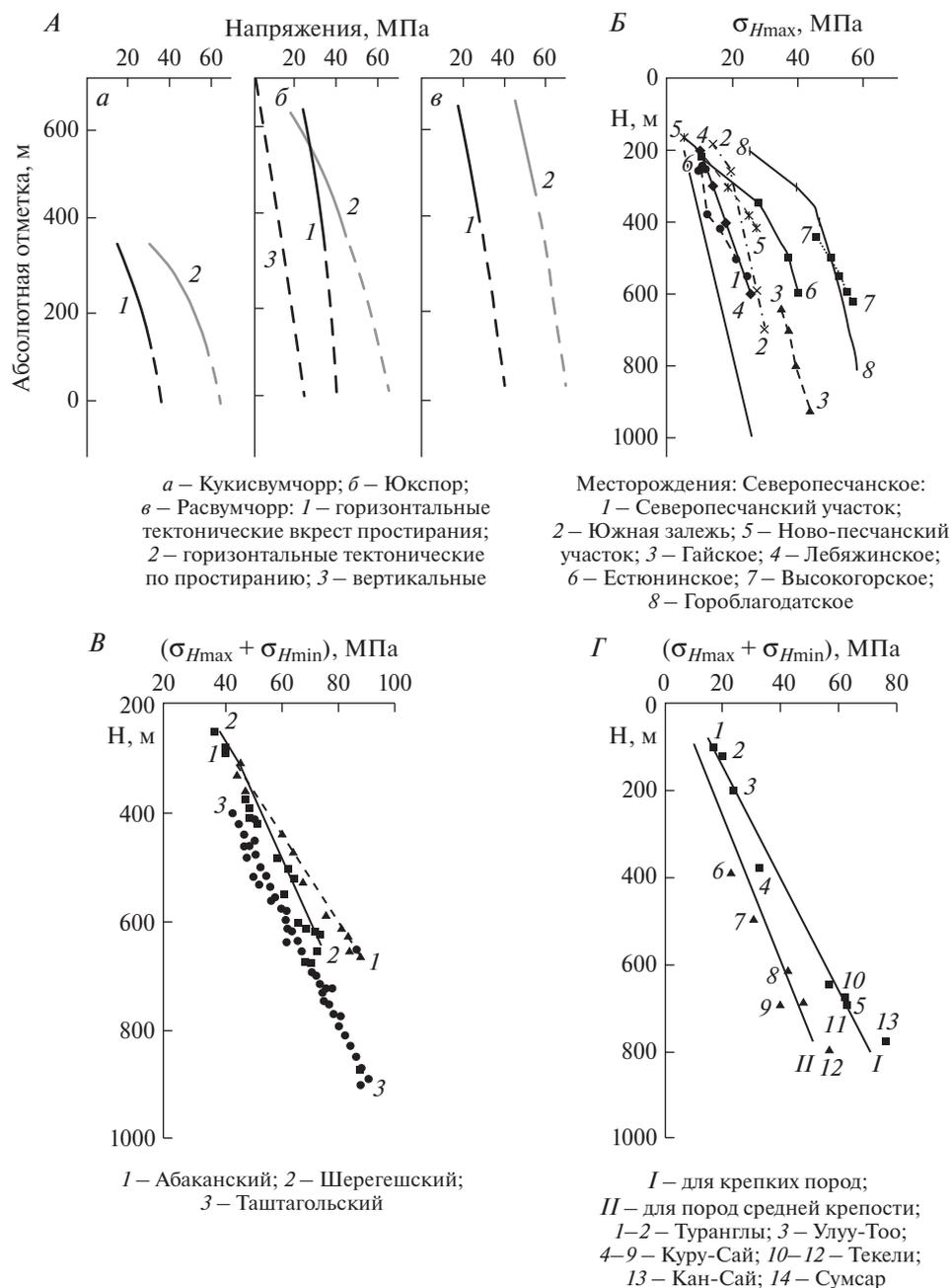


Рис. 1.15. Графики изменения напряжений с глубиной, полученные для различных рудников СССР [Геомеханика..., 2014]

Проведенными в различных регионах мира измерениями напряжений методом разгрузки кернов установлено, что в большинстве случаев

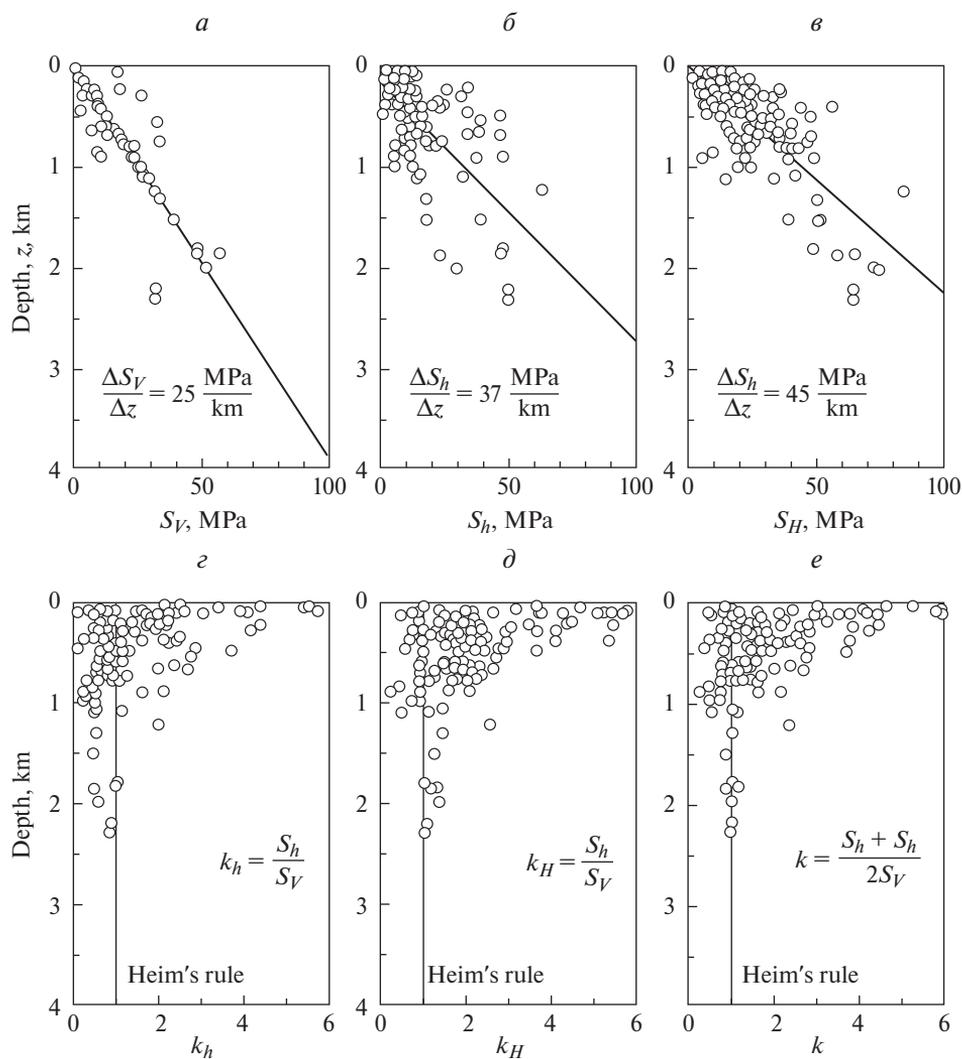


Рис. 1.16. Распределение напряжений с глубиной в Европе, по данным [Zang and Stephansson, 2010]; а – изменение вертикальных напряжений S_V ; б – минимальные горизонтальные напряжения S_h ; в – максимальные горизонтальные напряжения S_H ; г – коэффициент отношения минимальных горизонтальных напряжений и вертикальных напряжений $k_h = S_h/S_V$; д – коэффициент отношения максимальных горизонтальных напряжений и вертикальных напряжений $k_H = S_H/S_V$; е – коэффициент отношения максимальных и минимальных горизонтальных напряжений и вертикальных напряжений $k = (S_h + S_H)/2 \times S_V$

верхние слои земной коры находятся в условиях горизонтального сжатия. Н. Хастом была предложена эмпирическая формула, описывающая усредненную зависимость от глубины суммы главных горизонтальных напряжений, σ_x и σ_y :

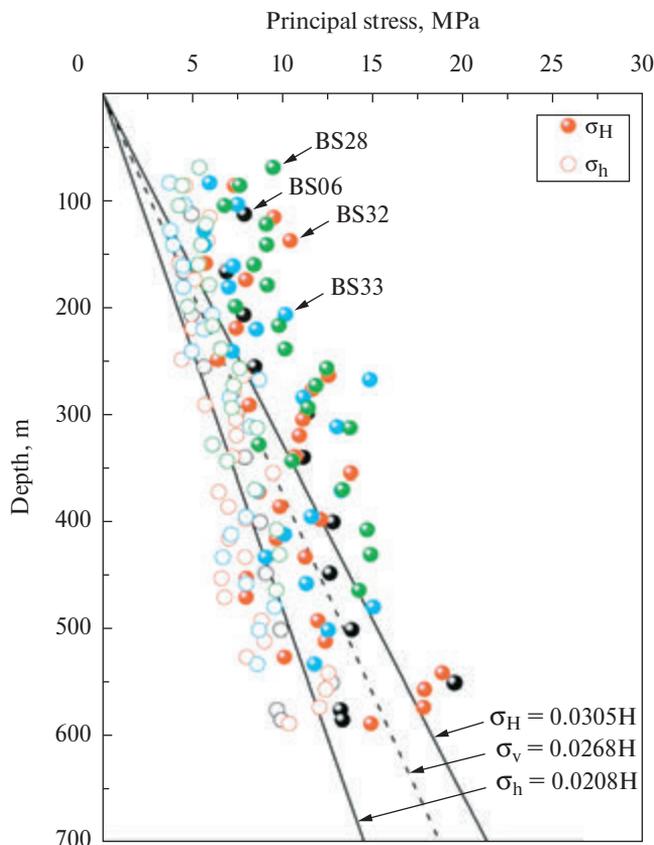


Рис. 1.17. Вариации горизонтальных и вертикальных главных напряжений с глубиной в районе подземной исследовательской лаборатории Ксичанг (Китай) [Wang et al., 2018]

$$\sigma_x + \sigma_y = 0,05 \times H + 9, \quad (1.4)$$

где напряжения σ_x и σ_y выражены в МПа, а глубина H – в метрах.

В работе [Геомеханика..., 2014] приводятся графики изменения напряжений с глубиной, полученные на рудниках России и Средней Азии, Канады и др. (рис. 1.15). Аналогичные результаты получены в Европе и Китае [Zang and Stephansson, 2010; Wang et al., 2018] (рис. 1.16, 1.17).

Зависимость изменения средних значений сжимающих нормальных напряжений с глубиной как результат обобщения зависимостей различных исследователей, включая Хаста, Хегерта, Хаймсона, Дэнхема может быть представлена в виде (формула получена по данным для Фенноскандии, Канады, США, Австралии соответственно):

$$\frac{\sigma_x + \sigma_y}{2} = 15 + 0,03 \times H. \quad (1.5)$$

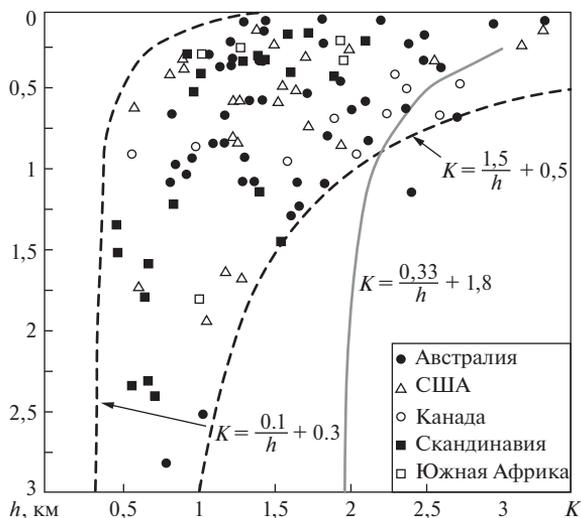


Рис. 1.18. Отношение среднего горизонтального напряжения к вертикальному K для различных регионов [Brown and Hoek, 1978]

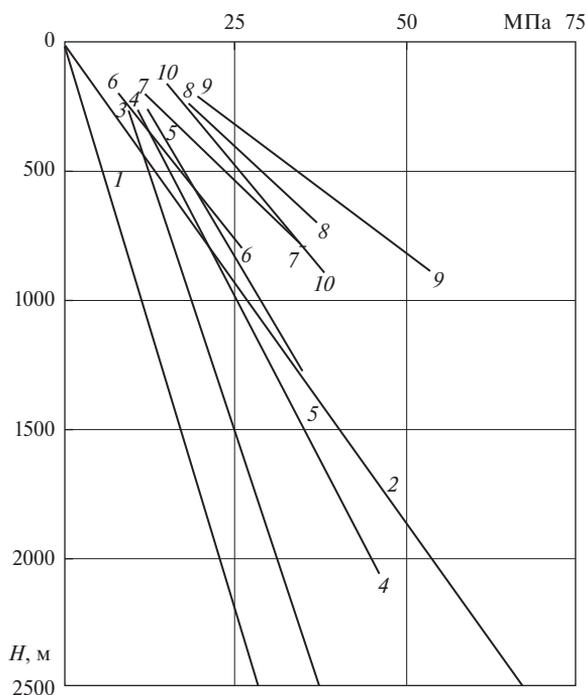


Рис. 1.19. Графики изменения средних горизонтальных напряжений от глубины: 1 – боковой распор от γH ; 2 – боковой распор от $2\gamma H$; 3 – в Южной Африке; 4 – в США; 5 – в Австралии; 6 и 7 – в Средней Азии; 8 – в Канаде; 9 – в Феноскандии; 10 – на Урале [Селин, 2007]

В работе [Brown and Hoek, 1978] представлен график распределения напряжений в зависимости от глубины в виде отношения среднего горизонтального напряжения к вертикальному напряжению (рис. 1.18). Установлена тенденция – более низкие соотношения на глубине по сравнению с приповерхностной средой, где соотношение равно 3,5. Если рассматривать диапазон глубин более 1 км, в него попадает лишь небольшое количество измерений, для которых линейная регрессия дает скорее константу, чем спадающую зависимость. Такие значения K можно считать характерными для платформенных регионов (Австралия, США, Канада) [Brown and Hoek, 1978].

На рис. 1.19 показаны графики изменения средних горизонтальных напряжений от глубины для различных регионов земного шара, приведенные в работе [Селин, 2007].

В СССР в 1970 г. в Восточной части Балтийского щита было начато бурение сверхглубокой скважины СГ-3, достигшей в 1991 году максимальной глубины 12262 м. Бурение выполнялось с полным отбором керна. В результате бурения и инструментальных исследований были обнаружены несоответствия между априорными представлениями о состоянии горных пород в этом интервале глубин. Начиная с глубины 6 км, температурный градиент составил 20°/км. На глубине 10 км температура горных пород составила 165°С (а расчетная на глубине 25 км 460–500°С).

Начиная с глубины 4 км, увеличение разности между геостатическим и гидростатическим давлением сопровождается разупрочнением горных пород. На глубине 9–12 км обнаружены высокопористые трещиноватые породы, насыщенные минерализованными водами [Горбачевич и др., 2014]. На рис. 1.20 приведены зависимости вертикальной и горизонтальных компонент поля напряжений от глубины. На глубинах от 5 до 12 км установлено anomальное изменение величины $\Delta\sigma_q = \sigma_q^{\max} - \sigma_q^{\min}$. Авторами [Горбачевич и др., 2014] сделано предположение, что эти изменения вызваны составом и анизотропией горных пород в этом интервале глубин. Из рисунка 1.20 видно некоторое замедление линейного роста горизонтальных тектонических напряжений с глубиной. В то же время на глубине 10 км они достигают 200–280 МПа в условиях спокойного платформенного режима Кольского полуострова. Вместе с тем скважина СГ-3 находится в северо-западной части Мурманской сейсмической зоны. Можно предположить, что этот интервал глубин также является сейсмогенерирующим слоем в условиях дифференциации горизонтальных девиаторных напряжений. По крайней мере можно ожидать, что на глубине 6–12 км в условиях высокой температуры и высокого порово-трещинного давления газовой-жидкого флюида возникают условия для возникновения очагов тектонических землетрясений.

Сейсмическая сеть инструментальных наблюдений, организованная в 1956 г. на Кольском полуострове, позволила зарегистрировать в период 1957–2004 гг. ряд слабых землетрясений с $M \geq 3$, параметры которых приведены в табл. 1.2. Глубина гипоцентров этих землетрясений не превышает 23 км, причем большинство из них попадает в интервал глубин 6–15 км, в том числе самое сильное 17.08.1999 с M 4,6 с гипоцентром на глубине 7 км. Сейсмогенерирующий слой в этом районе имеет мощность ~22 км,

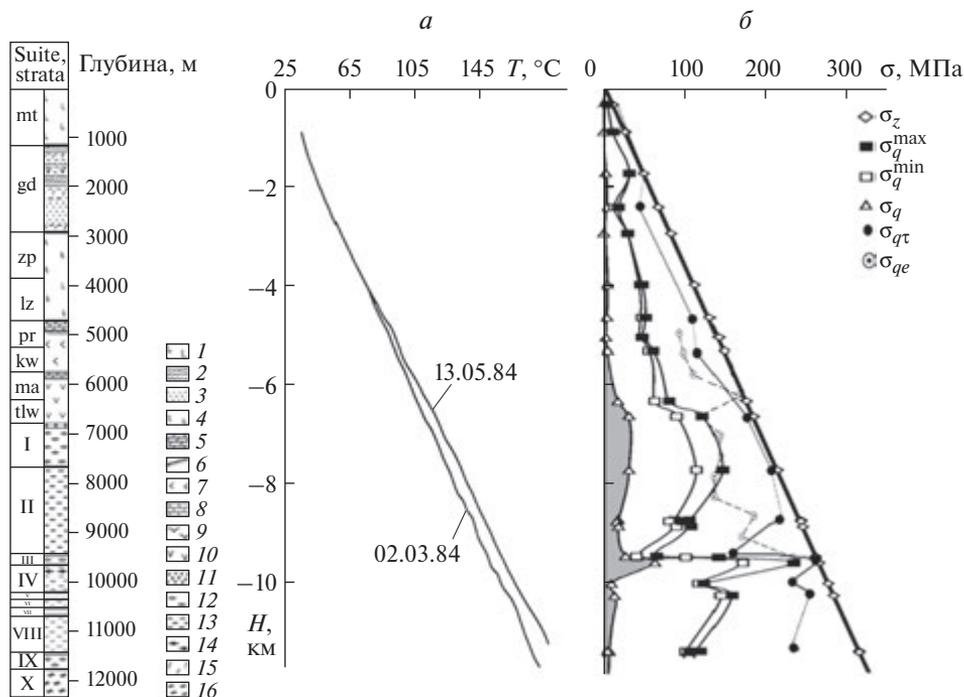


Рис. 1.20. Зависимости температуры и напряжений по разрезу Кольской сверхглубокой скважины [Горбачевич и др., 2014]. Распределение элементов залегания пород в разрезе СГЗ: 1 – авгитовые диабазы с прослоями пироксеновых и пикритовых порфиритов; 2 – филлиты, алевролиты с прослоями туфов; 3 – ритмично-слоистые песчаники; 4 – актинолитизированные метабазалты; 5 – доломиты; 6 – серицитовые сланцы; 7 – метабазалты; 8 – доломиты; 9 – верлиты; 10 – метапорфириды, сланцы по ним; 11 – метапесчаники; 12 – биотитплагиоклазовые гнейсы; 13 – биотитплагиоклазовые гнейсы с амфиболом, эпидотом, сфеном; 14 – магнетитамфиболовые сланцы; 15 – габбродиабазы; 16 – биотитплагиоклазовые гнейсы, сланцы; mt – матертинская, gd – ждановская, zp – заполярнинская, lz – лучломпольская, pr – пирттиярвинская, kw – кувернерийнокская, ma – маярвинская, tlw – телевинская свиты. I–X – толщи архейской части разреза. (а) Зависимость температуры от глубины. Измерения выполнены: 1–02.03.1984; 2–13.05.1984. (б) зависимость вертикальной и горизонтальной компонент напряжений от глубины: σ_z – вертикальное напряжение; σ_q^{\max} , σ_q^{\min} – горизонтальные компоненты напряжений; $\Delta\sigma_q = \sigma_q^{\max} - \sigma_q^{\min}$; σ_{qt} – горизонтальная составляющая напряжений с учетом действия тектонических сил, оцененных по методу нагружения образцов; σ_{qe} – горизонтальная составляющая напряжений с учетом действия тектонических сил, оцененных по методу насыщения образцов

а интервалу глубин 6–15 км соответствует максимальная разность главных напряжений, достигающая величины ~50–60 МПа.

$$\Delta\sigma = (\sigma_H)_{\max} - (\sigma_h)_{\max} \quad (1.6)$$

Изучение тектонических напряжений в России и других странах мира [Brown and Hoek, 1978; Мухаметдиев, 2000; Селин, 2007; Zang and

Stephansson, 2010; Горбацевич и др., 2014; Геомеханика..., 2014; Каменев и Богомолов, 2015; Wang et al., 2018; Зубков и др., 2019] дают основание полагать, что горизонтальные тектонические напряжения в верхней части земной коры достигают 60–70 МПа. Тектонические разломы в верхней части земной коры находятся в условиях всестороннего сжатия (как среда разномасштабного диспергированного материала) способна к упругому деформированию (как и сыпучая среда в условиях всесторонней компрессии).

Вместе с тем формирование тектонических разломов в верхней части земной коры базируется на представлении о региональных полях тектонических напряжений, развитых в известных работах М. В. Гзовского, В. В. Белоусова и др. Разномасштабные тектонические разрывы либо совпадают с площадками действия максимальных касательных напряжений, либо отклоняются в сторону горизонтальной оси максимального напряжения σ_h на величину $(45^\circ - \alpha)$, где α – угол скальвания [Гуценко, 1973; Ребецкий, 2007]. Тектонические реконструкции структуры тектонической нарушенности, выявленные методом кинематического анализа, дают представление о региональных полях тектонических напряжений. Это касается верхней части земной коры.

Таблица 1.2

Сейсмические события в 300-километровой зоне вокруг Кольской АЭС

Дата	Широта, град	Долгота, град	Магнитуда	Глубина, км
01.11.1957	65,4	31,0	3	10
17.01.1958	65,6	34,0	3	10
02.02.1960	67,0	30,9	4,5	18
04.07.1962	66,6	33,2	4	15
22.01.1966	66,7	33,2	3	–
20.05.1967	66,6	33,7	4	22
24.10.1968	68,9	32,9	4	22
07.05.1971	70,0	31,3	3,6	–
07.01.1973	67,0	31,3	3,6	18
30.09.1974	67,7	33,7	4	23
19.02.1976	65,6	29,5	3,3	11
01.06.1977	65,8	30,0	3,2	11
10.04.1981	68,8	37,0	4,1	20
04.06.1988	67,6	33,5	3,1	–
21.02.1989	65,4	29,4	3,2	11
16.04.1989	67,6	33,7	4,3	6
16.06.1990	69,0	33,9	4	–
24.08.1991	65,7	33,0	4	15
18.09.1995	66,5	30,8	3,4	–
09.11.1995	66,8	33,1	3,5	–
17.08.1999	67,9	34,5	4,6	7
09.11.1995	66,8	33,1	3,5	–
17.08.1999	67,9	34,5	4,6	7
15.09.2000	65,8	29,2	3,5	12
22.10.2001	66,5	33,0	3,6	10
06.12.2002	66,3	31,3	3,2	–
11.05.2003	67,7	33,7	3,2	4
03.10.2004	67,8	34,9	3,5	12

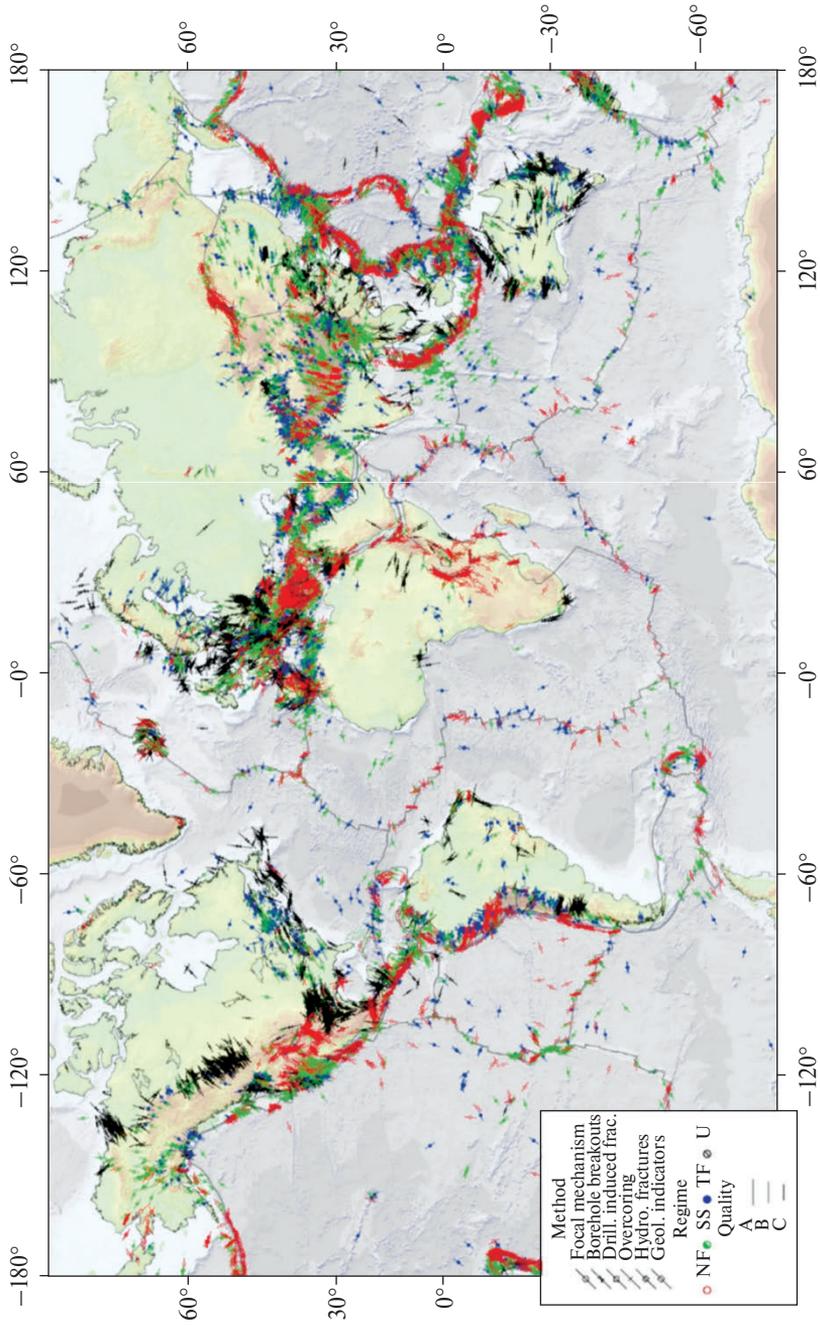


Рис. 1.21. Карта действующих тектонических напряжений «World stress map» [Heidbach et al., 2018]

Представления о тектонических напряжениях на глубине свыше 10 км основываются на сейсмологических данных [Kanamori and Brodsky, 2004; Heidbach et al., 2018]. Исследования пространственной ориентации нодальных плоскостей возможного сдвига в очагах тектонических землетрясений позволили выявить направления осей главных напряжений в работах [Zobac, 1992; Heidbach et al., 2018]. Приведены карты ориентации осей главных действующих тектонических напряжений в различных сейсмоактивных районах (рис. 1.21).

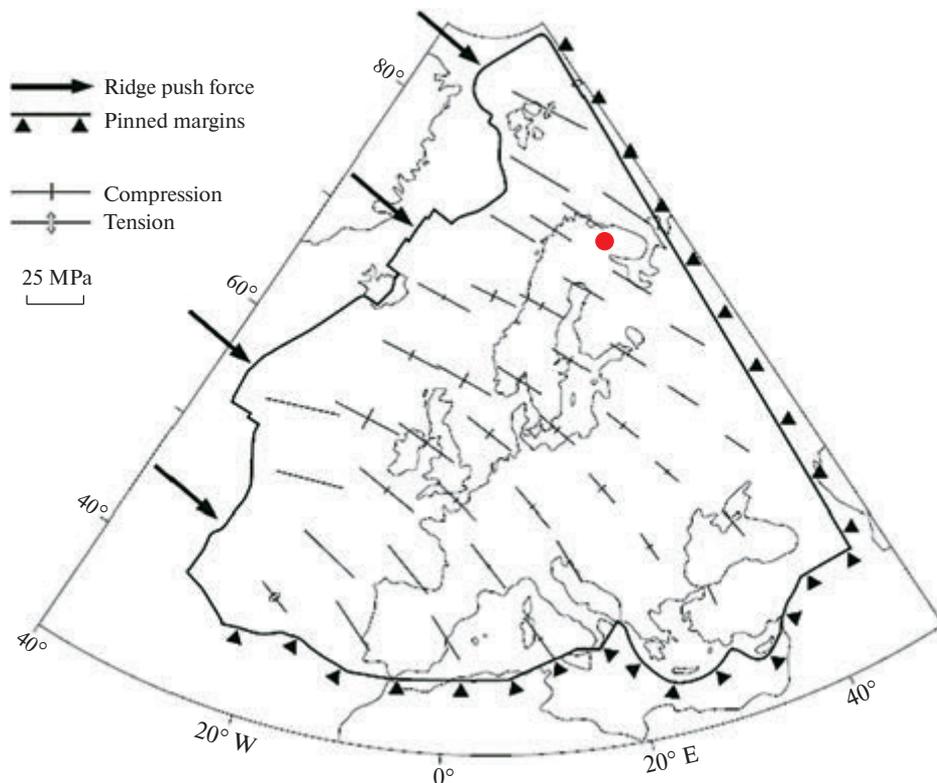


Рис. 1.22. Поле тектонических напряжений в Европе по результатам конечно-элементного моделирования [Gölke and Coblenz, 1996]. Красная точка – положение Кольской скважины

Внутри континентов в очагах землетрясений доминируют напряжения горизонтального сжатия. Абсолютная величина действующих касательных напряжений на глубине 15–30 км оценивается в 75–120 МПа [Гзовский, 1975], достигая величины 100–200 МПа на границе Мохоровичича [Артюшков, 1982; Добровольский, 2009]. Теоретические модели полей тектонических напряжений, основанные на моделях тектоники плит, представлены на рис. 1.22 [Gölke and Coblenz, 1996] и рис. 1.23 [Coblenz and Richardson, 1996] для Европы и Южной Америки соответственно. На рис. 1.23 спрединг

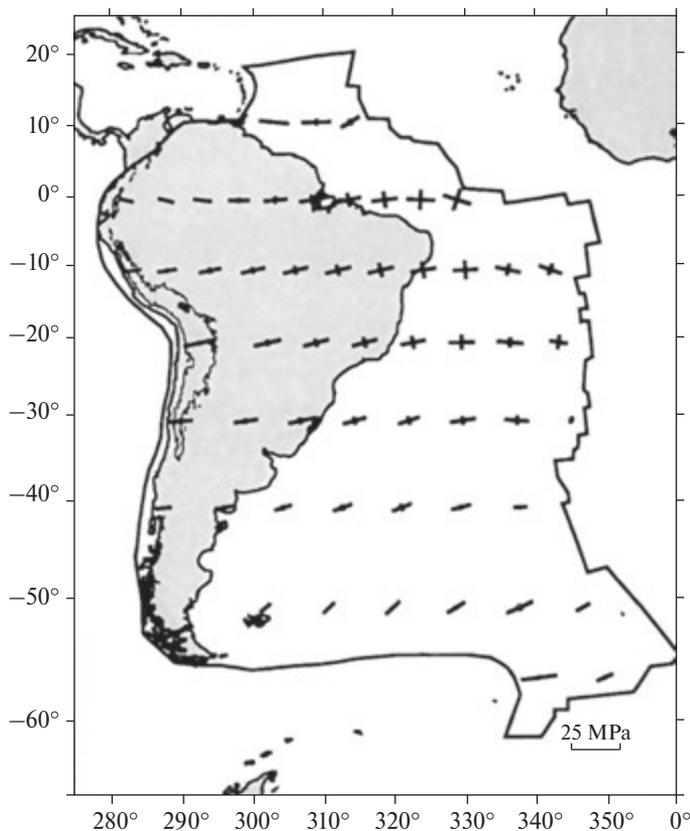


Рис. 1.23. Поле тектонических напряжений в Южной Америке по результатам конечно-элементного моделирования [Coblentz and Richardson, 1996]

Атлантики вызывает горизонтальные напряжения сжатия $\sigma_H \approx 25$ МПа на глубине 100 км [Coblentz and Richardson, 1996].

Карты напряженного состояния верхней части коры Японии и Китая, основанные на геодезических данных [Wang and Shen, 2020], дают основание считать, что и в региональном масштабе возникают области «аномальных» изменений напряженного состояния, по-видимому, отражающие влияние тектонических разломных зон и отдельных тектонических разломов на региональное поле тектонических напряжений.

Глобальная система ГНСС-наблюдений за современными движениями и деформациями земной поверхности, например, территории Китая, дает возможность оценить направления действия тектонических сил и локальной концентрации тектонических напряжений в сейсмоактивных районах. На рис. 1.24 приведена карта векторов скоростей главных деформаций Китая (предположительно, вызванными давлением Индийской плиты на Тибетское плато, движущейся в северо-восточном направлении). Пространственная ориентация векторов скоростей деформации дает некоторое представление об ориентации главных осей тектонических напряжений.

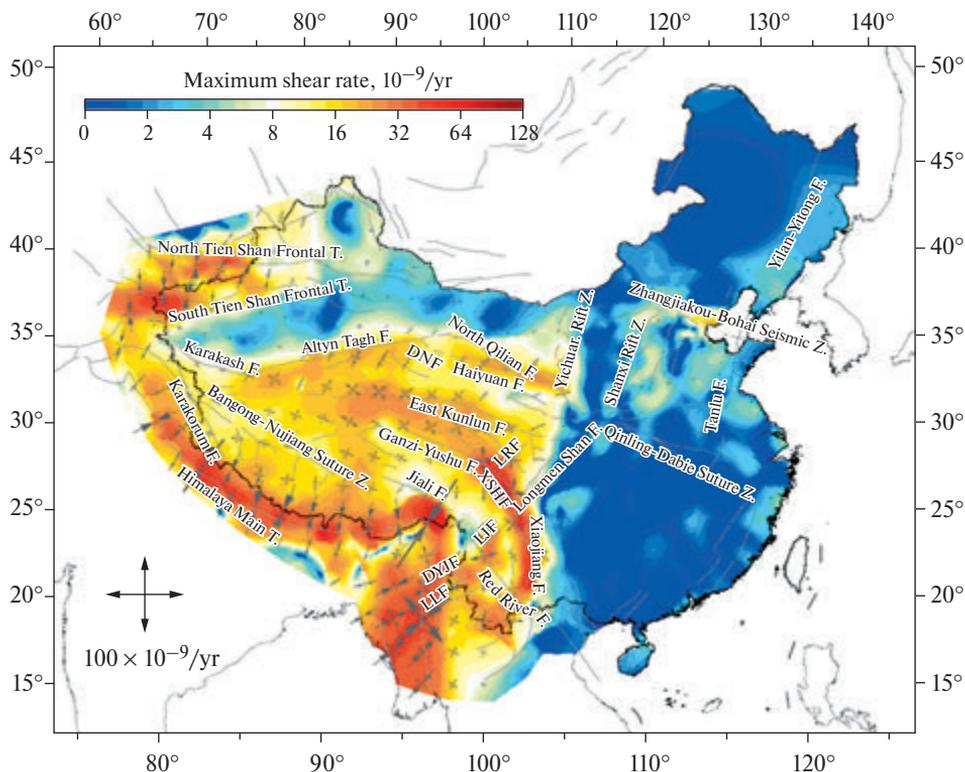


Рис. 1.24. Карта максимальных сдвиговых деформаций и ориентации осей главных напряжений в Китае по результатам ГНСС-наблюдений [Jia et al., 2021]

Для района Венчуаньского землетрясения 12 мая 2008 г. с M 8 имеется определенное соответствие между векторами скоростей деформации и ориентацией главных осей напряжений механизма главного толчка и сильных афтершоков. При этом максимальные значения напряжений сдвига, предположительно, достигают в этом районе 25–30 МПа [Jia et al., 2021].

Исходя из изложенного, можно констатировать, что в настоящее время наши представления о региональных тектонических напряжениях верхней части земной коры, ответственных за сейсмическую активность в континентальных районах, крайне ограничены. Вместе с тем величина главного сжимающего горизонтального напряжения σ_H , равного ~ 30 МПа (принятого в дальнейшем при моделировании), позволяет получить локальные области концентрации тектонических напряжений, достигающих 70–75 МПа, т.е. величины, сопоставимой с приведенными данными. При этом напряжение отпора соответствует условию [Динник, 1925]:

$$\sigma_h = \frac{1 - \mu}{\mu} \sigma_H = -10 \text{ МПа} , \quad (1.7)$$

где коэффициент Пуассона $\mu = 0,25$.

В итоге модель фрагмента геологической среды эпицентральных зон сильных коровых землетрясений представляет собой слой площадью порядка 10^4 км² и мощностью ~20 км. Слой пересекает тектонические разломы вертикального падения мощностью до 250–500 м. На границе слоя задаются главные тектонические напряжения $\sigma_H = -30$ МПа, $\sigma_h = -10$ МПа. Слой принимается изотропным с упругим модулем $E_c = 5 \times 10^4$ МПа, а упругий модуль разломов принимается на два порядка ниже $E_p = 5 \times 10^2$ МПа, при общем коэффициенте Пуассона $\mu = 0,25$ [Добровольский, 2009]. Для расчета НДС используется конечно-элементный метод описания упругой изотропной среды во внешнем поле напряжений, изложенный в главе 2.

Таким образом, приведенные данные не дают возможности задать граничные условия для внешнего поля региональных тектонических напряжений, имея в виду обоснованные численные значения главных напряжений σ_H, σ_h , вместе с тем дают основание утверждать, что:

- тектонические разломы сейсмоактивных районов находятся в условиях сжатия, а, следовательно, тектонически диспергированный материал разломов можно рассматривать как среду, способную к упругому деформированию;

- ориентация оси σ_H с высокой степенью достоверности определяется по геологическим и сейсмологическим данным, включая методы космической геодезии;

- наличие разномасштабного диспергированного геологического материала, окружающих трещин, возможных пустот в теле разлома, оперяющих разломов, физико-механические характеристики (модуль Юнга и прочность) существенно ниже этих параметров окружающей геологической среды. Высокая обводненность зон трещиноватости и разломов в горных выработках и туннелях является косвенным подтверждением этого предположения.

Глава II. Конечно-элементный метод моделирования напряженно-деформированного состояния эпицентральных зон сильных землетрясений

В реальной ситуации геологическая среда представляет собой иерархическую диспергированную среду, состоящую из структурно-тектонических блоков (СТБ) [Садовский и Писаренко, 1991а]. Разработанный метод моделирования позволяет учесть эти особенности при наличии информации о размерах и физико-механических параметрах структурных блоков, т.е. уточняющей представления о геологической среде, вмещающей тектонические разломы. Среда, вмещающая тектонические разломы, принимается изотропно-упругой, вместе с тем теоретические предпосылки не исключают возможность учета блоковой гетерогенности.

Возможность образования разрыва в геологической среде, содержащей метастабильные области высокой интенсивности напряжений, рассматривается в позиции максимального градиента накопленной упругой потенциальной энергии, определяющей ориентацию возможного направления разрыва. Этот подход, использованный для выбора наиболее стабильных участков земной коры, применим для сопоставления локальных зон высокоградиентных полей тектонических напряжений в сейсмоактивных районах как возможной последовательности сейсмических событий в развитии сеймотектонического процесса.

2.1. Метод моделирования напряженно-деформированного состояния блочных гетерогенных сред

Математическое моделирование НДС блочной гетерогенной среды, нарушенной системой произвольно ориентированных и находящихся в поле внешних тектонических напряжений разломов, позволяет выделять области повышенной энергонасыщенности геологической среды до и после сильных коровых землетрясений (т.е. до и после образования протяженного разрыва) и рассматривать их как области возможных будущих сильных сейсмических событий.

Для описания НДС используется упругая модель обобщенного плоского напряженного состояния. В трехмерном массиве горных пород выделен слой, толщина которого мала по сравнению с протяженностью массива. Кинематические граничные условия соответствуют условиям закрепления, при которых не допускаются перемещения в направлениях, нормальных окаймляющему контуру. Такой вид закрепления обеспечивает выполнение

условий статического равновесия и исключения перемещений массива как жесткого целого. Выбор указанных граничных условий позволяет выявлять концентрации интенсивности напряжений, обусловленные характерными для геологической среды структурными неоднородностями. Моделирование разломных участков осуществлялось с помощью учета присущего разломам ослабления механических свойств сопротивляемости материала.

Таким образом, при моделировании НДС структура геологической среды представляется упругим изотропным слоем: разломами, характеризуемыми приведенными механическими характеристиками: модулем упругости – E_i ; коэффициентом Пуассона – ν_i , фрагментарными подобластями (различные по упругоплотностным свойствам комплексы пород), имеющими различные физико-механические характеристики: модули упругости – E_j ; коэффициенты Пуассона – ν_j .

При моделировании расчет НДС производится МКЭ в форме перемещений на основе четырехугольных изопараметрических конечных элементов. Математической основой МКЭ является вариационный принцип Лагранжа для обобщенного плоского напряженного состояния, который формулируется так: «...если система материальных точек находится в равновесии, то работа всех приложенных к ней сил на любых возможных бесконечно малых отклонениях от положения равновесия равна нулю». Согласно которому в состоянии равновесия тела его полная потенциальная энергия Π минимальна (ее первая вариация равна нулю, а вторая вариация положительна на возможных перемещениях $\delta u, \delta v$):

$$\begin{aligned} \delta \Pi(u, v) &= 0, \quad \delta^2 \Pi > 0, \\ \Pi &= U - A, \\ U &= E / \left[2(1 - \nu^2) \right] \int_{\Omega} \left[(\partial u / \partial x)^2 + 2\nu \partial u / \partial x \partial v / \partial y + \right. \\ &\quad \left. + (\partial v / \partial y)^2 + (1 - \nu) / 2 (\partial u / \partial y + \partial v / \partial x)^2 \right] d\Omega. \end{aligned} \quad (2.1)$$

Здесь U – потенциальная энергия для обобщенного плоского напряженного состояния; A – работа внешних сил (на перемещениях u и v); E – модуль упругости; ν – коэффициент Пуассона.

В МКЭ область тела Ω разбивается N конечными элементами на подобласти Ω_e и используется свойство аддитивности интеграла по области:

$$\Omega = \bigcup_{e=1}^N \Omega_e, \quad \int_{\Omega} (...) d\Omega = \sum_{e=1}^N \int_{\Omega_e} (...) d\Omega_e. \quad (2.2)$$

Перемещения в направлении координатных осей X и Y для каждого конечного элемента выражаются билинейными представлениями:

$$u = \sum_{j=1}^4 f_j(\xi, \eta) U_j; \quad v = \sum_{j=1}^4 f_j(\xi, \eta) V_j, \quad (2.3)$$

где u, v – перемещения вдоль осей X и Y декартовой системы координат в ко-

нечном элементе; U_j, V_j – искомые значения перемещений в вершинах четырехузлового изопараметрического конечного элемента (искомые степени свободы); $f_j(\dots) = 1/4(1 + \xi_j\xi)(1 + \eta_j\eta)$ ($j = 1, 2, 3, 4$) – билинейные функции формы для четырех вершин единичного квадрата в вычислительной плоскости.

Здесь координаты вершин четырехузлового вычислительного квадрата в зависимости от номера узла имеют вид:

$$\begin{aligned} j &= 1, 2, 3, 4; \\ \xi_j &= -1, 1, 1, -1; \\ \eta_j &= -1, -1, 1, 1. \end{aligned} \quad (2.4)$$

Отображение вычислительного квадрата в изопараметрический конечный элемент записывается с помощью тех же функций формы в аналогичном виде:

$$x = \sum_{j=1}^4 f_j(\xi, \eta) X_j; \quad y = \sum_{j=1}^4 f_j(\xi, \eta) Y_j, \quad (2.5)$$

где X и Y – декартовы координаты точек конечного элемента в физической плоскости, X_j и Y_j – декартовы координаты четырех вершин четырехузлового конечного элемента в физической плоскости.

Соотношения между напряжениями и деформациями (под которыми понимаются их осредненные по толщине значения), согласно модели обобщенного плоского напряженного состояния, имеют форму закона Гука:

$$\begin{Bmatrix} \sigma_x \\ \sigma_y \\ \sigma_{xy} \end{Bmatrix} = [D(E^{(m)}, \nu^{(m)})] \begin{Bmatrix} \varepsilon_x \\ \varepsilon_y \\ \varepsilon_{xy} \end{Bmatrix}, \quad (2.6)$$

где $\sigma_x, \sigma_y, \sigma_{xy}$ – компоненты тензора осредненных (интегральных) напряжений для обобщенного плоского напряженного состояния; $\varepsilon_x, \varepsilon_y, \varepsilon_{xy}$ – соответствующие им компоненты тензора осредненных (интегральных) деформаций; матрица упругости отдельного конечного элемента, с помощью которой вводятся материальные неоднородности в гетерогенную конечно-элементную модель массива, имеет вид:

$$[D(\dots)] = E^{(m)} / \left[1 - (\nu^{(m)})^2 \right] \begin{Bmatrix} 1 & \nu^{(m)} & 0 \\ \nu^{(m)} & 1 & 0 \\ 0 & 0 & (1 - \nu^{(m)}) / 2 \end{Bmatrix}, \quad (2.7)$$

где $E^{(m)}$ – модуль упругости первого рода (Юнга) материала элементарной подобласти (конечного элемента) массива, $\nu^{(m)}$ – коэффициент Пуассона m -го конечного элемента. Здесь верхний индекс (m) отражает неоднородность свойств отдельных конечных элементов в гетерогенной МКЭ – модели массива.

Деформации связаны с перемещениями дифференциальными зависимостями Коши (кинематическими соотношениями для обобщенного плоского напряженного состояния):

$$\begin{aligned}\varepsilon_x &= \partial u / \partial x, \\ \varepsilon_y &= \partial v / \partial y, \\ \varepsilon_{xy} &= \partial u / \partial y + \partial v / \partial x.\end{aligned}\tag{2.8}$$

Локальная матрица жесткости для каждого конечного элемента получается прямой минимизацией потенциальной энергии, имеет симметричную структуру и состоит из шестнадцати типовых блоков-матриц:

$$[k^e] = \begin{bmatrix} [k_{11}^{e,(m)}] & [k_{12}^{e,(m)}] & [k_{13}^{e,(m)}] & [k_{14}^{e,(m)}] \\ & [k_{22}^{e,(m)}] & [k_{23}^{e,(m)}] & [k_{24}^{e,(m)}] \\ & & [k_{33}^{e,(m)}] & [k_{34}^{e,(m)}] \\ & & & [k_{44}^{e,(m)}] \end{bmatrix},\tag{2.9}$$

$$[k_{ij}^{e,(m)}] = \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 h [\beta_i]^T [D(E^{(m)}, v^{(m)})] [\beta_j] \det[J] d\xi d\eta \tag{2.10}$$

$(i, j = 1, 2, 3, 4),$

$$[\beta_i] = \begin{bmatrix} \partial f_i / \partial x & 0 \\ 0 & \partial f_i / \partial y \\ \partial f_i / \partial y & \partial f_i / \partial x \end{bmatrix} \tag{2.11}$$

$$\begin{bmatrix} \partial f_i / \partial x \\ \partial f_i / \partial y \end{bmatrix} = [J]^{-1} \begin{bmatrix} \partial f_i / \partial \xi \\ \partial f_i / \partial \eta \end{bmatrix} \tag{2.12}$$

$$[J] = \begin{bmatrix} \partial x / \partial \xi & \partial y / \partial \xi \\ \partial x / \partial \eta & \partial y / \partial \eta \end{bmatrix}, \tag{2.13}$$

где h – толщина слоя, $[\beta_{i(j)}]$ – типовая подматрица производных функций формы, $\det [J]$ определитель матрицы Якоби, ξ, η – декартовы координаты в вычислительной плоскости.

Глобальная система линейных алгебраических уравнений для массива имеет вид:

$$[K_{ij}] \{U\} = \{F\}; \quad [K_{ij}] = \sum_{e=1}^N [k_{ij}^{e,(m)}], \tag{2.14}$$

где $[K_{ij}]$ – глобальная матрица жесткости, $\{U\}$ – глобальный вектор узловых перемещений, $\{F\}$ – глобальный вектор эквивалентных узловых сил, N – число конечных элементов в моделях НДС эпицентральных зон сильных коровых землетрясений.

В последующем изложены результаты моделирования, которые приведены в виде карт компонента тензора напряжений σ_{yy} , σ_{xx} , σ_{xy} , отношения главных напряжений σ_{yy}/σ_{xx} , интенсивности напряжений σ_i ; и разности интенсивности напряжений $\Delta\sigma_i$:

$$\sigma_i = \left(\sigma_{xx}^2 + \sigma_{yy}^2 - \sigma_{xx} \times \sigma_{yy} + 3 \times \sigma_{xy}^2 \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2.15)$$

$$\Delta\sigma_i = |\sigma_i|_{\text{I}} - |\sigma_i|_{\text{II}}, \quad (2.16)$$

где $|\sigma_i|_{\text{I}}$, $|\sigma_i|_{\text{II}}$ – интенсивность напряжений до и после землетрясения соответственно.

Интенсивность напряжений характеризует уровень концентрации напряжений упругой потенциальной энергии:

$$U_\phi = \frac{(1 + \nu)h}{3E} \times \iint_S (\sigma_i)^2 dx dy, \quad (2.17)$$

где E и ν – модули упругости в каждой точке моделируемой среды; ΔV – объем; h – мощность слоя, км; S – анализируемая площадь, км².

При этом площадь фрагмента геологической среды принимается равным 100×100 км, что позволяет исключить влияние сферичности Земли в интервале ~ 100 км, при следующих параметрах граничных условий:

$$\sigma_H = -30 \text{ МПа}, \quad \sigma_h = -10 \text{ МПа},$$

где σ_H , σ_h – горизонтальные напряжения максимальные и минимальные соответственно (имея в виду ориентацию компрессионных осей тектонических напряжений).

Как можно видеть, региональное поле тектонических напряжений в геологической среде с разломами создает локальную концентрацию интенсивности напряжений, а, следовательно, и упругой потенциальной энергии. Это может вызывать собой разрушение среды в виде области дилатации с возможным вновь возникающим протяженным разрывом.

Возникает вопрос, имея эту информацию, и считая ее достоверной, можно ли предсказать вероятную область диспергации среды и образования разрыва?

2.2. Энергический подход к прогнозу деструкции блочно-гетерогенной среды

Ранее в работе [Морозов и др., 2011] выполнен анализ возможности энергетического подхода к прогнозу деструкции геологической среды, содержащей локальные области высокой концентрации напряжений.

Энергетический подход к оценке возможного развития процесса деструкции дает возможность выделить наиболее вероятные области возможной диспергации геологической среды в моделируемом поле тектонических напряжений и определить вероятные направления возможных разрывных нарушений как множества в анализируемой подобласти.

Теоретические модели деформирования и разрушения твердых геоматериалов с дефектами (трещина, дислокация, «мягкое включение») могли бы быть использованы в предположении, что возможный разрыв возникает в «точке» максимальной интенсивности напряжений, т.е. окончаниях тектонических разломов. Вместе тем гипоцентр землетрясения, как правило, располагается на периферии зон высокой интенсивности напряжений, и эта тенденция обсуждается в последующем изложении.

Из теории и практики решения задач прочности деформируемых твердых тел известно, что концентрация напряжений, независимо от масштабного фактора, всегда сопровождает (или предваряет) процесс разрушения. В механике разрушения вводятся математические понятия коэффициента интенсивности напряжений и интеграла Эшелби – Черепанова – Райса [Атлури и др., 1990], косвенным образом характеризующие концентрацию напряжений и возможность разрушения макроскопического объема земной коры. Поэтому для мегаскопического объекта естественно было также использовать некоторую меру оценки концентрации напряжений, что позволило бы сравнивать между собой отдельные блоки и проводить их дифференциацию в зависимости от степени интенсивности НДС. Очевидно, что ввиду сложного характера распределения напряжений можно было руководствоваться при этом только энергетическими соображениями [Никифоровский, 1979].

Известно, что для того чтобы разрушение зародилось в деформируемом объекте и стало распространяться, требуется израсходовать определенную энергию, которая является накопленной в теле потенциальной энергией деформации. При этом на основании закона сохранения энергии должно происходить ее перераспределение, обусловленное неоднородностью структуры породного массива. Одновременно с концентрацией напряжений на одних участках происходит уменьшение напряжений на других. В результате образование новых поверхностей (при развитии разлома) сопровождается неравномерным уменьшением потенциальной энергии деформации, которая будет превращаться в работу внутренних сил материала пород массива на перемещениях роста новых разломов. В приложении к сейсмическому процессу – при формировании разлома происходит сброс энергии (в упругой постановке задачи):

$$\Delta U = \frac{(1 + \bar{\mu})\Delta h}{3 \times \bar{E}} \times \left(\iint_{s_0} \langle \sigma_i \rangle_I^2 dx dy - \iint_{s_0} \langle \sigma_i \rangle_{II}^2 dx dy \right), \quad (2.18)$$

где $\langle \sigma_i \rangle_I$, $\langle \sigma_i \rangle_{II}$ – интенсивность напряжений до и после образования разлома, Δh – мощность сейсмогенерирующего слоя, s_0 – площадь области сброшенной энергии деформации.

Тогда для описания НДС можно привлекать энергетические параметры, которые связаны с сопротивлением пород возможному разрушению, такие как: накопленная потенциальная энергия деформации (за счет которой и могут происходить нарушения сплошности среды); модуль градиента энергии (являющегося мерой наибольшего убывания энергии по направлению, противоположному направлению градиента энергии). Далее, принимая во

внимание принципиальное различие в сопротивлении объема материала его сдвигу и всестороннему растяжению-сжатию, следует еще добавить и девиаторную составляющую энергии – потенциальную энергию формоизменения. Тем самым формируется определенная совокупность из трех дополняющих друг друга энергетических характеристик (шаровая составляющая присутствует автоматически как разность потенциальной энергии и энергии формоизменения).

Таким образом, степень опасности, обусловленную концентрацией напряжений, мы будем оценивать с помощью совокупности концентраций трех энергетических характеристик: потенциальной энергии деформации, модуля ее градиента и потенциальной энергии формоизменения.

Ранее в работах [Морозов и др., 2011; Андерсон и др., 2011; Morozov et al., 2019] были проведены конечно-элементные расчеты НДС верхней части земной коры для Нижнеканского гранитоидного массива. Характерная особенность распределения полей напряжений, обусловленных существенным различием параметров сопротивляемости деформированию для различных горных пород и зон тектонических разломов. Породный массив, как деформируемое твердое тело, при этом считался условно составленным из большого числа элементарных подобластей – конечных элементов, которые принимались за СТБ. Расчеты показали, что прогноз деструкции СТБ только по результатам моделирования НДС носит качественный характер, не позволяющий проводить ранжирование породных массивов по уровню опасности. Следует подчеркнуть, что из-за неполноты исходных данных мы не можем здесь дать ответ на вопрос: произойдут ли на самом деле какие-либо разрушения в массиве или нет, а даем лишь ответ на другой вопрос: во сколько раз степень опасности для одних участков больше, чем для других.

К особенностям строения массивов горных пород относится наличие многочисленных поверхностей ослабления механических характеристик и материальных неоднородностей различного типа. Неоднородности массива в значительной степени определяют особенности разрушения пород и условия устойчивости геологической среды.

Способность материала сопротивляться деформированию характеризуется его модулем упругости E . Чем больше его величина, тем материал будет больше сопротивляться деформированию. Вследствие этого развитие нарушений сплошности при деформировании среды существенно зависит от E . Моделирование разломных участков осуществляется с помощью учета присущих им ослаблений механических свойств сопротивляемости материалов (их раздробленности), которые характеризуются малым значением E .

Мы использовали следующие известные положения [Броек, 1980; Друккер и др., 1978]:

- особенности разрушения в массиве горных пород обусловлены различием механических характеристик его структурных неоднородностей;
- разрушение наиболее вероятно в тех местах, где концентрация напряжений выше;
- разрушение, если оно реализуется, происходит за счет накопленной потенциальной энергии деформации;

– поскольку разрушение определяется мерой высвобождения энергии, то оно в первую очередь реализуется там, где энергия изменяется наиболее быстро и развивается в направлении наибольшего убывания энергии;

– если под действием нагрузок на границе области все нормальные напряжения являются сжимающими, то, независимо от прочностных свойств массива, его разрушение будет реализовываться в форме развития сдвиговых деформаций и возникновения трещин сдвига в областях максимальной концентрации сжимающих напряжений.

Прежде всего, на основе четвертой теории прочности (теории удельной потенциальной энергии формоизменения) [Долинский и Михайлов, 1988] выделим «безопасные» и «опасные» участки массива, напряжения в которых условимся называть соответственно малыми и большими напряжениями.

Условие обеспечения прочности имеет вид:

$$\sqrt{\sigma_x^2 + \sigma_y^2 + \sigma_z^2 - \sigma_x \sigma_y - \sigma_x \sigma_z - \sigma_y \sigma_z + 3(\sigma_{xy}^2 + \sigma_{xz}^2 + \sigma_{yz}^2)} = \sigma_i, \quad (2.19)$$

где σ_i – интенсивность напряжений; $\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z, \sigma_{xy}, \sigma_{xz}, \sigma_{yz}$ – компоненты тензора напряжений.

Если пренебречь касательными напряжениями σ_{xz} и σ_{yz} ввиду их малых значений, то выражение (2.19) примет следующий вид:

$$\sqrt{\sigma_x^2 + \sigma_y^2 + \sigma_z^2 - \sigma_x \sigma_y - \sigma_x \sigma_z - \sigma_y \sigma_z + 3\sigma_{xy}^2} = \sigma_i. \quad (2.20)$$

Из теории упругости следует важная зависимость между максимальным касательным напряжением и интенсивностью напряжений (с использованием связи максимального и октаэдрического напряжений):

$$\left\{ \sigma_i = \frac{3}{\sqrt{2}} \sigma_{xy_{oct}}, \sqrt{\frac{2}{3}} \leq \frac{\sigma_{xy_{oct}}}{\sigma_{xy_{max}}} \leq \frac{2\sqrt{2}}{3} \right\} \Rightarrow \sigma_{xy_{max}} \approx \frac{\sigma_i}{2}, \quad (2.21)$$

где $\sigma_{xy_{max}}$ – максимальное касательное напряжение; $\sigma_{xy_{oct}}$ – октаэдрическое касательное напряжение.

Приведенные соотношения отражают то достоинство используемой теории прочности, что она имеет и силовую трактовку [Тимошенко и Гудьер, 1975]: интенсивность напряжений характеризует величину максимальных касательных напряжений и связанную с ними величину касательных напряжений в сечениях, равнонаклонных к главным осям (октаэдрических касательных напряжений).

Практическая ценность соотношения (2.21) связана с определением характера возможных нарушений сплошности (в форме трещин сдвига) в массиве при действии только напряжений сжатия.

Наискорейшее убывание потенциальной энергии деформации происходит по направлению, совпадающему с направлением вектора, противоположного градиенту потенциальной энергии, и определяется следующим образом:

$$\left[\frac{\partial U}{\partial \vec{\delta}} \right]_{\max} = |\text{grad}U(x, y)|, \quad (2.22)$$

где $\left[\frac{\partial U}{\partial \vec{\delta}} \right]_{\max}$ – величина наибольшего убывания потенциальной энергии U по направлению вектора $\vec{\delta}$, противоположного градиенту энергии; $|\text{grad}U(x, y)|$ – величина модуля градиента энергии.

Градиент потенциальной энергии запишется в виде:

$$\text{grad}U(x, y) = \frac{\partial U}{\partial x}(x, y)\vec{i} + \frac{\partial U}{\partial y}(x, y)\vec{j}, \quad (2.23)$$

где $\frac{\partial U}{\partial x}$, $\frac{\partial U}{\partial y}$ – проекции градиента энергии на оси координат x , y с единичными ортами \vec{i} , \vec{j} .

Формулы для потенциальной энергии и составляющих энергии, связанных с изменением формы и объема, имеют вид:

$$U = U_{dev} + U_{dil}, U_{dev} = \frac{1+\nu}{3E}\sigma_i^2, U_{dil} = \frac{1-2\nu}{6E}(\sigma_x + \sigma_y)^2, \quad (2.24)$$

где U_{dev} , U_{dil} – девиаторная и шаровая составляющая энергии; ν – коэффициент Пуассона.

Определение проекций градиента потенциальной энергии на координатные оси, осуществляемое дифференцированием потенциальной энергии в КЭ, принципиально затруднено при использовании билинейных функций формы (вследствие очевидной катастрофической потери точности).

Для преодоления этого затруднения мы использовали свойство «сверхсходимости» напряжений для точек Барлоу [Стент и Фикс, 1977] (в которых порядок точности на единицу превышает порядок приближения для остальных точек КЭ).

Вводя конечно-разностную сетку для всего массива с узлами в точках Барлоу, которые для билинейных функций формы совпадают с центральными точками КЭ, мы вычисляли частные производные от потенциальной энергии по разностным формулам второго порядка аппроксимации от шага КЭ-сетки вдоль соответствующих осей координат.

Например, для производной потенциальной энергии по координате x использовалась формула:

$$\frac{\partial U}{\partial x}(x_i, y_j) = \frac{U(x_{i+1}, y_j) - U(x_{i-1}, y_j)}{2h_x} + O(h_x^2), \quad (2.25)$$

где (x_i, y_j) – координаты центральных узлов КЭ для введенной сетки; h_x – шаг сетки вдоль координаты x . Производная от потенциальной энергии по координате y вычислялась аналогичным образом.

Для наглядной оценки концентрации напряжений вводятся вектора, которые можно называть векторами концентрации энергии в центрах КЭ, и направлениями, противоположными градиенту потенциальной энергии (с механической точки зрения это направления наискорейшего убывания

потенциальной энергии деформации). Длины этих векторов положим равными значениям энергетических концентрационных характеристик НДС. С помощью введенных параметров достигается наглядность представления результатов моделирования.

Из соображений обеспечения полноты и адекватности оценки концентрации напряжений введем концентрации по трем энергетическим характеристикам: потенциальной энергии формоизменения U_{dev} , потенциальной энергии деформации U (в которую входит шаровая составляющая) и наибольшей изменяемости энергии – равной модулю ее градиента $|grad U|$.

По физической сути, это совокупность трех энергетических характеристик, соответствующих энергетическому вектору:

$$\vec{E} = \{E_1, E_2, E_3\} = \{U_{dev}, U, |grad U|\}. \quad (2.26)$$

1. Концентрация потенциальной энергии формоизменения, определяемая как отношение локального значения энергии формоизменения в структурном блоке к ее вычисленному среднему значению:

$$\mu(x, y) = \frac{U_{dev}}{U_{dev}^{\Omega^{(k)}}}, \quad (2.27)$$

где U_{dev} – девиаторная компонента энергии; $U_{dev}^{\Omega^{(k)}}$ – среднее арифметическое этих компонент энергии по множеству блоков $\Omega^{(k)}$ ($k = 1, 2$).

Введенная функция отражает концентрацию девиаторной компоненты энергии, обусловленную неоднородностью механических свойств гетерогенной модели массива. Для однородной модели (*hom*), получаемой осреднением всех механических неоднородностей, получаем: $\alpha^{hom} = 1$.

2. Концентрация потенциальной энергии деформации – как отношение локального ее значения к среднему:

$$\beta(x, y) = \frac{U}{\langle U \rangle^{\Omega^{(k)}}}, \quad (2.28)$$

где U – потенциальная энергия в центре СТБ; $\langle U \rangle^{\Omega^{(k)}}$ – среднее арифметическое значений энергии в центрах структурных блоков $\Omega^{(k)}$ ($k = 1, 2$). В случае однородной модели имеем: $\alpha^{hom} = 1$.

3. Концентрация наибольшего убывания энергии, определяемая как отношение локальной величины модуля градиента к вычисленному ее среднему значению:

$$\gamma(x, y) = \frac{|grad U|}{\langle |grad U| \rangle^{\Omega^{(k)}}}, \quad (2.29)$$

где $|grad U|$ – модуль градиента энергии; $\langle |grad U| \rangle^{\Omega^{(k)}}$ – среднее арифметическое этих значений в центрах СТБ множества $\Omega^{(k)}$ ($k = 1, 2$). Для однородной модели эта концентрация отсутствует: $\gamma^{hom} = 0$.

4. Для того чтобы учесть все составляющие концентрации энергии по вектору \vec{E} , введем параметр, который назовем *концентрацией интенсивности энергии*:

$$\delta(x, y) = \frac{1}{\sqrt{2}} \sqrt{\mu^2 + \beta^2 + \gamma^2}. \quad (2.30)$$

Здесь нормирующий числовой коэффициент отражает соответствие го-могенной модели: $\delta^{\text{hom}} = 1$.

Заметим, что осреднения в приведенных формулах производятся отдельно для случаев малых ($k = 1$) и больших ($k = 2$) напряжений, поскольку эти случаи характеризуют различные (в смысле оценки прочности и склонности к разрушению) напряженно-деформированные состояния.

Из анализа результатов расчета следует.

1. Суммарная эпюра концентраций интенсивности энергии для случая $\sigma_i > [\sigma]$ (см. рис. 2.1) практически совпадает с эпюрой концентрации энергии формоизменения (см. рис. 2.2), что согласуется с известным результатом [Кузнецов и др., 1987] о характере возможного разрушения при действии поля сжимающих напряжений в форме образования трещин сдвига (при вычислениях девиаторная компонента энергии значительно превышает шаровую). Это соответствует и практике применения четвертой теории прочности [Долинский и Михайлов, 1988; Тимошенко и Гудьер, 197].

2. Концентрации потенциальной энергии и скорости наибольшего убывания энергии для больших напряжений $\sigma_i > [\sigma]$ в данной модели не оказывают существенного влияния на возможность разрушения (очагов разрушения для них значительно меньше, чем при использовании критерия концентрации потенциальной энергии формоизменения) (см. рис. 2.3 и рис. 2.4).

3. В случае малых напряжений $\sigma_i \leq [\sigma]$ разрушения для данной расчетной схемы (при отсутствии дополнительных воздействий) не будет. Однако, как известно, разрушения могут происходить и при малых напряжениях при некоторых дополнительных условиях типа внезапного действия внешних источников энергии: импульсов энергии или градиентов импульсов энергии (например, в случае сейсмических воздействий).

4. Выявленная при больших напряжениях $\sigma_i > [\sigma]$ существенная роль оценки по концентрации потенциальной энергии формоизменения с механической точки зрения соответствует случаю «неактивных» разломов.

5. При малых напряжениях $\sigma_i \leq [\sigma]$ все концентрационные оценки оказываются «равноправными». В этом случае, хотя и не имеем дело напрямую с разрушением, однако сама концентрация напряжений из-за разломов может при определенных условиях оказывать влияние на прочность и склонность к разрушению. А именно, при действии дополнительных источников того или иного типа (энергетического импульса или модуля его градиента) внешние концентрации будут налагаться на общее поле уже имеющихся концентраций, что может стать причиной разрушения.

Существенно отметить, что целесообразность исследования случая малых напряжений $\sigma_i \leq [\sigma]$ обуславливается еще и тем обстоятельством, что величина допускаемого напряжения, как известно [Работнов, 1988], для

мегаскопического объекта может быть существенно меньше используемого нами значения [Морозов и др., 2008].

Расчеты показали, что:

а) места наибольшей концентрации потенциальной энергии не совпадают с участками наибольшей концентрации градиента этой энергии: в одной и той же точке нельзя точно оценить саму физическую величину и скорость ее изменения (см. рис. 2.3, 2.4; 2.5, 2.6), поэтому представляют интерес оценки опасности НДС по этим обоим критериям;

б) в случае больших напряжений $\sigma_i > [\sigma]$ опасных СТБ, согласно критерию полной потенциальной энергии, оказывается совсем мало (см. рис. 2.3), т.е. это означает, что часть энергии, связанная с изменением объема СТБ, существенно меньше, чем энергия формоизменения, что также свидетельствует о целесообразности использования (для первичной сортировки блоков) теории удельной потенциальной энергии формоизменения.

Анализ характеристик концентрации напряжений для случая больших напряжений $\sigma_i > [\sigma]$ (см. рис. 2.1–2.4) показывает, что опасность разрушения может быть связана с одним из двух типов локализации энергии:

- на изолированных – «точечных» участках;
- на точечных участках, достаточно плотно прилегающих друг к другу (типа «облака» очагов разрушения).

Первый случай характеризует возможность «точечного» разрушения и может привести только к локальному разрушению, которое обычно не представляется опасным.

Случай «облака» очагов предполагает возможность наложения источников разрушения и их взаимного влияния друг на друга, что может способствовать существенному развитию разрушения.

Таким образом, вид эпюры энергетических векторов наглядно характеризует склонность к разрушению, которая определяется гетерогенной структурой массива.

Кроме указанных характеристик модели разрушения (очага, направления развития нарушения сплошности и числовой оценки возможности реализации такого развития), самостоятельное значение, как уже отмечалось, имеет величина плотности расположения очагов разрушения, которые могут быть причиной «мелкофокусных» разрушений.

Обращает внимание еще следующая характерная черта расположения энергетических векторов концентрации напряжений по отношению к вершинам (крайним точкам) разломов для случая $\sigma_i > [\sigma]$ (см. рис. 2.1, 2.2). Здесь вектора концентрации для изолированных очагов разрушения расположены, как правило, с вершинами (очагами), находящимися в непосредственной близости от вершин разломов. В этом случае направление возможного развития «новых» нарушений сплошности составляет некоторый угол с направлением разлома. Этот результат, по-видимому, связан с тем, что в поле сжимающих напряжений (которое имеет место для модели массива) могут быть реализованы исключительно трещины сдвига, направления развития которых будут совпадать с направлениями площадок действия максимальных касательных напряжений.

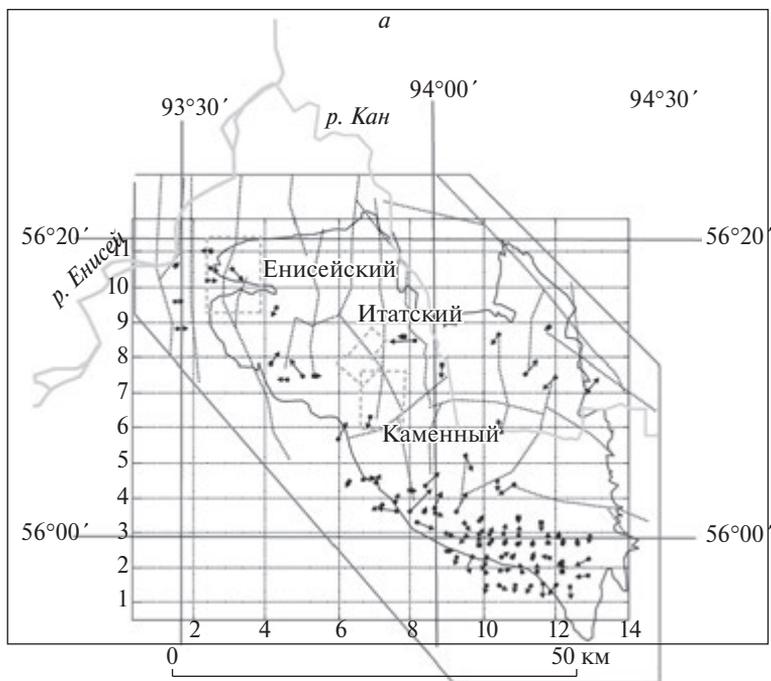


Рис. 2.1. Концентрация интенсивности энергии $\delta, \sigma_i > [\sigma]$

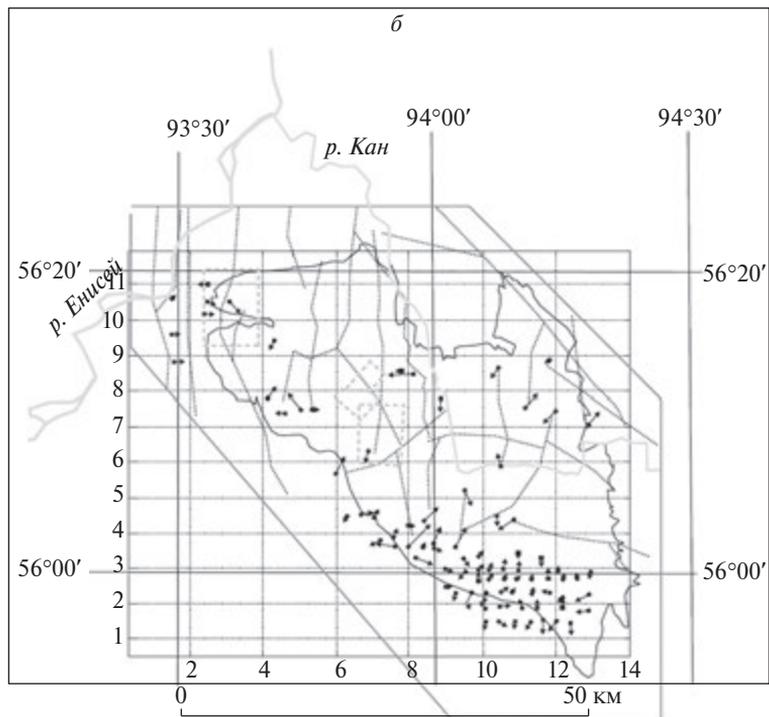


Рис. 2.2. Концентрация энергии формоизменения $\alpha, \sigma_i > [\sigma]$

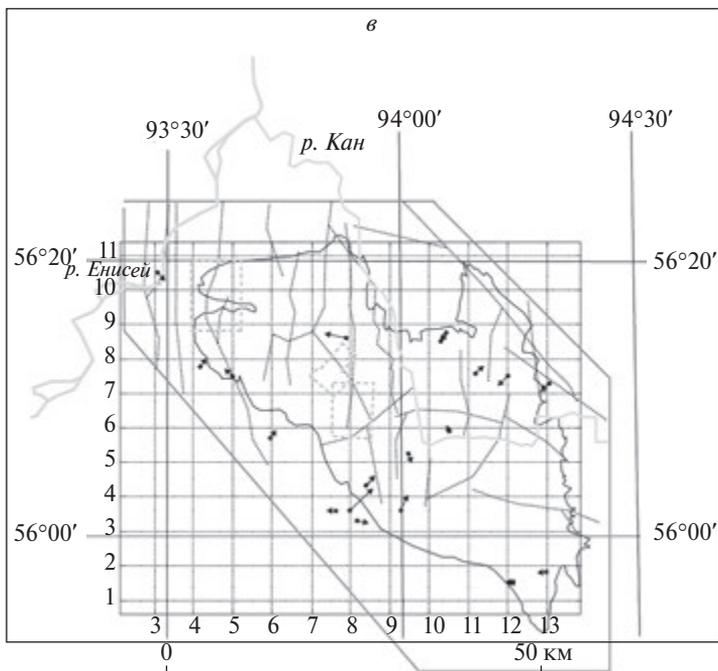


Рис. 2.3. Концентрация потенциальной энергии $\beta, \sigma_i > [\sigma]$

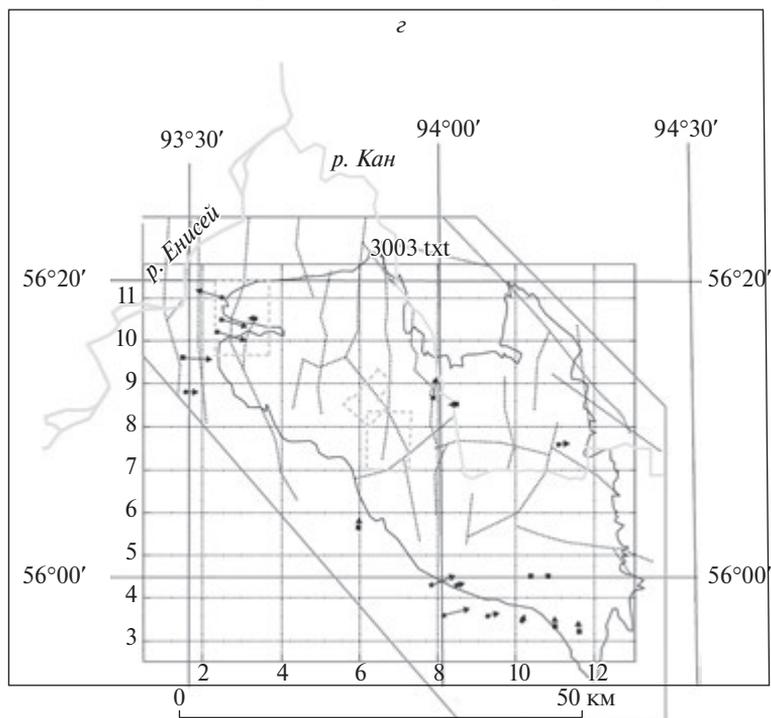


Рис. 2.4. Концентрация скорости наибольшего убывания энергии $\gamma, \sigma_i > [\sigma]$

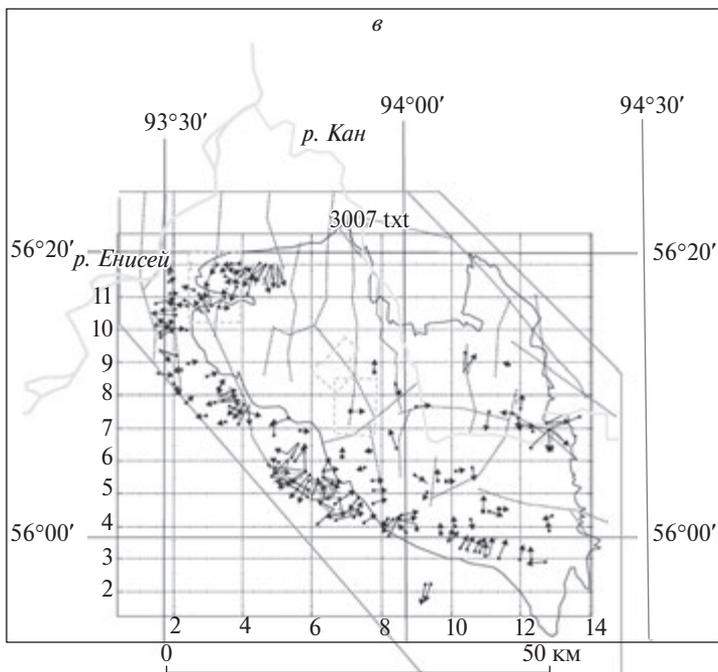


Рис. 2.5. Концентрация потенциальной энергии $\beta, \sigma_i \leq [\sigma]$

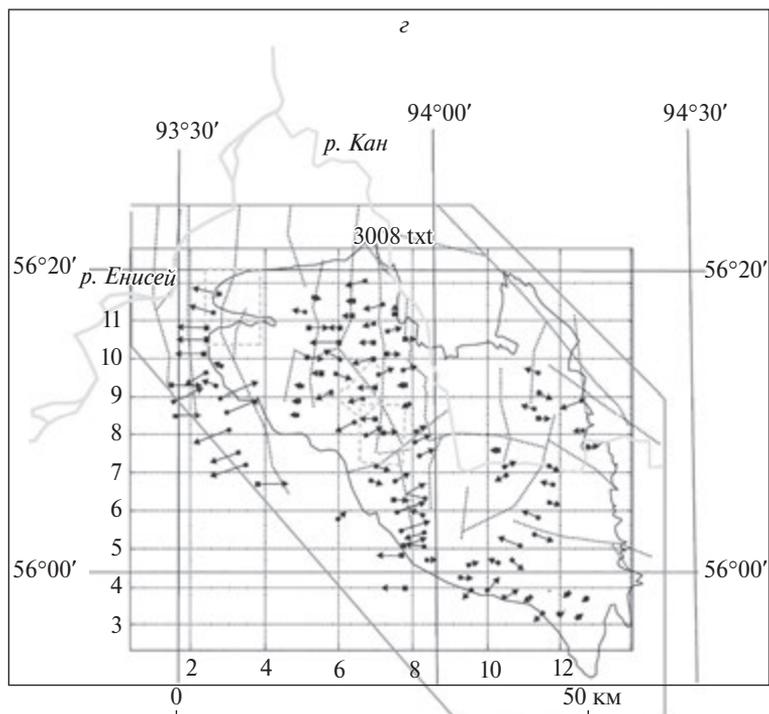


Рис. 2.6. Концентрация скорости наибольшего убывания энергии $\gamma, \sigma_i \leq [\sigma]$

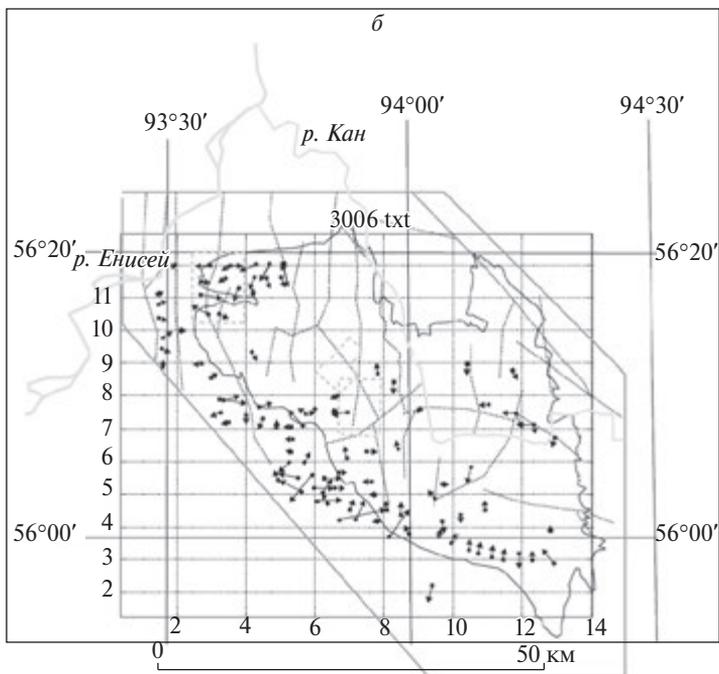


Рис. 2.7. Концентрация энергии формоизменения $\alpha, \sigma_i \leq [\sigma]$

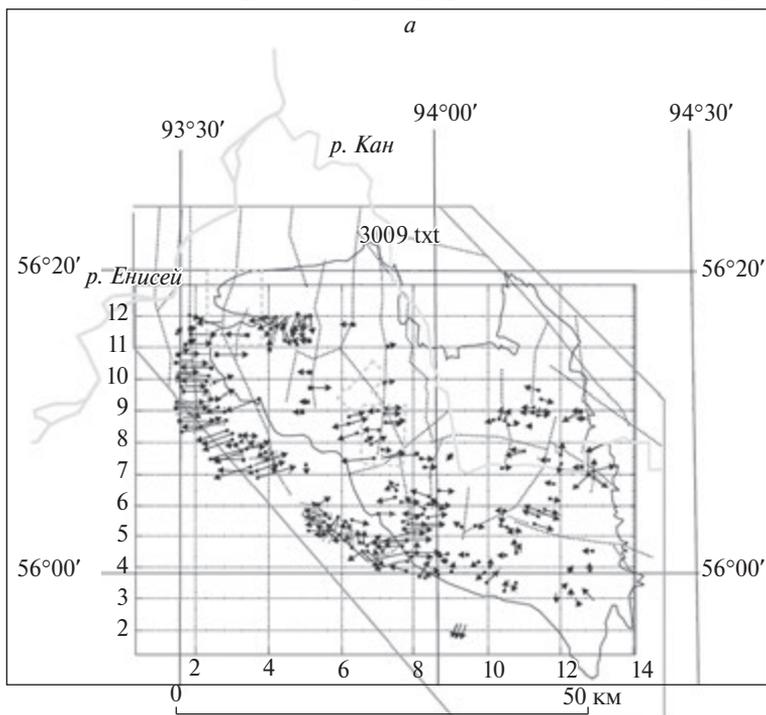


Рис. 2.8. Концентрация интенсивности энергии $\delta, \sigma_i \leq [\sigma]$

Кроме того, как видно, для изолированных источников разрушения энергетические векторы направлены «внутрь» выпуклой части разломного контура, стремясь уменьшить («согнуть») контур разломного участка (см. рис. 2.1, 2.2).

В случае малых напряжений $\sigma_i \leq [\sigma]$ картина расположения векторов концентрации энергии имеет принципиально иной характер (см. рис. 2.5–2.8). Для этого случая наиболее опасными являются многочисленные участки, связанные с концентрациями полной потенциальной энергии и скорости ее максимального изменения (см. рис. 2.5–2.6).

В отличие от случая больших напряжений, случай малых напряжений не приводит к большим концентрациям энергетических параметров в окрестностях вершин разломов ни по одному из введенных критериев (см. рис. 2.5–2.8). Конечно, для случая малых напряжений никакого разрушения не произойдет при отсутствии дополнительных внешних воздействий, однако в случае внезапного действия больших локальных энергетических импульсов (энергии или модуля ее градиента) может возникнуть опасность потери структурной устойчивости на отдельных участках массива.

Конечно-элементная модель НДС блочной гетерогенной среды, содержащая тектонические разломы, отражает неоднородность искажения регионального поля тектонических напряжений. Как будет показано в дальнейшем изложении, локальные зоны аномальной концентрации упругой потенциальной энергии тектонических напряжений (интенсивность напряжений) в окончаниях тектонических разломов и мегаразломных зонах криповой консолидации являются метастабильными зонами в сейсмоактивных районах, т.е. зонами, способными аккумулировать упругую потенциальную энергию с последующей реализацией в виде тектонического землетрясения.

На первой стадии этот тезис базируется на геолого-геофизической информации, изложенной в главе 1. На второй – на основе сопоставления результатов моделирования НДС эпицентральных зон сильных внутриплитовых землетрясений ряда сейсмоактивных районов (глава 3).

Образование разрыва в процессе землетрясения приводит к сбросу накопленной энергии и изменению НДС эпицентральной зоны в косейсмическом и постсейсмических процессах. Эта информация применяется для оценки степени адекватности полученных результатов моделирования до и после сильного тектонического землетрясения. С этой целью используются принятые в сейсмологии параметры.

Основными параметрами землетрясения являются: E_s – энергия поперечных сейсмических волн, M_s – магнитуда, M_0 – сейсмический момент, L , S – протяженность и площадь разрыва соответственно [Anderson and Witcomb, 1973; Kanamori and Brodsky, 2004]. Следует отметить, что эти параметры не претендуют на математическую точность вследствие несоответствия используемых моделей очагов землетрясений реальному разрыву геологической среды и неизвестных значений реальных свойств среды, и тектонических напряжений верхней части земной коры.

При образовании разрыва сильных землетрясений выделявшаяся энергия E_s является частью накопленной потенциальной энергией тектонических напряжений и $E_s = k$, при $k < 1$, где k – коэффициент полезного действия землетрясения [Добровольский, 2009]. Сейсмический момент в дислокационной модели очага со сдвигом определяется как:

$$M_0 = Gs\bar{D} = (\bar{L} / C) s\Delta\sigma_T,$$

где G – модуль сдвига, МПа; S – площадь разрыва; \bar{D} – среднее смещение вдоль разрыва, м; \bar{L} – осредненная длина разрыва, м; C – эмпирический коэффициент, зависящий от модели, в среднем принимаемый равным 1; $\Delta\sigma_T$ – сброшенные напряжения, МПа.

Сброшенные напряжения в области разрыва определяются как:

$$\Delta\sigma_T = cG(\bar{D} / \bar{L}) \quad (2.31)$$

$$\Delta\sigma_T = \frac{1}{2}\Delta\sigma_i, \quad (2.32)$$

где $\Delta\sigma_i$ – сброшенная интенсивность напряжений после образования разрыва.

Тогда сейсмический момент двух типов разрывов может быть представлен в виде для разломов «*strike slip*» и «*dip slip*» соответственно:

$$M_0 = \frac{\pi}{4}(\bar{\Delta}\sigma_i)h^2L \quad (2.33)$$

$$M_0 = \frac{\pi(\lambda + 2\mu)}{8(\lambda + \mu)}(\bar{\Delta}\sigma_i)h^2L, \quad (2.34)$$

где λ и μ – константы Лямэ.

Для сильных землетрясений экспериментально установлено, что величина сброшенных напряжений приблизительно постоянна: для межплитовых землетрясений $\Delta\sigma_T = 3$ МПа и внутриплитовых землетрясений $\Delta\sigma_T = 10$ МПа.

Как будет показано ниже, мы получаем величину сброшенной интенсивности напряжений при помещении разрыва в предварительно напряженную среду, результат, сопоставимый с имеющимися экспериментальными данными. Таким образом, следует признать, что это априорное задание параметров геологической среды и тектонических напряжений сопоставимо с экспериментальными данными. Это касается и области локализации афтершоков, эпицентры которых располагаются в основном в областях сброшенных напряжений. Вместе с тем на окончании нового разрыва, интенсивность напряжений возрастает, и, как следствие – появление в этих зонах афтершоков (главы 1, 3).

Есть определенные закономерности и при сопоставлении сброшенных напряжений с максимальными смещениями, и при анализе деформаций земной поверхности, полученные по результатам ГНСС-наблюдений до и после сильных землетрясений.

Таким образом, появляется возможность использования результатов моделирования НДС в ретроспективном прогнозе места и возможной интенсивности землетрясения, так и в понимании подготовки и механизма очага, как протяженного разрыва земной коры, сопровождающегося генерацией упругих волн в окружающее пространство.

В последующем изложении при моделировании НДС геологического массива в системе координат YX задается внешнее поле тектонических напряжений. Предметом анализа являются карты распределения величины σ_{xx} , σ_{yy} , σ_{xy} и интенсивности напряжений σ_i .

Глава III. Моделирование НДС эпицентральных зон сильных коровых землетрясений

3.1. Моделирование напряженно-деформированного состояния в сопоставлении с косейсмическими проявлениями в эпицентральной зоне Тангшаньского землетрясения (Китай M_s 7,8 27.07.1976)

Введение

Крупнейшее природное катастрофическое событие XX века – землетрясение на север-востоке Китая, которое произошло 27.07.1976 M_s 7,8, унесшее по официальным данным более 240 тысяч жизней (по неофициальным ~655 тысяч [Butler et al., 1979; Tian et al., 2022]) жителей провинции Хубей. Спустя 46 лет оно по-прежнему остается в поле зрения сейсмологов. Землетрясение по масштабу сопоставимо с известным историческим внутриплитовым землетрясением 1556 г. в провинции Шэньси, унесшее около 830 тысяч жизней жителей Китая [Feng et al., 2017]. Эти цифры потрясают еще и потому, что плотность населения территории Китая с XVI века значительно выросла, а угроза подобных событий не исключена и в будущем. Несмотря на неудачи краткосрочного прогноза сильных землетрясений, эта проблема по-прежнему остается актуальной и практически значимой, особенно для крупных мегаполисов в опасных сейсмоактивных районах.

Тангшаньское землетрясение произошло в палеократоне, далеко расположенного от межплитовых границ, внутри Тангшаньского тектонического блока (рис. 3.1.1) [Feng et al., 2020]. Эпицентр землетрясения находится в окончании Тангшаньского разлома с координатами 39,6° с.ш., 118,2° в.д. [Liu et al., 2022]. В работах [Butler et al., 1979; Chen et al., 1994; Li et al., 1998; Bouasla, 2009] обсуждаются причины столь сильного землетрясения, до конца не установленные до настоящего времени. Вместе с тем новейшие сейсмологические, геодинамические и геодезические исследования [Yong-Ge et al., 2017; Li et al., 2018; Guo and Zhao 2019; Qu et al., 2019; Liu et al., 2022] свидетельствуют об определяющей роли разломной тектоники.

В четвертичный период этот район испытывал устойчивое поднятие, сопровождающееся правосторонним сдвигом вдоль Тангшаньского разлома, в условиях тектонического сжатия, с осью, ориентированной в субширотном направлении [Li et al., 1998]. После землетрясения были исследованы

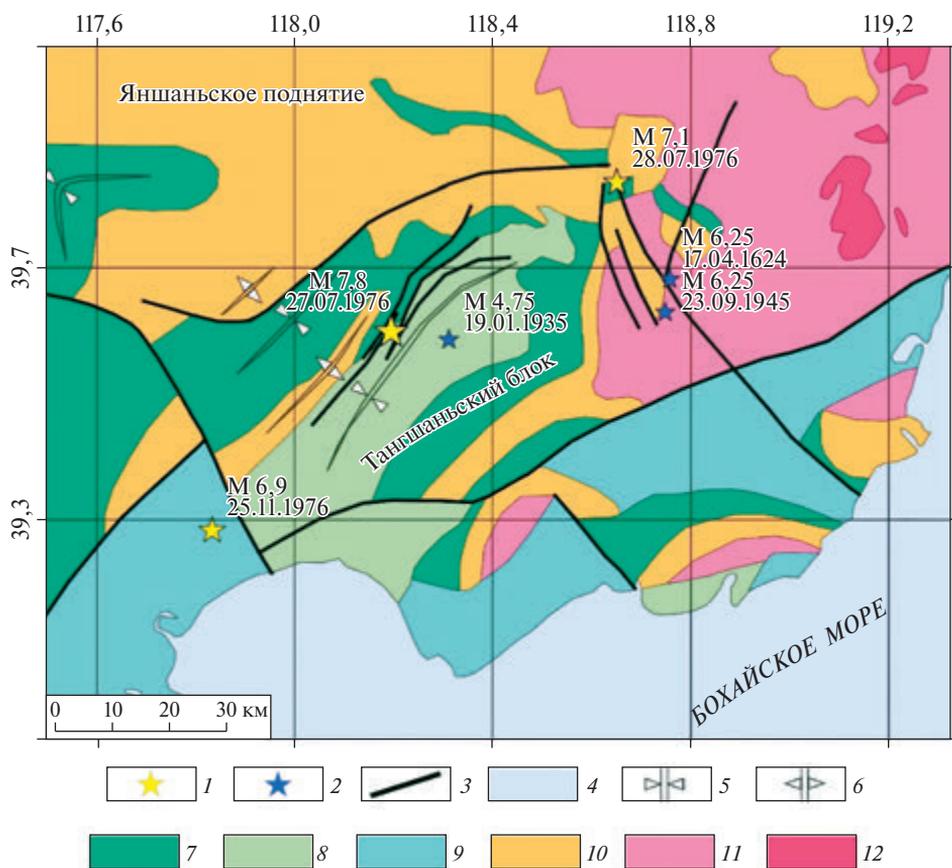


Рис. 3.1.1. Геологическая схема и исторические землетрясения региона исследования по [Guo et al., 2017; Mearns et al., 2021]. 1 – эпицентры Таншаньского землетрясения и его афтершоков; 2 – эпицентры исторических землетрясений; 3 – тектонические разломы; 4 – поверхность Бохайского моря; 5 – антиклинальные складки; 6 – синклинальные складки; 7 – отложения кембрия-ордовика; 8 – отложения карбона-перми; 9 – мезозойские отложения; 10 – синианские отложения (неопротерозой); 11 – раннесинианские отложения (протерозой); 12 – Яншаньский гранитоидный массив (протерозой)

поверхностные трещины [Guo et al., 2017; Liu et al., 2022], трассирующие распространение разрыва на глубине под слоем осадков при его общей протяженности порядка 90 км и углом падения $\sim 80^\circ$.

Полученные результаты, как и для сильных внутриплитовых землетрясений в других сейсмоактивных районах [Морозов и др., 2018а; 2018б; 2023], дают основание для выделения локальных зон концентрации напряжений как наиболее вероятной причины образования сейсмоопасных разрывов, т.е. мест, где необходимо сосредоточить геофизические исследования с целью обнаружения возможных краткосрочных предвестников сильных землетрясений.

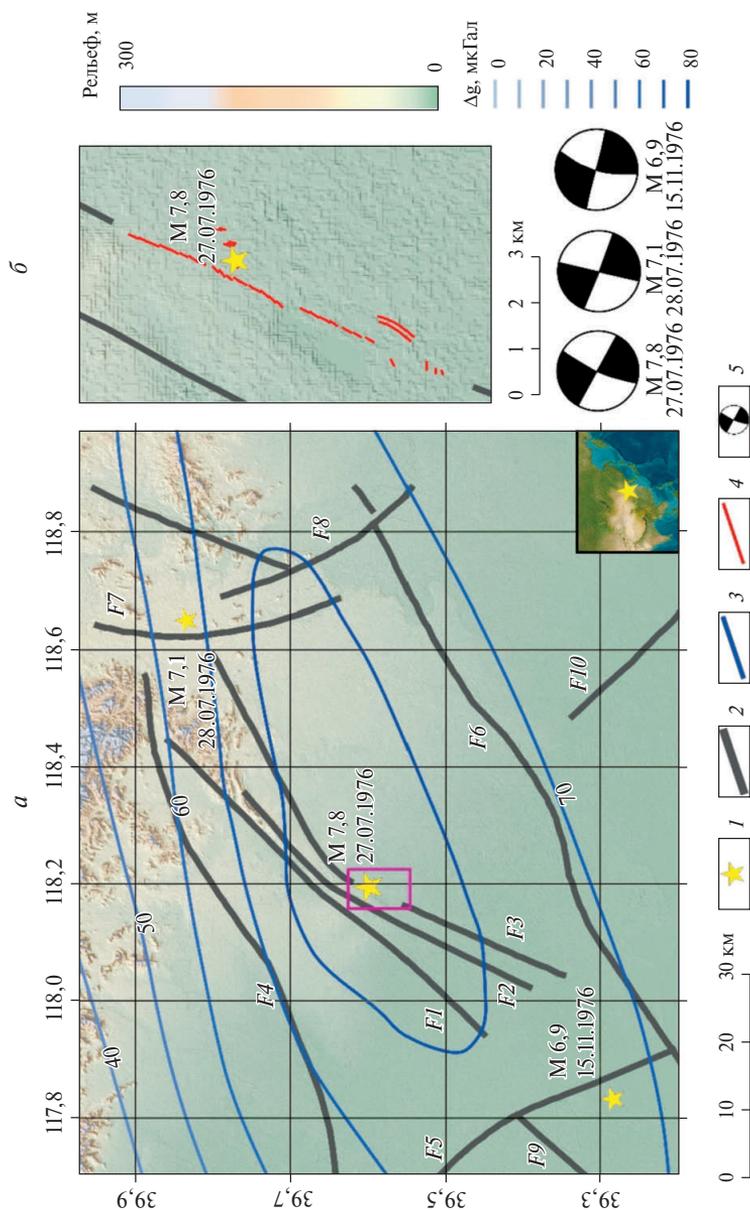


Рис. 3.1.2. Структурно-тектоническая схема Тангшаньского блока по [Liu et al., 2022] и изолинии гравитационной аномалии до землетрясения по данным [Ruihao and Zhaozhu, 1983]. (a) – положение тектонических разломов Тангшаньского блока; (б) – положение разрывов земной поверхности; 1 – эпицентры землетрясений; 2 – тектонические разломы; 3 – изолинии аномалий силы тяжести; 4 – поверхностные разрывы; 5 – механизмы очагов главного толчка и сильных афтершоков. Названия разломов: F1 – Доухе; F2 – Вэйшань-Фэннань; F3 – Гуйе-Наньху; F4 – Фэнтай-Едзитуо; F5 – Циюнь; F6 – Нинхе-Чангли; F7 – Луаньсянь-Лаотин; F8 – Лудун; F9 – Кангдун; F10 – Богечжуан

Геологический очерк

Район находится в переходной зоне между Северо-Китайской равниной и южной окраиной горы Яншань. В юго-восточной части района расположен Бохайский залив, который является северной частью осадочного Бохайского бассейна, образовавшегося около 65 миллионов лет назад в палеоцене [Allen et al., 1997; Qi and Yang, 2010]. По данным [Tian et al., 1992; Yu and Koyi, 2016] эта территория является частью Восточно-Китайского рифта, который был образован в результате субдукционного взаимодействия Тихоокеанской и Филиппинской плит. А в настоящее время территория унаследует напряжения, созданные Гималайской коллизией, о чем свидетельствуют сильные землетрясения в Северной части Китая [Tian et al., 1992; Allen et al., 1997; Qi and Yang, 2010; Yu and Koyi, 2016].

Одной из характерных особенностей является распределение древних гор, подвергшихся процессам выветривания, которые отражают процессы тектонической активности региона в позднем кайнозое [Guo et al., 2017]. В историческом плане, в районе Тангшань-Луаньсянь, зафиксированы исторические землетрясения 1624, 1935 и 1945 гг. (см. рис. 3.1.1) [Guo et al., 2017; Mearns et al., 2021]. При этом местная реликтовая горная гряда совпадает с зоной поверхностного разрыва, вызванного Тангшаньским землетрясением [Guo et al., 2017; Guo and Zhao 2019; Liu et al., 2022] (рис. 3.1.2).

По данным [Li et al., 1998; Liu et al., 2007; Li et al., 2018 Zhang et al., 2022] регион испытывал блоковое поднятие, вызывающее или способствующее высокой сейсмической активности. Комплекс геолого-геофизических исследований, включая неглубокое бурение и картирование траншей [Guo and Zhao, 2017; Lu et al., 2022] свидетельствует о том, что зона Тангшаньского разлома представляет собой три субпараллельных разлома Доухе (F1), Выйшань-Фэннань (F2) и Гуйе-Наньху (F3) (рис. 3.1.2). Это отмечено и на структурно-тектонических схемах других исследователей [Guo et al., 2017; Mearns and Sornette, 2021; Zhang et al., 2022]. Вместе с тем неоднозначность схем разломной тектоники этого района, приведенных в работах [Li et al., 2013; Yong-Ge et al., 2017; Guo and Zhao 2019; Liu et al., 2022], указывает на необходимость последующего детального исследования структуры активных разломов, определяющих области концентрации тектонических напряжений.

Сейсмотектоническая позиция Тангшаньского землетрясения

Землетрясение в районе г. Тангшань является сильнейшим за последние 450 лет на территории континентального Китая. За главным толчком спустя 15 часов последовал сильнейший афтершок (Луаньсяньское землетрясение) с $M = 7,1$, затем, юго-западнее эпицентра главного толчка 15 ноября 1976 года произошел еще один сильный афтершок (Нигхское землетрясение) с $M = 6,9$ (см. рис. 3.1.2).

Механизм главного сейсмического события соответствует правостороннему сдвигу. Протяженность разрыва составляет по разным оценкам

80–100 км с углом падения $\sim 80^\circ$ [Guo et al., 2017; Mearns and Sornette, 2021; Zhang et al., 2022]. Сейсмический момент оценивается в 18×10^{27} (дин \times см) [Butler et al., 1979; Chen et al., 1994]. Глубины гипоцентров главного толчка составляют 12 км, а сильных афтершоков – 5–10 км. Зарегистрированные афтершоки с магнитудой $M > 5$ локализованы внутри Тангшаньского структурно-тектонического блока и образуют вытянутую зону северо-восточного направления [Mearns and Sornette, 2021; Liu et al., 2021]. Предположительно, возможной причиной землетрясения являются компрессионные тектонические напряжения с осью максимального сжатия, ориентированной в субширотном направлении, дающие объяснение механизма главного толчка [Butler et al., 1979; Mearns and Sornette, 2021].

Глубинное сейсмическое зондирование в пределах Северо-Китайского кратона позволило выявить структуру земной коры Тангшаньского блока. Слой афтершоковой активности соответствует более низким скоростям сейсмических волн, слою земной коры в пределах 15–25 км со скоростью поперечных волн меньшей 3,5 км/сек [Li et al., 1998; Liu et al., 2007; Li et al., 2018; Zhang et al., 2022]. Тангшаньский блок на севере ограничен разломом Луаньсянь-Лаотин, на юге разломом Цзиюнь, к которым приурочены Луаньсянское ($M = 7,1$) и Нигхское ($M = 6,9$) землетрясения соответственно. В центральной части блока зона сеймотектонической деструкции значительно шире и соответствует структурно-тектонической схеме (см. рис. 3.1.2). Была также зарегистрирована аномалия ускорения силы тяжести, предшествующая землетрясению [Ruihao and Zhaozhu, 1983] (см. рис. 3.1.2a).

После землетрясения 1976 г. вдоль разлома образовалась зона трещин протяженностью 10 км с простиранием 50° и шириной ~ 30 м [Lu et al., 2022] (см. рис. 3.1.2б). Разрыв представляет собой правосторонний сдвиг с поднятием западного крыла разрыва и опусканием восточного. Протяженность разрыва (по разным оценкам) находится в пределах 80–100 км [Guo et al., 2017; Mearns and Sornette, 2021; Zhang et al., 2022].

Установленные устойчивые тенденции взаимосвязи между локальными зонами высокой плотности накопленной потенциальной энергии тектонических напряжений и положением эпицентров землетрясений дают новые представления в понимании причин возникновения коровых землетрясений, глубина очагов которых не превышает 20 км [Морозов и др., 2018а; 2018б; 2023]. Не вызывает сомнения, что разломная тектоника является определяющим фактором в возникновении локальных зон высокой интенсивности напряжений в условиях Тангшаньского тектонического блока.

Механизмы главного сейсмического события и афтершоков, приведенных в работе [Mearns and Sornette, 2021], и результаты геодезических наблюдений в эпицентральной зоне Тангшаньского землетрясения [Yong-Ge et al., 2017; Qu et al., 2019] также дают основание полагать, что этот район находится в условиях тектонической компрессии с осью сжатия, близкой к субширотному направлению.

В основу модели геологической среды Тангшаньского структурно-тектонического блока положены геолого-геофизические представления его структуры, изложенные в предыдущем разделе, а именно:

- мощность структурно-тектонического слоя принимается равной 25 км, что соответствует данным глубинного сейсмического зондирования [Li et al., 1998; Liu et al., 2007; Li et al., 2018; Zhang et al., 2022];
- мощность сейсмогенерирующего слоя афтершоков совпадает с мощностью низкоскоростного слоя со скоростью поперечных волн менее 3,5 км/с [Li et al., 1998; Liu et al., 2007; Li et al., 2018];
- тектонические разломы в пределах Тангшаньского блока имеют вертикальное падение и распространяются на глубину свыше 30 км. Мощность (ширина) тектонических разломов в пределах структурного блока принята ~1 км. Для моделирования используется схема разломной тектоники (см. рис. 3.1.2a);
- используя результаты анализа НДС Тангшаньского структурно-тектонического блока, приведенные в работах [Yong-Ge et al., 2017; Qu et al., 2019; Mearn and Sornette, 2021], внешнее поле тектонических напряжений определяется доминирующим напряжением сжатия с осью субширотной ориентации;
- в качестве физической модели геологической среды используется фрагмент земной коры $\sim 160 \times 120$ км² в виде слоя мощностью порядка 20–25 км (в данном случае модель соответствует слою мощностью ~ 20 км со скоростью поперечных волн $V_s < 3,5$ (км/с).

Результаты моделирования НДС

На рис. 3.1.3 представлены результаты моделирования напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны до Тангшаньского землетрясения (карта напряжений сдвига τ_{xy} и интенсивности напряжений σ_i).

На юго-западе и северо-востоке района локализованы области высоких значений напряжений сдвига, достигающие в окончаниях тектонических разломах и приразломных зонах величин порядка 30 МПа. Полагая, что после образования разрыва и сброса напряжений в зоне, прилегающей к разрыву, афтершоковый процесс стимулирует сброс накопленных напряжений, предоставляется возможность сопоставить результаты моделирования с оценками напряжений сдвига (τ_0) по сейсмологическим данным [Chen et al., 1994].

В работе [Chen et al., 1994] приведены результаты изучения скоростей поперечных волн и пиковых ускорений для оценки напряжений сдвига в эпицентральной зоне непосредственно после землетрясения. Измерения выполнялись в период с 28 июля по 15 ноября 1976 г. и спустя шесть лет с июля 1982 по июль 1984 г. Из приведенных данных следует, что напряжения сдвига достигают максимальных значений в области эпицентра главного толчка в 23,1 МПа и сильнейших афтершоков (28.07.1976 М 7,1 и 15.11.1976 М 6,9) 23,5 МПа и 25,3 МПа соответственно. На рис. 3.1.4a представлен график зависимости величины сдвиговых напряжений τ_0 от магнитуды афтершоков, зарегистрированных в интервале четырех месяцев после главного сейсмического события (кружки) и спустя более шести лет после (квадраты). Как показано в работе [Chen et al., 1994], высокая кон-

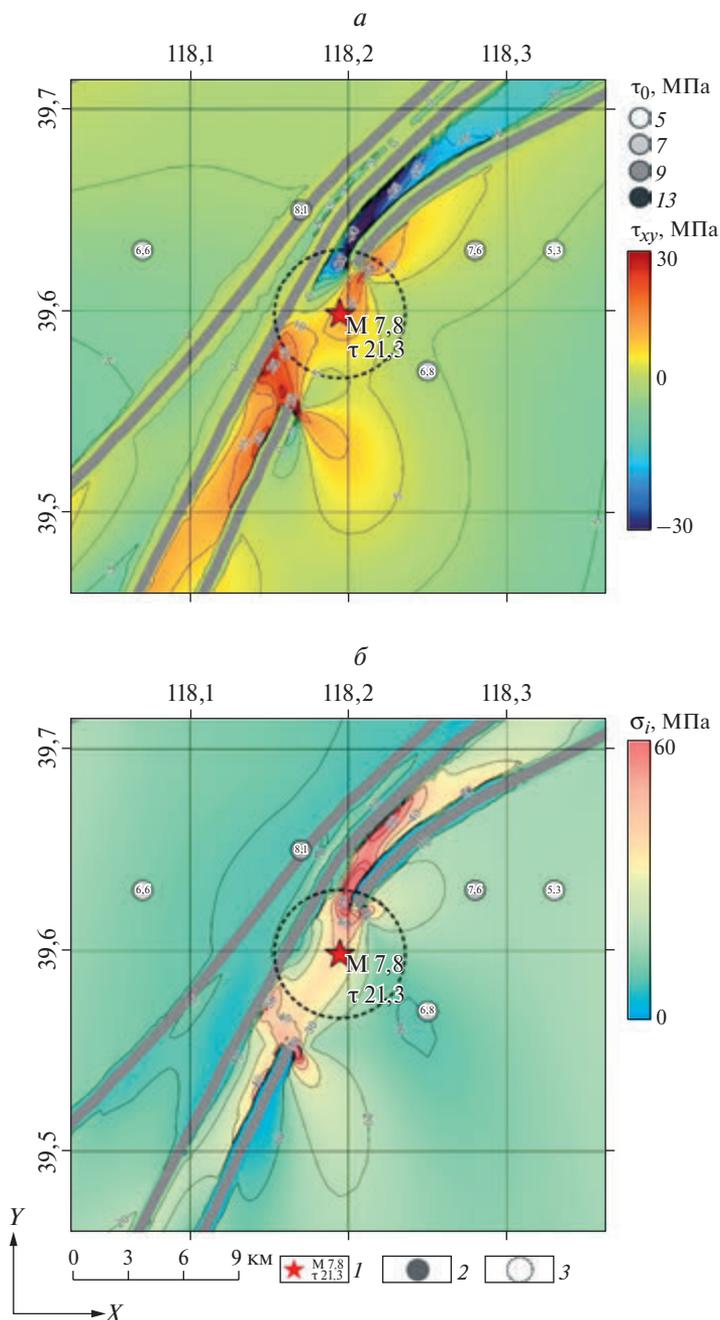


Рис. 3.1.3. Результаты моделирования напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны до Танганьского землетрясения и значения на основе сейсмологических данных [Chen et al., 1994]. (а) – карта напряжений сдвига τ_{xy} до землетрясения; (б) – карта интенсивности напряжений σ_i до землетрясения; 1 – сильные землетрясения (подписи: М – магнитуда, τ – напряжения); 2 – землетрясения с оценками (цвет на шкале рисунка отражает величину напряжений)

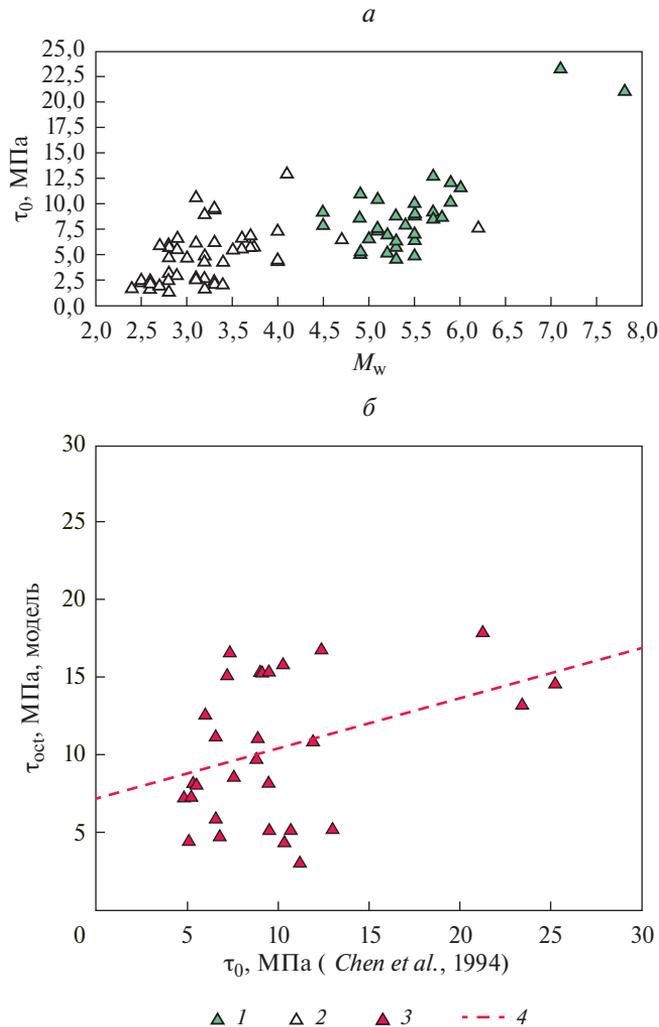


Рис. 3.1.4. Графики зависимости напряжений сдвига τ_0 от M_w [Chen et al., 1994] и смоделированных значений октаэдрических напряжений τ_{oct} . (а) – зависимости напряжений сдвига τ_0 от M_w , по [Chen et al., 1994]; (б) – зависимости напряжений сдвига τ_0 от октаэдрических напряжений τ_{oct} . 1 – Афтершоки, зарегистрированные в период с 28.07.1976 по 15.11.1976; 2 – афтершоки, зарегистрированные в период с 13.07.1982 по 11.12.1984; 3 – афтершоки эпицентральной зоны землетрясения (за период с 28.07.1976 по 15.11.1976); 4 – модельная линия, отражающая абсолютное соответствие напряжений сдвига τ_0 и τ_{oct} ; 5 – линейная аппроксимация зависимости напряжений сдвига τ_0 и τ_{oct}

центрация напряжений в окончаниях двух тектонических разломов может служить «основой для прогноза сильных афтершоков». Зависимость τ_0 от магнитуды предложена [Chen et al., 1994] в следующем виде:

$$\lg(\tau_0) = 0,15M_w + (0,16 \pm 0,13). \quad (3.1)$$

На рис. 3.1.4б представлен график соотношения смоделированных значений октаэдрических напряжений τ_{oct} и напряжений сдвига τ_0 [Chen et al., 1994]. Для этого в каждой из точек положения афтершоков эпицентральной зоны Тангшаньского землетрясения были записаны численные значения интенсивности напряжений, которые были пересчитаны на октаэдрическое напряжение сдвига по формуле:

$$\tau_{oct} = \frac{\sqrt{2}}{3} \sigma_i. \quad (3.2)$$

Сопоставление смоделированных значений октаэдрических напряжений τ_{oct} напряжений сдвига τ_0 дает возможность верифицировать модель НДС. Из графика видно, что наиболее существенный разброс модельных данных октаэдрических напряжений τ_{oct} соответствует интервалу напряжений сдвига $\tau_0 = 7,5\text{--}10$ МПа и интервалу магнитуд $M_w \sim 4,5\text{--}5,5$. Но при этом значения напряжений сдвига τ_0 афтершоков с $M > 6$ показывают хорошую сходимость между собой. Так в эпицентре Тангшаньского землетрясения $\tau_0 = 21,3$ МПа, что практически совпадает с величиной $\tau_{oct} = 18$ МПа, полученной при моделировании.

Эпицентры афтершоков и вычисленные значения τ_0 вынесены на карты смоделированных напряжений сдвига τ_{xy} и интенсивности напряжений σ_i (см. рис. 3.1.3). Можно видеть, что смоделированные напряжения сдвига τ_{xy} также находятся в хорошем соответствии со значениями τ_0 , что также показывает хорошую сходимость и адекватность результатов моделирования с реальными оценками НДС эпицентральной зоны землетрясения (см. рис. 3.1.4). Таким образом, независимые оценки напряжений сдвига в эпицентральной зоне Тангшаньского землетрясения как в области очага, так и в областях последующих афтершоков подтверждают адекватность модели НДС эпицентральной зоны (численных оценок τ_{xy}) реальной ситуации НДС в районе.

Обсуждение результатов

Область высокой интенсивности напряжений, занимающая площадь более 150 км^2 (красно-желтый цвет с $\sigma_i > 30$ МПа), отражает области высокой концентрации потенциальной энергии тектонических напряжений, вызывающих стартовый разрыв в гипоцентре и его распространение в северо-восточном и юго-западном направлениях (см. рис. 3.1.3б). Механизм очага землетрясения (области старта разрыва) соответствует условию горизонтального сжатия с осью субширотной ориентации (см. рис. 3.1.2). Результаты моделирования дают основания предположить, что напряжения сжатия в очаге землетрясения σ_{xx} существенно выше напряжений отпора σ_{yy} по сравнению с фоновым полем тектонических напряжений (рис. 3.1.5а). Реальное распространение разрыва трассируется системой трещин на поверхности, выявленных при геологических исследованиях [Liu et al., 2007; Liu et al., 2022] (см. рис. 3.1.2б). Разрыв пересекает области высокой интенсивности напряжений, где сброс упругой энергии поддерживает его распространение (см. рис. 3.1.5б).

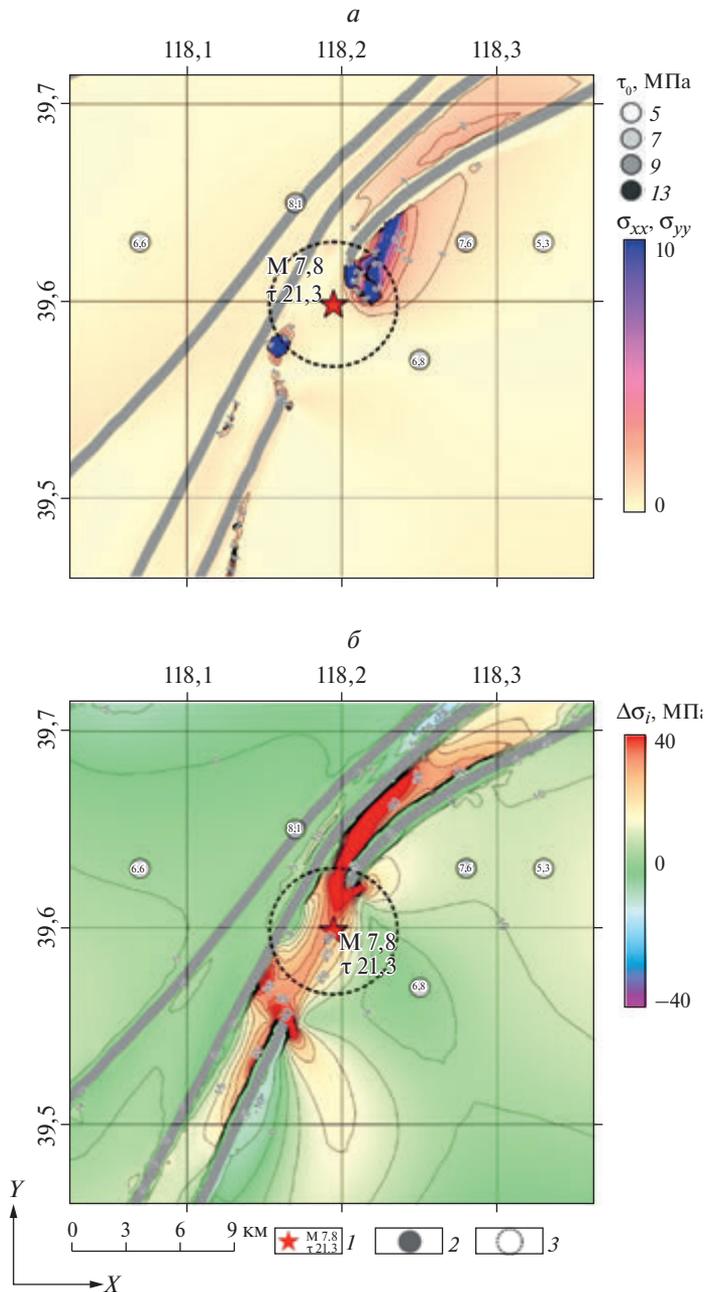


Рис. 3.1.5. Результаты моделирования НДС эпицентральной зоны до Тангшаньского землетрясения и значения на основе сейсмологических данных [Chen et al., 1994]. (а) – отношение σ_{xx}/σ_{yy} до землетрясения; (б) – разность интенсивности напряжений $\Delta\sigma_i$ до и после землетрясения; 1 – сильные землетрясения (М – магнитуда, τ – напряжения); 2 – землетрясения с оценками напряжений (цвет на шкале рисунка отражает величину напряжений); 3 – область ошибки определения эпицентра Тангшаньского землетрясения

Принимая, что допустимая ошибка в определении эпицентра землетрясения составляет ± 3 км (пунктирная линия на рис. 3.1.3, 3.1.5) и является допустимой зоной при сопоставлении областей аномально высокой интенсивности напряжений и аномального отношения главных тектонических напряжений. При наложении этих карт (см. рис. 3.1.3а, рис. 3.1.5а) видно, что очаг попадает в область аномально высокой интенсивности напряжений и отношений главных напряжений $\sigma_{xx}/\sigma_{yy} > 4\pm 5$.

Протяженность зоны концентрации тектонических напряжений с юго-запада на северо-востоке превышает 50 км по сравнению с фоновыми значениями интенсивности напряжений. Как уже было отмечено, что разрыв из очага землетрясения распространяется в северо-восточном и юго-западном направлениях, достигая длины более 80 км. Априори можно было бы предположить (используя результаты [Морозов и др., 2018а; 2018б; 2023]), что в радиусе зоны, обозначенной пунктиром, возможно появление очага сильного землетрясения, минимальная протяженность которого могла бы быть определена в пределах зоны интенсивности напряжений, ограниченной изобарой ~ 30 МПа.

Допустим, что протяженность возможного разрыва соответствует протяженности зоны интенсивности напряжений более 30 МПа и близка к 50 км. Тогда возможную интенсивность землетрясения можно оценить исходя из эмпирической зависимости между протяженностью разрыва и магнитудой землетрясения.

По данным [Ризниченко, 1976]:

$$M = \log_{10}(L_f) = 0,44 \times M - 1,29 \quad (3.3)$$

$$M = 2,932 + 2,27 \times \log_{10}(L_f). \quad (3.4)$$

Отсюда минимальное значение магнитуды, при длине разрыва $L_f=50$ км, соответствует величине $M = 6,79$.

Если использовать формулу [Wells and Coppersmith, 1994]:

$$M = 4,76 + 1,53 \times \log_{10}(L_f), \quad (3.5)$$

то значение магнитуды будет равно $M 7,36$.

При сопоставлении результатов моделирования определенный интерес представляют геодезические данные. Для инструментальной оценки косейсмических движений и деформаций земной поверхности эпицентральной зоны Тангшаньского землетрясения нами были использованы данные повторных геодезических наблюдений [Yong-Ge et al., 2017], полученные линейно-угловыми методами измерений. Высокая магнитуда землетрясения обеспечила аномально высокие смещения (доходящие до 1 метра), величины которых надежно зарегистрированы геодезическими методами. Измерения выполнялись до (1975 г.) и после сейсмического события (1976 г.). В работе [Yong-Ge et al., 2017] приводятся исходные данные смещений земной поверхности. Значения деформаций земной поверхности также представлены аномально высокими значениями: дилатация Δ лежит в диапазоне от -180×10^{-6} до 180×10^{-6} , деформация сдвига γ – в диапазоне от 0 до 400×10^{-6} .

Правосторонний сдвиг при распространении разрыва отражен в противоположных направлениях векторов смещений восточного и западного крыльев разрыва и вертикальных подъемах земной поверхности (рис. 3.1.6) и положительной дилатации в области эпицентра главного толчка (рис. 3.1.7a). Положительные и отрицательные области дилатации на юго-западе и северо-востоке предположительно вызваны правосторонним сдвигом западного крыла разрыва. При этом сдвиговый механизм однозначно выражен в аномально высоких деформациях сдвига (см. рис. 3.1.7б), в котором проявляется протяженная зона, ориентированная вдоль разломов F2, F3, F4 (см. рис. 3.1.2). Напряжения сдвига τ_0 по данным [Chen et al., 1994] имеют хорошее соответствие с распределением деформации сдвига γ . Так, слабые афтершоки с $\tau_0 \sim 5\text{--}7$ МПа выстраиваются вдоль изолиний деформаций сдвига $\gamma \sim 160\div 240 \times 10^{-6}$. А эпицентр главного события с $\tau_0 = 21,3$ соответствует области наибольших значений деформации сдвига около $\gamma = 300 \times 10^{-6}$. При этом для эпицентральной зоны землетрясения характерны наибольшие значения смещений (пункты № 7, 9, 15, 16). В вертикальных

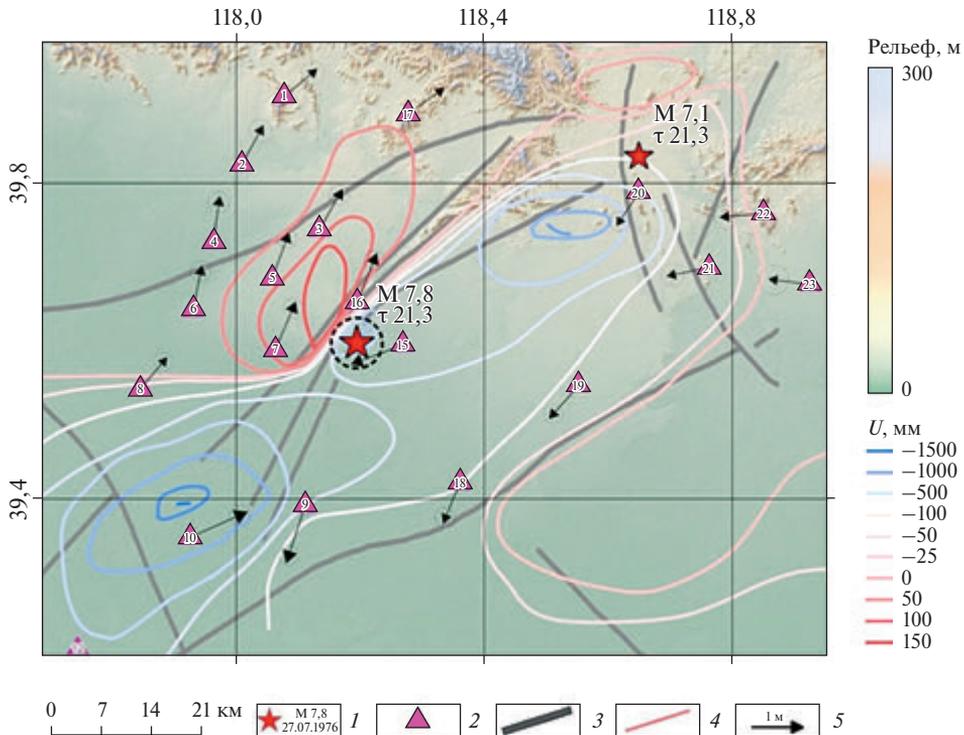


Рис. 3.1.6. Векторы косейсмических движений, по данным [Yong-Ge et al., 2017], и изолинии косейсмических подъемов и опусканий U , по данным [Ruihao and Zhaozhu, 1983], эпицентральной зоны Тангшаньского землетрясения. 1 – эпицентры землетрясений; 2 – геодезические пункты; 3 – тектонические разломы; 4 – изолинии вертикальных перемещений (в цветовой шкале обозначена величина деформации); 5 – векторы косейсмических движений

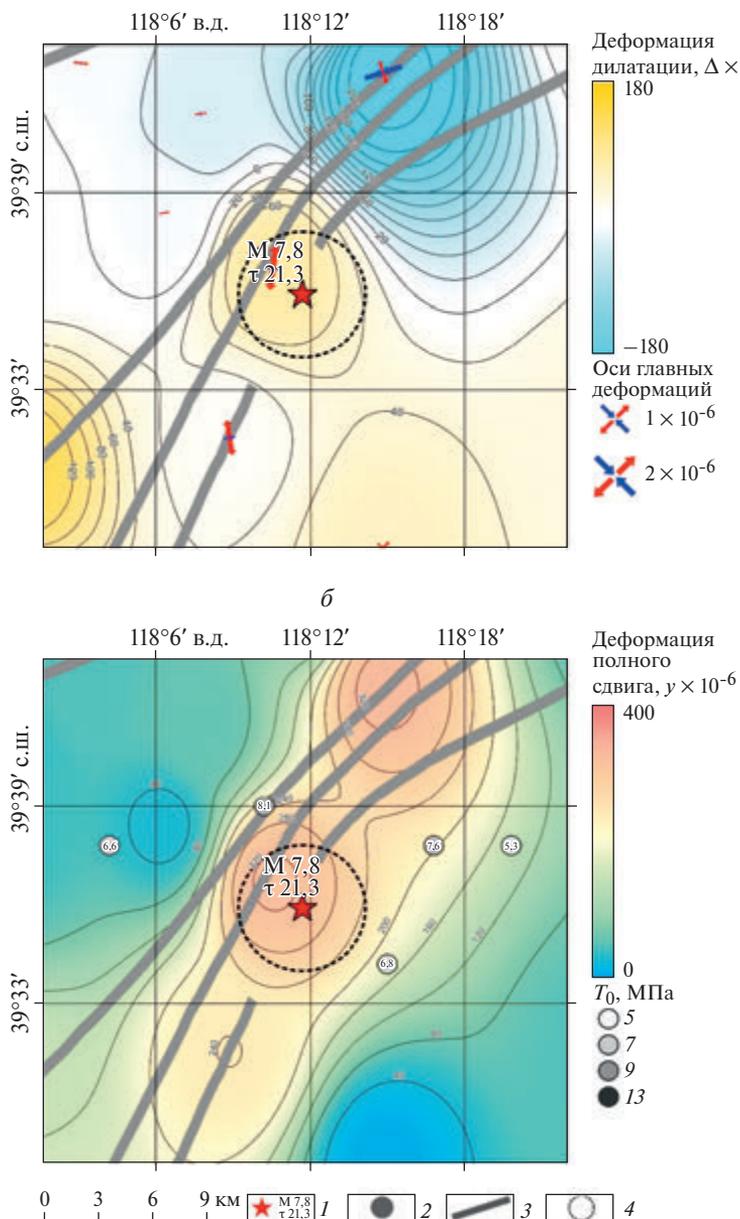


Рис. 3.1.7. Поле косейсмических деформаций эпицентральной зоны Тангшаньского землетрясения. (а) – Деформация дилатации Δ и ориентация главных деформаций; (б) – деформация полного сдвига γ и значения напряжений сдвига τ_0 по данным [Chen et al., 1994]. 1 – Эпицентры землетрясений; 2 – землетрясения с оценками напряжений (цвет на шкале рисунка отражает величину напряжений); 3 – тектонические разломы; 4 – область ошибки определения эпицентра Тангшаньского землетрясения

косейсмических подъемах выражены эпицентральные зоны главного толчка и обоих сильных афтершоков (см. рис. 3.1.6).

Дилатация в зоне эпицентра землетрясения соответствует сжатию, которое к северу, вдоль зоны разломов F2, F3, F4 (рис. 3.1.2), меняет знак. Граница знакопеременного перехода деформации дилатации соответствует зоне высокого отношения напряжений σ_{xx}/σ_{yy} до Тангшаньского землетрясения (см. рис. 3.1.5a). Таким образом, результаты геодезических измерений косвенно служат источником верификации результатов моделирования НДС.

В связи с изложенным, определенный интерес представляет аномалия ускорения силы тяжести Δg , предшествующая Тангшаньскому землетрясению [Ruihao and Zhaozhu, 1983] (см. рис. 3.1.2). Максимум приращенной величины Δg достигает 90 мкГал непосредственно в будущем эпицентре землетрясения. Центральная часть аномалии Δg в пределах 70 мкГал вытянута в северо-западном направлении и соответствует области максимальной интенсивности напряжений (см. рис. 3.1.3б). В работе [Добровольский, 2009], в предположении роста плотности горных пород с ростом давления, выполнена оценка возможного гравитационного эффекта в центральной зоне аномалии при напряжении сдвига 100 МПа и модуле сдвига 2×10^4 МПа. Было получено значение 200 мкГал. Если использовать результаты моделирования до главного толчка и принимая значение $\tau_{xy} = 30$ МПа, получаем значение $\Delta g_{\max} = 61$ мкГал, достаточно близкое к приведенным экспериментальным данным.

Результаты сопоставления независимых оценок напряжений сдвига в очагах сильных землетрясений, достигающих ~30 МПа и фоновых значений ~5–8 МПа, дают основание предположить, что моделирование НДС до Тангшаньского землетрясения имеет реальную физическую основу и может быть использовано для объяснения причин этого сильного тектонического события в условиях палеократона. Как это видно из представленных результатов моделирования НДС (см. рис. 3.1.3, 3.1.5), области концентрации тектонических напряжений локализованы в межразломном промежутке Тангшаньского разлома, достигая максимальных значений в окончании разломов $\sigma_i \approx 50$ МПа и $\tau_{xy} \approx 20$ МПа. Гипоцентр главного сейсмического события (с учетом ошибки определения координат) находится в области интенсивности напряжений 35–50 МПа и отношении главных напряжений $\sigma_{xx}/\sigma_{yy} \approx 8-10$.

Рассматривая этот результат как ретроспективный прогноз места возможного эпицентра с радиусом 3 км, следует рекомендовать использовать подобные выявленные зоны для постановки геофизических исследований (включая глубокое бурение) с целью обнаружения краткосрочных предвестников сильных землетрясений и детального исследования физико-механических процессов в зонах окончания тектонических разломов. Следует ожидать, что эти зоны являются местом старта разрыва, протяженность которого зависит от объема накопленной упругой потенциальной энергии тектонических напряжений в прилегающей области. Для Тангшаньского землетрясения эта область соответствует высокой интенсивности напряжений в полосе протяженностью свыше

30 км и ширине, достигающей 4,5 км (см. рис. 3.1.3б), превышающий 30 МПа.

Исходя из результатов моделирования НДС эпицентральных зон Тангшаньского землетрясения, можно утверждать.

1. Внешнее поле тектонических напряжений создает локальную высокую концентрацию напряжений в окончаниях разломов и межразломных зонах активных тектонических разломов или в их окончаниях.

2. Накопленная упругая потенциальная энергия в межразломных разломах реализуется в виде образования разрыва.

3. Разрыв распространяется через зоны высокой интенсивности напряжений, сброс напряжений в которых поддерживает его распространение.

4. Протяженность разрыва при землетрясении определяется аккумулярованной потенциальной энергией тектонических напряжений в предшествующем развитии сейсмотектонического процесса.

3.2. Моделирование напряженно-деформированного состояния Рудбарского землетрясения в Иране (M_w 7,4, 20 июня 1990 г.)

Сейсмотектоническая позиция

20 июня 1990 г. на севере Ирана (г. Рудбар) в районе Каспийского моря произошло сильное землетрясение с M_s 7,7, M_w 7,4 (Рудбарское землетрясение), вызвавшее значительные разрушения и гибель от 35–50 тыс. человек. В северо-западном и юго-восточном направлениях от эпицентра главного толчка на земной поверхности образовалась система трещин общей протяженностью до 80 км [Campos et al., 1990]. Механизм разрыва соответствовал левостороннему взбросу-сдвигу (*strike-slip*). Очаг землетрясения и последующие смещения земной поверхности ассоциируются с разломом «Рудбар» и двумя другими активными разломами Альборзского горного пояса [Campos et al., 1990] (рис. 3.2.1). Положение гипоцентра главного толчка, по данным международной сети станций, было определено с большим разбросом – на площади радиусом ~10 км [Berberian and Walker, 2010]. Протяженность образовавшихся разрывов составила 120–150 км. На следующий день после главного толчка произошел толчок M 6,5 в районе г. Рашт.

Результаты моделирования НДС

Для моделирования НДС эпицентральной зоны землетрясения была использована структурно-тектоническая схема района, приведенная на рис. 3.2.1. В его пределах были выделены два сегмента, включающих образовавшийся разрыв, и для каждого выполнены расчеты НДС. Внешнее поле тектонических напряжений задавалось исходя из анализа направления векторов скоростей деформации по данным GPS-наблюдений и ориентации

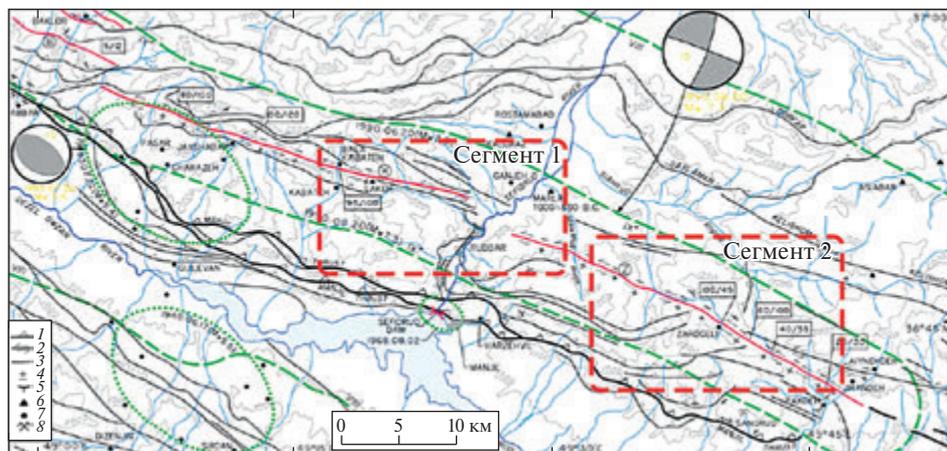


Рис. 3.2.1. Структурно-тектоническая позиция района Рудбарского землетрясения [Berberian and Walker, 2010]. Сейсмический разрыв поверхности показан красным цветом: косейсмические горизонтальные/вертикальные смещения (в см) указаны в квадратах. Области исторических изосейст показаны зелеными пунктирными линиями (для событий 22 августа 1968 года, 17 июля 1948 года и 22 февраля 1983 года). Три основных сегмента сейсмического разрыва обозначены красными обведенными буквами (с северо-запада на юго-восток) как В: Баклор, К: Кабатех и Z: Зарджели

нодальных плоскостей в гипоцентре главного толчка и последующих сильных афтершоков [Campos et al., 1990; Berberian M. et al., 1992; Berberian and Walker, 2010]. Ось максимального сжатия ориентирована под углом 210° при значении главного напряжения $\sigma_{33} = -30$ МПа ($\sigma_{33} = \sigma_{yy}$) в приведенной системе координат. Напряжение бокового отпора принято равным $\sigma_{xx} = -10$ МПа.

Результаты моделирования НДС до землетрясения представлены на рис. 3.2.2–3.2.5. На рис. 3.2.2–3.2.3 приведены карты интенсивности напряжений до момента главного толчка четко выделяются зоны аномально высокой интенсивности напряжений, которые тяготеют к окончаниям разломов и вытянуты в северо-восточном направлении. Большие оси совпадают с ориентацией оси главного тектонического напряжения. Априори можно предположить, что эти области являются центрами будущего разрыва. Расстояние между этими зонами менее км. Между ними величина σ_i существенно ниже. Если исходить из предположения, что координаты эпицентра главного толчка достоверны, то эпицентр попадает в область высокой интенсивности напряжений (рис. 3.2.2–3.2.3). В то же время он находится в области высоких значений отношения величины $\varepsilon > 6$, которая для фонового значения равна 3 (рис. 3.2.4–3.2.5).

Разрыв зарождается в области высокой концентрации упругой потенциальной энергии и оптимальном соотношении главных действующих напряжений. Это характерно и для области старта разрыва для других коровых землетрясений, рассматриваемых в настоящей главе. Неопределенность в выборе направления и соотношения действующих тектонических напря-

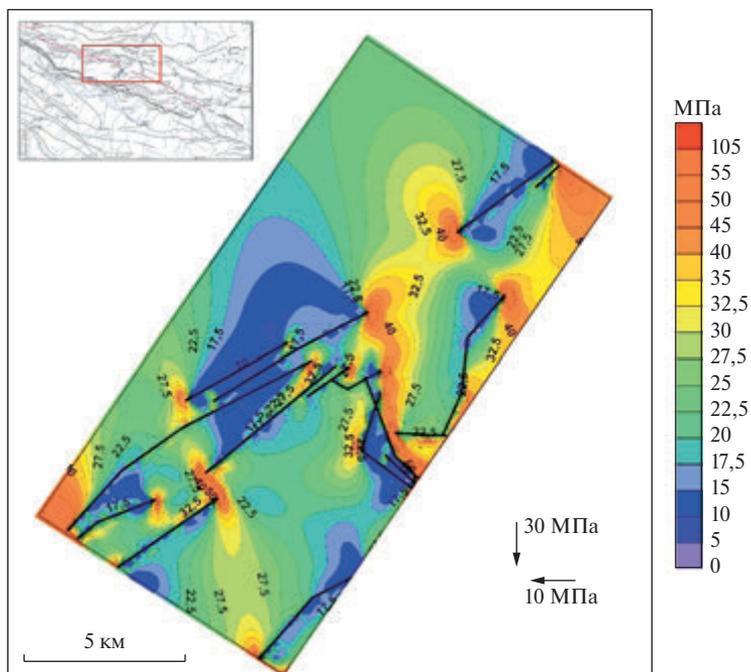


Рис. 3.2.2. Интенсивность напряжений σ_i до Рудбарского землетрясения (сегмент 1)

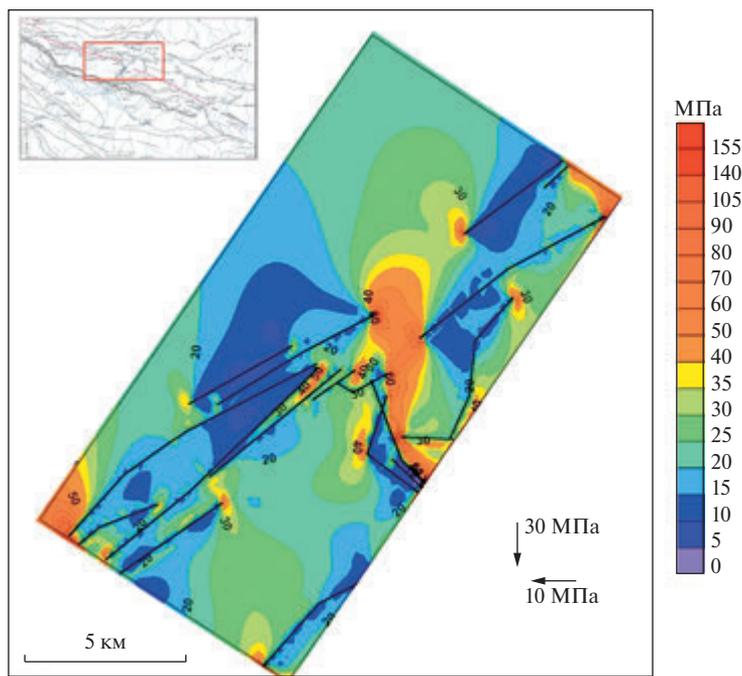


Рис. 3.2.3. Интенсивность напряжений σ_i до Рудбарского землетрясения (сегмент 2)

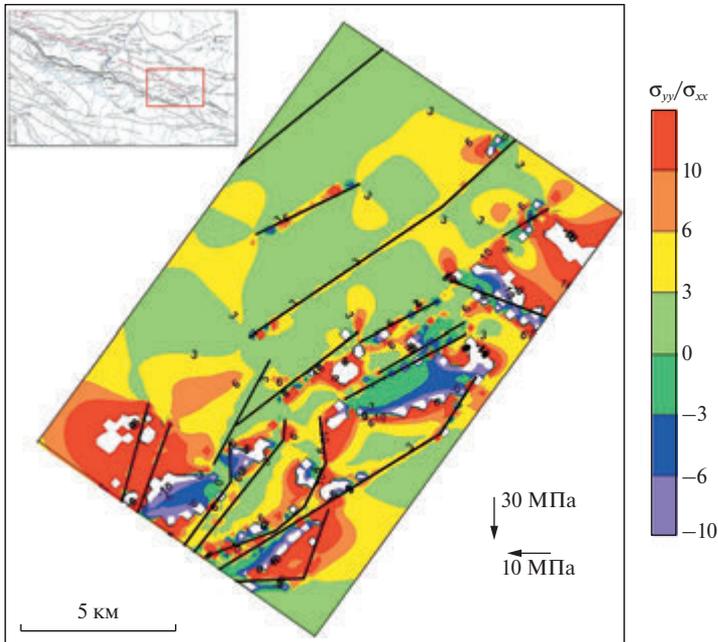


Рис. 3.2.5. Соотношение главных действующих напряжений σ_{yy}/σ_{xx} до Рудбарского землетрясения (сегмент 2)

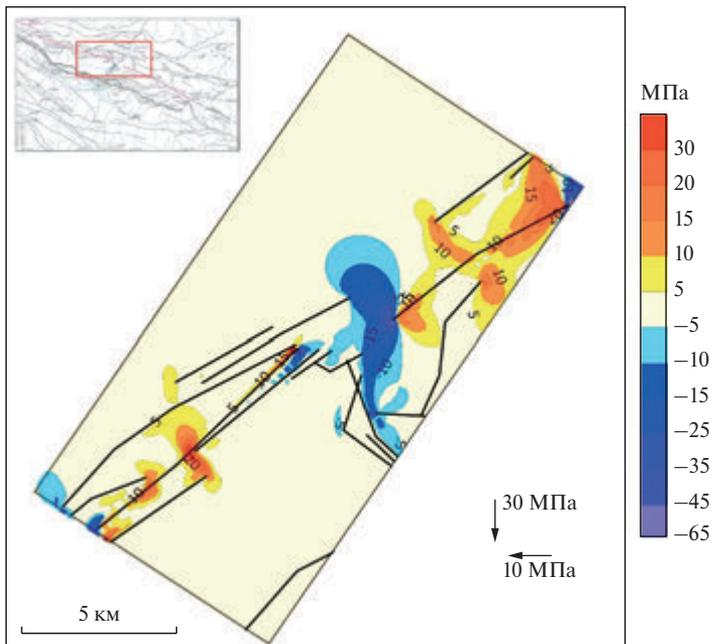


Рис. 3.2.6. Карта разности интенсивности напряжений σ_i до и после Рудбарского землетрясения (сегмент 1)

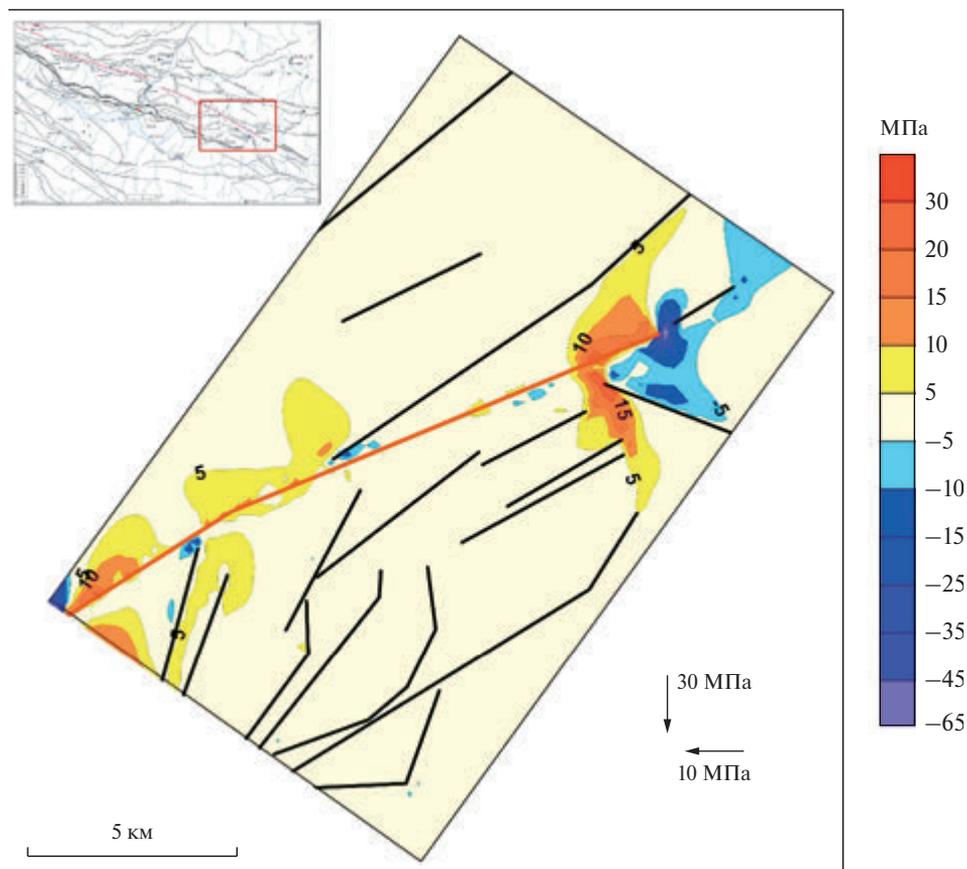


Рис. 3.2.7. Карта разности интенсивности напряжений σ_i до и после Рудбарского землетрясения (сегмент 2)

жений позволяет говорить только о тенденции локализации гипоцентра главного стартового толчка землетрясения, понимая под этим область зарождения разрыва, впоследствии распространяющегося на десятки километров. Разрыв Рудбарского землетрясения распространяется, пересекая зоны anomalously высокой интенсивности напряжений.

В работе [Костров, 1975] процесс распространения разрыва рассматриваются как одновременное снятие напряжений в области, прилегающей к разлому, и увеличение напряжений на его продолжении, что находит подтверждение в представленных результатах моделирования НДС.

Можно утверждать, что процесс распространения разрыва в землетрясениях подобного типа является автомоделным процессом последовательной реализации предварительно накопленной энергии «вековых» тектонических напряжений в локальных зонах эпицентральной области будущего сильного землетрясения. Следует обратить внимание как в случае Измитского землетрясения (раздел 3.5), так и Рудбарского землетрясения разрывы распространяются в межразломных зонах. При распространении разрыв вспарывает

области относительно низкой интенсивности напряжений между аномально высокими зонами, предшествующими землетрясению. Можно предположить, что распространение разлома стимулируется как вековыми статическими напряжениями, так и динамическими напряжениями в вершине разрыва и опережающей ударной волной в направлении его распространения. В связи с этим возникает вопрос о взаимодействии локальных зон концентрации энергии, то есть максимального распространения между ними в зависимости от сконцентрированной в них энергии деформации. По понятным причинам этот вопрос остается открытым, вместе с тем при образовании разрыва во время землетрясения в районе г. Напа (США) длиной ~15 км при $M = 6$ можно предположить, что дальное действие статического поля напряжения при возникновении разрыва находится в пределах 20 км. Это расстояние соответствует расстоянию между центрами аномальных зон вдоль разрыва Рудбарского землетрясения более 5 км, а для Измитского землетрясения ~25 км.

Таким образом, можно предположить, что разрыв при своем распространении из гипоцентра «ищет» подготовленные области для его дальнейшего распространения. Если это предположение справедливо, то при внедрении разрыва в область периферийной аномальной зоны высокой интенсивности напряжений его дальнейшее распространение поддерживается сбрасываемой предварительно накопленной энергией деформации, то есть статическими напряжениями. В реальных условиях при дискретном распространении разрыва в его краевой части возникает динамическая концентрация напряжений, в сочетании со статическими напряжениями реализующая его дальнейшее распространение.

3.3. Моделирование напряженно-деформированного состояния (НДС) эпицентрального района Эрзирканского землетрясения (Турция) 13.03.1992 M_s 6,8

Сильное землетрясение в Турции произошло в восточной зоне Анатлийского разлома 13 марта 1992 г. M_s 6,8, затем спустя двое суток в 40 км юго-восточнее последовал афтершок с M_s 5,8. Эпицентр землетрясения и область последующих афтершоков находятся в стыке тектонических разломов. Глубина гипоцентра главного толчка составляла около 10 км, разрывов и трещин на земной поверхности не обнаружено [Barka and Reilinger, 1997]. В работе [Süleyman et al., 1997] моделируется напряженно-деформированное состояние эпицентральной зоны после образования разрыва (*Colomb stress*) в предположении, что поле напряжений в этом районе соответствует максимальному сдвигу с меридиональным сжатием. Область локализации афтершоков связывают с триггер-эффектом, предположительно вызванным напряжениями (~0,1–0,2 МПа) за счет подвижек вдоль разлома. Не обсуждая уровень адекватности модели (сейсмодислокация) реальному тектоническому разлому, образовавшемуся в результате критической концентрации тектонических напряжений, и выбор ориентации плоскости разрыва, необходимо понять: а) какие напряжения вызывают сеймотектонический разрыв; б) как область последующих афтершоков соотносится

с предшествующей концентрацией напряжений и ориентацией плоскости разлома до и после сильного землетрясения.

Образование нового тектонического разлома приводит к сбросу напряжений: «мгновенно» упругих во время распространения разлома и последующих «статических» (нелинейно упругих) напряжений в процессе афтершоковой активности. Расчеты показали, что области сброшенной интенсивности напряжений совпадают с зонами высокой плотности афтершоков. Аналогичный процесс характерен и для сильного корового землетрясения в Индии 26.01.2001 с M_s 6,8. Эти результаты дают основание предположить, как и для землетрясения, описанного выше, что «мгновенно» сброшенные напряжения во время разрыва запускают автомодельный процесс сброса накопленных «статических» напряжений в постепенно затухающей афтершоковой активности. Одновременно возникают зоны повышенной интенсивности напряжений (в сочетании с аномальными зонами концентрации напряжений сдвига), по-видимому, способные вызвать дальнейшее развитие сейсмотектонического процесса.

Отсутствие достоверных данных о реальных особенностях разломной тектоники района, свойств среды, внешнего поля тектонических напряжений и понятные ограничения конечно-элементного метода моделирования НДС блочных гетерогенных массивов с разломами в 2-D постановке предполагают определенную условность в адекватности перенесения результатов на конкретные геологические массивы и геодинамические процессы, в них протекающие. Вместе с тем метод расчета НДС и полученные результаты дают возможность корректировки физико-механических представлений о развитии сейсмотектонического процесса в эпицентральных зонах сильных коровых землетрясений, и могут быть полезны в детерминированном подходе к оценке сейсмической опасности.

Структурно-тектоническая схема района Эрзинканского землетрясения 13 марта 1992 г. M_s 6,8 и элементы сейсмотектоники

Землетрясение 13 марта 1992 г. произошло в районе Северо-Анатолийского разлома (город Эрзинкан) с координатами эпицентра $39,71^\circ$ с.ш., $39,06^\circ$ в.д.; M_s 6,8 и глубиной гипоцентра ~ 10 км [Barka and Reilinger, 1997]. За последние сто лет в этом районе произошло 23 сильных землетрясения с $M > 6,5$. Землетрясение 13 марта 1992 года было наиболее сильным. Его эпицентр на рис. 3.3.1 показан черной звездой и находится на стыке фрагментов Северо-Анатолийского разлома и разлома северо-восточного простирания (*Ovacik fault*).

Спустя двое суток 15 марта 1992 г. зарегистрирован сильный афтершок с M_s 5,8 с эпицентром, расположенным в 30 км юго-восточнее эпицентра главного толчка. Землетрясение разрушило город Эрзинкан, число смертей превышает 600 человек. Изосейсты главного толчка имеют эллиптическую форму, ось эллипса восьмибальной изосейсты совпадает с направлением линии, соединяющей эпицентр главного толчка с эпицентром последующего сильного афтершока.

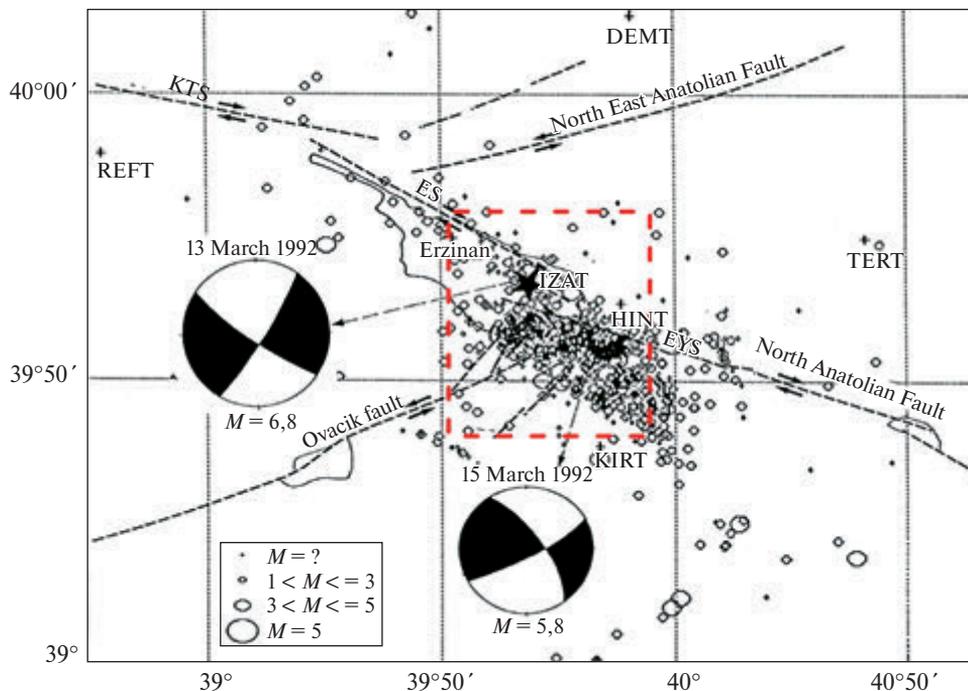


Рис. 3.3.1. Структурно-тектоническая схема эпицентральной зоны Эрзинканского землетрясения 13 марта 1992 г. M_s 6,8 и его афтершоков. Черные пунктирные линии – тектонические разломы, область, красным пунктиром показана область моделирования НДС

На рис. 3.3.1 показаны механизмы очагов землетрясения 13 марта 1992 г. и последующего сильного афтершока. Оси напряжений сжатия имеют суб-меридиальную ориентацию.

Организованная локальная сейсмическая сеть после землетрясения в течение трех месяцев зарегистрировала более 3000 афтершоков с $M > 2$ [Grosser H. et al., 1998]. Область локализации афтершоков на севере ограничена фрагментами Северо-Анатолийского разлома. Максимальная плотность афтершоков зарегистрирована севернее и юго-восточнее разветвленного окончания тектонического разлома юго-западного простирания (*Ovacik fault*, рис. 3.3.1).

По результатам GPS-наблюдений скорость смещений крыльев Северо-Анатолийского разлома составляет 26 ± 3 мм/год. Доминирующими тектоническими напряжениями являются напряжения сжатия, с осью сжатия, ориентированной в направлении С. Ю. Скорость деформаций, по данным GPS-наблюдений в меридиональном и широтном направлениях $1,54 \times 10^{-7}$ и $0,356 \times 10^{-7}$ 1/год соответственно [Süleyman et al., 1997].

Разломная тектоника и внешнее поле тектонических напряжений определяет развитие сеймотектонического процесса в этом районе. Разломы кристаллического фундамента в эпицентральной зоне перекрыты слоем

осадочных пород мощностью до 2 км, и их реальное положение на приведенной карте (рис. 3.3.1) в какой-то степени условно. По данным геолого-геофизических исследований, Северо-Анатолийский разлом в этом районе имеет вертикальное падение, падение менее протяженных разломов находится в пределах $60^\circ - 90^\circ$ (СЗ-ЮВ) [Erdik et al., 1992].

Возвращаясь к землетрясению 13 марта 1992 г., следует отметить, что микросейсмические данные, ориентация нодальных плоскостей механизмов очагов главного толчка и последующего сильного афтершока, а также локализация эпицентров афтершоков, зарегистрированных в период с 21 по 22 марта 1992 г., дают основание предположить, что генеральный разрыв занимает положение (проекция на поверхность) между эпицентром главного толчка и последующим афтершоком, зарегистрированным 15 марта 1992 года.

В работе [Grosser et al., 1998] приведены результаты анализа механизма последующих афтершоков и их пространственного положения. Проблема реконструкции реальной структуры разломной зоны по-прежнему остается, как и много лет назад [Шебалин и др., 1991]. Уточняющие элементы не вносят существенных изменений в приведенные результаты, но вместе с тем могут быть учтены в последующих исследованиях.

Для расчетов НДС эпицентральной зоны Эзринканского землетрясения использована упрощенная схема разломной тектоники, приведенная в работе [Süleyman et al., 1997]. Падение плоскостей разломов принято вертикальным. Упругий модуль диспергированной среды тектонических разломов принимается существенно ниже упругого модуля окружающей упругой изотропной геосреды.

Моделирование и анализ НДС эпицентральной зоны

Для моделирования НДС использована тектоническая схема фрагмента Северо-Анатолийского разлома в квадранте $39^\circ - 40^\circ$ с.ш. и $39^\circ - 40,5^\circ$ в.д., приведенная в работе [Süleyman et al., 1997]. Предметом анализа является НДС до и после землетрясений в радиусе 25 км с центром в квадранте на рис. 3.3.

Внешнее поле тектонических напряжений задано следующими параметрами $\sigma_{yy} = -30$ МПа, $\sigma_{xx} = -10$ МПа, в предположении, что величина отпора главного тектонического напряжения создает напряжение (по А. Н. Диннику):

$$\sigma_{xx} = \frac{1 - \nu}{\nu} \sigma_{yy}. \quad (3.12)$$

Разумеется, тот же результат будет получен и при относительных значениях тектонических напряжений. Положительные направления осей OY и OX соответствуют направлениям север–юг и запад–восток, соответственно. Породы кристаллического фундамента, воспринимающие внешнее давление тектонических сил, принимаются идеально упругими, изотропными с упругими параметрами $E = 8 \times 10^3$ МПа, $\mu = 0,25$. Мощность зон разломов с вертикальными падением составляет 0.5 км (вне зависимости от протяженности) с упругими параметрами: $E = 8 \times 10^1$ МПа, $\mu = 0,25$.

На рис. 3.3.2 приведена карта интенсивности напряжений σ_i до землетрясения. В центральной области сочленения фрагментов Северо-Анатолийского разлома и примыкающего разлома юго-западного простирания (*Ovacik fault*) уверенно выделяется область повышенной интенсивности напряжений, в 2–3 раза превышающей фоновые значения. Максимальные значения интенсивности напряжений соответствуют зонам окончания разломов. От эпицентра землетрясения аномальная зона интенсивности напряжений вытянута в юго-восточном направлении на 40 км.

На рис. 3.3.3 приведена карта напряжений сдвига в этом районе, предшествующая образованию разрыва при землетрясении 13.03.1992. Область аномально высоких напряжений сдвига в целом совпадает с областью высокой интенсивности (но имеется и некоторое отличие). Следует также отметить, что напряжения сдвига в окончаниях тектонических разломов достигают максимальных значений, превышающих 20 МПа.

На приведенных картах большой звездой обозначается положение эпицентра Эрзинканского землетрясения, и малой звездой – положение сильно-

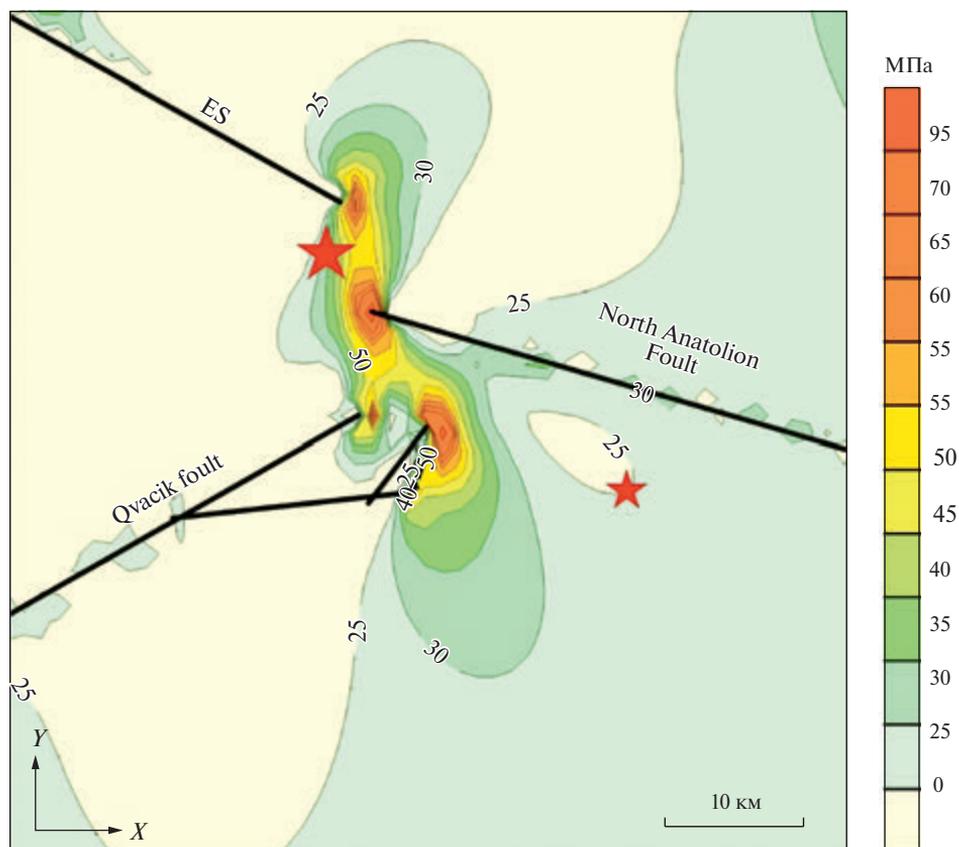


Рис. 3.3.2. Карта интенсивности напряжений эпицентральной зоны до Эрзинканского землетрясения 13 марта 1992 г. (черные линии – тектонические разломы)

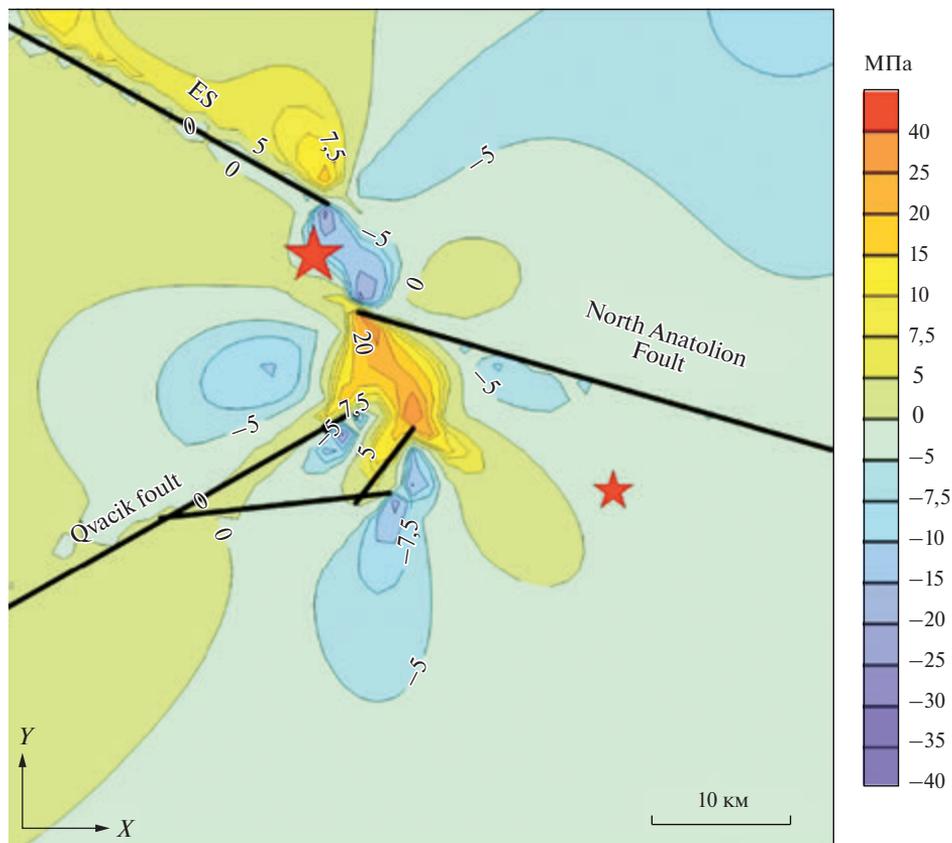


Рис. 3.3.3. Карта напряжений сдвига до Эрзинканского землетрясения 13 марта 1992 г.

го афтершока, последовавшего спустя двое суток с $M 5,8$ после основного толчка. Эпицентр главного толчка, как проекция старта разлома на древнюю поверхность, попадает в область аномально высокой интенсивности напряжений (учитывая реальную неопределенность положения окончания разломов, скрытых под слоем осадков).

Полагая, что образовавшийся разрыв ориентирован в направлении сильного афтершока с $M = 5,8$ (спустя двое суток, вызывая последний), можно видеть, что он в своей центральной части пересекает область как высокой интенсивности напряжений, так и максимальных напряжений сдвига. Попутно следует обратить внимание, что большая ось эллипса восьмибальной изосейсты (по микросейсмическим данным [Federico et al., 2010]) соответствует этому направлению.

После организации локальной сейсмической сети эпицентры первых афтершоков с $M > 2$, зарегистрированные с 21 марта по 2 апреля 1992 г., локализованы в вытянутой зоне в направлении от эпицентра сильного афтершока к эпицентру главного толчка (рис. 3.3.4a). Эпицентры большинства последующих афтершоков (более 3000), зарегистрированных спустя три

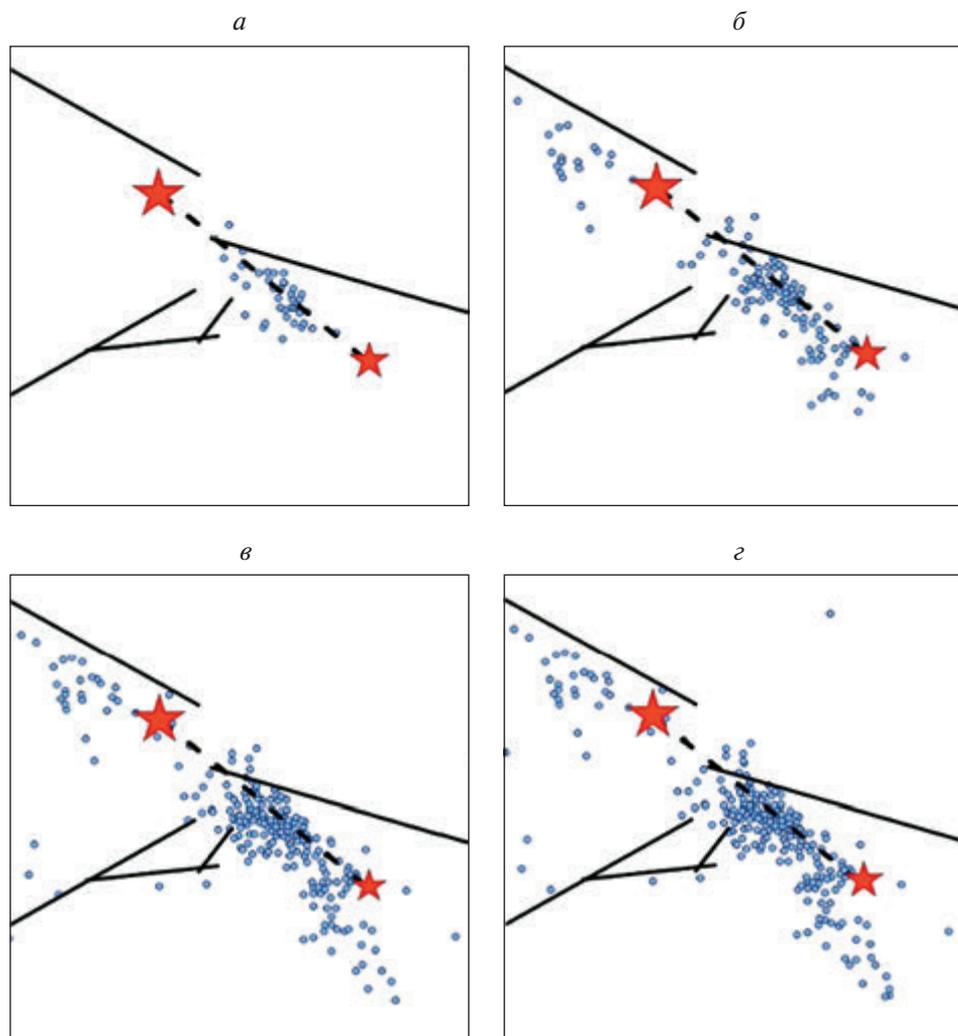


Рис. 3.3.4. Последовательность афтершоков за периоды: а) 21–22 марта; б) 21 марта – 2 апреля; в) 21 марта – 6 июня; г) 21 марта – 16 июня 1992 г. [Grosser et al., 1998]

месяца, расположены в области высокой интенсивности напряжений и напряжений сдвига до образования разрыва.

Если ограничиться только этим результатом, как наиболее достоверным, поскольку НДС эпицентральной зоны моделируется на основании данных до возникновения разрыва (так как модель разрыва далеко не однозначна), то можно утверждать, что области высокой интенсивности напряжений и напряжений сдвига ответственны как за образование главного разрыва, так и последующую локализацию афтершоков. В области максимального вклада напряжений сдвига в интенсивность напряжений (т.е. в энергонасыщенность) элемента объема геологической среды фор-

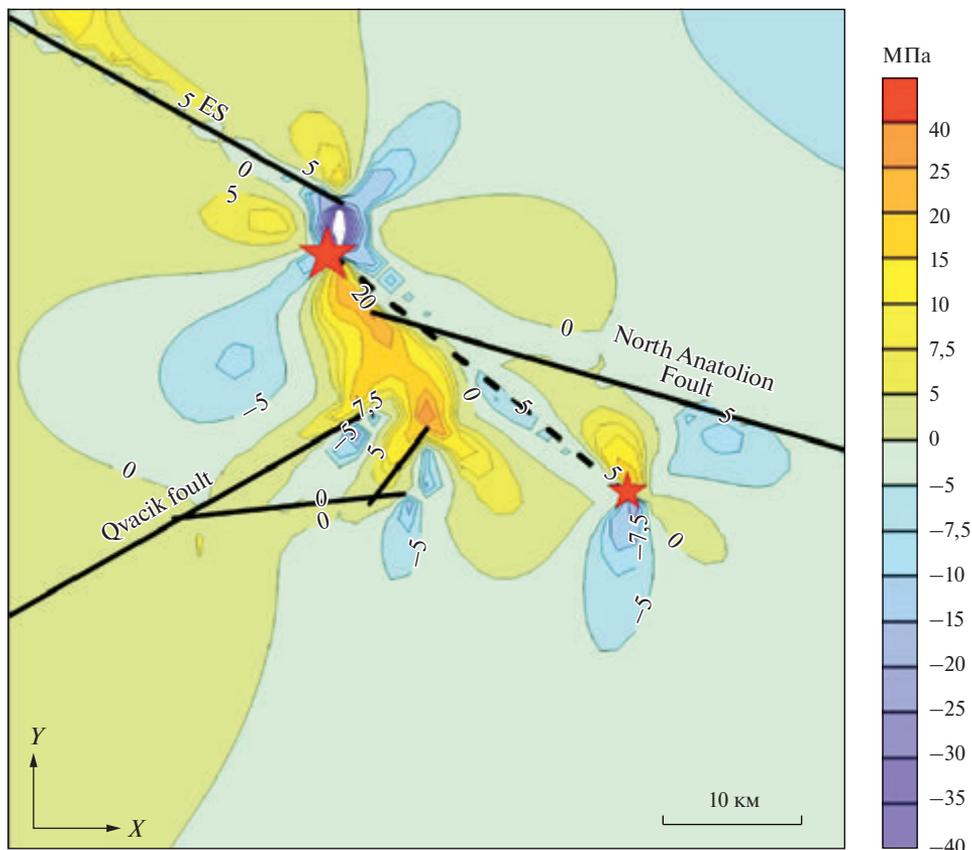


Рис. 3.3.5. Карта напряжений сдвига после землетрясения 13 марта 1992 г. (черная пунктирная линия – положение разрыва)

мируется очаг землетрясения и последующий процесс афтершоковой активности.

Под вновь образовавшимся разрывом понимается протяженная зона (между гипоцентрами главного толчка последующего афтершока) диспергированного материала протяженностью более 30 км и шириной 0,5 км смоделировано НДС эпицентральной зоны при сохранении граничных условий.

На рис. 3.3.5 представлена карта напряжений сдвига после образования разрыва. Как видно из сравнения карт до и после образования разрыва НДС состояния эпицентральной зоны существенно меняются.

Северо-западнее эпицентра главного толчка напряжения сдвига существенно возрастают, одновременно зона высоких напряжений сдвига распространяется на юго-восток, примыкая к эпицентру сильного афтершока. За период с 21 марта по 2 апреля в этих локальных областях зарегистрированы новые афтершоки, число которых возросло до 16 июня 1992 г. (рис. 4z). Образовавшийся разрыв и новое поле напряжений вносят свой

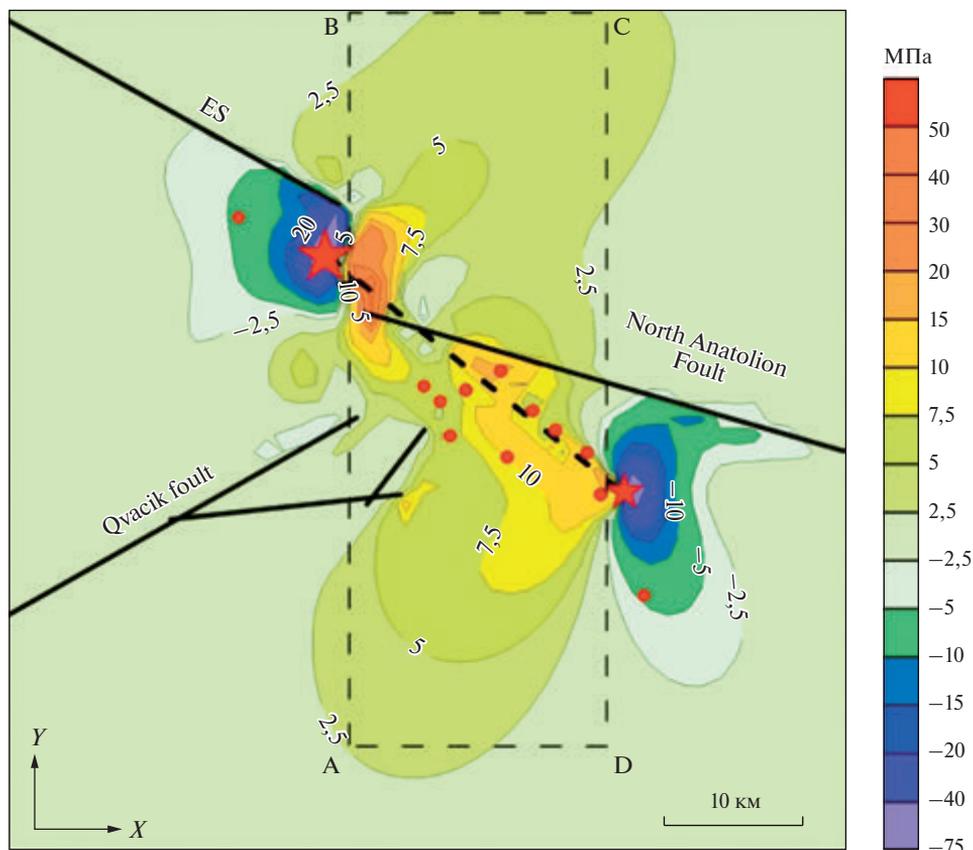


Рис. 3.3.6. Разность интенсивности напряжений до и после землетрясения 13 марта 1992 г. и эпицентры афтершоков (красные точки на рис.) с $M > 3,7$

вклад в афтершоковую активность. На рис. 3.3.6 приведена карта разности интенсивности напряжений до и после землетрясения, т.е. до и после образования разрыва. Зона высоких напряжений сдвига распространяется на юго-восток, примыкая к эпицентру сильного афтершока.

В центральной части сброшенные «статические» напряжения ($\sigma_i \approx 7,5$ МПа) совпадают с областью высокой плотности афтершоков (рис. 3.3.4). В зонах окончания нового разлома интенсивность напряжений возрастает, но площадь распространения значительно меньше площади (объема) сброшенных напряжений.

На карту сброшенной интенсивности напряжений (рис. 3.3.6) вынесены эпицентры самых сильных афтершоков с $M > 3,7$. Восемь афтершоков локализованы в области максимально сброшенной интенсивности напряжений, два ассоциируются с зонами возросшей интенсивности напряжений, возникших после образования тектонического разлома.

Принимая среднюю мощность центральной части сейсмогенерирующего слоя равную 5 км, и, зная площадь сброшенной интенсивности на-

пряжений, можно определить величину сброшенной энергии деформации в результате вновь образовавшегося тектонического разрыва. Для площади, обозначенной прямоугольником ABCD (рис. 3.3.6), и мощности сейсмогенерирующего слоя 5 км при средней величине $\Delta\sigma_i = 5$ МПа величина сброшенной энергии деформации:

$$\Delta U \approx 1,9 \times 10^{17} \text{ Дж.}$$

В эту величину входит «мгновенно» сброшенная энергия при распространении тектонического разрыва и энергия «статических» (нелинейно-упругих) напряжений, сбрасываемая в процессе развития афтершокового процесса. Длительность затухающего афтершокового процесса для Эзринканского землетрясения составляет около трех месяцев. Следует ожидать, что диспергация геологической среды (в виде крипа) должна приводить к изменению физико-механических характеристик сейсмогенерирующего слоя, по крайней мере в области высокой плотности афтершоков.

Если в области высокой плотности афтершоков возникает «мягкое включение» (в терминологии Добровольского) [Добровольский, 1991], то это должно приводить к релаксации напряжений в эпицентральной зоне и концентрации напряжений за ее пределами.

Моделирование НДС эпицентральной зоны Эзринканского землетрясения 13 марта 1992 г. базируется на исходных данных, которые требуют определенной коррекции. Это в первую очередь касается достоверности схемы разломной тектоники района эпицентральной зоны (используемые схемы имеют существенные различия), а также реальной геометрии тектонического разрыва, образовавшегося в результате землетрясения. Следует учесть, что результаты моделирования НДС предполагают определенную условность в адекватности перенесения результатов на конкретные геологические массивы и геодинамические процессы, в них протекающие.

По-видимому, следует признать, что результаты моделирования НДС эпицентральной зоны до землетрясения имеют более высокий уровень достоверности. Интенсивность напряжений как показатель относительного уровня энергонасыщенности среды в сочетании с аномально высокими напряжениями сдвига дают некоторое априорное представление о возможной области развития тектонического процесса.

Локализация афтершоков в области высоких напряжений сдвига, в том числе эпицентров сильных афтершоков с $M > 3,7$, связана в большей степени с релаксацией накопленных «вековых» тектонических напряжений, не исключая влияния быстрого перераспределения напряжений в результате образовавшегося.

Реальная структура разлома является достаточно сложной, и нет уверенности в ее действительной структуре при анализе сечений области афтершоков [Grosser et al., 1998]. При выборе модели разрыва, образовавшегося во время главного толчка, принята зона объемной диспергации материала между главным толчком и последующими сильными афтершоками, коррелирующая с эпицентральной зоной первых афтершоков,

зарегистрированных после организации локальной сети сейсмических наблюдений. В этом случае совпадение направлений нодальных плоскостей механизма главного очага и последующего сильного афтершока дает дополнительное основание предположить существование генетической связи этих двух высокоэнергетических событий на фоне последующей афтершоковой активности.

Центральные области сброса интенсивности напряжений ($\Delta\sigma_i > 7,5$ МПа) соответствуют максимальной плотности более 3000 зарегистрированных афтершоков за три месяца.

Можно только предположить, что общая сброшенная энергия статических («вековых») напряжений существенно выше энергии сейсмических волн при образовании разрыва и последующего афтершокового процесса. Процесс медленной компенсации сброшенной энергии в изменившихся тектонических условиях приводит к новому пространственному распределению напряжений, высокоэнергетические области которых стимулируют дальнейшее развитие сеймотектонического процесса.

Ограничиваясь изложенным, полученные результаты дают надежду, что метод моделирования НДС геологической среды, нарушенной системой тектонических разломов, может быть полезен в проблеме оценки сейсмической опасности и прогноза сильных коровых землетрясений.

3.4. Механизм формирования разрыва землетрясения Хансин-Авадзи (г. Кобе, Япония 17.01.1995 М 6.9)

Введение

17 января 1995 г. в Японии (район г. Кобе) произошло землетрясение Хансин-Авадзи (в литературе также встречаются названия «землетрясение в Кобе», «землетрясение Хёго-Кен» и «Великое землетрясение Хансин») с магнитудой М 6,9 [Holzer, 1995], координатами эпицентра 34,61° с.ш. и 135,04° в.д. и глубиной гипоцентра 14,3 км [Kanamori and Kawakami, 1996]. Эпицентр землетрясения находился в Осацком заливе, севернее острова Авадзи, практически попадая в пролив Акаси. На рис. 3.4.1 приведена структурно-тектоническая схема района землетрясения, составленная по материалам Японских неотектонических карт, обобщенных в работе [Holzer, 1995]. Большинство местных тектонических структур определены как активные разломы в позднечетвертичном периоде. Развитие сейсмического разрыва в результате землетрясения произошло одновременно в двух направлениях – к южной части острова Авадзи и в направлении г. Кобе [Guo et al., 2013; Hashimoto et al., 1996], трасса разрыва показана на рис. 3.4.1 пунктирной линией. Механизм очага землетрясения представляет собой правосторонний сдвиг, ось сжатия которого ориентирована в субширотном направлении. После землетрясения в течение 4 месяцев было зафиксировано более 200 афтершоков с магнитудой от 2,5 до 3,5 и 19 сильных афтершоков с магнитудой более 4 м [Yamanaka et al., 2002].

Результаты моделирования и их обсуждение

Используемый авторский метод моделирования НДС блочного гетерогенного упругоизотропного массива, нарушенного системой тектонических разломов, подробно изложен в ранее опубликованной работе [Морозов, 2021]. Верхняя часть земной коры в интервале глубин до 20–25 км, соответствующая сейсмогенерирующему («сейсмогенетическому») слою сильных землетрясений с $M > 6$, моделируется упругоизотропным слоем, нарушенным тектоническими разломами с эффективным упругим модулем, существенно более низким по сравнению с окружающей геологической средой. Внешнее поле тектонических напряжений задается исходя из геолого-геофизических данных, механизмов очагов сильных землетрясений, результатов геодезических исследований, включая GPS-измерения.

Для расчета НДС эпицентральной зоны землетрясения Хансин-Авадзи была использована структурно-тектоническая схема, приведенная на рис. 3.4.1. При моделировании рассматривались фрагменты верхней части земной коры размерами $\sim 100 \times 100$ км. При таких размерах можно пренебречь сферичной формой Земли и считать выбранный фрагмент горизонтальным слоем, в предположении, что на глубине 17–20 км под ним существует слой пластической деформации (слой Гутенберга) [Беньофф, 1961] с низкими скоростями сейсмических волн. Вычисления производились при следующих физико-механических свойствах: модуль Юнга $E = 5 \times 10^4$ МПа, эффективный упругий модуль тектонических разломов $E_p = 5 \times 10^2$ МПа, коэффициент Пуассона $\nu = 0,25$.

Граничные условия заданы на основе данных о механизме очага землетрясения [Yamanaka et al., 2002] и смещений земной поверхности по геодезическим измерениям [Hashimoto et al., 1996].

На рис. 3.4.2 представлены результаты расчета интенсивности тектонических напряжений σ_i и отношения главных напряжений $\sigma_{xx} / \sigma_{yy}$. Видно, что зона активных разломов шириной ~ 7 –8 км, ориентированная в северо-восточном – юго-западном направлениях, представляет собой совокупность отдельных разломов протяженностью от 10 до 20 км. В ее пределах формируются локальные поля (аномалии) высокой и низкой интенсивности напряжений по сравнению с фоновыми значениями (рис. 3.4.2а), которые близки к 25 МПа (при заданных граничных условиях). Аномально высоким зонам соответствуют значения $\sigma_i > 30$ МПа. Зоны аномально высокой интенсивности напряжений возникают в межразломных интервалах и в зонах замыкания разломов, а зоны аномально низкой интенсивности напряжений – на участках, непосредственно прилегающих к тектоническим разломам.

В пределах центральной части района (как это видно на рис. 3.4.2а) образовалась протяженная зона высокой интенсивности напряжений с осью широтного направления, протяженностью около 20 км и шириной около 4 км. В ее центральную часть и попадает эпицентр главного толчка землетрясения (в пределах погрешности ± 3 км).

При этом разрыв зарождается в области высокой интенсивности напряжений при отношении главных действующих напряжений $\sigma_{xx} / \sigma_{yy} \geq 4$ (рис. 3.4.2б), то есть в области относительно высокого компрессионного

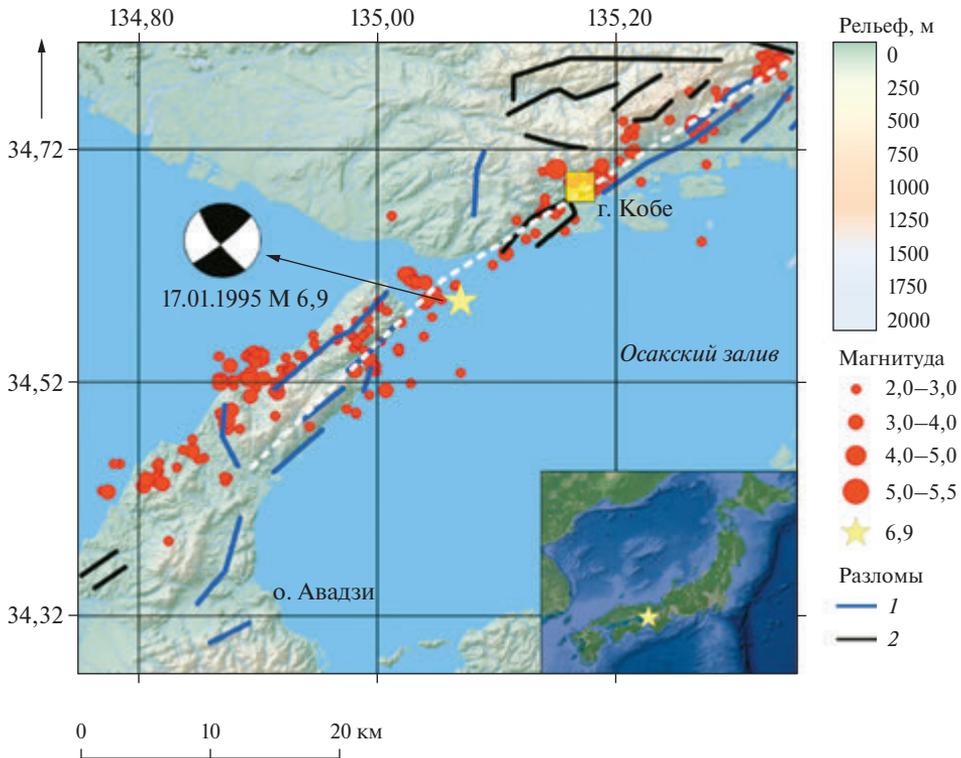


Рис. 3.4.1. Структурно-тектоническая схема района землетрясения Хансин-Авадзи, составленная по материалам [Holzer, 1995; Yamanaka et al., 2002; Hashimoto et al., 1996; Guo et al., 2013]. 1 – активные разломы позднечетвертичного периода; 2 – разломы раннечетвертичного или кайнозойского периода; 3 – образовавшийся разрыв.

сжатия и минимальных напряжений отпора по сравнению с фоновыми значениями.

Если исходить из результатов моделирования НДС эпицентральной зоны землетрясения Хансин-Авадзи, априори можно было бы предположить, что разрыв зарождается в области, обозначенной диагональной штриховкой на рис. 3.4.2б, и распространяется в соответствии с генеральным направлением азимута ориентации выявленных тектонических разломов. На северо-востоке и юго-западе магистральный разрыв пересекает зоны высокой интенсивности напряжений, а также максимальных значений σ_{xx}/σ_{yy} , т.е. распространяется в оптимальных условиях для образования сдвига (рис. 3.4.2). По данным работ [Guo et al., 2013; Hashimoto et al., 1996], образовавшийся разрыв имеет протяженность около 60 км и угол падения в пределах $\sim 75^\circ\text{--}85^\circ$.

Неоднократно наблюдаемое снижение фоновой сейсмической активности в сейсмоактивных районах перед сильными землетрясениями (время «затишья») способствует накоплению упругой потенциальной энергии в эпицентральной зоне и росту площади критической изобары (около

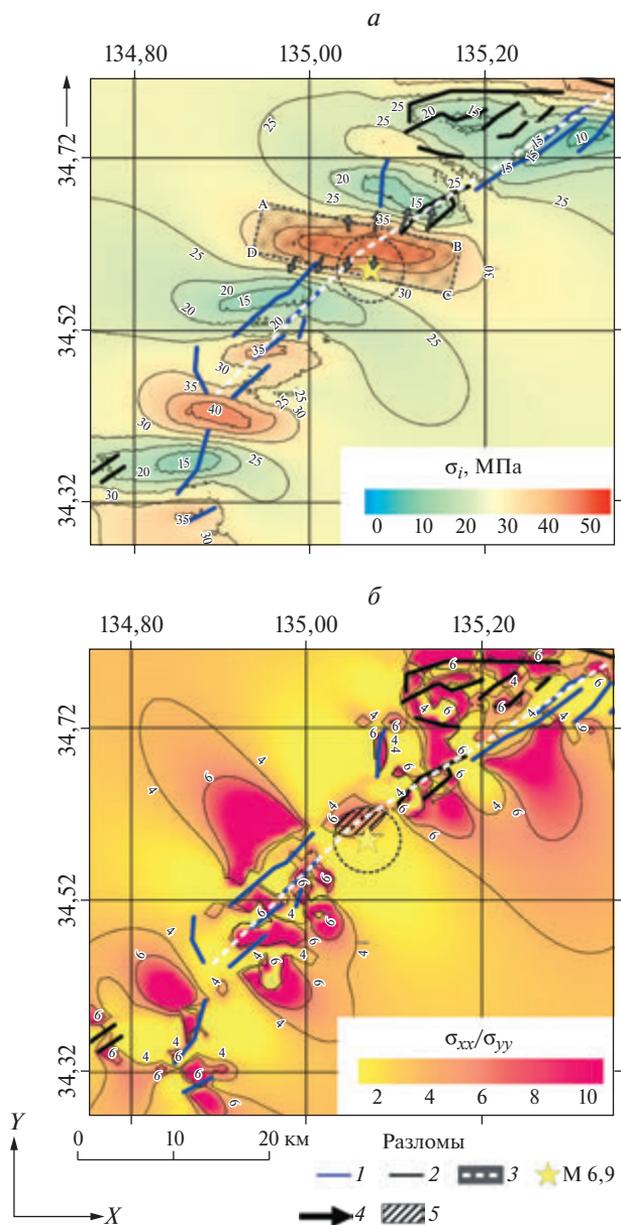


Рис. 3.4.2. Напряженно-деформированное состояние эпицентральной зоны землетрясения Хансин-Авадзи 17.01.1995 М 6,9. *a* – интенсивность напряжений σ_i ; *b* – отношение главных действующих напряжений $\sigma_{xx} / \sigma_{yy}$; 1 – активные разломы позднечетвертичного периода; 2 – раннечетвертичные разломы; 3 – образовавшийся разрыв; 4 – направление максимального градиента интенсивности напряжений (*a*); 5 – область зарождения разрыва (*b*). Пунктирный круг – ошибка определения положения эпицентра землетрясения. Прямоугольник ABCD – зона аккумуляции энергии для формирования разрыва

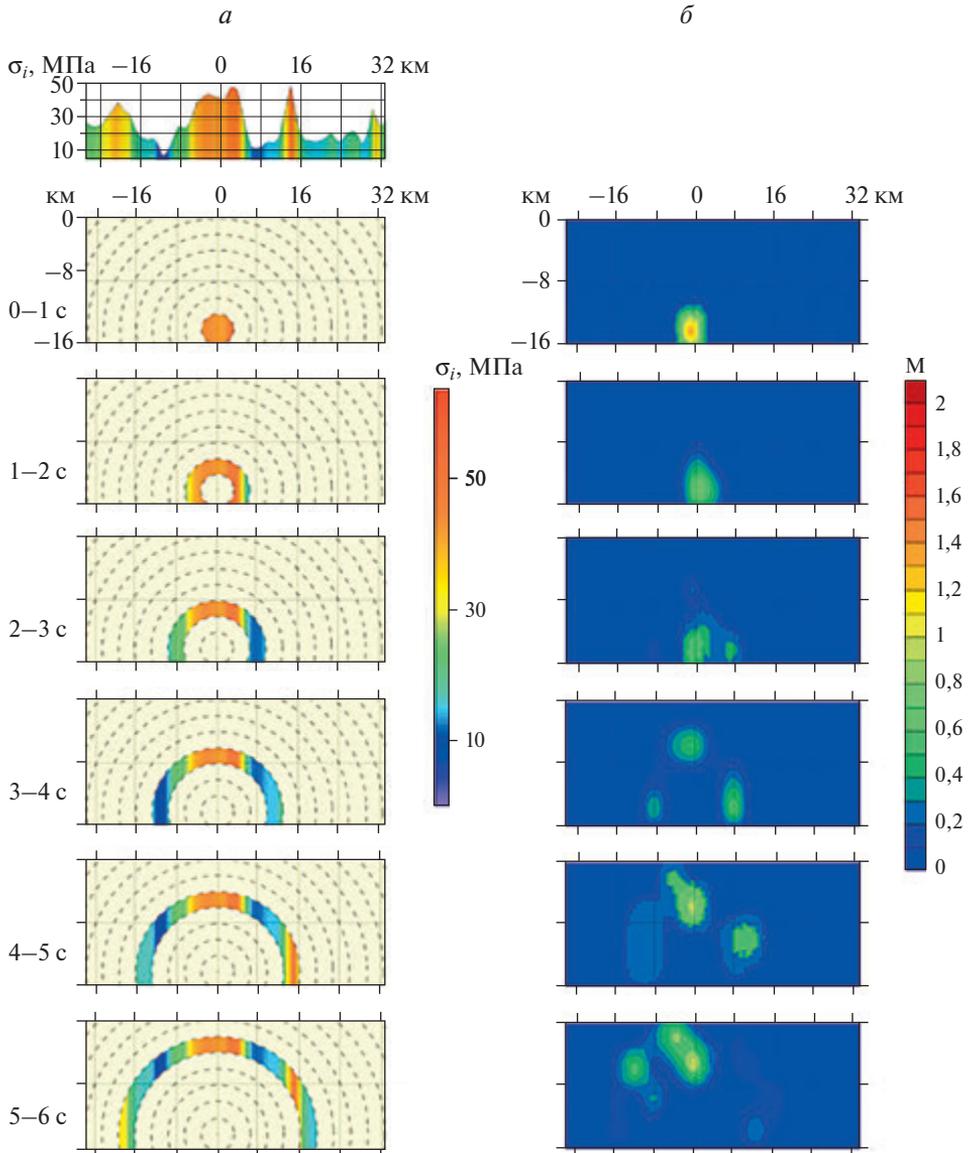


Рис. 3.4.3. Модель профиля распространения разрыва в сопоставлении с экспериментальными данными [Guo et al., 2013] в интервале 0–6 с от начала землетрясения. Построенные профили соответствуют трассе сейсмического разрыва, показанного на рис. 3.4.1 и 3.4.2 пунктирной линией. Горизонтальная отметка «0» – соответствует эпицентру землетрясения и месту старта разрыва. *a* – интенсивность напряжений σ_i , МПа (пунктирные изолинии соответствуют скорости распространения разрыва 3 м/с); *б* – экспериментальные данные смещений в плоскости разрыва, м

30 МПа), достигающей в момент землетрясения области аномально высоких значений отношения главных напряжений $\sigma_{xx}/\sigma_{yy} \geq 3-5$.

Разрыв первоначально формируется в объеме диаметром до 1 км и получает свое дальнейшее развитие в направлении максимального градиента интенсивности напряжений $|grad(\sigma_i)|$ (стрелки на рис. 3.4.2a), корректируемое доминирующим направлением простирания разломной зоны.

Для эпицентральной зоны землетрясения даже высокая точность определения координат эпицентра дает основание варьировать его положением в радиусе 3 км, что позволяет сместить его на северо-запад на 2 км ближе к изобаре в 40 МПа (рис. 3.4.2a). Таким образом, как в ряде аналогичных ситуаций при моделировании НДС эпицентральных зон сильных коровых землетрясений [Морозов и др., 2018a; Морозов и др., 2018б; Морозов и др., 2020] в рамках использованных граничных условий, условие возникновения разрыва в очаге землетрясения соответствует соотношениям:

$$\begin{cases} (\sigma_i)_{кр} \geq 30 \text{ МПа} \\ \left(\frac{\sigma_{xx}}{\sigma_{yy}} \right)_{кр} \geq 3 \div 5 \end{cases} \quad (3.13)$$

Ближайшие зоны высокой интенсивности напряжений на северо-востоке и юго-западе от эпицентра землетрясения находятся на расстоянии ~15 км (рис. 3.4.2) и реализуют свою накопленную энергию для его дальнейшего распространения.

На рис. 3.4.3, 3.4.4 показаны области максимальных смещений при распространении разрыва из очага землетрясения по результатам сейсмологических исследований [Guo et al., 2013] и модель этого процесса с использованием результатов моделирования НДС вдоль профиля, пересекающего «плоскость» разрыва, аномальную зону ABCD (верхняя часть рис. 3.4.3a и 3.4.4a), проходя через эпицентр землетрясения.

Протяженность разрыва зависит от удаленности зон высокой концентрации потенциальной энергии тектонических напряжений, способных поддержать его распространение. Разрыв землетрясения Хансин-Авадзи, распространяясь к поверхности в аномально напряженной зоне, вызывает максимальный сброс напряжений, сопровождающийся максимальными смещениями по разрыву. При достижении разрывом аномальных зон высокой интенсивности напряжений максимальные смещения были зарегистрированы именно в зонах северо-восточнее и юго-западнее эпицентра землетрясения (рис. 3.4.3, 3.4.4), которые находятся на расстоянии 15–20 км, и им соответствуют аномально высокие отношения σ_{xx}/σ_{yy} .

Таким образом, формирование межразломной зоны высокой интенсивности напряжений (рис. 3.4.2a) согласуется с сейсмологическими данными и дает новое представление о механизме очага землетрясения, объясняя наличие областей максимальных смещений в косейсмическом эффекте сильных землетрясений.

Не требуя абсолютного совпадения при сопоставлении результатов моделирования напряженного состояния (рис. 3.4.3a, 3.4.4a) и эксперимен-

тальных данных (рис. 3.4.3б, 3.4.4б) можно утверждать, что модель распространения разрыва создает основу для интерпретации сейсмологических данных и физического объяснения причин распространения разрыва.

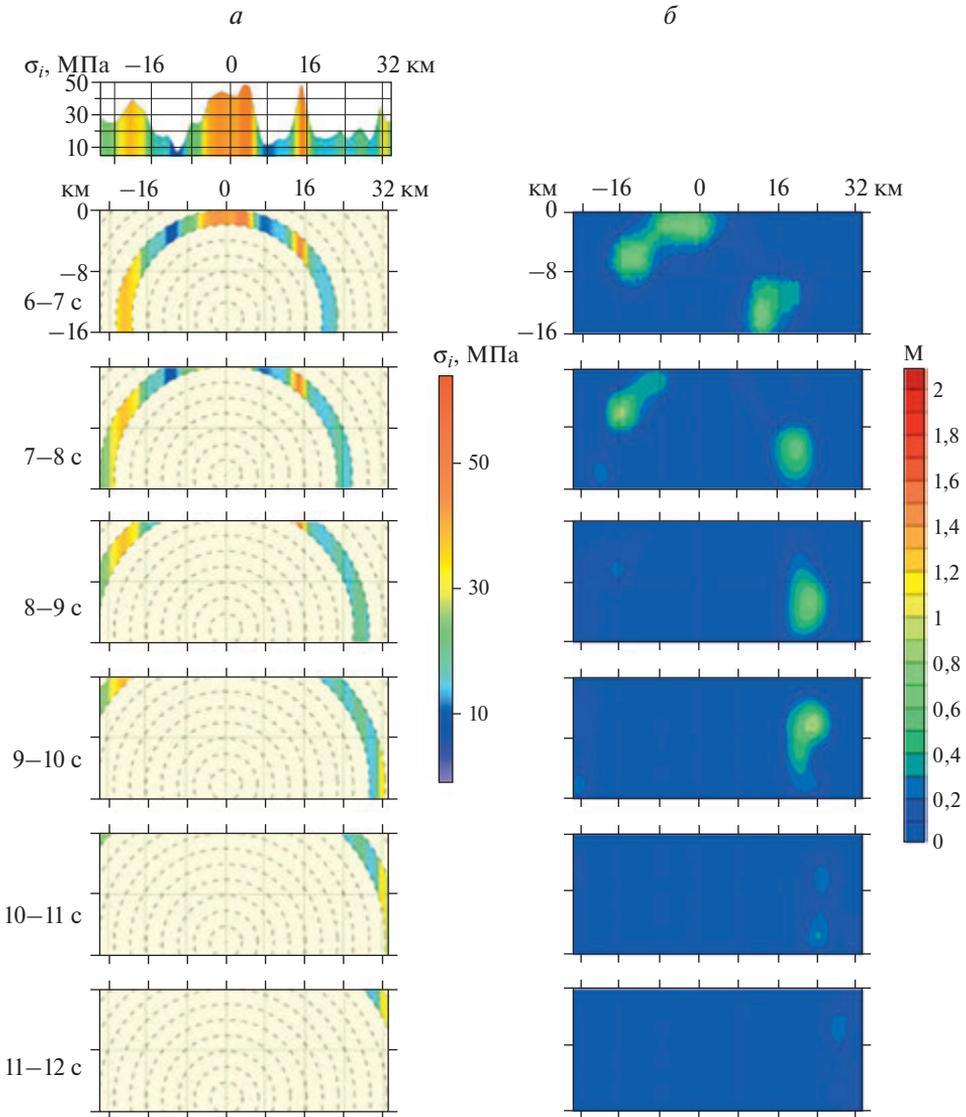


Рис. 3.4.4. Модель профиля распространения разрыва в сопоставлении с экспериментальными данными [Guo et al., 2013] в интервале 6–12 с от начала землетрясения. Построенные профили соответствуют трассе сейсмического разрыва, показанного на рис. 3.4.1 и 3.4.2 пунктирной линией. Горизонтальная отметка «0» – соответствует эпицентру землетрясения и месту старта разрыва. *a* – интенсивность напряжений σ_i , МПа (пунктирные изолинии соответствуют скорости распространения разрыва 3 м/с); *b* – экспериментальные данные смещений в плоскости разрыва, м

Результаты моделирования НДС эпицентральной зоны землетрясения в районе г. Кобе (о. Авадзи, Япония) 17 января 1995 г. с магнитудой $M 6,9$, в сочетании с ранее полученными результатами для других регионов [Морозов и др., 2018а; Морозов и др., 2018б; Морозов и др., 2020], дают возможность сделать следующие основные выводы:

- тектонические разломы являются причиной возникновения локальных высокоградиентных полей тектонических напряжений, локальная концентрация упругой потенциальной энергии внешнего поля тектонических напряжений возникает в зонах окончания тектонических разломов;
- концентрация упругой потенциальной энергии, значительно превышающая фоновую в этих зонах, при внешней «подкачке» региональных тектонических напряжений приводит к образованию сейсмогенерирующего разрыва;
- высокая концентрация и аккумуляция упругой потенциальной энергии тектонических напряжений возможна только при определенных соотношениях между главными действующими напряжениями;
- разрыв в эпицентре землетрясения возникает в зоне повышенной концентрации интенсивности напряжений по отношению к фону и при отношении главных напряжений $\sigma_{xx}/\sigma_{yy} \geq 3$;
- протяженность разрыва (следовательно, и магнитуда землетрясения) определяется объемом накопленной сейсмогенерирующим слоем упругой энергии в локальной зоне (как самостоятельным центром), поддерживающим его распространение или совокупности таких взаимодействующих центров при его распространении.

3.5. Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны сильного землетрясения в Турции (Измит, 1999 г., $M 7,4$)

Введение

17 августа 1999 г. в Турции произошло сильное землетрясение с $M_w 7,4$ с эпицентром в районе г. Измит, (координаты эпицентра $40^\circ 42'$ с.ш. $29^\circ 59'$ в.д., глубина очага 13–18 км [Barka, 1999; Ito et al., 2002; Cakir et al., 2003]. Эпицентральной зона находилась на западе протяженной Северо-Анатолийской разломной зоны, включающей крупные разломы (*Sapanca–Izmit* и *Izmit–Mekece faults*) и менее протяженные разломы в районе Измитского залива. В результате землетрясения возникла система разрывов и трещин на поверхности протяженностью более 70 км от Измитского залива до 31° в.д. [Barka, 1999; Ito et al., 2002; Lekkas, 2004; Görgün et al., 2009]. Мобильная сеть сейсмических станций зарегистрировала более 2000 афтершоков в течение двух месяцев после основного толчка. Вытянутая в широтном направлении протяженная зона афтершоков (более 150 км) содержит четыре основных кластера с глубиной очагов в пределах от 0 до 20 км [Ito et al., 2002; Görgün et al., 2009].

Ранее в этом районе зарегистрировано несколько сильных землетрясений с $M > 7$ в 1894, 1957, 1967 годах, предположительно связанных с активными тектоническими разломами западной части Северо-Анатолийской разломной зоны [Neugebauer J., 1995].

В настоящей работе использованы геодинамические представления о развитии тектонического процесса в этом районе, включая особенности разломной тектоники района в пределах территории, ограниченной 40° – 41° с.ш. и 29° – 31° в.д. [Neugebauer J., 1995; Stain et al., 1997].

Пространственная ориентация осей главных тектонических напряжений внешнего поля напряжений выбрана по результатам определения механизмов очагов сильных коровых землетрясений в районе [Özalaybey et al., 2002; Görgün et al., 2009]. При моделировании НДС эпицентральной зоны землетрясения 17 августа 1999 г. главная ось сжатия σ_{yy} ($Shma_x$) имеет азимут 135° .

При сопоставлении результатов моделирования НДС с сейсмологическими наблюдениями установлено, что очаг землетрясения возникает в зоне высокой интенсивности напряжений (с учетом возможной ошибки определения координат эпицентра землетрясения ± 5 км) при напряжениях бокового отпора, трансформированных в положительные напряжения растяжения. Локальные области аномально высокой интенсивности напряжений трассируют линию будущего тектонического разлома и имеют пространственную корреляцию с локализацией выделенных кластеров афтершоков. Образовавшийся разрыв пересекает области высокой интенсивности напряжений, частично сбрасывая накопленные «вековые» статические тектонические напряжения и стимулируя активизацию афтершокового процесса. Глубины большинства гипоцентров афтершоков находятся в пределах 5–20 км, что соответствует глубине проникновения тектонических разломов, определяющих неоднородность напряженного состояния верхней части земной коры в поле тектонических напряжений.

Сеймотектоническая позиция Измитского землетрясения

Протяженность образовавшихся после землетрясения разрывов и трещин на поверхности составляла около 70 км [Görgün et al., 2009; Lekkas, 2004]. Региональная и временная сеть сейсмических станций за два месяца после главного толчка зарегистрировала более 2000 афтершоков в линейно вытянутой вдоль Измитского залива зоне протяженностью около 150 км (рис. 3.5.1). Вновь образовавшийся разлом локализован севернее разлома «Sapanca–Izmit», который на востоке от эпицентра Измитского землетрясения пересекается с разломом «Izmit–Mekese» (рис. 3.5.1). Этот район Северо-Анатолийской зоны в предшествующие семь лет до землетрясения характеризовался низкой сейсмической активностью [Reilinger et al., 2000].

Разломная тектоника и современный процесс деформирования земной коры являются определяющими факторами сеймотектоники и современной сейсмической активности в этом районе [Neugebauer, 1995].

Для моделирования НДС использована схема разломной тектоники Северо-Западной части Северо-Анатолийской зоны разломов, представ-

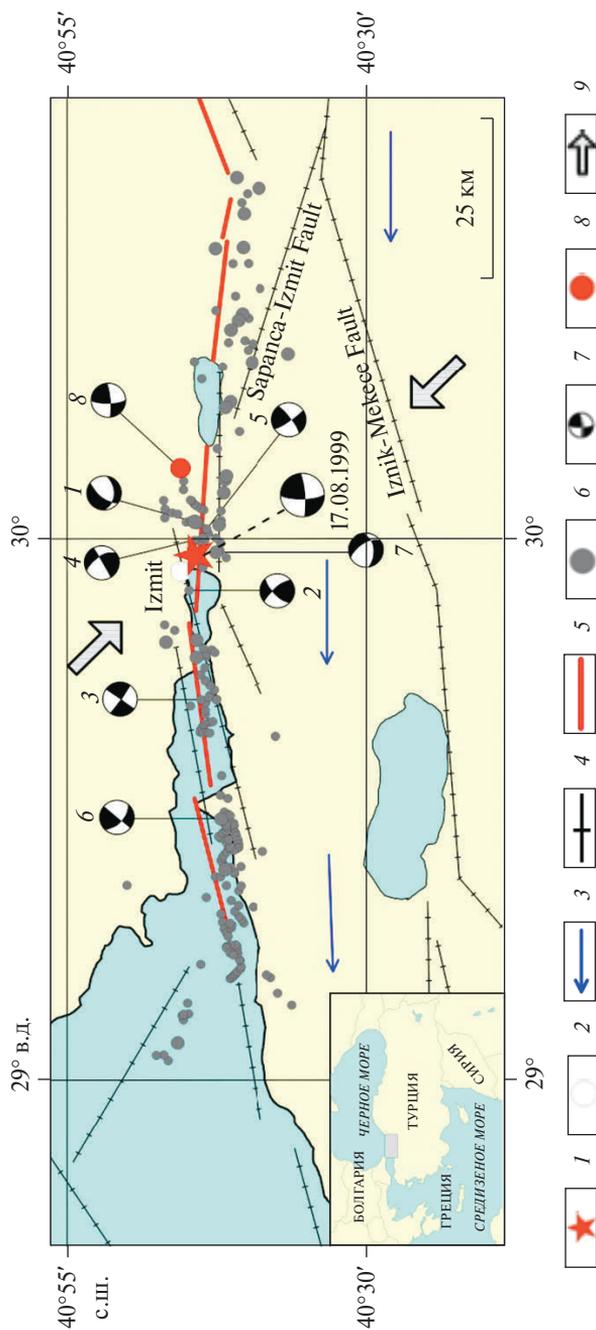


Рис. 3.5.1. Схема разломной тектоники района Измитского землетрясения с использованием данных [Görgün et al., 2009]: 1 – эпицентр землетрясения 17 августа 1999 г.; 2 – г. Измит; 3 – векторы смещений по данным GPS-наблюдений ~20 мм/год; 4 – тектонические разломы; 5 – положение нового разрыва; 6 – афтершоки, зарегистрированные в первые 12 часов после землетрясения; 7 – механизмы очагов афтершоков и главного толчка; 8 – сильный афтершок землетрясения, М 6,2; 9 – направление оси сжимающих напряжений

ленная на рис. 3.5.1. Эпицентр землетрясения локализован внутри кулисообразной зоны разломов протяженностью в пределах 50 км. По данным региональной сети GPS-наблюдений, в этом районе вектор скорости горизонтальных смещений имеет широтное направление при скорости смещения поверхности в пределах 20–25 мм/год [Görgün *et al.*, 2009; Reilinger *et al.*, 2000].

Как это видно на рис. 3.5.1, положение нодальных плоскостей в очаге главного толчка и максимального по магнитуде афтершока совпадает с ориентацией оси сжатия $\sim 135^\circ$. Это направление принято за доминирующее направление главной оси сжатия в этом районе при последующем моделировании НДС эпицентральной зоны. Изменения ориентации нодальных плоскостей в очагах афтершоков (таблица 3.5.1), возможно, связаны с влиянием вновь образовавшегося разрыва.

Таблица 3.5.1

Афтершоки Измитского землетрясения

№	Дата	Время	Глубина гипоцентра	Магнитуда M_L
1	19.08.1999	03:18	8,4	3,6
2	20.08.1999	09:48	6,8	3,5
3	24.08.1999	05:30	7,6	3,7
4	31.08.1999	08:33	10,0	4,2
5	04.09.1999	10:30	11,4	4,0
6	09.09.1999	01:02	11,6	3,7
7	09.09.1999	20:21	8,8	3,6
8	13.09.1999	11:55	16,7	6,2

На рис. 3.5.2 представлены результаты изучения скоростей распространения продольных волн в центральной части Северо-Анатолийского разлома (широтный профиль) [Yolsal-Çevikbilen *et al.*, 2012]. Сейсмогенерирующий слой находится в пределах 5–15 км с $V_p < 5,5$ (км/с) с локализацией очагов сильных землетрясений в этом интервале глубин. При моделировании НДС угол падения разломов принимается вертикальным. Эта информация также использована при последующем моделировании НДС эпицентральной зоны землетрясения.

В расчетах НДС приняты численные предполагаемые параметры действующих напряжений $\sigma_{\max} = -30$ МПа и, соответственно, $\sigma_{\min} = -10$ МПа. При этом значение упругого модуля изотропного массива $E = 5 \times 10^4$ МПа и, соответственно, модуля диспергированного материала разломов на два порядка ниже.

Результаты моделирования НДС эпицентральной зоны землетрясения

В работах [Morozov, Manevich, 2016; Морозов и Маневич, 2017; Morozov, Manevich, 2018] была выявлена тенденция локализации эпицентров коровых землетрясений M 6–6,8 в зонах аномально высокой интенсивности напряжений. При этом эпицентр главного толчка находился в области ано-

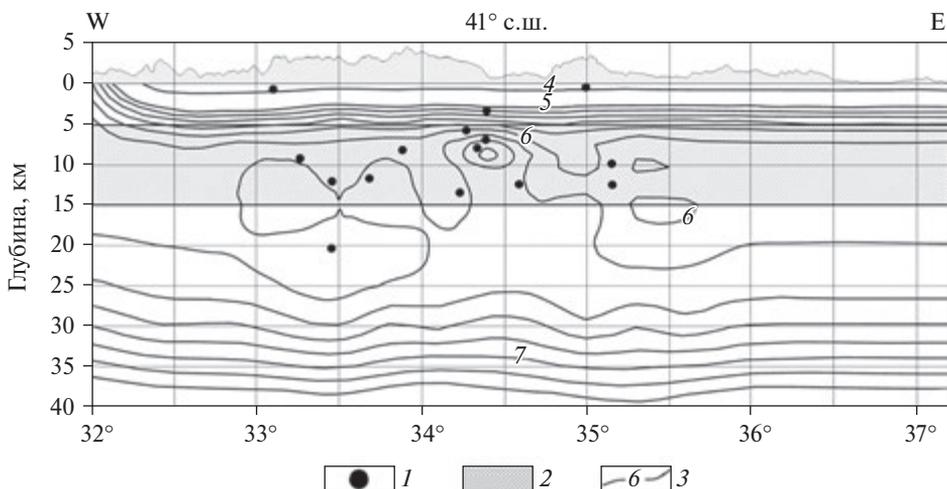


Рис. 3.5.2. Скоростной разрез (Р-волны) в центральной части Северо-Анатолийского разлома с использованием данных [Yolsal-Çevikbilen et al., 2012]: 1 – гипоцентры сильных землетрясений; 2 – мощность предполагаемого сейсмогенерирующего слоя; 3 – изолинии скоростей продольных волн, км/с

мального высокого отношения главного напряжения к напряжению отпора, как правило, $\sigma_{\max}/\sigma_{\min} > 6$ при фоновом значении равном 3.

В эпицентре напряжения σ_{xx} меняют знак, переходя в положительные напряжения растяжения. Можно предположить возможность более высокой вероятности образования разрыва в этой зоне в рамках модели Кулона – Мора. На рис. 3.5.4 приведена карта отношения σ_{yy}/σ_{xx} , где отрицательные значения отношения соответствуют реализации положительных напряжений σ_{xx} (напряжений растяжения).

Допустив, что эпицентр главного толчка попадает в область аномально высокой интенсивности напряжений и растягивающих напряжений σ_{xx} , разрыв во время землетрясения распространялся в широтном направлении, соединяя между собой зоны высокой интенсивности напряжений (рис. 3.5.3). Возникает вопрос: На основании полученных данных возможен ли ретро-спективный прогноз места старта разрыва и его протяженности?

В области эпицентра будущего землетрясения появляется зона аномально высоких значений растягивающих (положительных) напряжений, σ_{xx} , вероятно, стимулирующих старт разрыва в этой области (имея в виду зону сейсмогенерирующего слоя в пределах от 5 до 15 км от поверхности).

На рис. 3.5.3-1 приведена карта интенсивности напряжений («вековых» тектонических напряжений) до момента образования разрыва во время землетрясения 17 августа 1999 г. Видно, что в локальных областях, как правило, на концах разломов, возникают зоны аномально высокой интенсивности напряжений σ_i (напомним, что σ_i^2 пропорционален накопленной потенциальной энергии деформации, см. раздел 3). Одновременно возникают зоны аномальных величин отношений главных действующих напряжений (в рамках принятой модели плоского напряженного состояния слоя).

Учитывая неопределенность в выборе физико-механических характеристик разломных зон, на рис. 3.5.3-П приведена карта интенсивности напряжений при отношении упругого модуля массива E_M к эффективному упругому модулю разлома $E_{эр}$: $E_M/E_{эр} = 10$. Можно видеть, что морфология поля напряжений не испытывает существенных изменений с позиции «больше–меньше», вместе с тем сравнение сброшенных напряжений после сильных землетрясений находится в лучшем соответствии с имеющимися данными [Kanamori, 1994] при выбранном выше соотношении упругих параметров (рис. 3.5.3-Г).

В эпицентре главного толчка интенсивность напряжений достигает ~ 70 МПа, при этом отношение главных напряжений меняет знак, положительные напряжения σ_{xx} образуют цепочку аномальных зон, вытянутых в широтном направлении. Тогда в рамках ретроспективного прогноза можно было бы ожидать возникновения разрыва именно в этой области и его распространения на запад и восток, объединяя зоны аномально высокой интенсивности напряжений. Обратим внимание, что самый сильный афтершок с $M 6$ произошел также в аномальной зоне эпицентра землетрясения.

Показанные на рис. 3.5.1 первые афтершоки были зарегистрированы в интервале 12 часов после основного толчка. Наибольшая плотность афтершоков соответствует зонам высокой интенсивности напряжений. Более 7 тыс. зарегистрированных после этого афтершоков образуют кластеры в зонах высокой плотности первых афтершоков.

На рис. 3.5.5 показана детализация положительных напряжений растяжения σ_{xx} в области эпицентра главного толчка. Можно видеть, что эпицентр землетрясения попадает в область положительных напряжений σ_{xx} и из этой области распространяется новый разрыв.

Обсуждение результатов моделирования напряженно-деформированного состояния

Результаты расчетов дают основание предположить, что разрыв из области гипоцентра распространяется на запад и на восток, пересекая области высокой интенсивности напряжений, коррелируя с аномально высокими значениями отношения $\sigma_{xx}/\sigma_{yy} > 4-6$, переходящих в напряжения растяжения. Последующий афтершоковый процесс захватывает протяженную зону длиной около 170 км с локализацией гипоцентров афтершоков в интервале глубин 5–20 км [Ito et al., 2002; Görgün et al., 2009].

Обратим внимание на появление афтершоков и их формирование в кластеры в зонах аномально высокой интенсивности напряжений, т.е. областях высокой концентрации энергии деформации. Как отмечено выше, частичный сброс напряжений в области нового разрыва запускает афтершоковый процесс в зонах, ранее накопленных «вековых» (статических) тектонических напряжений [Morozov, Manevich, 2018]. Логично предположить, что разрыв, стартуя из гипоцентра на глубине 18 км, реализуется в зоне высокой концентрации напряжений (в реальных условиях устремляясь к поверхности), стимулируя дальнейший автомодельный процесс объединения зон аномально высокой интенсивности напряжений в направлении его рас-

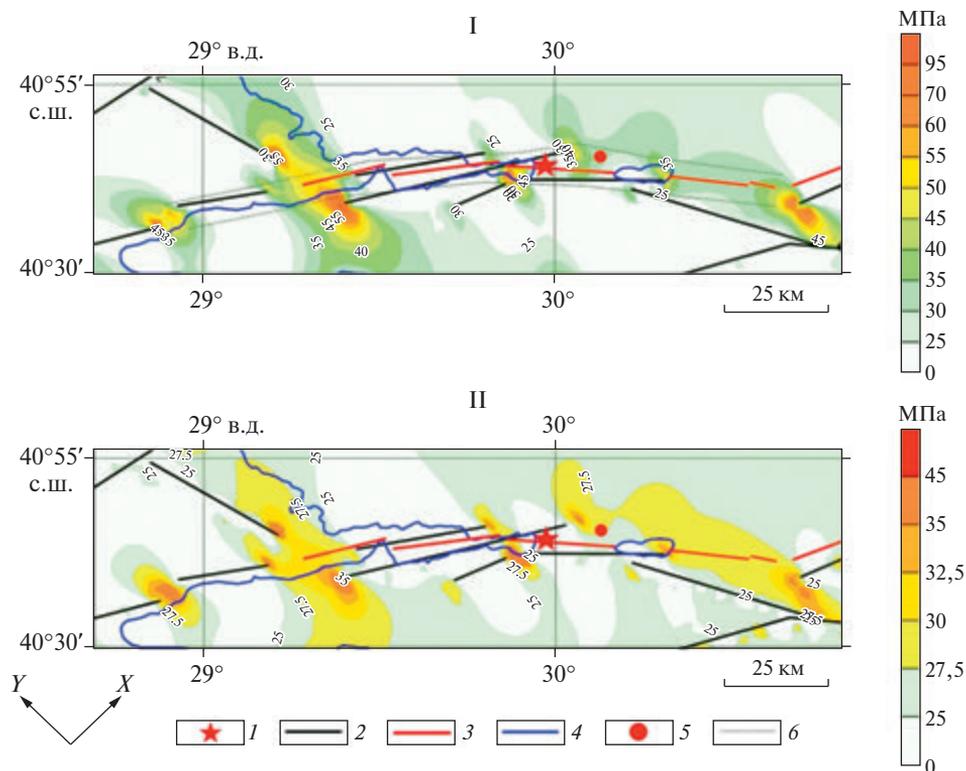


Рис. 3.5.3. Карта интенсивности σ , напряжений в эпицентральной зоне Измитского землетрясения до момента главного толчка: I – результаты моделирования с отношением упругих модулей вмещающего массива и разлома $E_M/E_{Эр} = 100$; II – результаты моделирования с отношением упругих модулей вмещающего массива и разлома $E_M/E_{Эр} = 10$; 1 – эпицентр; 2 – тектонические разломы; 3 – положение нового разрыва; 4 – границы водных поверхностей (залив и озеро); 5 – сильный афтершок землетрясения, М 6,2; 6 – зона ретроспективного прогноза возможного распространения разрыва

пространения по латерали. Разрыв, стартуя из гипоцентра главного толчка, в своем распространении «ищет» зоны высокой энергетической насыщенности, меняя вектор своего распространения.

В то же время просматривается тенденция локализации кластеров афтершоков в зонах, где отношение σ_{xx}/σ_{yy} превышает фоновые значения, достигая 6 и выше. Это значит, что в гипоцентрах афтершоков разрыв возникает при относительно высоких напряжениях σ_{yy} и низких значениях напряжений отпора, переходящих в напряжения растяжения, т. е. в условиях, оптимальных для формирования разрыва в виде сдвига. Пространственная ориентация нодальных плоскостей зависит от ориентации осей главных напряжений в макрообъемах очагов афтершоков, которые, в свою очередь, изменяются в процессе изменения общего НДС эпицентральной зоны.

Образовавшийся разрыв протяженностью порядка 170 км снимает накопленные «вековые» статические напряжения в зоне своего влияния. Наиболее интенсивен этот процесс в локальных зонах высокой интен-

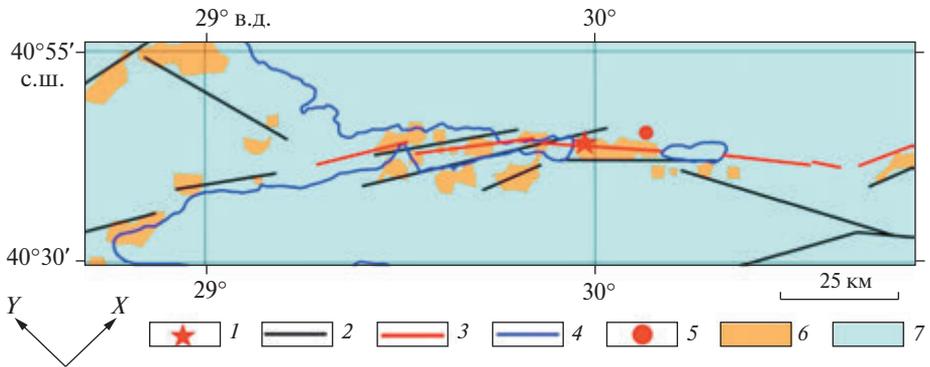


Рис. 3.5.4. Карта локализации положительных напряжений σ_{xx} (напряжений растяжения) до момента образования разрыва: 1 – эпицентр землетрясения; 2 – тектонические разломы; 3 – положение нового разрыва; 4 – границы водных поверхностей (залив и озеро); 5 – сильный афтершок Измитского землетрясения, М 6,2; 6 – области положительных напряжений σ_{xx} ; 7 – области отрицательных напряжений σ_{xx}

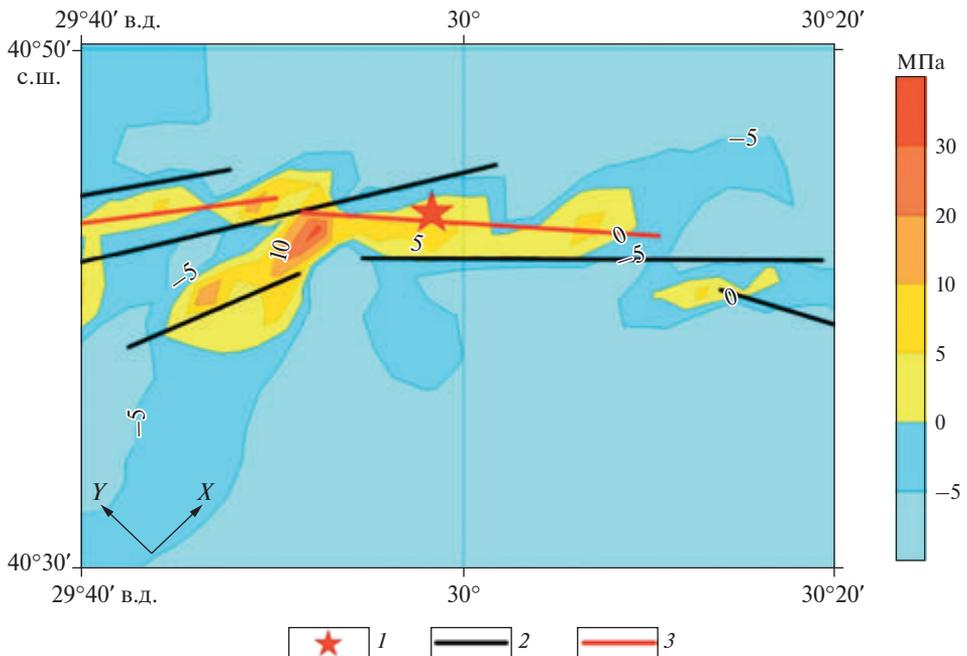


Рис. 3.5.5. Карта напряжений σ_{xx} в эпицентральной области до момента главного толчка: 1 – эпицентр землетрясения; 2 – тектонические разломы; 3 – положение нового разрыва на поверхности

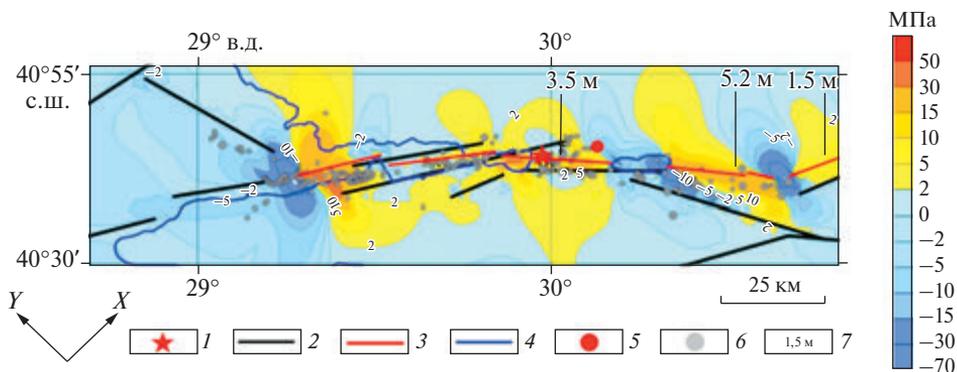


Рис. 3.5.6. Карта разности интенсивности напряжений $\Delta\sigma$, до и после Измитского землетрясения, с использованием данных [Ito et al., 2002; Lekkas, 2004; Görgün et al., 2009]: 1 – эпицентр землетрясения; 2 – тектонические разломы; 3 – положение нового разрыва; 4 – границы водных поверхностей (залив и озера); 5 – сильный афтершок землетрясения, М 6,2; 6 – афтершоки, зарегистрированные в первые 12 часов после землетрясения; 7 – максимальные смещения земной поверхности

сивности напряжений, предшествующей землетрясению, т.е. в кластерах с высокой плотностью афтершоков.

На рис. 3.5.6 показана карта разности интенсивности напряжений после образования разрыва соответственно. Четко выделяются четыре зоны сброшенных напряжений, причем зона, непосредственно включающая эпицентр главного толчка и две зоны западнее от него, соответствуют зонам обнаруженных трещин и поверхностных разрывов по разлому длиной от 1,5 до 5,2 м [Ito et al., 2002; Lekkas, 2004]. Следует ожидать и значительных деформаций поверхности и возможных разрывов на запад от эпицентра главного толчка под водами Измитского залива, вызвавших цунами с высотой более 2,5 м.

В заключение обратим внимание на аналогичную ситуацию, предшествующую Эрзиканскому землетрясению 13.03.1992 М 6,9 на востоке Северо-Анатолийского разлома [Morozov, Manevich, 2018]. На рис. 3.5.7 приведена карта интенсивности напряжений в эпицентральной зоне землетрясения и приведены новые результаты расчета отношения главных действующих напряжений. Можно видеть, что эпицентр главного толчка локализован в зоне высокой интенсивности и аномального отношения главных действующих напряжений (учитывая возможные ошибки в определении как координат эпицентра $\pm 2-5$ км, так и положение окончаний тектонических разломов). Эти результаты не единственны, аналогичные закономерности получены при моделировании НДС эпицентральных зон сильных коровых землетрясений в Индии [Morozov, Manevich, 2016] и Японии [Morozov, Manevich, 2018].

Таким образом, полученные результаты отражают общую тенденцию формирования локальных полей тектонических напряжений, приводящих к возникновению сильных коровых землетрясений, обусловленных концентрацией потенциальной энергии деформации взаимодействующих тектонических разломов.

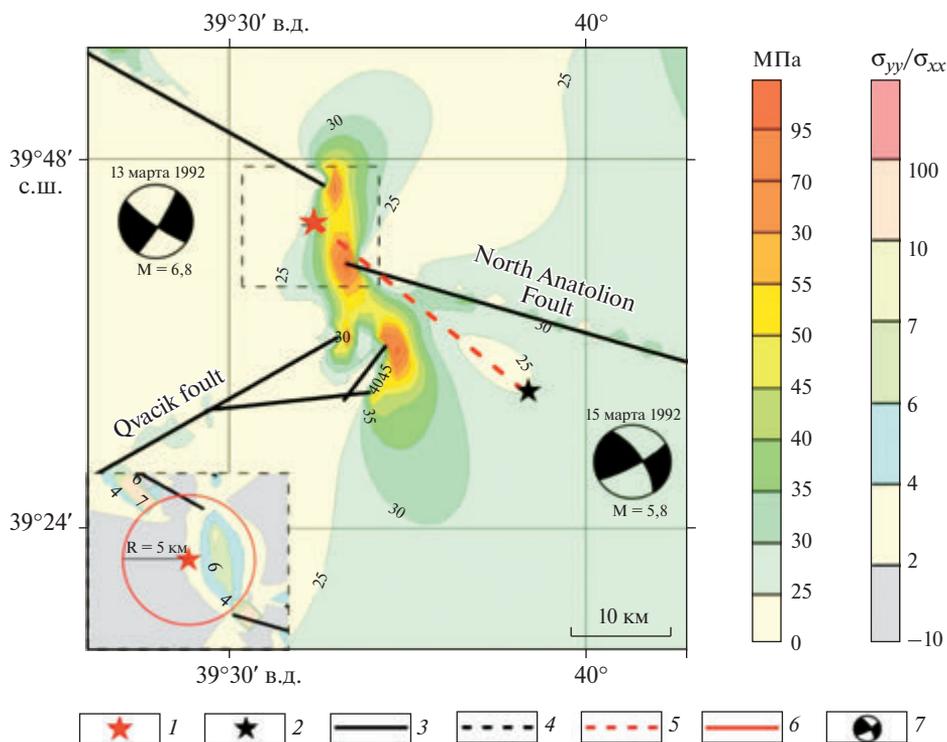


Рис. 3.5.7. Карта интенсивности напряжений σ_i и отношения главных напряжений σ_{yy}/σ_{xx} в эпицентральной зоне Эрзиканского землетрясения до главного толчка, с использованием материалов [Morozov, Manevich, 2018]: 1 – эпицентр землетрясения 13 марта 1992 г, M 6,9; 2 – сильный афтершок, M = 5,8; 3 – тектонические разломы; 4 – область, для которой приведены отношения главных напряжений σ_{yy}/σ_{xx} ; 5 – новый разрыв; 6 – область расположения эпицентра очага с учетом погрешности определения координат; 7 – механизмы очагов землетрясения и его сильного афтершока

Результаты моделирования являются подтверждением предположения М. В. Гзовского [Гзовский, 1960], что разрыв при землетрясении распространяется, объединяя области «первоначально повышенных напряжений участков земной коры» (рис. 3.5.1). В рамках дилатантно-диффузионной модели [Anderson et al., 1973; Брейс и др., 1976], разрыв зарождается в области концентрации упругих напряжений, там, где разность главных тектонических напряжений (девиаторная часть тензора напряжений) возрастает [Anderson et al., 1973; Брейс и др., 1976], а следовательно, возрастает отношение главных напряжений сжатия при последующей трансформации напряжений отпора в напряжения растяжения (рис. 3.5.5, 3.5.7). Причем использованная модель НДС эпицентральной зоны землетрясения может быть дополнена фильтрационной моделью, допускающей переток флюида из зоны высокой концентрации напряжений в зоны разрядки, стимулирующего развитие деструкции геологической среды.

Область снятых статических напряжений после образования разрыва превышает площадь локализации афтершоков, что подтверждает предположение Буллена [Bullen, 1995] о превышении объема первоначально накопленных напряжений, вызывающих землетрясение, по сравнению с объемом локализации афтершоков (рис. 3.5.3, 3.5.6).

Результаты моделирования НДС эпицентральной зоны сильного корового землетрясения в Турции 17 августа 1999 г. с $M 7,4$ в сочетании с сейсмологическими данными дают основание полагать:

- эпицентр землетрясения локализуется в области высокой интенсивности напряжений при трансформации фоновых напряжений отпора в напряжения растяжения;
- из области гипоцентра разрыв (в рамках использованной модели) распространяется по латерали, объединяя локальные зоны высокой интенсивности напряжений;
- при пересечении разрывом зон высокой интенсивности напряжений и происходит сброс напряжений, вызывая развитие афтершокового процесса;
- в аномальных зонах высокой интенсивности напряжений, предшествующих разрыву, формируются кластеры афтершоков с высокой плотностью эпицентров, и этим зонам соответствуют локальные смещения при разрыве;
- длина разрыва, а, следовательно, и энергия, выделяющаяся при его образовании, определяется расстоянием между взаимодействующими зонами аномально-высокой интенсивности напряжений как самостоятельными центрами, поддерживающими его распространение и в конечном счете его длину.

Разумеется, на эти предпосылки возможного прогноза места и энергии землетрясения накладываются неопределенности определения параметров геологической среды (такие как разломная тектоника, особенности регионального поля напряжений, прочностные и физико-механические характеристики среды и т.д.), которые невозможно учесть в рамках принятой модели. Вместе с тем полученные результаты позволяют надеяться на положительную перспективу изложенного подхода при совершенствовании как метода моделирования НДС, так и получения более достоверной информации в первую очередь о разломной тектонике и тектонических напряжениях в сейсмоактивных районах.

3.6. Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентрального района землетрясения 26.01.2001, $M = 6,9$ (Индия)

Введение

Сейсмическая активность континентальных районов земного шара, генетически связанная с разломной тектоникой земной коры, определяется уровнем ее напряженно-деформированного состояния. В сейсмоактивных

районах внешнее поле региональных тектонических напряжений создает локальные области концентрации напряжений, способствующие развитию современного процесса разломообразования. При этом активные разломы (в основном кайнозойские) ассоциируются с очагами сильных тектонических землетрясений [Материалы..., 2014; Liu et al., 2007].

Возникновение локальных метастабильных областей, обусловленных неоднородностью напряженно-деформированного состояния и прочностью геологической среды, приводит к последующему активному развитию сейсмичности, включая и сильные тектонические землетрясения [Соболев, 2014]. Часто положения эпицентров главных толчков связывают с возможными зонами концентраций напряжений в области окончания и пересечения разломов, возникающих под действием внешнего поля тектонических напряжений. При этом афтершоковая активность сильных коровых землетрясений локализована в пределах глубин от 0 до 30 км, а протяженность вновь образованного разрыва достигает десятков километров.

После основного толчка сильных коровых землетрясений, как правило, регистрируется один (закон Бота) или несколько афтершоков с $M \geq 5$, гипоцентры которых находятся на глубине основного толчка или ближе к поверхности. При этом предполагается, что сброшенная упругая энергия в основном выделяется в виде сейсмических волн во время основного толчка, а оставшаяся часть реализуется в результате афтершокового процесса.

Отсутствие единой точки зрения на процесс афтершоковой активности, включая механизм возникновения повторных сильных землетрясений, которые уже нельзя назвать афтершоками (магнитуда их сопоставима с первым сильным землетрясением [Яновская и Серватович, 2011]), требует детального анализа сейсмотектонического процесса, включая анализ НДС эпицентральных зон. Гетерогенно-блоковое строение земной коры и взаимовлияние тектонических разломов в поле тектонических напряжений создают локальные области градиентных полей напряжений, в конечном счете определяющих особенности сейсмотектонического процесса в сейсмоактивных районах.

Математическое моделирование НДС блочной гетерогенной среды, нарушенной системой произвольно ориентированных разломов и находящихся в поле внешних тектонических напряжений, позволяет выделять области повышенной энергонасыщенности геологической среды до и после сильных коровых землетрясений (т.е. после образования протяженного разлома), как области возможных последующих сильных землетрясений. Используя возможности 2D-моделирования НДС, сопоставлены результаты моделирования и сейсмотектоническая обстановка района сильного землетрясения на северо-западе Индии.

Хорошо известна проблема моделирования тектонического разлома, т.е. адекватного представления модели разлома в механике сплошной среды, – трещина, сейсмодислокация, разрыв – трещина [Осокина и др., 2008]. Возникает также неопределенность в выборе ширины разломной зоны и упругих параметров диспергированного материала [Кочарян, 2014]. Вместе с тем геологические данные и результаты моделирования разломных зон дают некоторое основание принять ширину протяженных разломов в пре-

делах от нескольких сотен метров до 1,5–2 км [Шерман и др., 1992; Шеба-лин и др., 1992; Рогожин, 2000]

Предметом анализа являются результаты моделирования напряженно-деформированного состояния района до и после сильного землетрясения на северо-западе Индии с $M = 6,9$, произошедшего 26.01.2001 года с гипоцентром на глубине 16 км. Выбор района обусловлен высокой степенью изученности особенностей сейсмического процесса, включая результаты обработки данных GPS-наблюдений, сейсмоотомографических исследований очаговой зоны и моделирования НДС.

С этой целью использованы данные о геологическом строении района, структурно-тектоническая схема разломной тектоники, современные представления о направлении доминирующих тектонических сил на основе изучения механизма очагов землетрясений и GPS-наблюдений в этом районе, а также результаты расчетов величины сброшенных напряжений в афтершоках, достигающих 26,7 МПа.

В итоге установлена определенная связь между зонами концентраций тектонических напряжений и локализации эпицентров главного толчка и последующих афтершоков как возможная методическая основа прогноза пространственного развития тектонического процесса в сейсмоактивных районах, сейсмичность которых связана с активными разломами земной коры.

Структурно-тектоническая схема района землетрясения и основные результаты сейсмологических исследований

Структурно-тектоническая модель НДС состояния района землетрясения (рис. 3.6.1) основана на схеме разломной тектоники, приведенной в работе [Reddy and Sunil, 2008], в которую входит район *Bhuj*, который расположен на северо-западе Индии и является областью высокой сейсмической активности. Ряд сильных тектонических землетрясений за последние двести лет связан с разломной тектоникой района. Протяженные разломы, такие как *Nagar Parkar Fault* (NPF) на севере района и *Kutch Mainland Fault* (КМФ) на юге, имеют субширотное простирание, включая и менее протяженные разломы – *North Wagad Fault* (NWF), *South Wagad Fault* (SWF) и др. По данным геофизических исследований поверхность кристаллического фундамента залегает на глубине от 2 до 5 км, при средней глубине границы Мохо ~35–43 км [Kayal and Mukhopadhyay, 2006].

Анализ механизмов очагов сильных землетрясений и GPS-наблюдения в этом районе указывают на доминирующее направление осей максимальных сжимающих напряжений с севера на юг. Преобладают механизмы очагов землетрясений, соответствующих взбросодвижку с крутым падением сейсмогенных разрывов [Rapolu and Mandal, 2014].

На рис. 3.6.1 звездой обозначено положение эпицентра землетрясения 21 января 2001 г. $M = 6,9$, черными линиями – основные тектонические разломы, красными пунктирными линиями изосейсты, соответствующие основному разрыву [Sinvhal et al., 2003; Narula and Chaubey, 2004], кружка-

ми – афтершоки с $M > 2$ (1428 афтершоков), зарегистрированные в период с 26.01.2001 по 03.02.2001, черными кружками обозначены афтершоки с $M \geq 5$ за этот же период времени [Reddy and Sunil, 2008], красная линия – предполагаемый разрыв. Основные параметры и глубина гипоцентров главного толчка и сильных афтершоков приведены в табл. 3.6.1 (данные International Seismological Centre, ISC). Первые пять сильнейших афтершоков с $M \geq 5$ зарегистрированы в четырехчасовом интервале после основного толчка (табл. 3.6.1).

Большинство афтершоков (более 80%) за период с 26.01.2001 по 03.02.2001 зарегистрировано в интервале глубин от 5 до 28 км [Kayal and Mukhopadhyay, 2006]. Величина сброшенных напряжений в афтершоках (*stress drop*) вне зависимости от глубины гипоцентров находится в интервале до 10–12 МПа, достигая 26.7 МПа [Rapolu and Mandal, 2014].

Таблица 3.6.1

Очаговые параметры землетрясения и его афтершоков

№	Дата	Время	Широта, град	Долгота, град	Глубина очага, км	M
1	26.01.2001	03:16:40,2	23,442	70,31	16	6,9
2	26.01.2001	03:33:31,8	23,522	70,076	24,9	5,3
3	26.01.2001	03:58:59,4	23,246	69,947	10	5
4	26.01.2001	04:23:42,3	23,421	70,119	10	5,1
5	26.01.2001	04:48:14,8	23,348	70,441	10	5
6	26.01.2001	06:04:51,5	23,431	70,216	10	5
7	26.01.2001	07:32:28,0	23,425	70,096	3,3	5,3
8	28.01.2001	01:02:10,7	23,532	70,598	10	5,9
9	03.02.2001	01:37:28,9	23,36	70,387	3,9	5,1
10	03.02.2001	03:04:32,7	23,66	70,52	10	5,3

На рис. 3.6.2 приведена сейсмотектоническая модель очаговой зоны землетрясения 23 января 2001 г., в Качской провинции (Индия) [Kayal and Mukhopadhyay, 2006], которая использована при моделировании НДС эпицентральной зоны в последующем изложении.

Механизм очагов афтершоков, зарегистрированных восточнее эпицентра главного толчка, соответствует левостороннему сдвигу, а западнее правостороннему сдвигу (см. рис. 3.6.2). Все сильные землетрясения зарегистрированы в интервалах глубин 3–10 км, за исключением первого афтершока (см. табл. 3.6.1).

Моделирование НДС эпицентральной зоны

На первом этапе было смоделировано НДС фрагмента геологической среды $\sim 150 \times 150$ км (см. рис. 3.6.1) в виде однородного упругоизотропного слоя, нарушенного системой тектонических разломов (соответствующих слою кристаллического фундамента).

Падение разломов принимается вертикальным при их мощности вне зависимости от длины и реальной мощности приразломных зон тектони-

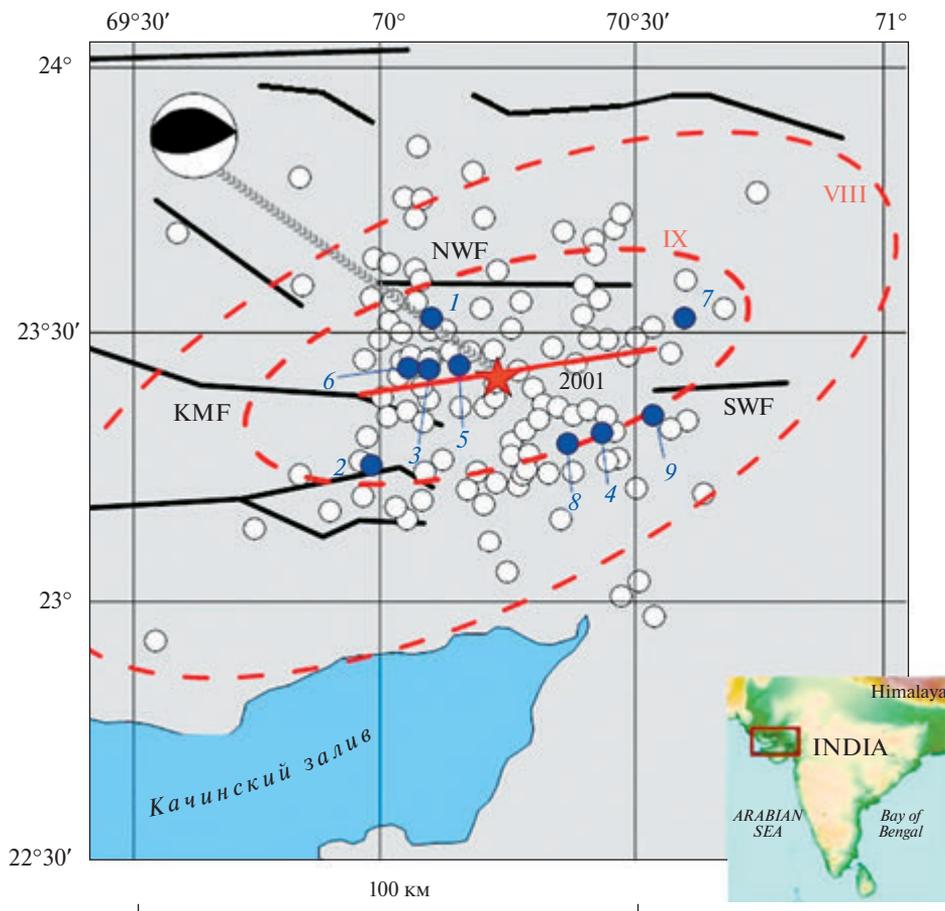


Рис. 3.6.1. Схема разломной тектоники эпицентральной зоны землетрясения 26.01.2001. Черные линии – основные тектонические разломы; красная звезда – эпицентр; кружки – эпицентры афтершоков, черные с $M > 5$; красные пунктирные линии – изосейсты; красная линия – положение предполагаемого разлома после землетрясения

ческой деструкции, равной 0,8 км (при наличии достоверных данных поправка может быть внесена в расчетную схему). Геологическая среда слоя однородна и упругоизотропна с модулем упругости $E = 8 \times 10^3$ МПа и коэффициентом Пуассона $\mu = 0,25$. Принято, что диспергированная среда тектонических разломов в модели имеет модуль упругости на два порядка ниже.

Механизм очагов сильных землетрясений и приведенные значения максимальных снятых напряжений в афтершоках землетрясения 21 января 2001 г., достигающих до 26,7 МПа [Reddy and Sunil, 2008], позволяют задать напряжения $\sigma_{yy} = -30$ МПа с осью вдоль меридиана. Действующее напряжение σ_{xx} принято в предположении наличия бокового отпора по (3.12).

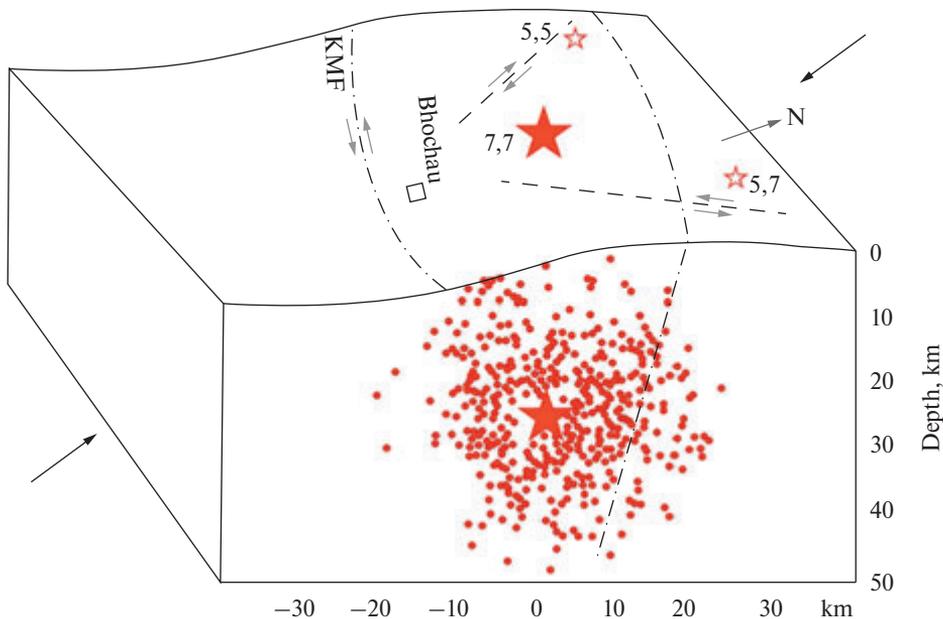


Рис. 3.6.2. Сейсмотектоническая модель землетрясения 23.01.2001 [Kayal and Mukhopadhyay, 2006]

На рис. 3.6.3 представлена полученная карта интенсивности напряжений в эпицентральной зоне до землетрясения, т.е. до образования протяженного разлома и существенно изменяющего поле первоначальных тектонических напряжений.

На общем фоне полученных значений σ_i , в пределах до 25–30 МПа, выделяются вытянутые зоны повышенных значений σ_i в окончаниях разломов KMF, NWF и SWF. В этих зонах интенсивность напряжений достигает 65 МПа и выше. Можно предположить, что зоны высокой концентрации σ_i являются зонами зарождения нового разлома, не исключая возможность положения старта нового разрыва в области максимального градиента интенсивности напряжений [Морозов и др., 2008].

На рис. 3.6.4 приведена карта напряжений сдвига τ_{xy} . В эпицентральной зоне землетрясения выделяются две зоны повышенных напряжений сдвига (на западе и на востоке относительно эпицентра землетрясения 26.01.2001), которые достигают ~20 МПа противоположных знаков. В эпицентре будущего землетрясения $\sigma_{yy} \approx -32$ МПа, $\sigma_{xx} \approx -15$ МПа.

На следующем этапе рассчитано НДС эпицентральной зоны с учетом нового разлома (красная линия на рис. 3.6.1), образовавшегося в результате землетрясения. Положение и длина сейсмогенерирующего разлома определена по методике Н. В. Шебалина [Шебалин, 1997], протяженность разлома ~60 км (использована IX изосейста), простирание 85° . Падение разлома принято вертикальным. Фактически использована сейсмотектоническая модель очаговой зоны, приведенная в работе [Reddy and Sunil, 2008] и представленная на рис. 3.6.2.

На рис. 3.6.5 и 3.6.6 приведены карты интенсивности напряжений σ_i и напряжений сдвига τ_{xy} после образования разлома. Видно, что после образования разлома НДС эпицентральной зоны существенно изменяется. На рис. 3.6.7 приведена карта разности интенсивности напряжений $\Delta\sigma_i$. Максимальные значения сброшенных напряжений σ_i достигают 20 МПа. Две области локализации афтершоков, зарегистрированные в первую неделю после главного толчка (1428 афтершоков) на западе и востоке от эпицентра землетрясения, расположены в зонах максимальной сброшенной интенсивности напряжений в диапазоне от 10 до 20 МПа (рис. 3.6.4). Диапазон сброшенной интенсивности напряжений 0–5 МПа занимает существенно большую площадь. Вместе с тем имеется область прироста интенсивности напряжений на западе и востоке от эпицентра землетрясения (на рис. 3.6.7).

При объеме сейсмогенерирующего слоя:

$$\Delta V = S_o \times \Delta h \approx 6 \times 10^4 \text{ (км}^3\text{)}, \quad (3.15)$$

где S_o – площадь сброшенной интенсивности напряжений, Δh – мощность сейсмогенерирующего слоя = 25 км.

Величина энергии сброшенных статических напряжений составляет:

$$\Delta U \approx 2 \times 10^{17} \text{ (Дж)} \quad (3.16)$$

при принятой средней величине $\overline{\Delta\sigma_i} = 10$ МПа.

Эта величина существенно выше энергии сейсмических волн, определенной по формуле:

$$M = \frac{2}{3} \times [\lg(E_s) - 4,8], \quad (3.17)$$

где M – магнитуа землетрясения, E_s – выделившаяся сейсмическая энергия. Принимая для данного землетрясения $M = 6,9$, получим значение: $E_s = 10^{15}$ (Дж).

Сброшенная энергия рассчитанных статических напряжений:

$$\Delta U = E_c + E_d + E_a, \quad (3.18)$$

где E_c – выделившаяся энергия сейсмических волн, E_d – энергия, затраченная на образование поверхности разлома и диспергацию геоматериала внутри разломной зоны, включая тепловые потери; E_a – остаточная энергия, реализуемая при афтершоках.

Следует подчеркнуть, что E_c включает в себя сброшенную потенциальную энергию упругих деформаций в объеме (как минимум) афтершокового процесса во время землетрясения, т.е. во время образования протяженного разлома. Принимая во внимание реальную нелинейность упругих свойств геологической среды, следует допустить, что афтершоковая активность эпицентральной зоны связана как с релаксацией напряжений, сформировавшихся до момента главного толчка, и с последующим становлением нового поля тектонических напряжений, так и вкладом диспергации среды в процесс афтершоковой активности.

Можно предположить, что сброс напряжений в эпицентральной зоне землетрясения приводит к изменению гидрогеологического режима подземных вод. Переток подземных вод в областях частично сброшенных на-

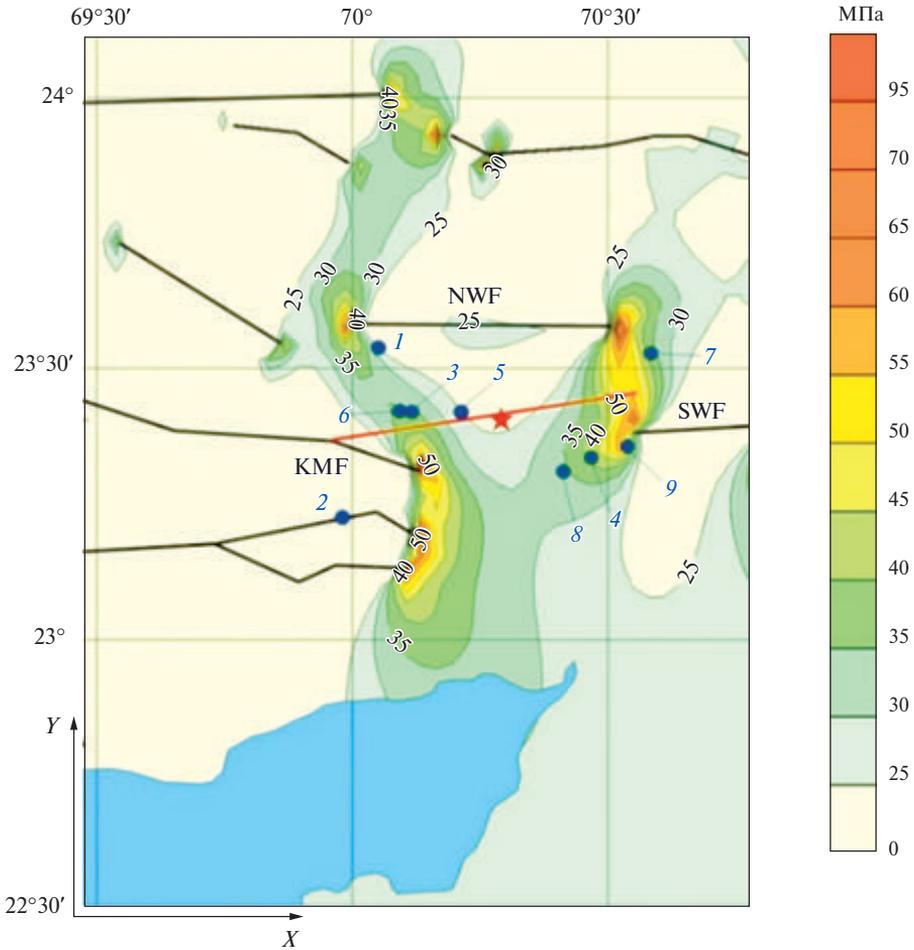


Рис. 3.6.3. Карта интенсивности напряжений до образования главного разрыва (синие кружки – афтершоки с $M \geq 5$, см. табл. 3.6.1)

пряжений приводит к активизации афтершокового процесса с последующим затуханием по мере сброса накопленных напряжений до основного толчка.

Величины максимальных сброшенных напряжений после формирования основного разрыва составляют:

$$\begin{aligned}
 \langle \Delta\sigma_{yy} \rangle_{\max} &= 30 \\
 \langle \Delta\sigma_{xx} \rangle_{\max} &= 16 \\
 \langle \Delta\tau_{xy} \rangle_{\max} &= 12
 \end{aligned}
 \tag{3.19}$$

Полученный результат сопоставим, в какой-то степени, с расчетами сброшенных напряжений в очагах афтершоков по спектральным характери-

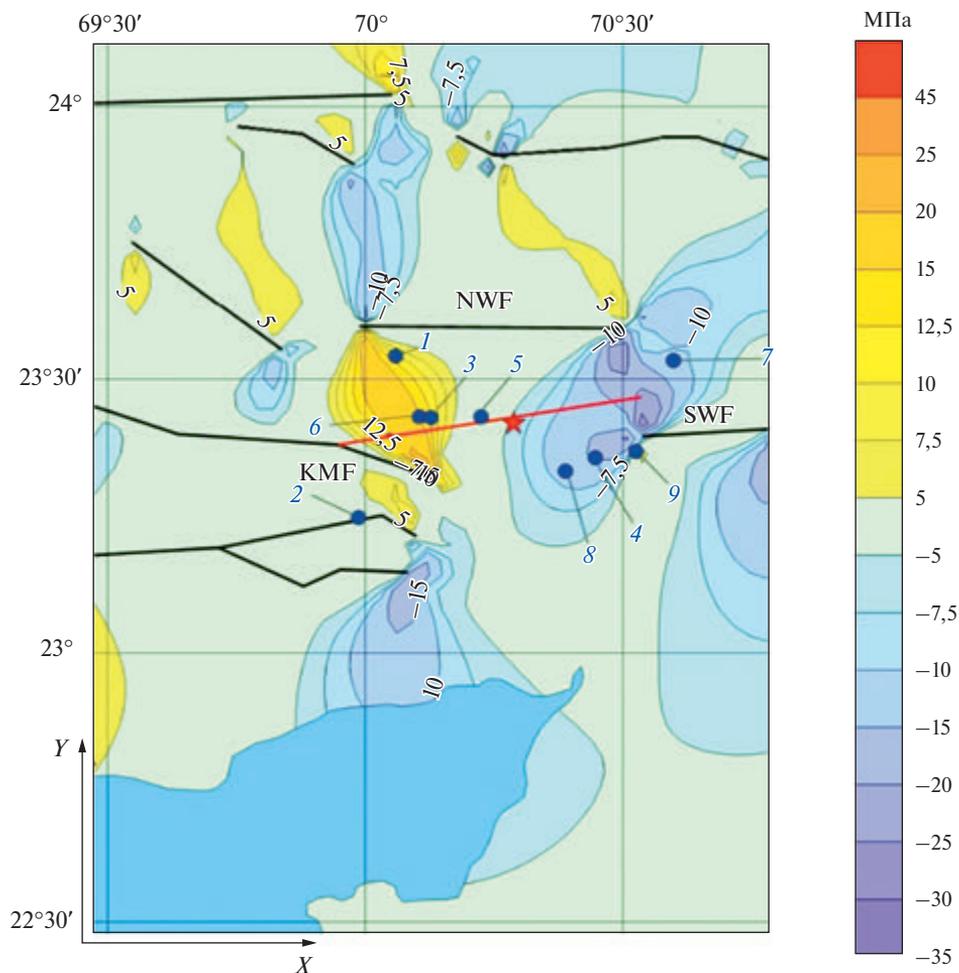


Рис. 3.6.4. Карта напряжений сдвига до образования главного разрыва

кам сейсмических волн, представленным в работе [Kaya and Mukhopadhyay, 2006]. Максимально сброшенные напряжения достигают 27,5 МПа.

В локальных зонах напряжения после основного толчка возрастают: $\Delta\sigma_{yy} = 10$ МПа, $\Delta\sigma_{xx} = 20$ МПа, $\Delta\tau_{xy} = 12 - 14$ МПа.

Процесс перераспределения напряжений после образования разрыва не является мгновенным, его активная стадия соответствует времени активации афтершоков и, по крайней мере, продолжается в течение афтершоковой активности. Реальная нелинейность упругих свойств блоковой среды допускает возможность крипа [Беньофф, 1961], а следовательно, и растянутого во времени компенсационного процесса НДС эпицентральной зоны. Важно подчеркнуть, что мгновенный сброс напряжений во время образования протяженного разрыва способствует развитию деструкции предварительно напряженных зон, где уровень концентрации напряжений близок к критическому.

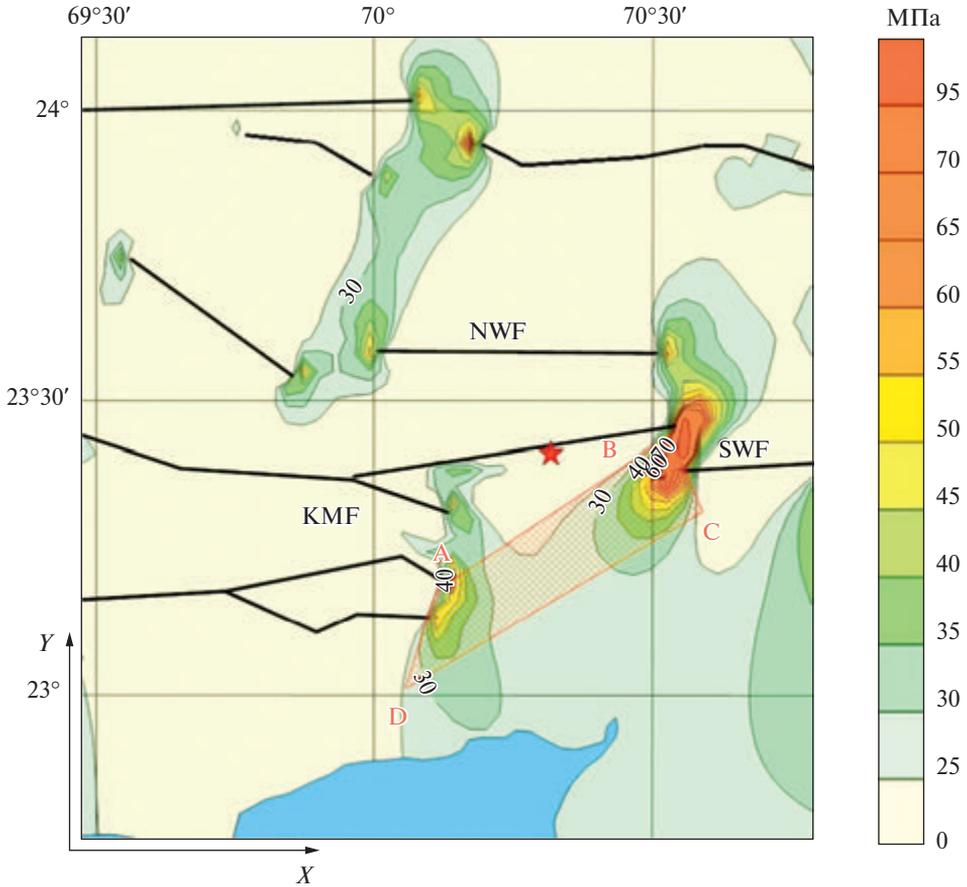


Рис. 3.6.5. Карта интенсивности напряжений после образования разлома. (Зона ABCD – зона возможного нового сильного землетрясения.)

Сильные землетрясения с $M \geq 5$, зарегистрированные в течение первых четырех часов после главного толчка (см. табл. 3.6.1), ассоциируются с зонами сброшенной интенсивности напряжений и максимальными касательными напряжениями, рассчитанными в модели НДС эпицентральной зоны до землетрясения (см. рис. 3.6.3, 3.6.4). Можно предположить, что сброшенные напряжения шарового тензора способствуют реализации накопленных напряжений до основного толчка.

Последующая афтершоковая активность эпицентральной зоны, зарегистрированная в течение недели после основного толчка, приведенная ниже на рис. 3.6.1, соответствует зонам сброшенной интенсивности напряжений и максимальным зонам напряжений сдвига восточнее и западнее эпицентра землетрясения.

Механизм афтершоков восточнее эпицентра соответствует правостороннему сдвигу, в то же время, механизм афтершоков западнее эпицентра

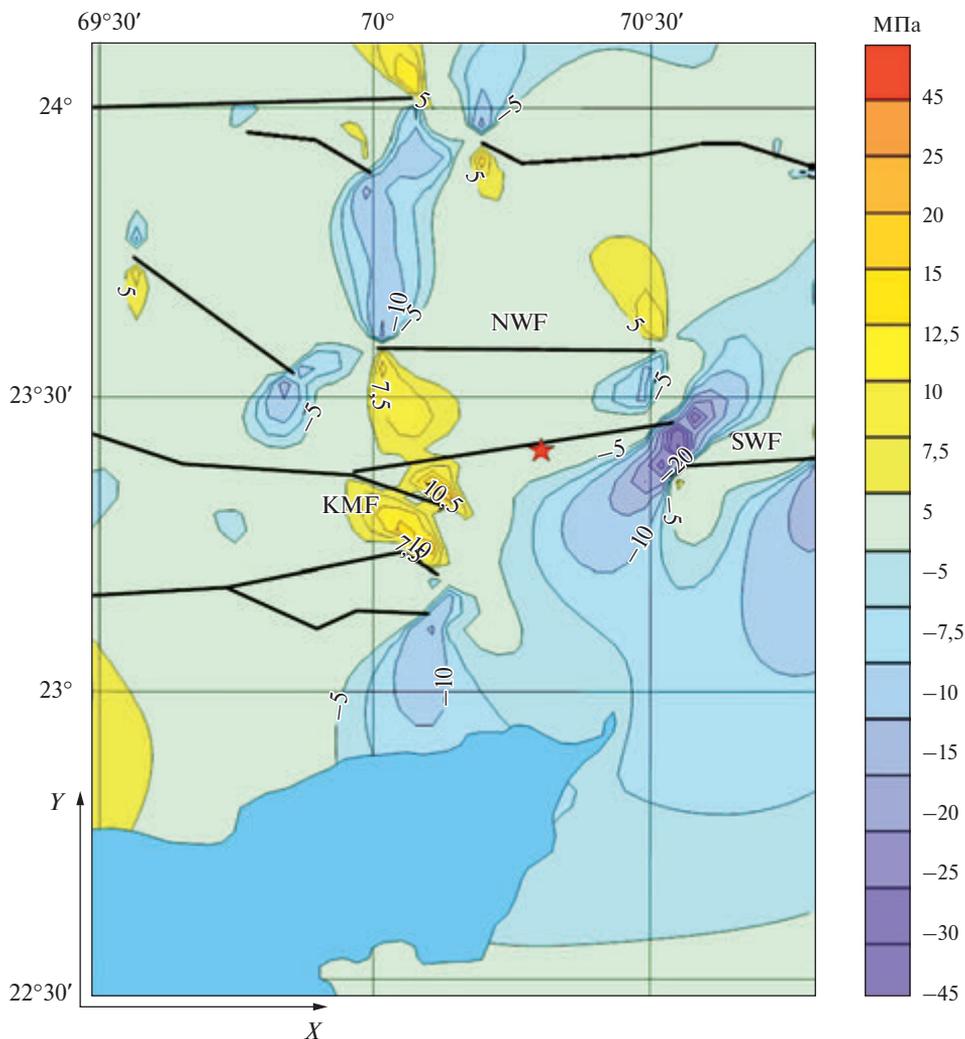


Рис. 3.6.6. Карта напряжений сдвига после образования разлома

основного толчка соответствует левостороннему сдвигу [Reddy and Sunil, 2008]. Полученные расчетные значения напряжений сдвига в этих зонах соответствуют экспериментальным данным (см. рис. 3.6.2, 3.6.4).

Предельная энергоемкость элемента объема геологической среды при фоновой интенсивности напряжений ~ 25 МПа составляет: $E_{ys} \approx 3,2 \times 10^4$ эрг.

Следовательно, при значениях выше этой величины следует ожидать развития деструкции геологической среды и, соответственно, изменения НДС состояния исследуемой площади.

Осознавая, что термин моделирование НДС эпицентральной зоны землетрясения не является в полной степени корректным в силу ряда сделанных допущений и предположений, начиная со структурно-тектонической схемы

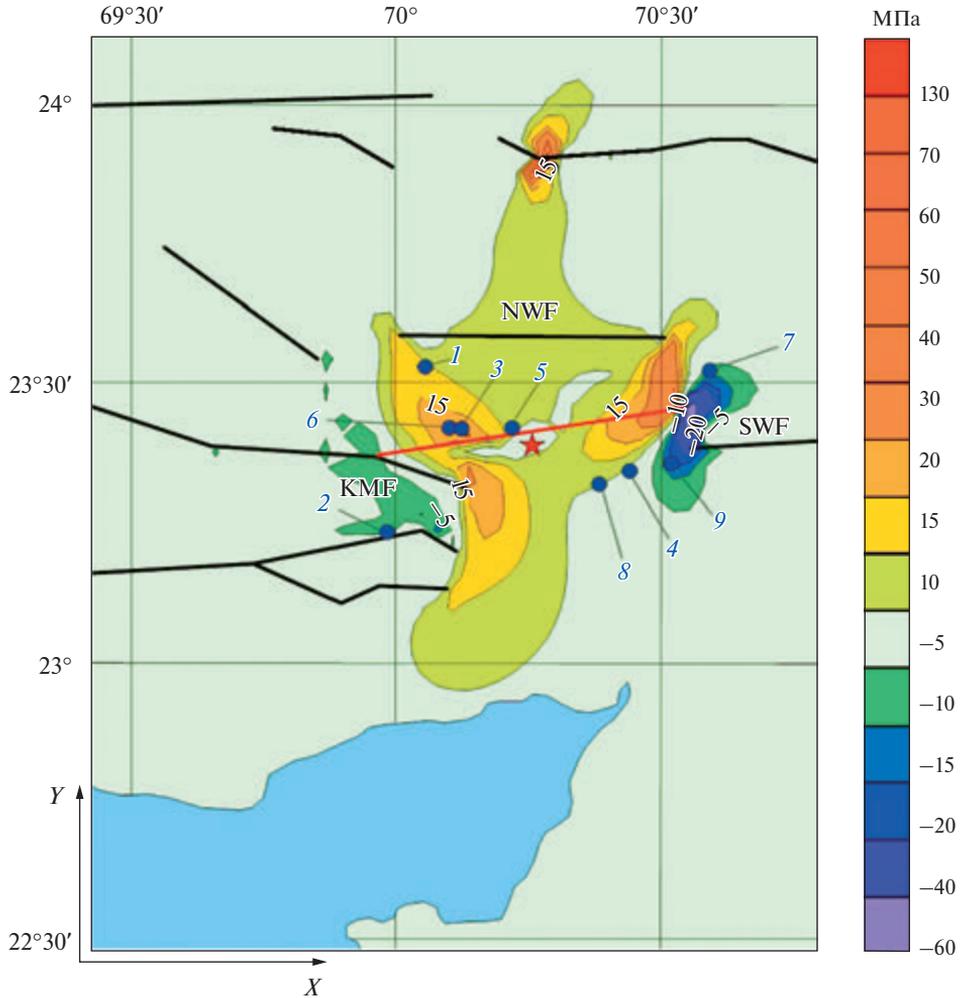


Рис. 3.6.7. Разность интенсивности напряжений до и после образования разлома (абсолютные величины)

района ориентации «плоскости» разрыва» и включая ограничения используемого метода моделирования НДС блочных гетерогенных массивов, совокупность полученных результатов дает надежду на некоторую физико-механическую адекватность модели НДС состояния эпицентральной зоны землетрясения 26.01.2001 на северо-востоке Индии ($M = 6,9$) до и после основного толчка.

В связи с этим образовавшийся тектонический разлом существенно изменяет НДС моделируемой площади. Анализ нового НДС дает возможность выделения мест новых сильных тектонических землетрясений, по крайней мере, в рамках постановки геофизических исследований в прогнозных целях.

Полученные результаты дают некоторое основание предположить, что «новое» НДС эпицентральной зоны землетрясения 26.01.2001 $M = 6,9$ (после образования протяженного тектонического разлома) включает опасные зоны, которые формируются в процессе длительной подкачки энергии региональным полем тектонических напряжений. Логично предположить, что область будущего тектонического события сместилась на юг (см. рис. 3.6.5, 3.6.6) – зона ABCD, т.е. снятые напряжения в результате образования разлома 26.01.2001 должны быть скомпенсированы внешним полем тектонических напряжений до некоторого предельного критического уровня.

3.7. Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны сильного землетрясения в Иране (26.12.2003, M_w 6,6)

Введение

На юго-востоке Ирана 26 декабря 2003 г. произошло сильное землетрясение с $M_w = 6,6$ и сейсмическим моментом $6 \times 9 \times 10^{18} N_m$. Эпицентр землетрясения располагался в районе города Бам провинции Керман. Древний город Бам, численность населения которого составляла более 100 тыс. человек, практически на 90% был разрушен в момент главного толчка, а число жертв превысило 30 тыс. человек. Очаг располагался на глубине около 10 км [Manafpour et al., 2004]. На поверхности были обнаружены трещины, трассирующие направление образовавшегося разрыва длиной 18–20 км. После землетрясения в районе г. Бам была организована сеть сейсмических станций (рис. 3.7.1), которые зарегистрировали более 1000 афтершоков $M > 2,7$. Это позволило оконтурить основную зону афтершоковой активности (длиной около 25 км и шириной 7 км), вытянутую в меридиональном направлении [Tatar et al., 2004, 2005]. Гипоцентры афтершоков локализованы на глубинах от 6 до 20 км. При этом большинство афтершоков сконцентрированы в пределах сейсмогенерирующего слоя земной коры мощностью от 5 до 15 км [Azadmanesh et al., 2008; Talebian et al., 2004].

Ближайший к г. Бам тектонический разлом (*Bam fault*) расположен в 4 км восточнее города, его длина составляет около 50 км (рис. 3.7.1). На северо-западе расположена система меридионально ориентированных разломов (*Gowk fault*). По результатам анализа механизма очагов сильных землетрясений и данных GPS-наблюдений региональное поле тектонических напряжений характеризуется доминирующими напряжениями сжатия субмеридиальной ориентации [Tatar et al., 2005]. Приуроченность очагов сильных землетрясений к кристаллическому фундаменту дает основание полагать, что тектонические разломы фундамента приводят к образованию локальных аномалий НДС в земной коре [Шерман и др., 1992; Шебалин и др., 1997; Рогожин, 2000].

Наличие в однородном массиве подобных зон диспергации, упругий модуль которых существенно ниже пород окружающего массива, приводит

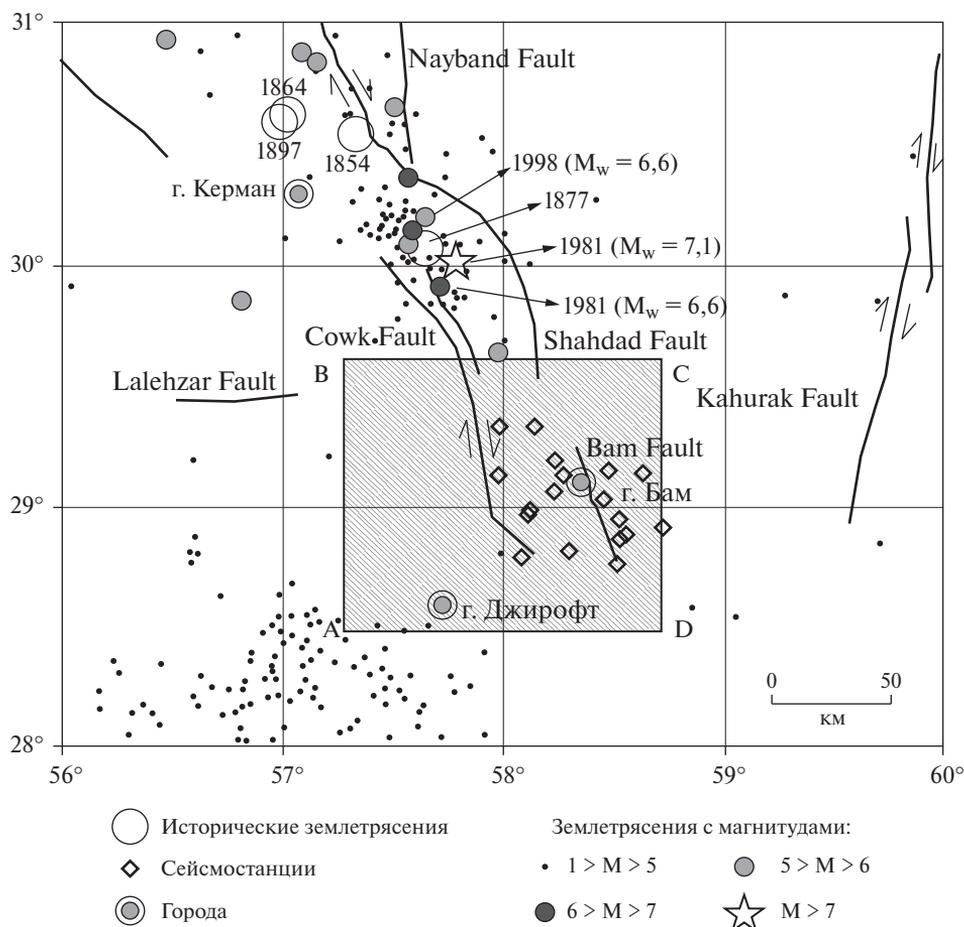


Рис. 3.7.1. Структурно-тектоническая схема и эпицентры сильных землетрясений в районе г. Бам (Иран). ABCD – область моделирования НДС эпицентральной зоны землетрясения 26.12.2003 в данной работе

к образованию аномальных локальных зон высокой интенсивности напряжений, которые инициируют развитие разрыва среды [Морозов и Маневич, 2016, 2017]. Формирование разрыва при землетрясении приводит к изменению НДС в эпицентральной зоне. При этом возникают области сброшенных напряжений, непосредственно примыкающих к новому разрыву, и области возросших напряжений, которые превышают напряжения, существовавшие перед сейсмическим явлением.

Моделирование распределения полей напряжений в эпицентральной зоне Бамского землетрясения 26 декабря 2003 г. позволило выделить аномально высокую область интенсивности напряжений, которая коррелирует с простиранием и длиной прогнозируемого разрыва, образовавшегося в результате землетрясения. При этом сильные афтершоки с $M > 5$ находятся в области высокой интенсивности напряжений, предшествующей образо-

ванию главного разрыва. Локализация эпицентров афтершоков и механизмы очагов с $M \geq 2,7$ дают основание полагать, что они связаны с областью сброшенных напряжений после главного толчка.

Полученные результаты подтверждают гипотезы о «нелинейной упругости» геологической среды, где модель НДС эпицентральной зоны предполагает «мгновенный» сброс напряжений в изначально упругой среде, но реальный процесс идет с определенной задержкой во временном интервале афтершоковой активности. В этой связи практическое значение приобретает возможность прогноза области сильного тектонического землетрясения в сейсмоопасных районах по результатам моделирования НДС.

Сейсмотектоническая позиция эпицентральной зоны Бамского землетрясения 26 декабря 2003 г. M_w 6,6

Севернее и южнее города Бам в радиусе 70–80 км за последние двадцать лет было зарегистрировано несколько сильных землетрясений $M > 6,0$, связанных с активными разломными зонами меридиональной ориентации (*Nayband – Gowk – Sabzavarán system*) [Tatar et al., 2004]. Землетрясение 2003 г. оказалось неожиданным, поскольку исторические данные свидетельствуют только о нескольких землетрясениях, локализованных севернее города, а инструментальные наблюдения ограничены достаточно удаленными сейсмическими станциями [Manafpour et al., 2003]. Инструментально определены параметры сильных землетрясений 11 июня 1981 г. (M_w 6,6) и 28 июля 1981 г. (M_w 6,6). Эти землетрясения и сильное землетрясение 14 марта 1998 г. (M_w 6,6) ассоциируется с тектонической активностью протяженного разлома субмеридиональной ориентации (*Gowk fault*) [Manafpour et al., 2003; Tatar et al., 2003, 2005] (рис. 3.7.1). По данным GPS-наблюдений правостороннее смещение вдоль разлома составляет ~6 мм/год.

Положение эпицентра землетрясения 26 декабря 2003 г. и глубина очага, определенные мировой сетью сейсмических данных, приведены в табл. 3.7.1.

Таблица 3.7.1

Параметры очага землетрясения 26 декабря 2003 г.

№	Автор	Широта, град	Долгота, град	S_{\max} , км	S_{\min} , км	Глубина, км
1*	MOS	28,970	58,233	5,5	2,5	33
2	NEIS	28,995	58,311	5,0	2,4	16
3	USGS	29,004	58,337	-	-	10
4	ИЕЕС	29,080	58,380	-	-	10

* 1, 2 – *ISC online bulletin*; 3, 4 – [Azadmanesh et al., 2005].

Через 9 секунд после главного толчка зарегистрирован сильный афтершок ($M_w = 6,5$) с эпицентром, расположенным южнее эпицентра главного

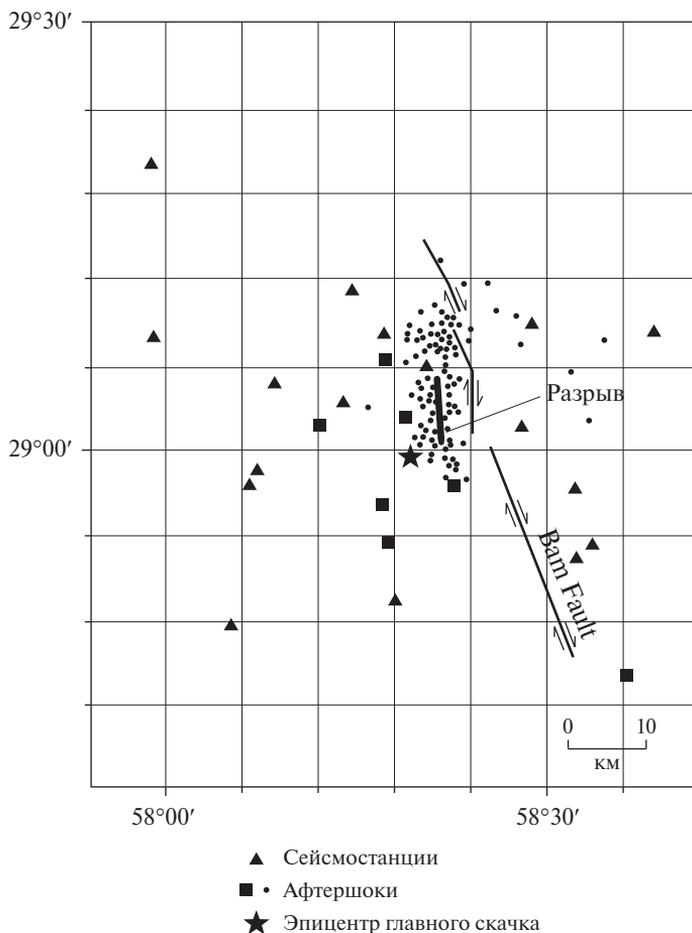


Рис. 3.7.2. Карта эпицентров афтершоков Бамского землетрясения 26.12.2003

толчка [Tatar et al., 2006]. Спустя три дня после главного толчка была организована сеть мобильных сейсмических станций для регистрации последующих афтершоков. На рис. 3.7.2 приведен район развития афтершоков длиной 25 км и шириной 7 км (рис. 3.7.2) [Tatar et al., 2005]. Афтершоки были зарегистрированы на глубинах от 5 до 15 км, с максимальной плотностью в «слое» на глубинах от 9 до 12 км. Пространственное распределение афтершоков и систем трещин на поверхности дает основание предположить субмеридиональную ориентацию плоскости вновь образованного разрыва, показанного на рис. 3.7.3 с учетом данных [Tatar et al., 2003]. На рис. 3.7.3 также показана горизонтальная проекция Р-осей в очагах афтершоков и положение вновь образовавшегося разрыва [Tatar et al., 2005; Talebian et al., 2004]. Эти данные в дальнейшем изложении использованы для моделирования НДС эпицентральной зоны землетрясения 26 декабря 2003 г.

GPS-наблюдения, выполненные на территории Ирана, механизмы очагов сильных землетрясений севернее г. Бам и афтершоков после землетрясения 26 декабря 2003 г. дают основание утверждать о доминирующих напряжениях сжатия в районе с осью, ориентированной вдоль меридиана.

Результаты моделирования НДС эпицентральной зоны землетрясения 26 декабря 2003 г.

Внешнее поле тектонических напряжений для квадрата ABCD (см. рис. 3.7.1) было задано следующими величинами: $\sigma_{yy} = -30$ МПа, $\sigma_{xx} = -10$ МПа. Модуль упругости пород кристаллического фундамента $E = 8 \times 10^3$ МПа, модуль упругости разломных зон диспергированного материала на два порядка ниже $E = 8 \times 10^3$ МПа, коэффициент Пуассона $\mu = 0,25$.

На рис. 3.7.4 приведена карта распределения интенсивности напряжений до землетрясения. На ней выделяются зоны высокой интенсивности напряжений, которые можно было бы априори связать с возможными зонами зарождения и развития разрыва. Причем зона высокой интенсивности напряжений между разломами *Bam fault* и *Gow fault* протяженностью около 75 км, ориентированная в меридиональном направлении, имеет три экстремума и более предпочтительна в прогнозной оценке возможного развития сейсмотектонического процесса.

Карта распределения σ_{yy} (рис. 3.7.5) имеет примерно аналогичную морфологию – вытянутая протяженная зона высоких значений σ_{yy} между разломами *Bam fault* и *Gow fault*, уходящих на север, и область высоких значений σ_{yy} в южном окончании *Bam fault*. В рамках модели следует ожидать, что аномально высокие напряжения сжатия стимулируют старт разрушения в очаге землетрясения и последующее распространение разрыва.

Из соображений механики разрушения (модель Кулона – Мора) логично было бы ожидать, что разрыв стартует от области максимальных значений напряжений сжатия σ_{yy} и минимальных значений σ_{xx} , – в этих условиях вероятность реализации разрыва в форме сдвига наиболее высока.

На рис. 3.7.6 приведена карта компоненты σ_{xx} до землетрясения. В центральной части квадранта ABCD выделяется зона аномально пониженных напряжений σ_{xx} (менее -2 МПа, при фоновых значениях -10 МПа) в центре области между разломами *Bam fault* и *Gow fault* напряжения меняют знак, т.е. напряжения σ_{xx} трансформируются в напряжения растяжения. На рис. 3.7.7 приведена карта отношений компонент напряжений σ_{yy}/σ_{xx} . Видно, что при исходном фоновом значении $\sigma_{yy}/\sigma_{xx} = 3$, в центральной зоне между разломами, эта величина превышает фоновые значения в 5 и более раз.

На приведенных картах (рис. 3.7.4–3.7.8) эпицентр главного толчка обозначен звездой. Положение эпицентра главного толчка ассоциируется с протяженной зоной высокой интенсивности напряжений (рис. 3.7.4). Аналогичные результаты были получены ранее при моделировании НДС эпицентральных зон сильных землетрясений в Индии и Турции [Морозов, Маневич, 2016, 2017]. В то же время эпицентр главного толчка попадает

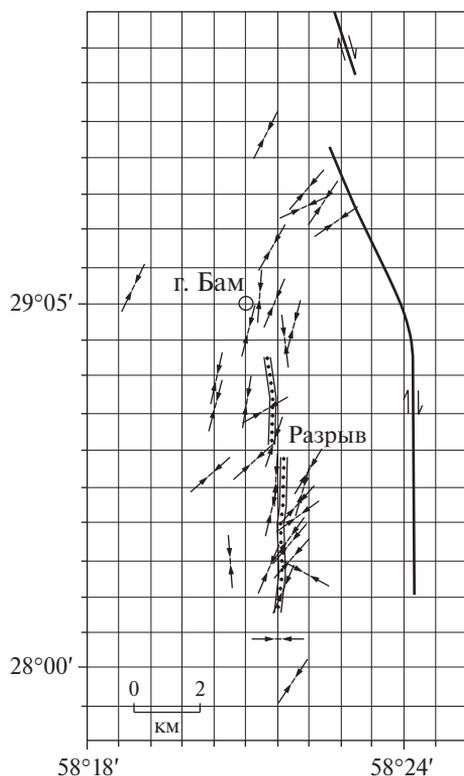


Рис. 3.7.3. Горизонтальная проекция Р-осей в очагах зарегистрированных афтершоков и положение вновь образовавшегося разрыва

в область высоких значений σ_{yy} , при минимальных значениях σ_{xx} , переходящих в напряжения растяжения (рис. 3.7.7).

Используя результаты, приведенные в работе [Tatar et al., 2003], на карту отношений σ_{yy}/σ_{xx} вынесен контур области эпицентров афтершоков, положение которых определено с ошибкой, не превышающей 2 км.

Из этой области максимальных значений напряжений разрыв распространяется в субмеридиональном направлении и по результатам анализа образовавшихся трещин на поверхности, вероятно, занимает положение между разломами *Bam fault* и *Gow fault*, как это показано на рис. 3.7.3 пунктирной линией. На рис. 3.7.4–3.7.8 площадь локализации афтершоков обозначена пунктирной линией. На рис. 3.7.4 эта область соответствует зоне максимальной интенсивности напряжений, включающей эпицентр главного толчка. На рис. 3.7.5 область афтершоков совпадает с областью максимальных напряжений сжатия σ_{yy} , по-видимому, определяющих механизм афтершоков в этой зоне. Также прослеживается соответствие между областью афтершоков и областью минимальных напряжений сжатия σ_{xx} , представленных на рис. 3.7.6.

Образование нового тектонического разрыва (пунктирная линия на рис. 3.7.7–3.7.9) приводит к изменению НДС эпицентральной зоны. Релаксация «вековых» накопленных напряжений реализуется в результате афтершо-

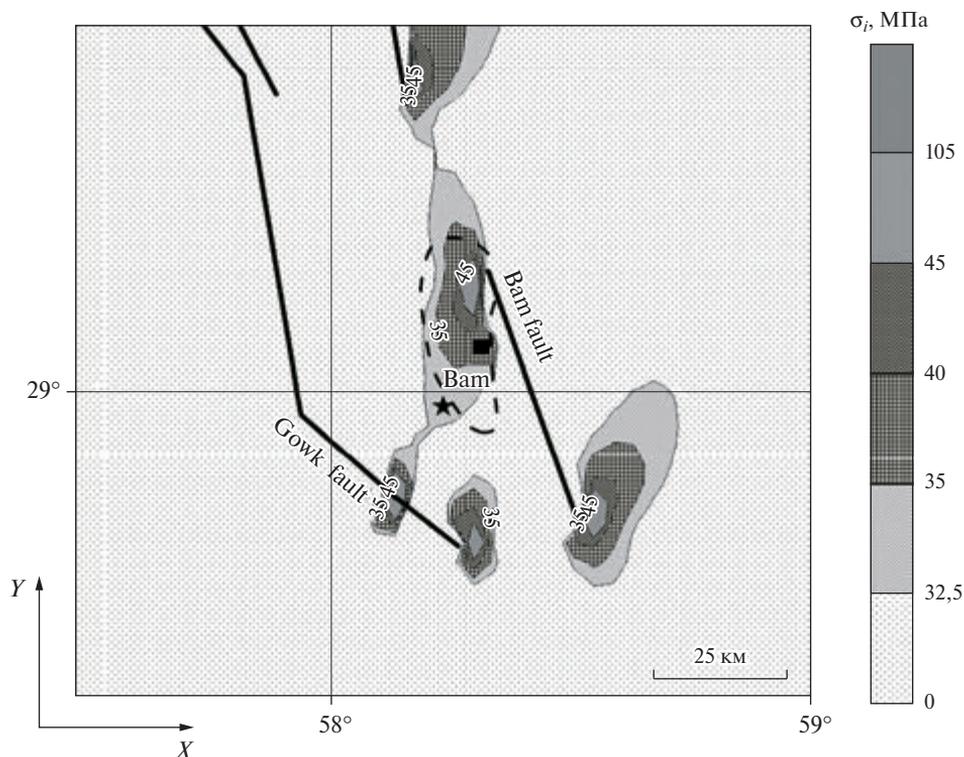


Рис. 3.7.4. Карта интенсивности напряжений σ_i до землетрясения. Черная пунктирная линия – площадь локализации эпицентров афтершоков

кового процесса. Сброс напряжений в области нового разрыва стимулирует этот процесс. Кластер афтершоков, как показано выше, локализован в зоне высокой интенсивности напряжений, предшествующей землетрясению, а механизмы очагов соответствуют условию субмеридионального сжатия.

На рис. 3.7.8 приведена карта разности интенсивности напряжений до и после землетрясения $\Delta\sigma_i$. В области, прилегающей к предполагаемому разлому, уровень интенсивности напряжений становится существенно ниже предшествующего уровня до образования разрыва при землетрясении. Одновременно возникают новые зоны повышенной интенсивности напряжений. Можно видеть, что зона эпицентров афтершоков локализована в основном в зоне сброшенных напряжений.

В используемом методе расчета НДС эпицентральной зоны (упругая постановка задачи) предполагается, что «вековые» статические напряжения полностью сбрасываются в области нового разрыва (адекватному тектоническому разлому) в процессе его распространения «условно мгновенно». Величина сброшенных вековых напряжений находится в пределах $10^{16} \div 10^{17}$ Дж. В реальных условиях «условно мгновенно» сбрасывается лишь часть статических вековых напряжений – сброшенная энергия де-

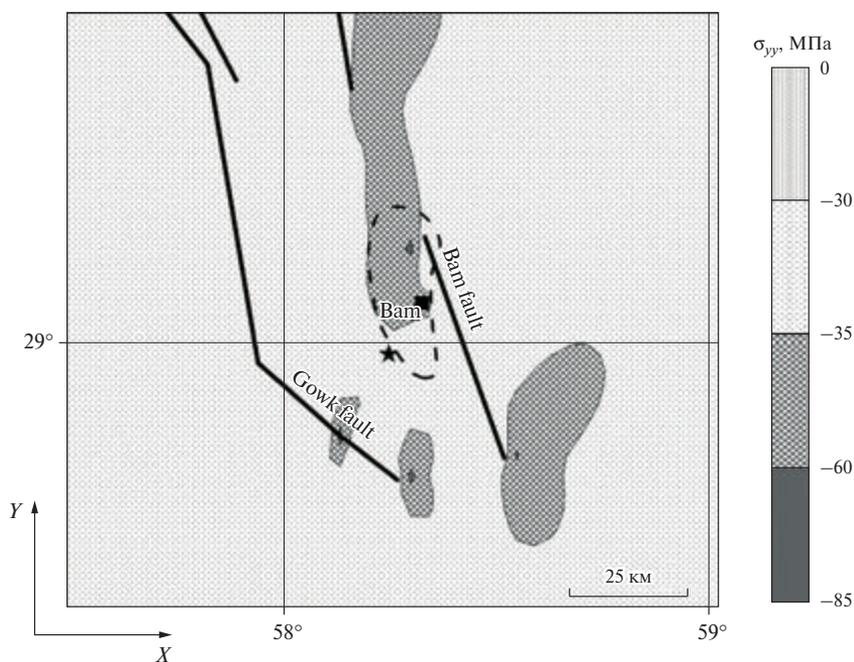


Рис. 3.7.5. Карта напряжений σ_{yy} до землетрясения

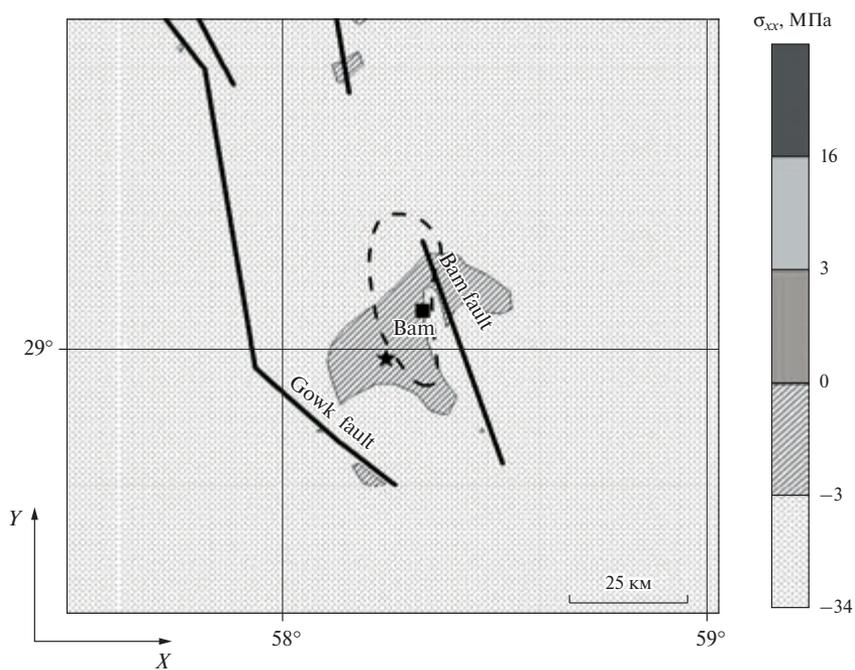


Рис. 3.7.6. Карта напряжений σ_{xx} до землетрясения

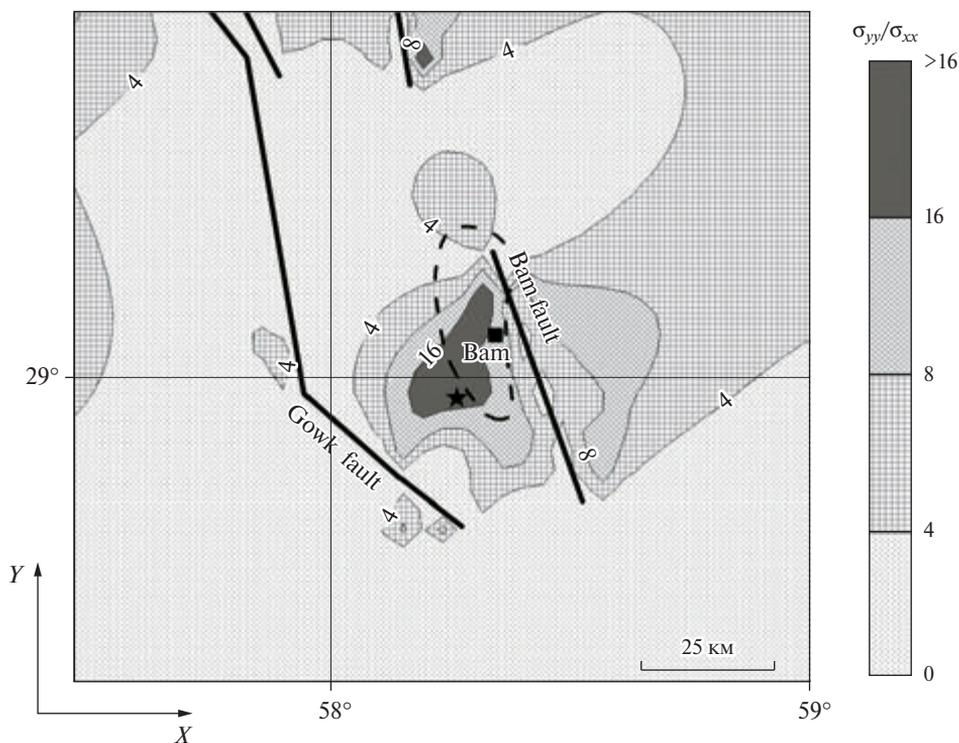


Рис. 3.7.7. Карта отношения $\alpha \left(\frac{\sigma_{yy}}{\sigma_{xx}} \right)$ до землетрясения

формации, во время землетрясения, не превышает первых процентов брошенной энергии. Реальная «нелинейная упругость» геологической среды сдерживает это в процессе афтершоковой активности. Очаги афтершоков как элементы ослабления упругих свойств геологической среды приводят к новому напряженному состоянию эпицентральной зоны за счет изменения ее физико-механических характеристик в значительно большем объеме, но сравнимо с объемом диспергированного геоматериала возникшего нового тектонического разлома.

Из вышеизложенного следует:

1. Эпицентр землетрясения в регионе г. Бам (Иран), произошедшего 26 декабря 2003 г., локализован в области аномально высокой интенсивности напряжений, полученной по данным моделирования НДС эпицентрального района.

2. Можно предположить, что «точка старта» (гипоцентр землетрясения) связана с напряженным состоянием геологической среды в условиях, когда высокие напряжения меридионального сжатия σ_{yy} вызывают разрушение среды.

3. Ориентация «плоскости» предполагаемого разрыва и его длина адекватны зоне высокой интенсивности напряжений, полученной в результате моделирования НДС эпицентральной зоны.

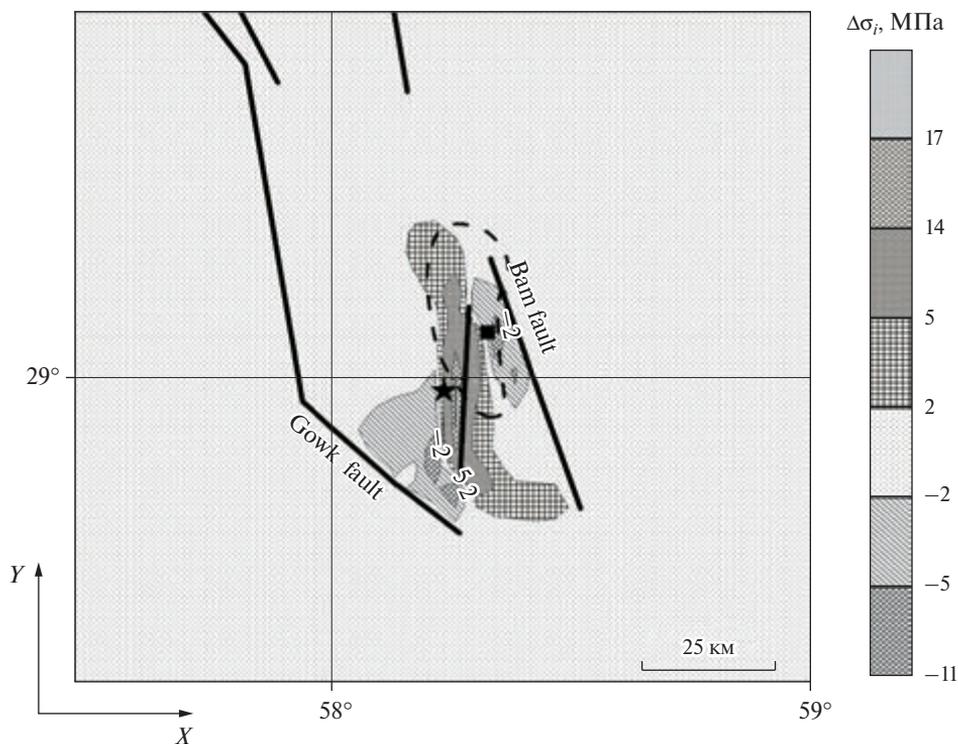


Рис. 3.7.8. Карта разности интенсивности напряжений ($\Delta\sigma_i$) до и после землетрясения

4. Сильные афтершоки локализованы в зоне аномально высокой интенсивности напряжений, предшествующей главному толчку.

5. После образования тектонического разрыва НДС эпицентральной зоны изменяется. Возникают области сброса интенсивности, примыкающие к вновь образовавшемуся разрыву и области возросшей интенсивности напряжений.

6. Зона эпицентров афтершоков (включающая более 1000 событий) протяженностью 26 км и шириной 7 км коррелирует с зоной высокой интенсивности напряжений, предшествующих главному толчку. В ней после землетрясения интенсивность напряжений существенно снизилась в результате развития афтершокового процесса.

Приведенные результаты моделирования НДС эпицентральной зоны сильного землетрясения в Иране, произошедшего 26 декабря 2003 г. с M_w 6.6, адекватны результатам моделирования двух сильных землетрясений в Индии [Морозов и Маневич, 2016] и Турции [Морозов и Маневич, 2017].

Обобщая результаты представленной статьи и указанных работ, можно утверждать:

1. Моделирование НДС сильных коровых землетрясений в континентальных районах позволяет ретроспективно выделить области локализации эпицентров возможных будущих сильных землетрясений.

2. Протяженность локальных зон интенсивности напряжений адекватна протяженности образовавшихся разрывов и может служить прогнозным критерием свойств возможного тектонического землетрясения.

3. Образование нового тектонического разлома при землетрясении приводит к изменению НДС эпицентральной зоны, когда возникают области сброса «статических» напряжений и локальные области их возрастания, которые ассоциируются с эпицентрами последующих сильных афтершоков.

4. Таким образом, анализ результатов моделирования НДС эпицентральной зоны землетрясения 26 декабря 2003 г. с M_w 6,6 в сопоставлении с сейсмологическими данными дает надежду на возможность прогнозирования места и энергии возможного максимального землетрясения в сейсмотектонической обстановке подобной району г. Бама на юго-востоке Ирана.

3.8. Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентральных зон Венчуаньского землетрясения (12.05.2008, Китай)

Введение

12 мая 2008 г. в Китае (провинция Сычуань) произошло великое Венчуаньское землетрясение с M 7,9–8, которое является сильнейшим в Китае за последние 100 лет. Его катастрофические последствия, – более 87 000 погибших и более 216 тыс. разрушенных зданий, сопоставимы только с Тангшаньским землетрясением 1976 г. (M 7,8).

Устойчивая тенденция роста сейсмотектонической и вулканической активности земного шара заставляет вернуться к проблеме прогнозирования сильных землетрясений – оперативному прогнозу, исключающему столь трагические последствия сильных землетрясений. Главная причина неудач в оперативном прогнозе – отсутствие ясных априорных представлений о месте возможного очага землетрясения и механизме подготовки разрыва в его фокусе в реальных условиях сейсмоактивных районов.

Разломная тектоника, как определяющий фактор в генезисе сильных внутриплитовых (*intraplate*) землетрясений, не вызывает сомнений. Локализация эпицентров сильных землетрясений в окончаниях тектонических разломов и дизъюнктивных узлах отражена в целом ряде публикаций. Вместе с тем возникает необходимость физико-механического понимания этого явления как процесса разрядки тектонических напряжений во времени землетрясения и последующей релаксации в косейсмическом и постсейсмическом процессах.

Моделирование НДС эпицентральных зон внутриплитовых землетрясений с $M > 6$ до и после сейсмического события в различных сейсмоактивных районах земного шара (Индия, Иран, Турция, США, Япония) [Морозов и Маневич, 2016; 2017; 2018б; 2023а; Морозов и др., 2018а; 2018в; 2018г; 2020; 2023б] позволило установить ряд общих закономерностей, по мнению авторов, полезных при решении обсуждаемой проблемы.

По отношению к Венчуаньскому землетрясению методология включает в себя:

- обоснование модели геологической среды эпицентральной зоны землетрясения, нарушенной тектоническими разломами. Для этого используются геолого-геофизические данные, структурно-тектонические карты разломной тектоники, информация о параметрах тектонических разломов, физико-механические свойства пород;

- задание граничных условий: параметров регионального поля тектонических напряжений выбранного района, включающее анализ геологической информации, механизм очагов коровых землетрясений, скоростей деформации поверхности по данным космической геодезии;

- представление и обсуждение результатов моделирования в виде карт интенсивности напряжений, компонент тензора напряжений и отношения главных напряжений $\chi = \sigma_H / \sigma_h$;

- оценка адекватности полученных результатов в сопоставлении с сейсмологическими и геодезическими данными, полученными после сильных землетрясений.

Моделирование НДС эпицентральной зоны до и после Венчуаньского землетрясения позволило установить положение эпицентра землетрясения в круге радиуса ~ 5 км по отношению эпицентра, определенного сейсмическими методами. Это касается и положения эпицентра предшествующего землетрясения, зарегистрированного 8 августа 1933 г. М 7,5, находящегося северо-восточнее эпицентра Венчуаньского землетрясения.

После образования разрыва протяженностью более ~ 250 км, распространившегося в северо-восточном направлении от эпицентра землетрясения, было зарегистрировано множество афтершоков, в том числе сильных с $M > 5$. Эпицентры сильных афтершоков локализованы в областях максимально сброшенных напряжений (*stress drop*), достигающих 10–15 МПа. Также получено хорошее совпадение временной функции сейсмического момента M_0 (при принятой скорости разрыва, равной 2,9 км/с) с зонами максимальных значений сброшенной интенсивности напряжений, сформированными в условиях косейсмического процесса.

Вместе с тем приоритетными результатами моделирования следует считать априорное определение координат возможного эпицентра Венчуаньского землетрясения, соответствующего области пересечения критической изобары интенсивности напряжений, равной ~ 30 МПа с областью отношений главных напряжений $\chi > 4 \div 6$ в окончаниях разломов вблизи эпицентра землетрясения (определенного по данным сейсмической службы Китая). Протяженность зоны оси критической изобары интенсивности напряжений 35 МПа составляет ~ 100 км, что при сопоставлении с сильными коровыми землетрясениями Индии, Ирана, США и Японии может вызвать землетрясение с М 7,5.

Неопределенность задания численных значений главных напряжений σ_H и σ_h , принятых равными ~ 30 МПа и ~ 10 МПа соответственно, в какой-то степени компенсируется результатами определения максимальных сдвиговых напряжений, приведенных в работе [Liu et al., 2007], достигающих $\sim 20 \div 28$ МПа. При моделировании НДС эпицентральной зоны землетря-

сения в аномальных зонах максимальные напряжения сдвига достигают 30 МПа, что дает надежду на сопоставимость полученных результатов.

После образования главного и новых разрывов афтершоков возникают новые зоны концентрации интенсивности напряжений, позволяющие сделать предположения о последующем развитии сейсмотектонического процесса. Вместе с тем совершенно очевидно, что математическое моделирование требует проверки *in situ*, то есть постановки геолого-геофизических исследований, которые бы исключили неопределенности в описании геологической среды, тектонических разломов и действующих тектонических напряжений. Тем более, что аппаратные возможности и глубина бурения исследовательских скважин на 8–10 км являются вполне решаемой задачей. Подобного рода исследования было бы целесообразно поставить в районах с высокой плотностью населения, где катастрофические землетрясения являются реальной угрозой.

Сейсмотектоническая позиция Венчуаньского землетрясения

12 мая 2008 г. в провинции Сычуань (Китай) произошло сильное землетрясение $M_s 7,9-8$ с эпицентром $31,021^\circ$ с. ш. и $103,367^\circ$ в. д. и глубиной очага 19 км [Tian et al., 2013]. Из гипоцентра разрыв распространился в северо-восточном направлении на расстояние свыше 250 км [Michele et al., 2010]. После землетрясения зарегистрирован ряд сильных афтершоков с магнитудой $M > 5,6$ и более слабых на глубине до 20–25 км (рис. 3.8.1). Землетрясение связано с тектонической активностью Лонгменшаньской разломной зоны, образовавшейся в результате конвергенции Тибетского плато в восточном направлении в районе провинции Сычуань. В этом же районе 8 августа 1933 г. произошло сильное землетрясение с $M 7,5$ с эпицентром, расположенным в 112 км севернее эпицентра Венчуаньского землетрясения, и два землетрясения с $M \sim 6$ северо-восточнее, предположительно связанные с тектонической активностью разломов Венчуань-Маовен (*Wenshuan-Maowen*) и *JDF* разломов северо-восточного простираения (рис. 3.8.1).

При моделировании использована структурно-тектоническая модель, изложенная в работах [Ren et al., 2010; Wang et al., 2015], объясняющая механизм образования разрывов при Венчуаньском землетрясении. Надвиг Тибетского плато под воздействием горизонтального сжатия с осью субширотной ориентации способствует образованию протяженного разрыва в виде взброса западного крыла разлома и горизонтальных смещений на поверхности, достигающих 6,5 метров [Ren et al., 2010].

Ориентация нодальных плоскостей механизма главного толчка и последующих сильных афтершоков подтверждает предположения о горизонтальном сжатии с ориентацией оси в широтном и субширотном направлениях [Tian et al., 2013]. В работе [Guohua et al., 2009] сделан вывод об аккумуляции деформации сжатия в эпицентральной зоне Венчуаньского землетрясения за период 1999–2007 гг., достигающих $-3,5 \times 10^{-7}$. Обработка данных GPS-наблюдений в юго-западных районах Китая, в частности для провинции Сычуань, также подтверждает возможную ориентацию компрессион-

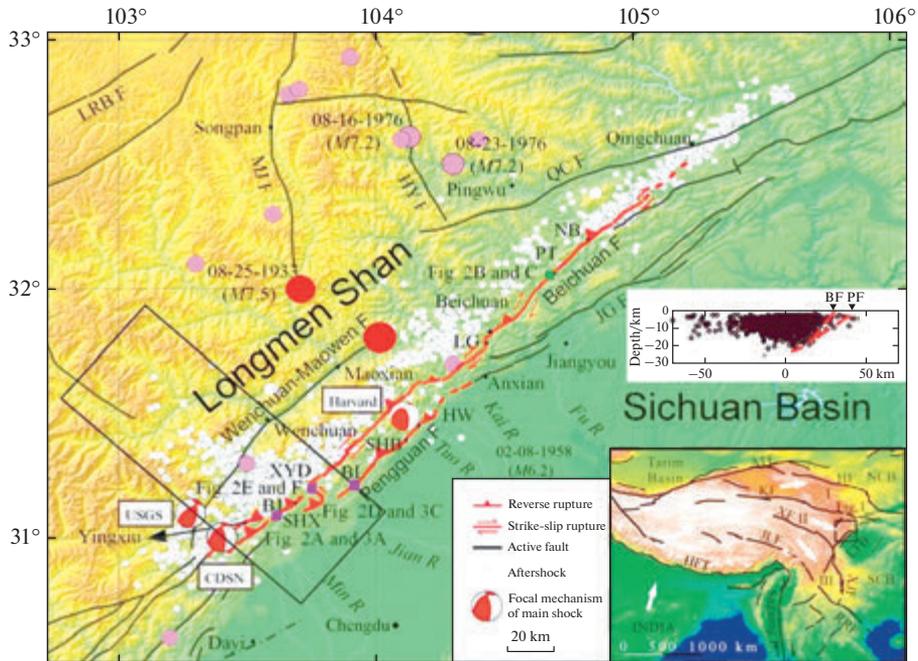


Рис. 3.8.1. Эпицентральная зона Венчуаньского землетрясения 12.05.2008 М 8. Обозначения: круги с указанием нодальных плоскостей – положение эпицентра по данным сейсмических сетей USGS, CDSH, Harvard; черные круги – положения эпицентров землетрясений, определенных по результатам моделирования НДС; белые круги – эпицентры афтершоков; черные линии – тектонические разломы; красные линии – разрывы, образовавшиеся в результате Венчуаньского землетрясения; стрелки – ориентация оси главного компрессионного напряжения [Wang et al., 2015]

ной оси в широтном направлении с максимальными значениями напряжений сдвига, достигающими 25–30 МПа [Liu et al., 2007]. Низкие значения параметра «*b*» (закон Гуттенберг-Рихтера) меньше 1 в провинции Сычуань по данным, приведенным в работе [Xu et al., 2011], дают основание предположить о значительной предшествующей концентрации тектонических напряжений в эпицентральной зоне Венчуаньского землетрясения, вызвавших разрыв протяженностью более 250 км. Есть предположения, что триггером землетрясения послужило заполнение водохранилища Цзипингу, начатое в 2005 г. [Ge et al., 2009; Xiao, 2012]. Не обсуждая это предположение, представляется более важным (в нашем контексте) понять особенности сейсмической активности области эпицентра до главного толчка, а именно в интервале времени до заполнения водохранилища Цзипингу и после.

В работе [Xiao, 2012] представлены разрезы вдоль и поперек разрыва с гипоцентрами слабых фоновых землетрясений до заполнения и после заполнения водохранилища. Можно предположить, что высокая плотность афтершоков в зонах после заполнения водохранилища связана с концентрацией накопленной упругой энергии в результате заполнения водохранили-

ща глубиной до 100 метров. Ширина гипоцентров составляла 8–10 км и, как будет показано далее, соответствует высокой интенсивности напряжений, предшествующей землетрясению.

Зона гипоцентров афтершоков с $M < 5$ сконцентрирована в интервале глубин до 20 км, причем высокая плотность гипоцентров соответствует интервалу глубин от 6 до 12 км, с максимумом ~10 км [Xiao, 2012]. Обращаем внимание, что после катастрофического Тангшаньского землетрясения 1976 г. глубина гипоцентров афтершоков находилась в пределах 0–25 км. У ряда сильных континентальных (*intraplate*) землетрясений Ирана, Турции, Индии, Японии, России с $M > 7$ гипоцентры афтершоков также локализованы в интервале глубин от 0 до 20 км [Морозов и Маневич, 2016; 2017; 2018б; 2023а; Морозов и др., 2018а; 2018в; 2018г; 2020; 2023б]. Для этих глубин в верхней части земной коры ряда районов характерно резкое изменение градиентов скоростей продольных и поперечных волн.

Результаты моделирования НДС

На рис. 3.8.2 приведена карта интенсивности напряжений в пределах 30.5° – 33° с.ш. и 102.7° – 105° в.д. На карте четко выделены три области высокой интенсивности напряжений: на севере, в окончаниях разломов MIF и WMF протяженностью ~50 км (зона I); юго-восточнее – в окончании разлома JDF (зона II) и на юго-западе (зона III). Расчетная интенсивность напряжений в этих зонах достигает 60–70 МПа. Исходя из изложенных предпосылок, можно было бы предположить, что вероятность возможного землетрясения в I зоне выше по сравнению с зонами II и III. При этом возникают вытянутые зоны напряжений сдвига (рис. 3.8.3), где напряжения σ_{xy} достигают значений 15–20 МПа.

Обратим внимание на карту отношения главных напряжений $\chi = \sigma_H / \sigma_h$, представленную на рис. 3.8.4. Как неоднократно было подчеркнуто ранее, условие формирования места старта разрыва возможного землетрясения связано со входом критической изобары интенсивности напряжений $\sigma_{Ikp} > 30$ МПа в область значений $\chi > 3 \div 4$.

Если сопоставить эти две карты σ_i и χ , то можно видеть, что это условие выполняется в окончании разлома MIF. 25 августа 1933 г. там произошло сильное землетрясение с M 7,5. Можно было бы предположить, что в результате образовался разрыв, пересекающий зону I в направлении СЗ–ЮВ длиной более 70 км. Вместе с тем геологические и сейсмологические данные о наличии разрыва отсутствуют. Полагая, что разрыв землетрясения 1933 г. возник и пересек зону высокой интенсивности напряжений, как это показано на рис. 3.8.5, в юго-восточном направлении были выполнены расчеты σ_i , τ_{xy} и χ (рис. 3.8.5–3.8.7) с его учетом. Видно, что образование предполагаемого разрыва вызвало сброс интенсивности напряжений в окончании разлома MIF и увеличение интенсивности напряжений в зоне III, то есть в зоне будущего эпицентра Венчуаньского землетрясения. В этой зоне значения интенсивности напряжений дости-

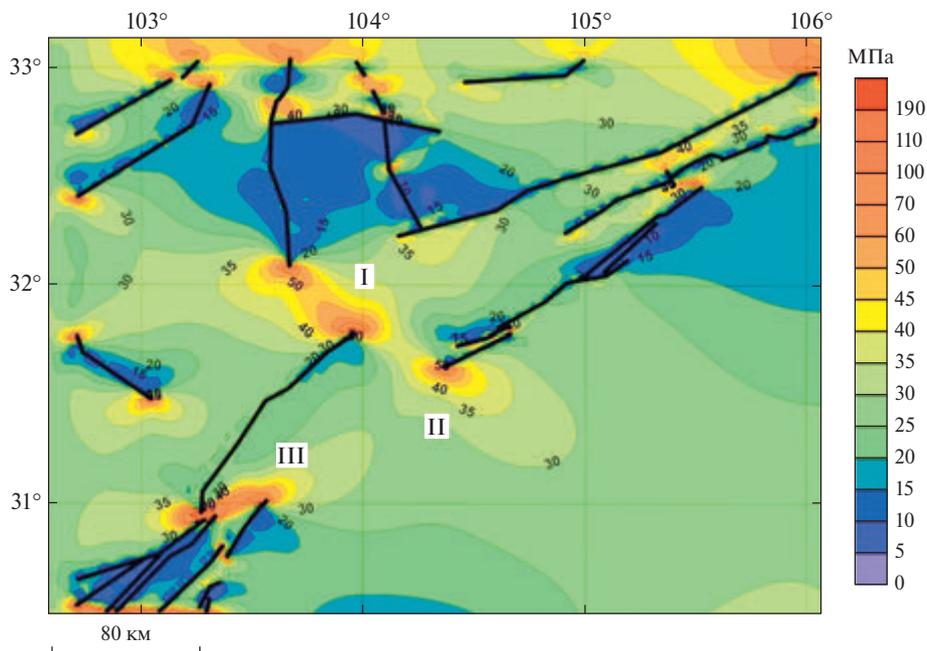


Рис. 3.8.2. Карта интенсивности напряжений σ , до землетрясения 25.08.1933 М 7,3. Черные линии – тектонические разломы

гают 70 МПа, а $\alpha > 6$ (область эпицентра возможного разрыва показана пунктиром).

Таким образом, после землетрясения 1933 г. образовались две зоны высокой интенсивности напряжений на юго-западе. Сопоставляя полученные результаты в ретроспективе, можно было бы ожидать последующее землетрясение с эпицентром в области зоны повышенной интенсивности напряжений в радиусе ~6–8 км (указан на рис. 3.8.5). Эта область, по-видимому, наиболее чувствительна к воздействию внешнего поля тектонических напряжений. В реальных условиях значения критической изобары интенсивности напряжений и величина χ могут отличаться, вместе с тем условия старта возможного разрыва имеют стабильную тенденцию, требующую экспериментального подтверждения. При моделировании НДС априори предполагается, что старт разрыва в фокусе соответствует условиям критического напряженного состояния на момент времени, соответствующий старту разрыва. Для реальных условий следует допустить, что плотность упругой потенциальной энергии в аномальных зонах аккумулируется при относительно низкой фоновой сейсмичности. Фоновая сейсмичность сбрасывает энергию внешнего поля напряжений, и распространение критической изобары интенсивности напряжений возможно при относительно низкой фоновой сейсмичности («затишья»). Вход критической изобары в область высоких значений χ приводит к образованию разрыва. Протяженность разрыва зависит от упругой потенциальной энергии, аккумулированной в аномальной зоне.

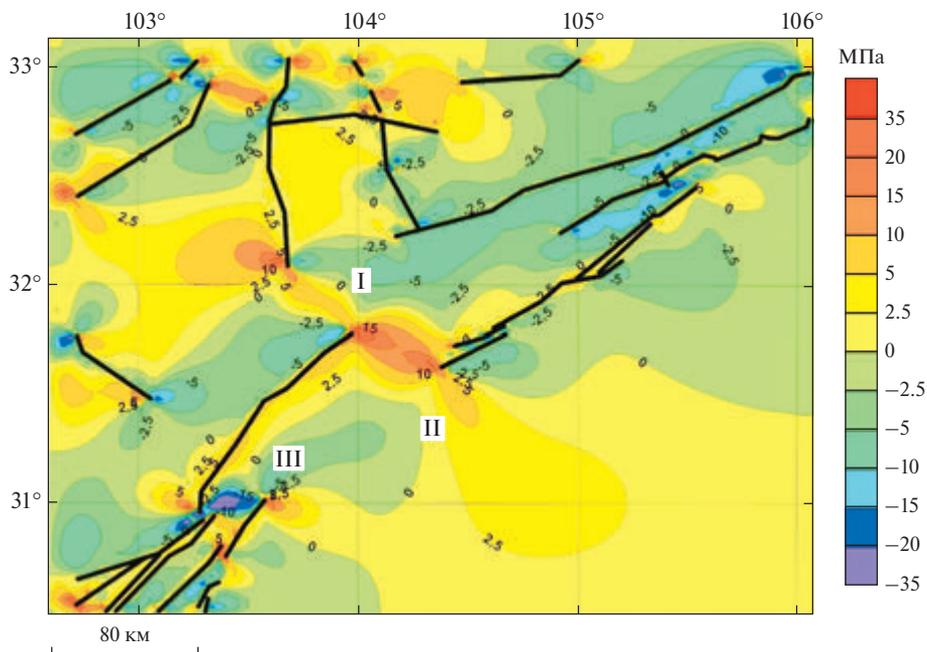


Рис. 3.8.3. Карта напряжений сдвига σ_{xy} до землетрясения 25.08.1933 М 7,3

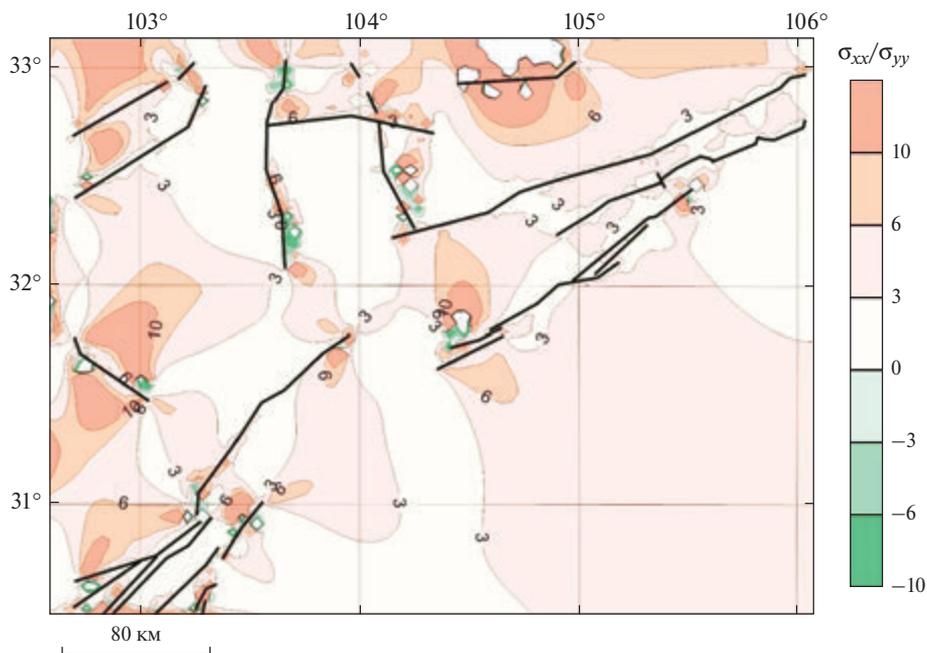


Рис. 3.8.4. Карта отношения главных напряжений $\chi = \sigma_H / \sigma_h$ до землетрясения 25.08.1933 М 7,3.

При моделировании НДС землетрясений до образования разрыва, установлена связь между протяженностью большей оси аномальных зон интенсивности напряжений, ограниченных изобарой 35 МПа и предполагаемой длиной возможного разрыва будущего землетрясения L :

$$L \approx L(\sigma_i) = L_{кр}, \quad (3.20)$$

где $\sigma_i = 35$ МПа.

Если учесть, что статистические данные дают возможность связать протяженность разрыва с магнитудой землетрясения в виде закономерностей:

$$\log L = 0,44M - 1,29 \text{ [Ризниченко, 1976]}, \quad (3.21)$$

$$\log L = 0,43M - 1,27 \text{ [Завьялов и Зотов, 2021]}, \quad (3.22)$$

$$\log L = 0,47M - 2,29 \text{ [Wells and Coppersmith, 1994]}, \quad (3.23)$$

то предоставляется возможность расчета априорной интенсивности возможного землетрясения.

В ретроспективном прогнозе вытянутая аномальная зона с большей осью критической изобаты интенсивности напряжений $(\sigma_i)_{кр}$, равной ~ 104 км (рис. 3.8.5), способна вызвать сильное землетрясение. Исходя из представленных выше расчетов, можно было бы ожидать сейсмическое событие с магнитудой $\sim M 7,5$. Наложение карты интенсивности напряжений на карту отношения главных напряжений определяет возможное положение эпицентра. Полоса высокой интенсивности напряжений в 30 МПа, между зонами III и II, по-видимому, способна поддержать распространение разрыва между ними, а совокупная накопленная потенциальная энергия способна вызвать распространение разрыва в северо-восточном направлении. Суммарный вклад накопленной энергии этих зон должен превышать расчетную величину $\sim M 7,5$. Таким образом, исходя из пространственного расположения зон высокой интенсивности напряжений, можно предположить, что разрыв должен распространиться в северо-восточном направлении относительного положения предполагаемого эпицентра.

Разрыв сопровождается сбросом накопленной упругой потенциальной энергии тектонических напряжений. Принимая во внимание пространственную ориентацию вновь образовавшихся разрывов (рис. 3.8.1) и полагая, что падение новых разрывов в слое мощностью порядка 8–10 км субвертикальным, выполнены расчеты разности интенсивности напряжений до и после Венчуаньского землетрясения (рис. 3.8.8).

На карте разность $\Delta\sigma_i$ отражает сброс первоначально накопленных напряжений в процессе длительного времени, а в течение косейсмического процесса снимается только часть, переходящая в энергию сейсмических волн. Вместе с тем следует допустить, что временная функция сейсмического момента при распространении разрыва должна быть пропорциональна сброшенной энергии тектонических напряжений в зонах, непосредственно прилегающих к разрыву при его распространении. На рис. 3.8.9 приведена функция сейсмического момента M_0 в предположении, что скорость распространения разрыва равна 2,9 км/с. Можно видеть, что максимальным значениям M_0 соответствуют и максимальные значения сброшенной интенсивности напряжений, достигающие 20 МПа (красно-желтые области) на рис. 3.8.1, что соответствует (при принятой скорости распространения разрыва 2,9 км/с) величине сброшенных напря-

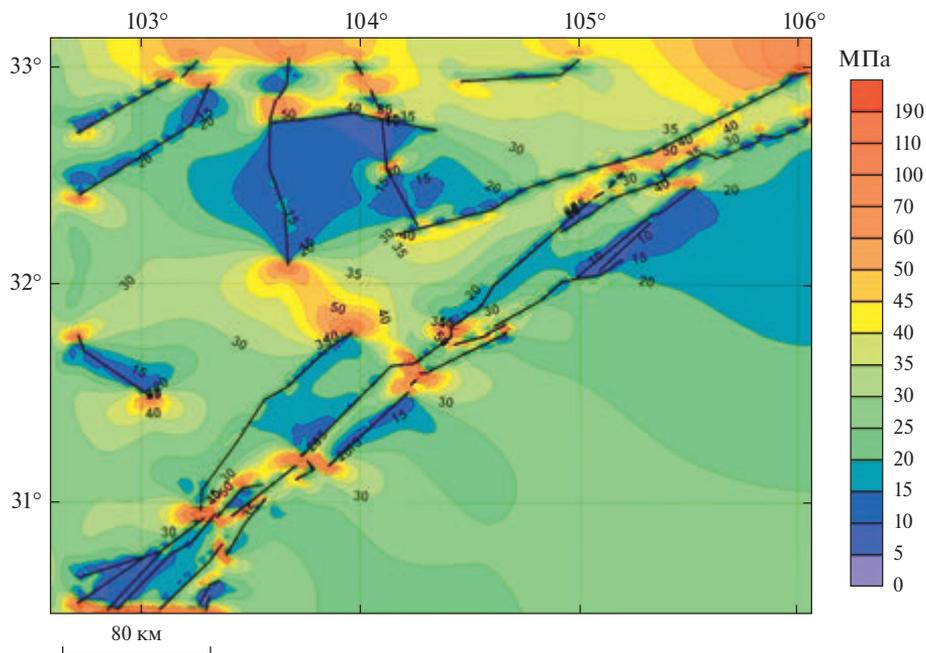


Рис. 3.8.5. Карта интенсивности напряжений σ_{xy} после землетрясения 25.08.1933 М 7,3

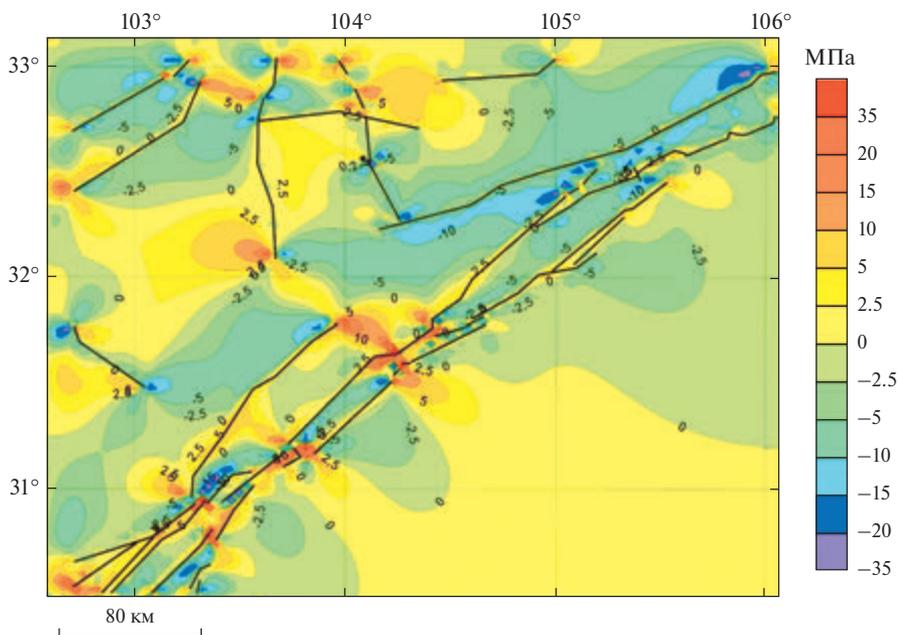


Рис. 3.8.6. Карта напряжений сдвига σ_{xy} после землетрясения 25.08.1933 М 7,3

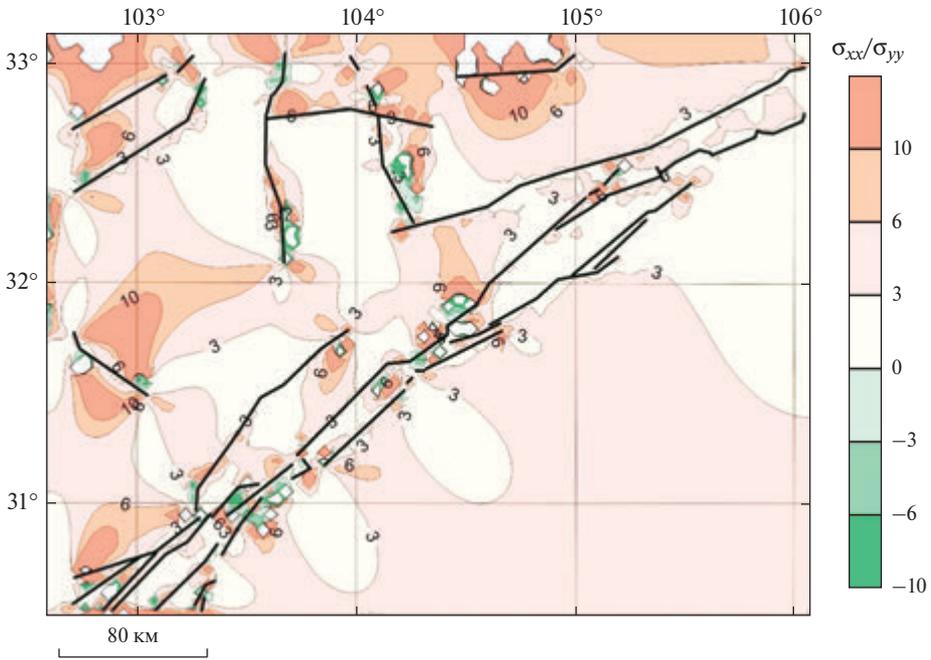


Рис. 3.8.7. Карта отношений главных напряжений $\chi = \sigma_H / \sigma_h$ после землетрясения 25.08.1933 М 7,3

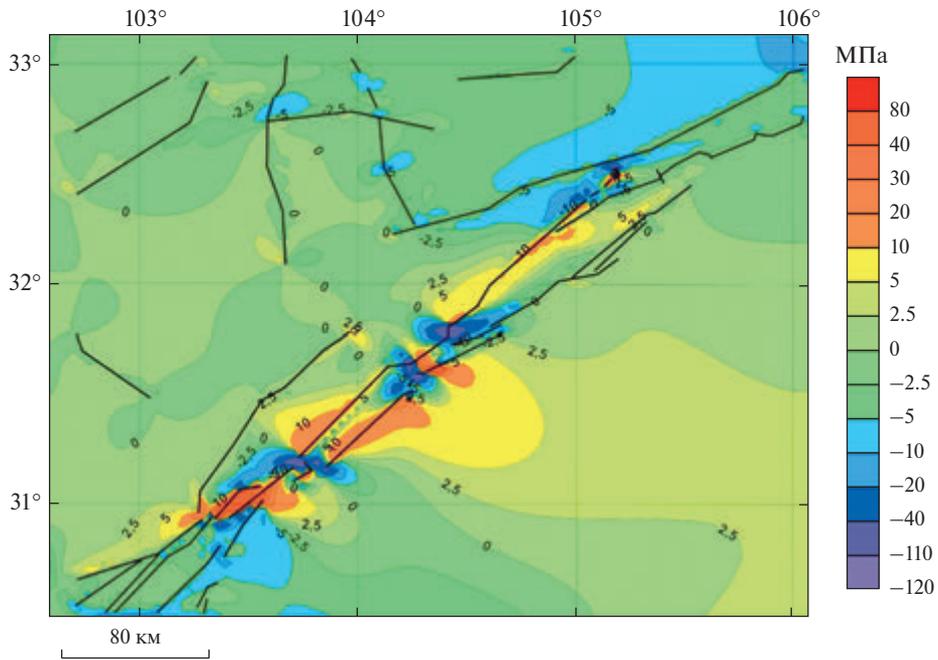


Рис. 3.8.8. Карта разности интенсивности напряжений $\Delta\sigma_i$ до и после Венчуаньского землетрясения

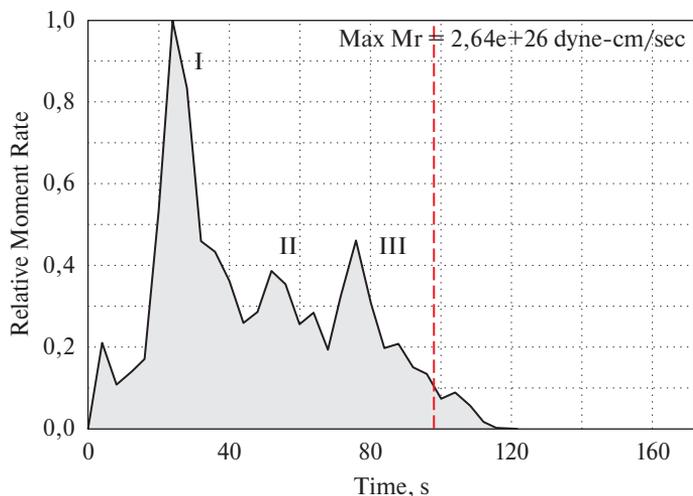


Рис. 3.8.9. Временная функция сейсмического момента Венчуаньского землетрясения (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usp000g650/executive>)

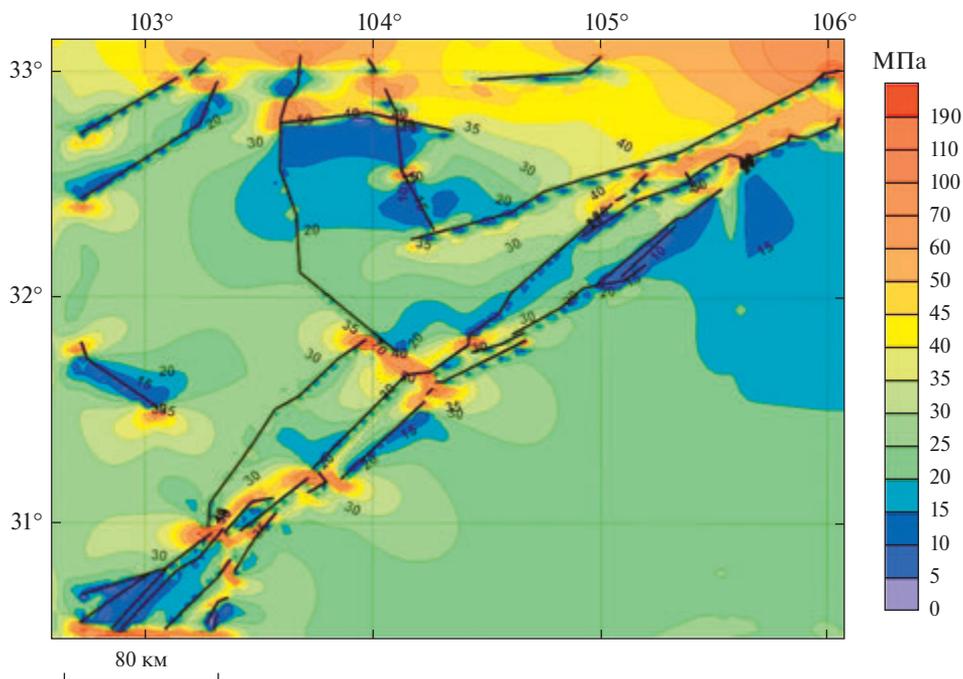


Рис. 3.8.10. Карта интенсивности напряжений σ , после Венчуаньского землетрясения (*stress drop*) ~ 11 МПа. Эта величина хорошо согласуется с данными, приведенными в работе [Kanamori, 2004] для внутриплитовых землетрясений.

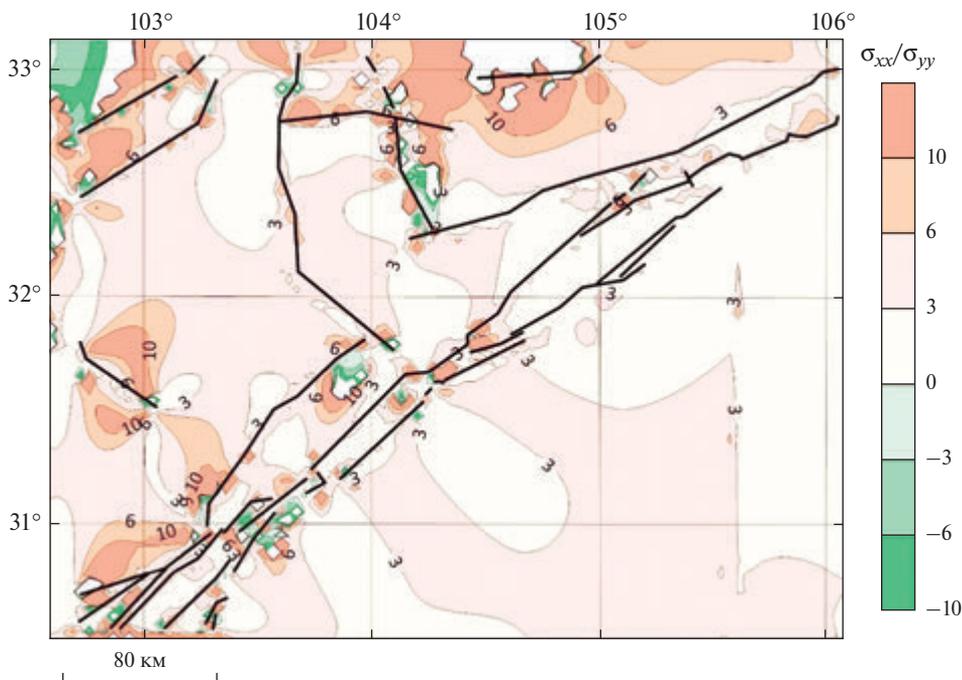


Рис. 3.8.11. Карта отношения главных напряжений $\chi = \sigma_H/\sigma_h$ после Венчуаньского землетрясения. Черным кругом показан эпицентр предполагаемого землетрясения М 7,5

Образовавшаяся система новых разрывов после Венчуаньского землетрясения существенно изменяет НДС эпицентральной зоны (рис. 3.8.10). Скорость аккумуляции упругой потенциальной энергии определяется скоростью регионального деформационного процесса порядка $\sim 10^{-7}$ 1/год [Guohua et al., 2009], как и для ряда других сейсмоактивных районов. Если предположить, что в локальных областях скорость деформационного процесса достигает 10^{-6} 1/год, то компенсация сброшенных напряжений ~ 10 МПа может быть достигнута в течение $\sim 10^3$ лет. Неопределенность задания граничных условий, реальных физико-механических параметров геологической среды и тектонических разломов вряд ли могут обеспечить более определенную оценку времени возможного нового землетрясения. Изменение НДС эпицентральной зоны сопряжено с изменением режима подземных вод. Можно предположить, что рост эффективного давления в аномальных зонах способствует перемещению газовой-жидких флюидов в область критического отношения девиаторных напряжений, понижая прочность геологической среды в очаге будущего землетрясения, не исключая влияние заполненного водой водохранилища Цзипингу.

Результаты моделирования НДС эпицентральной зоны Венчуаньского землетрясения 12.05.2008 М 8 до момента главного толчка на площади порядка 80 тыс. км² свидетельствуют о возможности выделения областей воз-

можных землетрясений с $M > 6$. Как показывает анализ НДС, не все окончания тектонических разломов способны аккумулировать потенциальную энергию регионального поля тектонических напряжений. Реальную угрозу землетрясения с $M > 6$ представляют только те зоны, где накопленная упругая энергия, определяемая плотностью концентрации и объемом, в котором она сосредоточена, достаточна для образования опасного разрыва. Эти области имеют вытянутую, близкую к эллипсоидальной, форму. Большая ось критической изобары интенсивности напряжений 35 МПа по протяженности близка к длине будущего разрыва.

Разрыв в очаге (фокусе) землетрясения возникает при критической изобары в область отношений двух главных напряжений $\chi = \sigma_h / \sigma_n > 3 \div 4$. Наложение карт интенсивности напряжений на карту χ позволяет наметить положение эпицентра будущего землетрясения с точностью сопоставимой с сейсмологическими данными, как это показано для землетрясения 25.08.1933 с $M 7,3$ и Венчуаньского землетрясения с $M 8$. Априори можно было бы предвидеть распространение разрыва в северо-восточном направлении и магнитуды землетрясения не менее $M 7,5$. Разумеется, моделирование НДС не гарантирует строгой достоверности численных результатов, но оно основано на общепринятых физических предпосылках, позволяющих выйти за рамки интуитивных представлений.

3.9. Моделирование напряженно-деформированного состояния и результаты GPS-мониторинга эпицентральной зоны землетрясения 24.08.2014, $M 6$ (г. Напа, штат Невада, США)

Введение

24 августа 2014 г. в районе г. Напа (штат Калифорния, США) произошло землетрясение с $M 6$, с координатами эпицентра 38.22 с.ш и 122.30 з.д. и глубиной очага около 11 км. Эпицентр землетрясения находится в сейсмоактивном районе, восточнее разломной зоны Сан-Андреас. Слабые землетрясения в этом районе – обычное явление, вместе с тем, землетрясение 24 августа 2014 г. является сильнейшим для этого района за последние 100 лет после известного землетрясения в районе Сан-Франциско 1906 года. Землетрясение сопровождалось образованием трещин и разрывов на поверхности на протяжении нескольких километров севернее эпицентра. После главного толчка было зарегистрировано 6 сильных афтершоков с $M > 3$ и необычно небольшое количество слабых афтершоков в эпицентральной зоне (в течение месяца после главного толчка зарегистрировано 80 афтершоков с $M \geq 1,8$ [Lisa, 2017]).

Возникновение землетрясения американские сейсмологи связывают с активными тектоническими разломами зоны Сан-Андреас. Ближайшим к эпицентру является разлом «*West Napa*» с относительно малой скоростью перемещения бортов ~ 1 мм/год [Докукин и др., 2010; Kaftan V., A. Melnikov,

2016]. Землетрясению 24 августа 2014 г. предшествовало землетрясение 3 сентября 2000 г. М 4,9 с эпицентром в 20 км северо-западнее г. Напа.

Для моделирования НДС эпицентральной зоны землетрясения использована сеймотектоническая схема разломной тектоники района [Preliminary..., 2017], а также представления о направлении осей главных тектонических напряжений по результатам изучения механизмов очагов землетрясений [Towned and Zoback, 2004; Zoback et al., 1989] и GPS-наблюдений [Lisa, 2017].

Моделирование осуществлено с применением метода расчета НДС блочных гетерогенных массивов, нарушенных системой тектонических разломов, причем под разломом понимается объемная зона диспергации горных пород с упругим модулем, существенно более низким по сравнению с окружающими породами [Морозов и др., 2008; Morozov et al., 2012].

Во внешнем поле тектонических напряжений локальная концентрация напряжений верхней части земной коры связана с разломами, искажающими внешнее поле тектонических напряжений [Морозов и др., 2008].

Показано, что очаг землетрясения расположен в зоне высокой интенсивности напряжений, предшествующих главному толчку, при определенном отношении главных сжимающих напряжений. Область сброса статических «вековых» напряжений после землетрясения соответствует площади положительной дилатации эпицентральной зоны, установленной по результатам обработки GPS-наблюдений в этом районе до и после землетрясения 24 августа 2014 г.

Полученные результаты позволяют надеяться, что моделирование НДС состояния эпицентральной зоны землетрясения в сочетании с результатами обработки GPS-наблюдений, повышающих достоверность расчетов НДС, раскрывают новые возможности не только при определении места расположения опасных сейсмических зон в сейсмоактивных районах, но и в новом подходе к проблеме прогноза сильных коровых землетрясений и оценки уровня сейсмической опасности.

Сеймотектонические данные для моделирования

Эпицентр землетрясения 24 августа 2014 г. (рис. 3.9.1) расположен несколько западнее разлома «West Napa». Разлом представляет собой систему прерывистых кулисообразных разломов северо-западного и юго-восточного простирания, входящих в протяженную разломную зону Сан-Андреас, с механизмом смещения по простиранию [Lisa, 2017]. По данным анализа механизмов очагов землетрясений в этом районе Калифорнии [Towned and Zoback, 2004; Zoback et al., 1989] и данных GPS-наблюдений [Lisa, 2017; Preliminary, 2017] внешнее поле тектонических напряжений имеет ось максимального сжатия с ориентацией ЮЗ–СВ.

Предполагается, что при относительно низкой скорости перемещения берегов разлома WN ~1 мм/год сеймотектонический процесс вызван региональным полем тектонических напряжений, сформировавших систему разломов в этом районе, субпараллельных разлому Сан-Андреас [Lisa, 2017; Towned and Zoback, 2004].

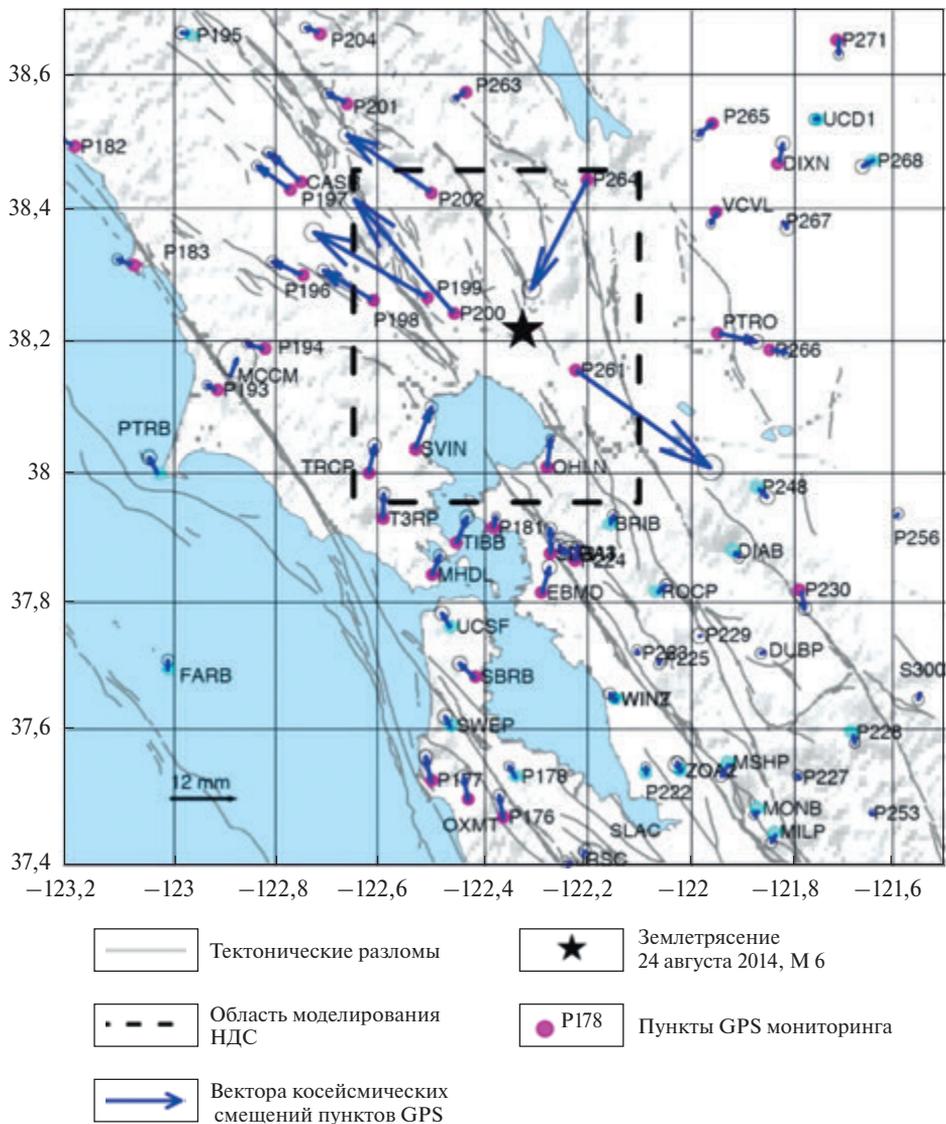


Рис. 3.9.1. Схема разломной тектоники эпицентральной зоны землетрясения 24 августа 2014 г., М 6 в г. Напа (Калифорния, США) и векторов косейсмических смещений GPS-пунктов

После главного толчка землетрясения 2014 г. зарегистрировано шесть афтершоков с $M \geq 3$ и относительно небольшое количество более слабых афтершоков, образовавших кластер протяженностью около 7 км, вытянутый в северо-восточном направлении, относительно эпицентра главного толчка (рис. 3.9.2). На рис. 3.9.2 показано положение образовавшегося на поверхности разрыва, субпараллельного разлому «West Napa» длиной около 12,5 км и смещением крыльев до 0,46 м.

Внешнее поле тектонических напряжений для исследуемого района задано исходя из результатов анализа механизма очагов тектонических землетрясений, а также положения новых разломов в этом районе Калифорнии [Lisa, 2017]. Ось главного доминирующего напряжения сжатия σ_{3u} (соответствующего σ) задана азимутом 40° .

Косейсмический эффект в этом районе зарегистрирован несколькими станциями сети GPS-наблюдений. Косейсмические смещения на расстоянии от эпицентра главного толчка порядка 10–17 км достигали 40 мм (см. рис. 3.9.1). Криповые движения в области вновь образовавшихся разрывов на поверхности продолжались в течение нескольких месяцев после главного толчка.

В эпицентральной зоне землетрясения изменился режим грунтовых вод. Были зарегистрированы новые источники грунтовых вод, показанные на рис. 3.9.6 в сопоставлении с разностью интенсивности напряжений $\Delta\sigma_i$ после землетрясения 24 августа 2014 г. [Lisa, 2017].

Для изучения современных движений земной коры были использованы опубликованные данные, а также ряды непрерывных GPS-наблюдений Геодезической лаборатории Невады [Preliminary, 2017].

Данные GPS-наблюдений

Предполагая, что, согласно гипотезе «упругой отдачи» [Reid, 1910], косейсмические деформации в эпицентральной зоне отражают предшествующее напряженно-деформированное состояние верхней части земной коры, было осуществлено сопоставление НДС по результатам моделирования и современных деформаций в эпицентральной зоне землетрясения Напа.

Для этого были использованы данные GPS-наблюдений в виде временных рядов пространственных координат, полученных Геодезической лабораторией Невады, Университета Невады, Рино, США [Preliminary, 2017]. Временные ряды представлены в виде значений координат в глобальной системе отсчета IGS 08, реализованной международной службой *International GNSS Service* и, в частности, используемой для поддержки современного метода определения координат *Point Precise Positioning* (PPP).

Для решения поставленной задачи была отобрана сеть из 44 GPS-пунктов на территории диаметром около 200 км. Эпицентр сейсмического события располагался в центре области покрытия наблюдательной сетью. Из интернет-архива GPS-данных были выбраны плановые координаты пунктов на даты 06 января 2006 г. (примерно за 9 лет до момента землетрясения) и 13 января 2017 г. (примерно через 2,5 года после землетрясения). Таким образом, получены разности координат (смещения геодезических пунктов), определенных как задолго до основного толчка, так и спустя более двух лет, что предположительно соответствует завершению процесса сейсмической релаксации и выхода на межсейсмический (*interseismic*) режим деформирования.

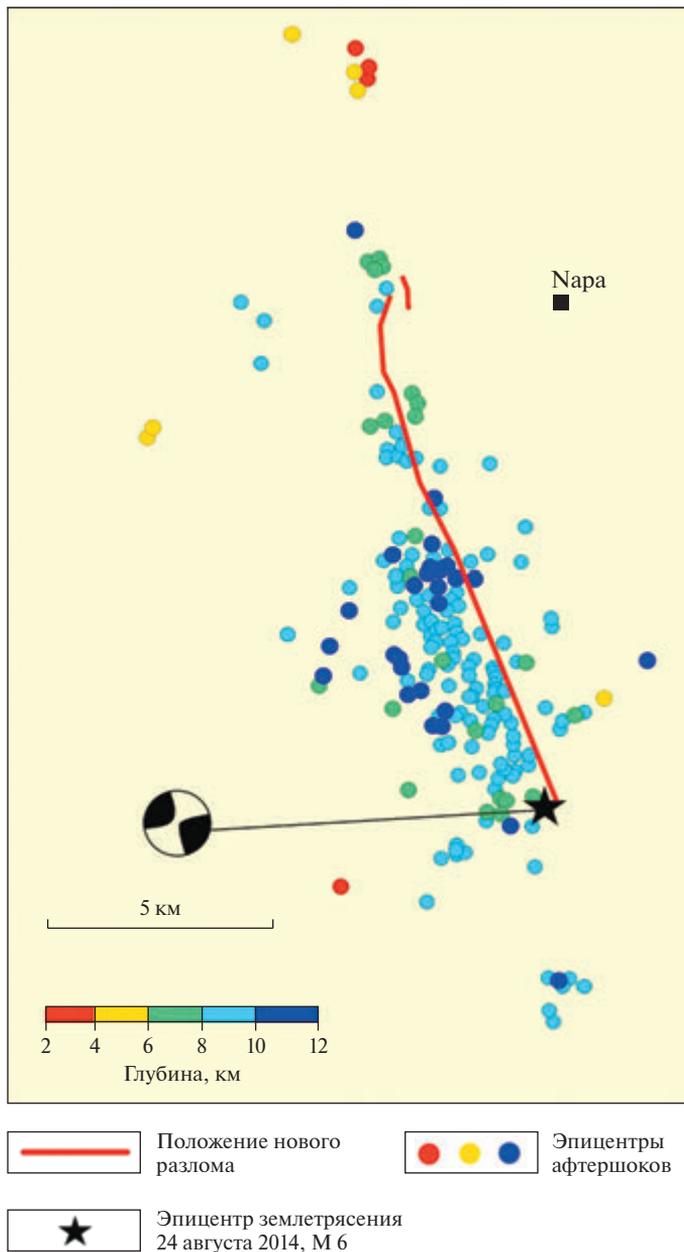


Рис. 3.9.2. Положение нового разрыва и эпицентров афтершоков эпицентральной зоны землетрясения 24 августа 2014 г. [Lisa, 2017].

По полученным смещениям были вычислены значения плановой дилатации – относительных изменений площадей треугольников, составленных из пунктов сети с использованием триангуляции Делоне. Показано, что приме-

нение триангуляции Делоне обеспечивает оптимизацию формы конечных элементов, используемых в анализе деформаций [Докукин и др., 2010; Gu et al., 2009].

Значения деформаций вычислялись по формулам ниже, где x_i, y_i – плановые координаты вершин треугольников; $\Delta x_i, \Delta y_i$ – горизонтальные смещения вершин треугольников; i – индексы вершин треугольников 1, 2 и 3.

$$\gamma_1 = \frac{-x_2(\Delta y_3 - \Delta y_1) - y_2(\Delta x_3 - \Delta x_1) + x_3(\Delta y_2 - \Delta y_1) + y_3(\Delta x_2 - \Delta x_1)}{x_2 y_3 - x_3 y_2} \quad (3.24)$$

$$\gamma_2 = \frac{x_2(\Delta x_3 - \Delta x_1) - y_2(\Delta y_3 - \Delta y_1) + x_3(\Delta x_2 - \Delta x_1) + y_3(\Delta y_2 - \Delta y_1)}{x_2 y_3 - x_3 y_2} \quad (3.25)$$

$$\gamma = \left(\gamma_1^2 + \gamma_2^2 \right)^{\frac{1}{2}} \quad (3.26)$$

$$\Delta = \frac{x_2(\Delta y_3 - \Delta y_1) - y_2(\Delta x_3 - \Delta x_1) - x_3(\Delta y_2 - \Delta y_1) + y_3(\Delta x_2 - \Delta x_1)}{x_2 y_3 - x_3 y_2} \quad (3.27)$$

Результаты определения дилатации Δ и максимального сдвига γ в пределах конечных элементов исследуемой территории были интерполированы на регулярную сетку и представлены в виде схем изолиний (рис. 3.9.7, 3.9.8). Заметим, что экстремальные значения деформаций зарегистрированы в эпицентральной зоне землетрясения.

Минимальное значение деформации γ составило $1,3 \times 10^{-5}$. Максимальное значение дилатации в пределах исследуемой территории составило 8×10^{-6} . Стандартная ошибка их определений менее 10^{-7} . Оно приурочено к зоне экстремума деформации, включающего положение эпицентра главного толчка и его афтершоков.

Заметим, что эти расчеты проведены в рамках более обширных исследований по поиску деформационных предвестников сильных коровых землетрясений. Кинематический анализ пространственно-временного распределения деформаций за годы до землетрясения демонстрирует обнадеживающую возможность предсказания места и времени возникновения сильного землетрясения по данным ГНСС [Kaftan and Melnikov, 2016]. В этой связи настоящее исследование в совокупности с непрерывным мониторингом деформаций в сейсмоактивных районах приобретает повышенную актуальность в аспекте надежности предсказания места будущего события.

Сброс интенсивности напряжений, приведенной на рис. 3.9.6, вызывает постепенное развитие в этой зоне крипового процесса с последующим образованием области положительной дилатации. На северо-западе и юго-востоке сформировались области сжатия, которые можно интерпретировать как области возросшей интенсивности напряжений после образовавшегося разрыва в его окончаниях.

Совпадение области положительной дилатации (ее центральной части) с областью сброшенных напряжений МПа можно рассматривать как дополнительное подтверждение адекватности тектонофизической модели НДС района эпицентральной зоны землетрясения. Сброс напряжений в элемен-

тарной модели, приведенной на рис. 3.9.8а, должен вызывать постепенное развитие в этой зоне крипового процесса с последующим образованием области положительной дилатации. На северо-западе и юго-востоке от эпицентра главного толчка сформировались области сжатия (по данным обработки GPS-наблюдений), которые можно интерпретировать как области возросшей интенсивности напряжений после образовавшегося разрыва в его окончании. Приведена карта разности интенсивности напряжений до и после землетрясения в предположении большей длины образовавшегося разрыва (рис. 3.9.8а).

Обсуждение результатов

На рис. 3.9.3 приведена карта интенсивности напряжений σ_i до землетрясения. Видно, что имеются локальные зоны повышенной и пониженной интенсивности напряжений по сравнению с фоновыми значениями порядка 25 МПа. Зоны высокой интенсивности напряжений локализованы на окончаниях разломов, причем в районе г. Напа выделяется протяженная зона высокой интенсивности напряжений северо-восточного направления. Значения интенсивности напряжений в южной части зоны вдвое и более превышают фоновые значения. В эту область попадает и сам эпицентр землетрясения 24 августа 2014 г.

При анализе НДС эпицентральных зон коровых землетрясений в Индии [Морозов и Маневич, 2016] и Турции была обнаружена тенденция локализации эпицентров землетрясений в области высокой концентрации интенсивности напряжений, при этом эпицентр соответствует области, в которой главное сжимающее напряжение превышает напряжения отпора в десять и более раз (переходя в напряжения растяжения) по сравнению с фоновым значением, равным 3.

Можно предположить, что старт сейсмогенного разрыва соответствует условию минимального отпора в зоне высокой интенсивности напряжений. Совокупность двух этих условий (плюс площадь зоны высокой интенсивности напряжений σ_i) можно рассматривать как прогнозные признаки места зарождения возможного нового сильного корового землетрясения.

Возникновение нового разрыва приводит к перераспределению существующего поля напряжений в эпицентральной зоне. На рис. 3.9.5 приведена карта интенсивности напряжений после землетрясения. Видно, что новая морфология интенсивности напряжений существенно иная. В области эпицентра главного толчка интенсивность напряжений снизилась до фоновой, а на концах нового разрыва – возросла.

На рис. 3.9.6 приведена карта разности интенсивности напряжений до и после землетрясения. В центральной части (включая эпицентр землетрясения) интенсивность напряжений существенно снизилась, образовав вытянутую зону северо-восточного юго-западного направления. Северно-западнее и юго-восточнее возникли области с более высокой интенсивностью напряжений. В рамках упругой модели этот процесс протекает «мгновенно». В реальных же условиях для перераспределения накопленных «вековых» напряжений в нелинейно-упругой среде необходимо некоторое время.

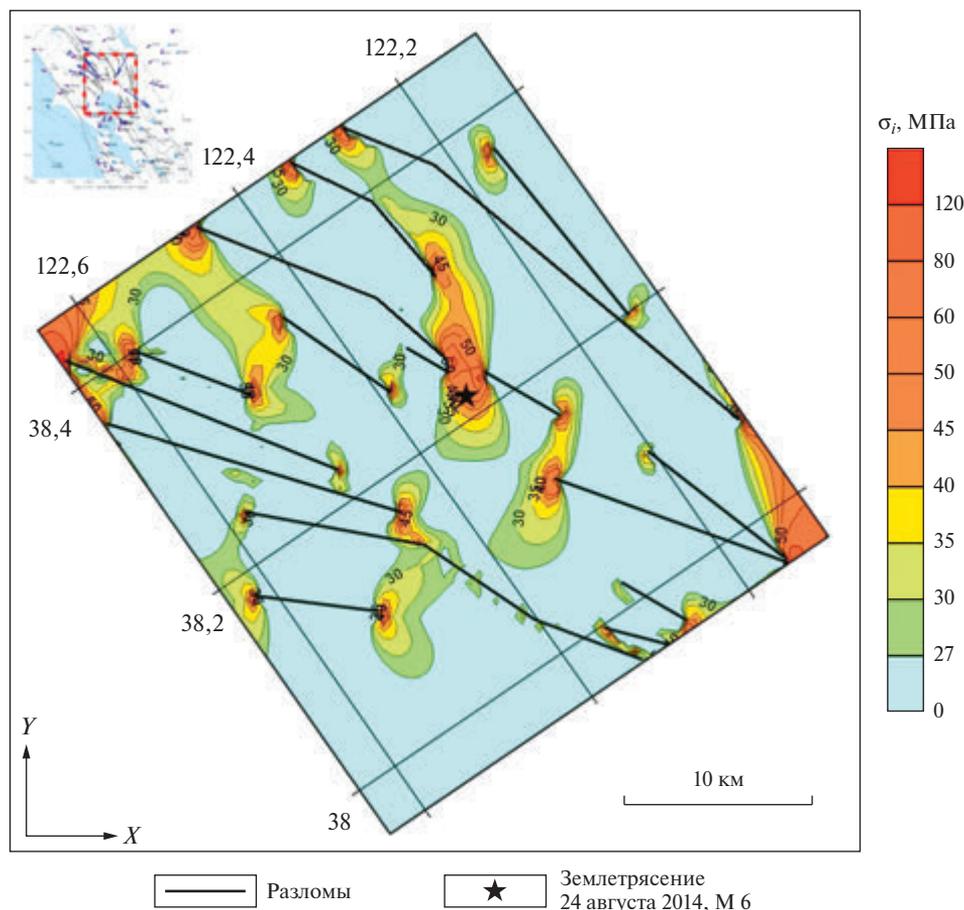


Рис. 3.9.3. Интенсивность напряжений σ_i эпицентральной зоны до землетрясения 24 августа 2014 г.

Вместе с тем сформировавшийся кластер афтершоков локализован в южной части зоны сброшенной интенсивности напряжений. Четыре сильнейших афтершока с $M > 3 \div 4$ находятся в ее южной части. Два эпицентра сильных афтершоков находятся в зонах возросшей интенсивности напряжений.

Полученные результаты дают основание утверждать, что афтершоковый процесс обусловлен первоначально накопленными «вековыми» напряжениями, а его развитие стимулировано частичным сбросом условно «мгновенно» сброшенных напряжений (шарового тензора) во время образования нового разрыва.

Таким образом, полученные результаты моделирования НДС эпицентральной зоны землетрясения 24 августа 2014 г. и обработки GPS-наблюдений в сочетании с сейсмологическими данными дают новые представления о развитии сеймотектонического процесса, подготовки и реализации сильного корового землетрясения. Взаимодействие полей напряжений активных

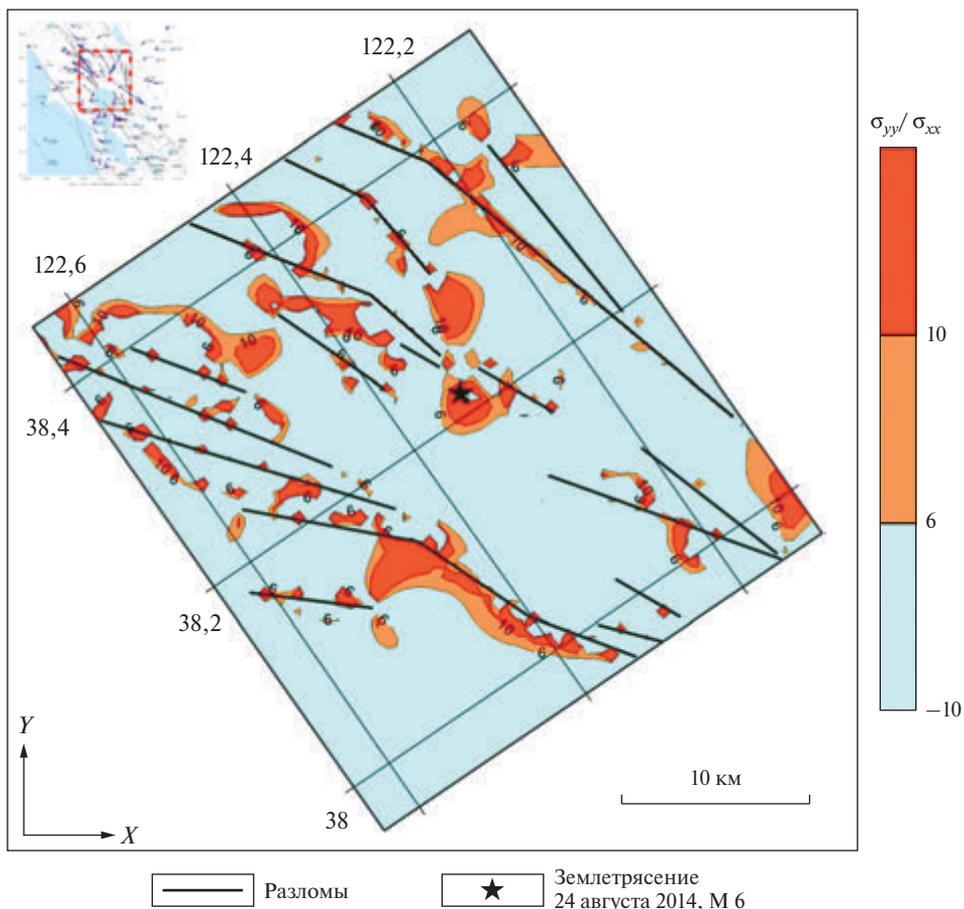


Рис. 3.9.4. Отношение напряжений σ_{xx}/σ_{yy} эпицентральной зоны до землетрясения 24 августа 2014 г.

тектонических разломов создает локальные области высокой концентрации упругой энергии, способной реализоваться в виде разрыва и последующем изменении НДС. При этом высокая концентрация упругой энергии возможна в относительно прочных породах, способных аккумулировать упругую энергию внешнего поля тектонических напряжений.

Полевыми исследованиями установлено повышение дебитов источников подземных вод в эпицентральной зоне после землетрясения 24 августа 2014 г. [Lisa, 2017], в долине Sonoma уровень воды в колодцах поднялся на 1,5 м. На карту сброса интенсивности напряжений вынесены источники подземных вод: *Calabasas Creek – 1, Sonoma, Creek – 2, Tulocay Creek – 4* и *green Valley Creek – 5*. Часть из них попадает в область максимально сброшенной интенсивности напряжений или непосредственно примыкает к ней (рис. 3.9.6). Аналогичные явления наблюдались и раньше в эпицентральной

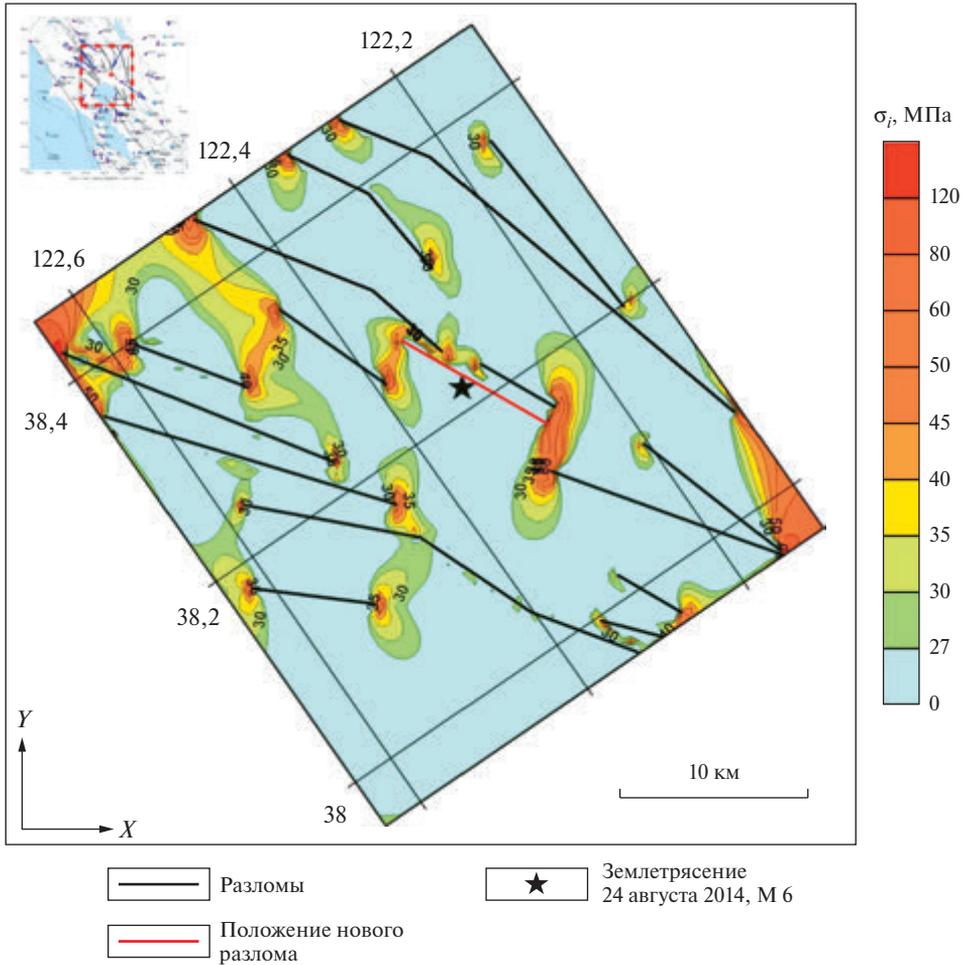


Рис. 3.9.5. Интенсивность напряжений σ_i эпицентральной зоны после землетрясения 24 августа 2014 г.

ных зонах сильных коровых землетрясений (например, России и Италии), можно предположить, что изменение дебитов связано с изменением НДС эпицентральной зоны, а именно, подземные воды из зон повышенной интенсивности напряжений поступают в область разгрузки (область положительной дилатации), стимулируя афтершоковый процесс.

1. Результаты моделирования НДС эпицентральной зоны землетрясения 24 августа 2014 г. М 6 в районе г. Напа (Калифорния, США) в сочетании с результатами обработки GPS-наблюдений и сейсмологическими данными дают возможность распознавания мест возникновения сильных коровых землетрясений в континентальных сейсмоактивных районах. Аналогичные результаты получены и в других сейсмических районах – Индии [Морозов и Маневич, 2016], Турции, Иране, в которых происходило зарождение

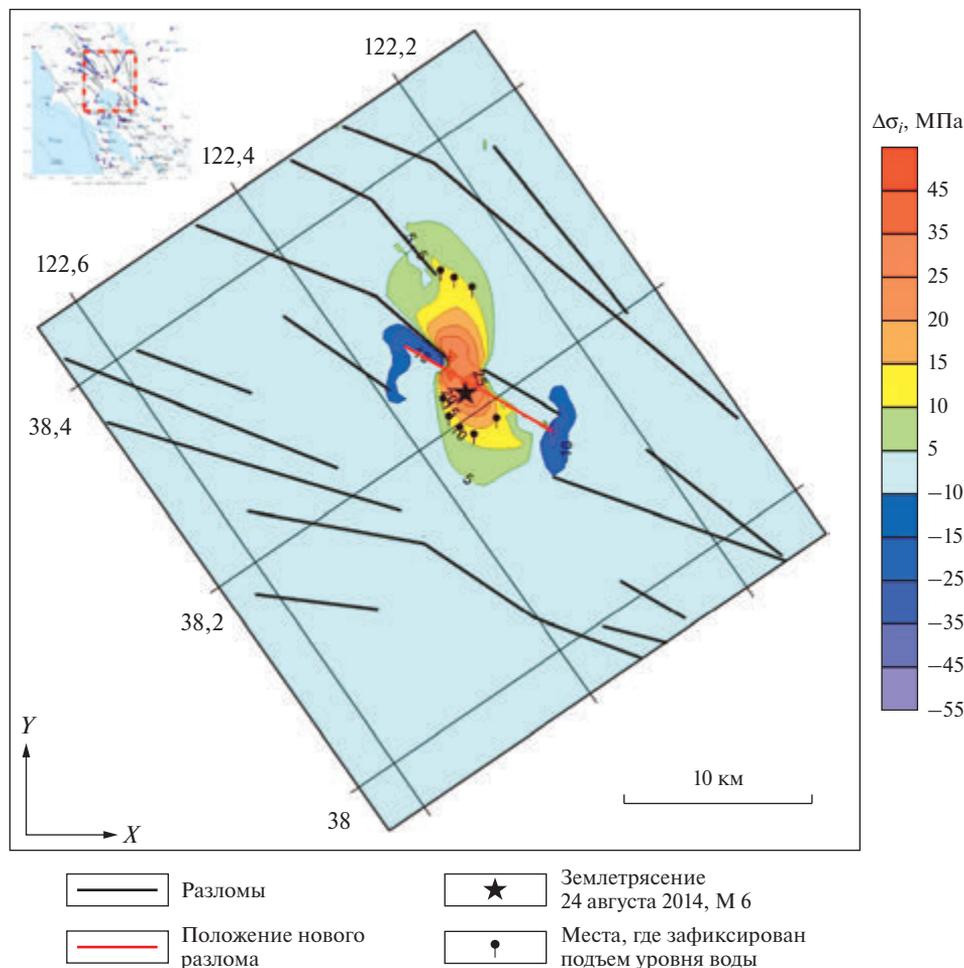


Рис. 3.9.6. Разность интенсивности напряжений $\Delta\sigma_i$ эпицентральной зоны после землетрясения 24 августа 2014 г. с использованием данных [Lisa, 2017]

сейсмогенного разрыва в областях высокой интенсивности напряжений, созданной взаимодействующими полями напряжений тектонических разломов. Величина аномально высокой интенсивности напряжений, площадь аномальной зоны и ее морфология являются прогнозными параметрами места зарождения нового разрыва, его протяженности, а следовательно, и магнитуды возможного сильного землетрясения.

2. По результатам обработки GPS-наблюдений пространственное соответствие сброшенной интенсивности напряжений с областью дилатации указывает на адекватность тектонофизической модели НДС и реальной геологической обстановки в эпицентральной зоне землетрясения 24 августа 2014 г.

3. Взаимодействие локальных полей тектонических напряжений в зонах разломов определяет:

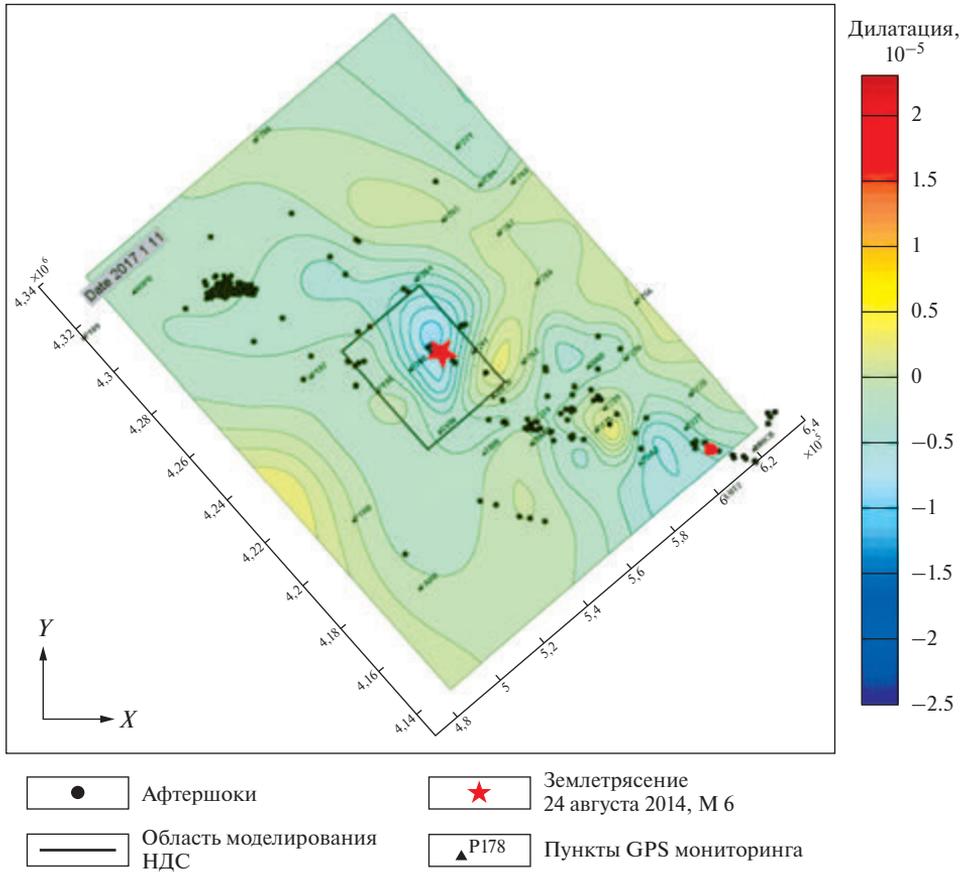


Рис. 3.9.7. Результаты обработки GPS-наблюдений района эпицентральной зоны землетрясения 24 августа 2014 г. Изолинии дилатации проведены с интервалом 10^{-6}

– локальную концентрацию напряжений в относительно прочной среде, способной накапливать достаточный уровень упругой энергии, частичное высвобождение которой вызывает образование разрыва с одновременной генерацией сейсмических волн – землетрясения;

– длину разрыва и его площадь, зависимую от объема и плотности накопленной упругой энергии во взаимодействующих зонах локальной концентрации напряжений;

– возникновение разрыва в зоне высокой интенсивности напряжений, очаг формируется, как правило, в области максимально высоких сжимающих напряжений σ_{yy} и минимальных напряжениях отпора σ_{xx} .

4. Моделирование НДС эпицентральной зоны до и после землетрясения находится в пределах упругой постановки задачи. В реальных условиях для сброса «вековых» статических напряжений (*macroscopic static stress*) необходимо время. В период распространения разрыва снимается только незначительная часть статических напряжений ($\sim 1\%$), стимулируя развитие

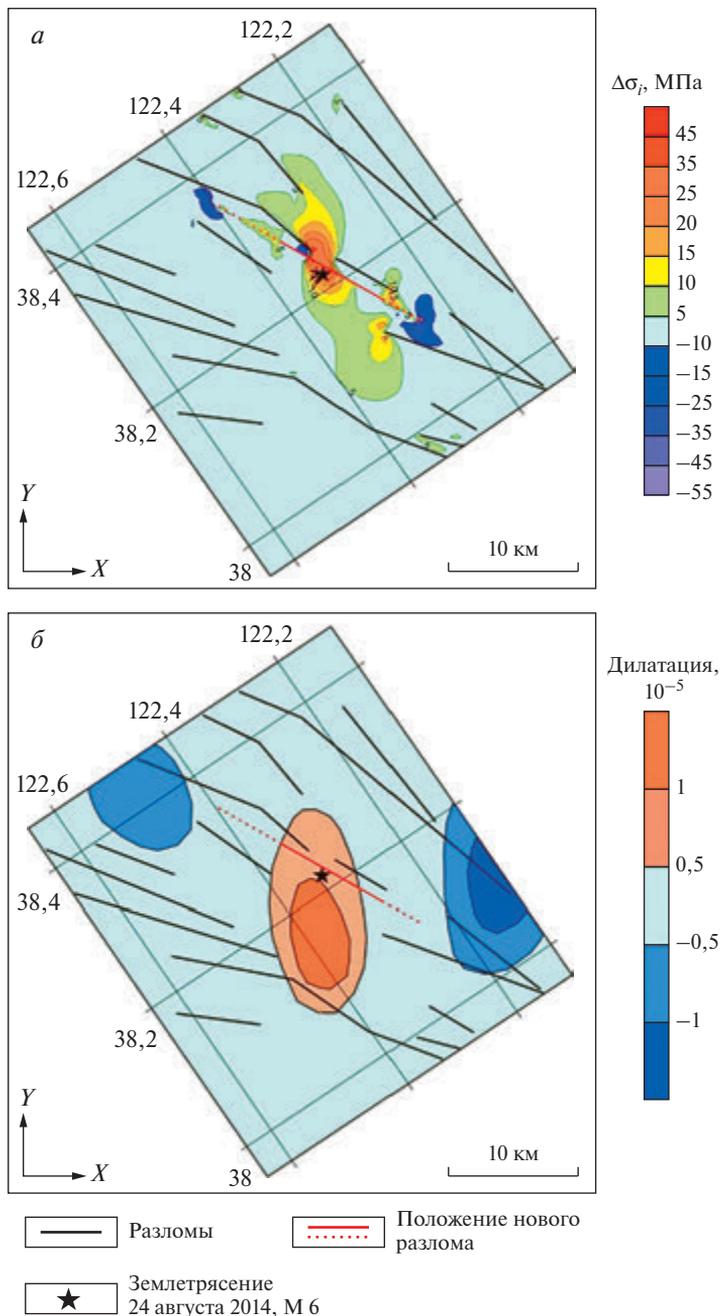


Рис. 3.9.8. Карты разности интенсивности напряжений $\Delta\sigma_i$ эпицентральной зоны землетрясения 24 августа 2014 г. *а* – Предположение образования протяженного разрыва, соответствующего области локализации эпицентров афтершоков горизонтальных деформаций дилатации. *б* – после землетрясения

афтершокового процесса. Косейсмические и постсейсмические эффекты являются следствием разрядки напряжений в эпицентральной зоне, пространственная связь которых показана в приведенном анализе.

Полученные результаты моделирования НДС, совместно с ГНСС-данными об эволюции деформации земной поверхности в сейсмоактивных районах, дают основу для развития нового подхода прогнозирования сильных коровых землетрясений.

3.10. Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны землетрясения (Kumamoto Earthquake, Япония 16.04.2016 г. М 7,3)

Введение

16 апреля 2016 г. в Центральной части о. Кюсю (Япония) произошло землетрясение с М 7,0–7,3, сильнейшее за последние тридцать лет в этом районе [Kumamoto..., 2016; Yagi et al., 2016]. За сутки до главного толчка зарегистрировано два форшока с М 6,4, предположительно являющиеся спусковым механизмом для главного удара. Эпицентр землетрясения 16 апреля 2016 г. расположен восточнее г. Кумамото ($32^{\circ}46'55,2''$ с.ш. и $130^{\circ}43'00''$ в.д.). Последующая серия афтершоков, включающая два сильных с М 5,5, сформировала протяженный кластер СВ и ЮЗ направления протяженностью свыше 20 км (рис. 3.10.1). В результате землетрясения разрушена часть зданий в г. Кумамото и его окрестностях, 90 000 жителей было эвакуировано из домов, расположенных в эпицентральной зоне.

Сейсмическую и вулканическую активность острова Кюсю связывают с механизмом тектонического сжатия с компрессионной осью широтной ориентации [Aitaro et al., 2016a, 2016b]. Предполагается, что разломная зона (*Futogawa – Hinagu fault zone*, рис. 3.10.1) образовалась под действием тектонического сжатия в четвертичный период [Aitaro et al., 2016a, 2016b; Okada, 2016]. Эпицентральной зона землетрясения 14 апреля 2016 г. М 7,3 приурочена к тектоническим разломам *Futogawa Fault – Hinagu Fault*. Падение плоскостей разломов близко к вертикальному и находится в пределах $60^{\circ} – 80^{\circ}$ преимущественно с правосторонним сдвигом [Yagi et al., 2016]. Причем эпицентры главного толчка и двух сильных форшоков локализованы на площади между окончаниями этих двух разломов. Механизм главного толчка соответствует проекции оси сжатия на горизонтальную плоскость субширотного направления. Глубина гипоцентра 10 км и двух сильных форшоков находятся в интервале 10–12 км.

В течение семи дней после главного толчка афтершоковая активность распространялась на СВ и ЮЗ, а большинство гипоцентров афтершоков с М 6,4 локализовано в пределах сейсмогенерирующего слоя в интервале глубин от 5 до 10 км. На поверхности вдоль эпицентральной зоны образовались трещины и разрывы, смещения по которым достигали 5 м. Сеть станций GPS-наблюдений зарегистрировала эффект смещения земной по-

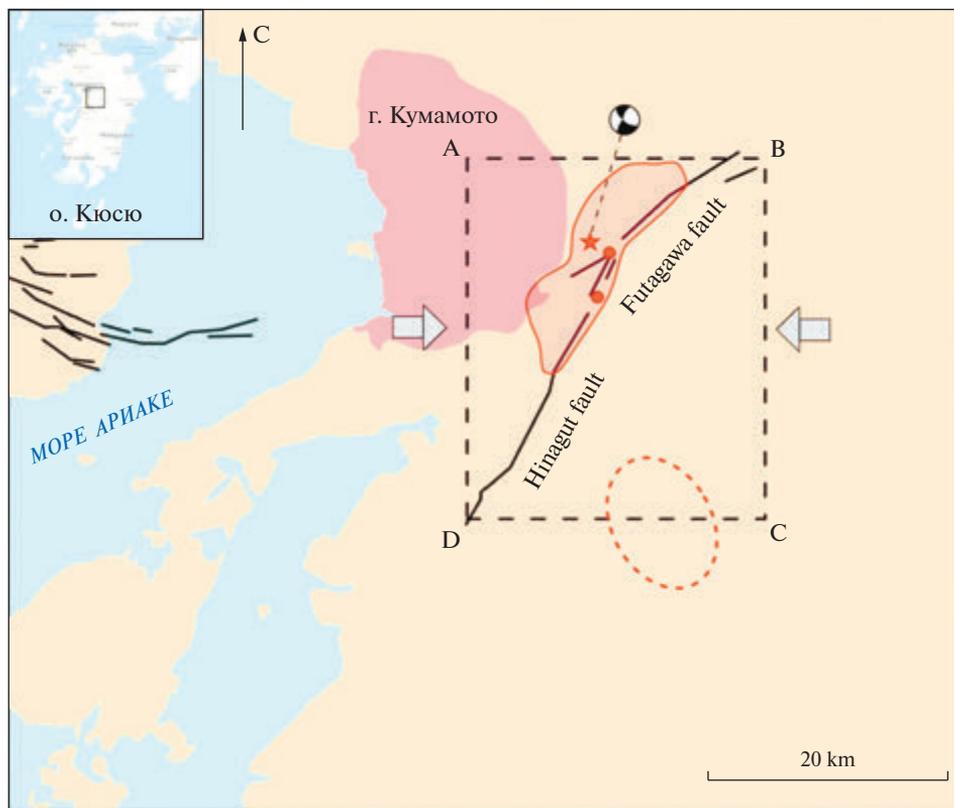


Рис. 3.10.1. Схема разломной тектоники эпицентральной зоны землетрясения 14.04.2016 [Aitaro *et al.*, 2016a, 2016b]. Область моделирования – площадь ABCD; звезда – эпицентр землетрясения; кружки – эпицентры форшоков с М 6,4; стрелки – направление оси компрессионного сжатия; красная линия оконтуривает область зарегистрированных афтершоков в первые трое суток после главного толчка; красная пунктирная линия – ограничивает площадь возможного эпицентра землетрясения

верхности. Результаты радарной интерферометрии эпицентральной зоны до и после землетрясения приведены на рис. 3.10.4. Данная информация использована для моделирования НДС эпицентральной зоны (сейсмогенерирующего слоя) до и после землетрясения 16 апреля 2016 г.

Результаты моделирования НДС эпицентральной зоны землетрясения 16.04.2016 г. М 7,3

Для моделирования НДС эпицентральной зоны землетрясения в центральной части о. Кюсю использованы схемы разломной тектоники (рис. 3.10.1), приведенные в [Kumamoto..., 2016, Yagi *et al.*, 2016], рис. 3.10.1. Два активных тектонических разлома (*Futagawa fault*, *Hinagut fault*) разделены областью локализации трех, значительно меньших по протяженности,

разломов, достоверность которых имеет геологическое подтверждение [Yagi *et al.*, 2016]. Падение разломов принято вертикальным, что не вносит существенных искажений при интерпретации полученных результатов. В пределах сейсмогенерирующего слоя внешнее поле тектонических напряжений, исходя из изложенного выше, задано доминирующим напряжением сжатия σ_{xx} с осью, ориентированной по широте. Как и в ранее опубликованных работах [Морозов и др., 2012], значения главных действующих тектонических напряжений приняты: $\sigma_{yy} = 10$ МПа, $\sigma_{xx} = 30$ МПа.

Предметом анализа являются карты компонент тензора напряжений (σ_{xx} , σ_{yy} , τ_{xy}) и интенсивности напряжений σ_i в пределах эпицентральной зоны до и после землетрясения 14 апреля 2016 г. На рис. 3.10.3 представлена карта напряжений широтного сжатия σ_{xx} . Можно видеть (как и следовало ожидать) в приразломных зонах напряжения σ_{xx} существенно ниже фоновых, в то время как между разломами *Futagawa fault*, *Hinagu fault* напряжения σ_{xx} достигают максимальных значений, превышающих 50 МПа.

Доминирующие напряжения широтного сжатия формируют адекватные области интенсивности напряжений (рис. 3.10.2), т.е. области аномально высокой концентрации энергии упругой деформации, способные вызвать развитие сейсмотектонического процесса. Видно, что между разломами сформировались две эллиптические зоны высокой интенсивности напряжений. Априори можно предположить, что именно эти зоны ответственны за развитие сейсмического процесса, включающего два сильных форшока, и последующего главного удара с формированием последующего протяженного разрыва.

На рис. 3.10.4 приведена карта напряжений σ_{yy} на которой области аномально высокой концентрации этой компоненты напряжений локализованы в межразломной зоне. Ранее нами было показано, что разрыв зарождается в области аномально высокой интенсивности напряжений при максимальном отношении доминирующего напряжения сжатия к напряжению бокового отпора σ_{xx}/σ_{yy} [Morozov *et al.*, 2012; Морозов и др., 2011; Морозов и Маневич, 2016].

На рис. 3.10.5 приведена карта отношения σ_{xx}/σ_{yy} . На карту вынесены эпицентры главного толчка и форшоков, – можно видеть, что эпицентр одного из форшоков и эпицентр главного толчка попадают в зоны отношений σ_{xx}/σ_{yy} , вдвое превышающие фоновые значения. Можно предположить, что гипоцентры главного толчка и форшоков возникают в условиях низких значений напряжений бокового отпора, возможно, переходящих в напряжения растяжения. Форшоки, следовавшие друг за другом (в течение часа), сформировали новый разрыв, вероятно, соединяющий разломы (*Futagawa fault*, *Hinagu fault*), способствуя частичному перераспределению напряжений и стимулируя старт разрыва в гипоцентре, где отношение σ_{xx}/σ_{yy} больше 6 (рис. 3.10.5). Во время форшоков образовался новый разрыв, соединяющий разломы *Futagawa fault* и *Hinagu fault*, который привел к последующему изменению НДС.

На рис. 3.10.6 приведена карта разности интенсивности напряжений $\Delta\sigma_i$ до и после главного разрыва (пунктирная линия) во время землетрясения 14 апреля 2016 г. Положительные значения $\Delta\sigma_i$ соответствуют зонам сборо-

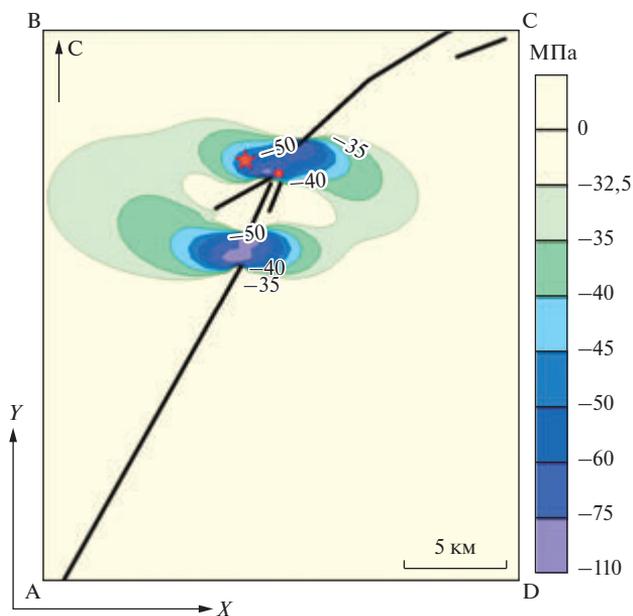


Рис. 3.10.2. Карта напряжений σ_{xx} до образования разлома. Звезда – эпицентр главного толчка; кружки – эпицентры форшоков

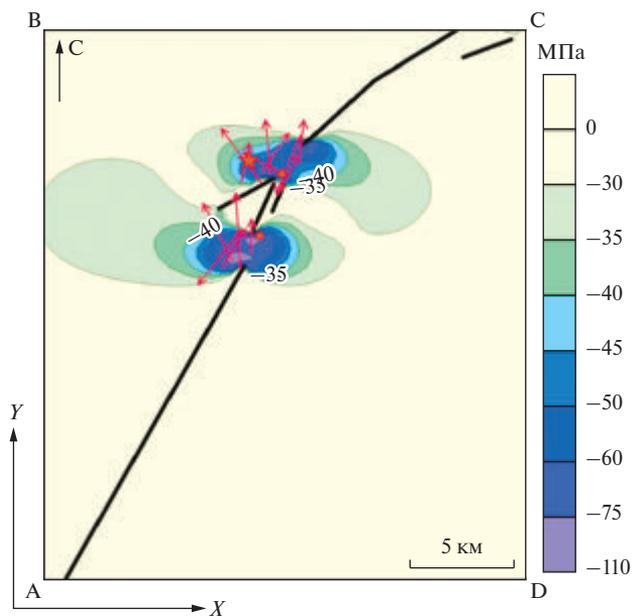
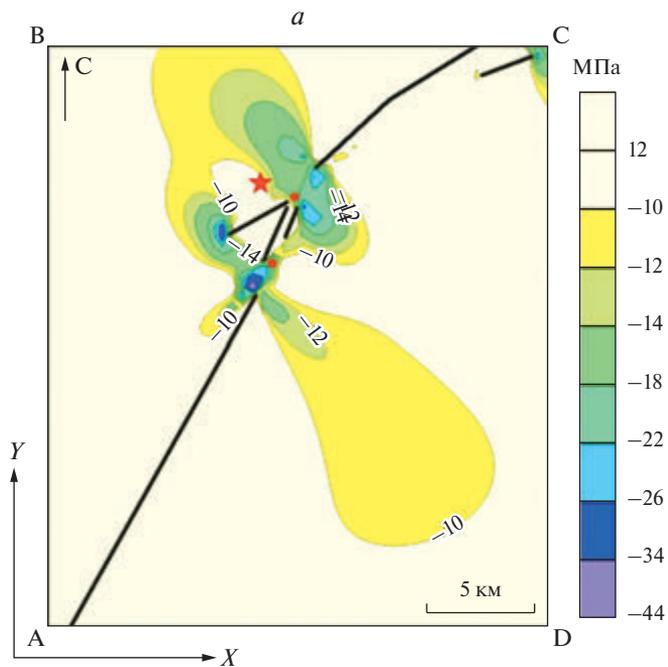


Рис. 3.10.3. Карта интенсивности напряжений σ_i до землетрясения 14 апреля 2016 г. (звезда – эпицентр главного толчка, кружки – эпицентры форшоков, красные стрелки – векторы $\text{grad}(U)_{\max}$)



б

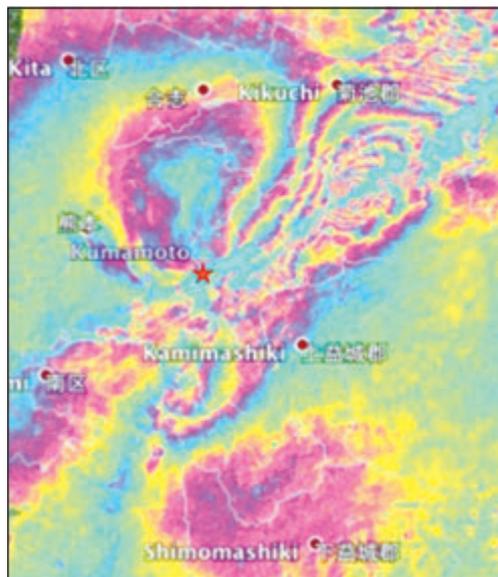


Рис. 3.10.4. Карта напряжений σ_{yy} до образования разлома (а) и результаты радарной интерферометрии (б) [Kumamoto..., 2016]. Звезда – эпицентр главного толчка; кружки – эпицентры форшоков

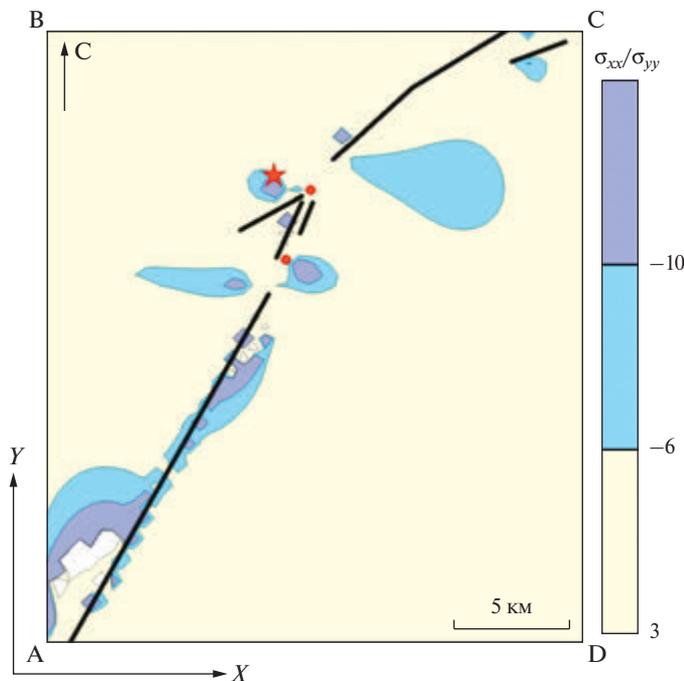


Рис. 3.10.5. Карта отношений $\frac{\sigma_{xx}}{\sigma_{yy}}$ до землетрясения. Звезда – эпицентр главного толчка; кружки – эпицентры форшоков

шенной энергии деформации и соответственно высокой плотности эпицентров последовавших афтершоков. В то же время на концах разломов возникают зоны высокой интенсивности напряжений (отрицательные значения σ_i на рис. 3.10.6).

В рамках упругой модели геологической среды этот процесс протекает мгновенно (со скоростью, несколько меньшей скорости распространения поперечных волн) – в реальной геологической среде необходимо время. Вместе с тем следует допустить, что часть напряжений шарового тензора в прилегающей геологической среде снимается во время распространения нового разрыва между разломами (*Futagawa fault, Hinagu fault*), стимулируя новый разрыв в гипоцентре главного толчка (рис. 3.10.6). Новый разрыв, образовавшийся во время землетрясения 14 марта 2016 г., протяженностью более 50 км, изменяет НДС эпицентральной зоны, вместе с тем проявление косейсмического эффекта деформации поверхности эпицентральной зоны представляет определенный интерес в анализе НДС.

Результаты радарной интерферометрии эпицентральной зоны землетрясения в сопоставлении с картой σ_{yy} – напряжений обнаруживают площадное и морфологическое соответствие (рис. 3.10.4). Не обсуждая зависимость результатов радарной интерферометрии от ориентации орбиты спутника, пролетающего над исследуемой территорией, можно видеть, что

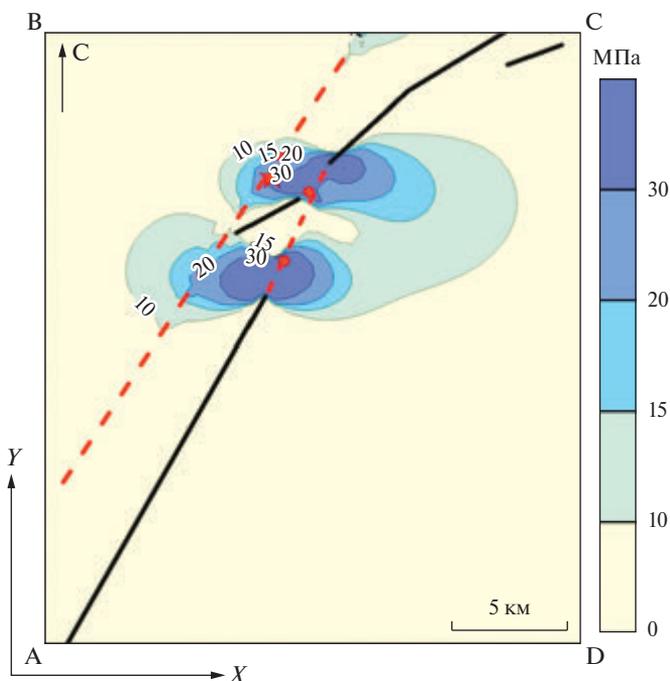


Рис. 3.10.6. Карта разности интенсивности напряжений до и после землетрясения 14 апреля 2016 г. Звезда – эпицентр главного толчка; кружки – эпицентры форшоков; красная пунктирная линия – предполагаемый разрыв

рисунок интерферограмм после землетрясения соответствует морфологии компоненты σ_{yy} до образования разрыва (рис. 3.10.4). Вековые статические напряжения снимаются медленно в то время, как мгновенный частичный сброс напряжений в области нового разрыва вызывает смещения поверхности, наблюдаемые на интерферограммах². Вместе с тем важно подчеркнуть, что определенное площадное соответствие результатов сканирования эпицентральной зоны землетрясения 14 апреля 2016 г. методом радарной интерферометрии с результатами моделирования НДС.

В заключение следует отметить, что формирование очага сильного корового землетрясения происходит в зоне высокой концентрации энергии деформации, т.е. область высокой интенсивности напряжений является областью зарождения и распространения последующего разрыва. Разрыв, как правило, стартует из периферийной области аномально высокой интенсивности напряжений при условии минимальных напряжений отпора (переходящего в напряжение растяжения), рис. 3.10.3, 3.10.5.

Площадь и величина интенсивности напряжений в аномальных зонах являются прогнозными признаками места и интенсивности возможного

² Результаты радарной интерферометрии зависят от ориентации орбиты спутника и учета сканирования поверхности Земли.

сильного корового землетрясения, а вектор быстрого убывания потенциальной энергии деформации мог бы быть ориентиром наиболее вероятного направления тектонического разрыва при землетрясении [Морозов и др., 2011; Morozov et al., 2012].

Используя карты разломной тектоники, приведенные в цитируемых работах, выполнены расчеты НДС площади, расположенной южнее эпицентральной зоны землетрясения. На рис. 3.10.1 красной пунктирной линией ограничена область возможного эпицентра сильного корового землетрясения ($M \geq 6$) в предположении достоверности используемых допущений как при моделировании НДС, так и достоверности данных о разломной тектонике.

В связи с изложенным детальное изучение активных тектонических разломов и действующих тектонических напряжений в земной коре сейсмоактивных районов представляет практическое значение, т.к. моделирование НДС взаимодействующих тектонических разломов в поле тектонических напряжений открывает новые возможности в проблеме прогноза места сильных коровых землетрясений.

3.11. Выводы

Результаты моделирования НДС эпицентральных зон сильных коровых землетрясений приведены в работах [Морозов и Маневич, 2016; 2017; 2018б; 2023а; Морозов и др., 2018а; 2018в; 2018г; 2020; 2023б]. Анализ результатов моделирования (табл. 3.11.1) позволил установить ряд общих закономерностей устойчивых тенденций в возникновении и локализации зон высокой концентрации упругой потенциальной энергии тектонических напряжений и последующем развитии сейсмотектонического процесса.

Таблица 3.11.1

Сопоставление напряженного состояния эпицентральных зон сильных коровых землетрясений

№	Дата	Землетрясение	Глубина гипоцентра, км	Магнитуда	Критическая интенсивность напряжений σ_c , МПа	Критическое отношение напряжений, $\nu = \sigma_H / \sigma_h$
1	27 июля 1976 г.	Тангшаньское землетрясение (Китай)	23	M_s 7,8	35	3
2	20 июня 1990 г.	Рудбарское землетрясение (Иран)	18,5	M_w 7,3	30	5
3	13 марта 1992 г.	Эрзиканское землетрясение (Турция)	10	M_w 6,7	27,5	3
4	17 января 1995 г.	Хансин-Авадзи (Япония)	14	M_w 6,9	32,5	3
5	17 августа 1999 г.	Измитское землетрясение (Турция)	17	M_w 7,4	25	3

Таблица 3.11.1 (окончание)

6	26 января 2001 г.	Гуджаратское землетрясение (Индия)	16	M_w 6,9	25	3
7	22 июня 2002 г.	Чангурское землетрясение (Иран)	10	M_w 6,4	32,5	3
8	26 декабря 2003 г.	Бамское землетрясение (Иран)	10	M_w 6,6	32,5	16
9	12 мая 2008 г.	Веньчуаньское (Китай)	19	M_s 7,9	35	5
10	24 августа 2014 г.	Землетрясение Напа (США)	11	M_w 6,0	40	6
11	16 апреля 2016 г.	Землетрясение в Кумамото (Япония)	10	M_s 7,3	35	6
12	25 ноября 2016 г.	Землетрясение Акетао (Китай)	17	M_w 6,6	50	3

Основными закономерностями являются:

– Локальная концентрация упругой потенциальной энергии внешнего поля тектонических напряжений возникает в зонах окончаний тектонических разломов. Тектонические разломы являются причиной возникновения локальных высокоградиентных полей тектонических напряжений.

– Концентрация упругой потенциальной энергии, значительно превышающая фоновую в этих зонах, при внешней «подкачке» региональных тектонических напряжений приводит к образованию сейсмогенерирующего разрыва (землетрясения).

– Высокая концентрация и аккумуляция потенциальной энергии тектонических напряжений возможна только при определенных соотношениях между главными действующими напряжениями. При моделировании НДС эпицентральных зон землетрясения эта величина составляет: $\alpha = \sigma_H / \sigma_h \leq 3$.

– Разрыв в эпицентре землетрясения возникает в зоне повышенной концентрации напряжений интенсивности напряжений, превышающей фоновую при $\nu \geq 3$.

– Протяженность разрыва (и, следовательно, магнитуа землетрясения) определяется объемом накопленной сейсмогенерирующим слоем упругой энергией в локальной зоне (как самостоятельного центра), поддерживающим его распространение или совокупность взаимодействующих центров при его распространении.

– Области наибольшей плотности эпицентров афтершоков соответствуют высокой интенсивности напряжений и зонам максимальной сброшенной интенсивности напряжений.

Глава IV. Анализ результатов моделирования НДС эпицентральных зон сильных землетрясений

4.1. Механизм разрыва сильных коровых землетрясений

Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентральных районов сильных коровых землетрясений (*intraplate earthquake*) позволило обнаружить определенные и достаточно устойчивые тенденции соответствия результатов моделирования сейсмологическим данным и наблюдениям за деформациями земной поверхности методами космической геодезии (ГНСС и РСА-интерферометрия). Вместе с тем термин «моделирование» (как подчеркивалось ранее) не означает полной адекватности физико-математической модели НДС геологической среды ее реальному напряженному состоянию. Представление о физико-механическом состоянии геологической среды эпицентральных зон коровых землетрясений, как правило, складывается из неполной или недостаточно достоверной геолого-геофизической информации о структуре среды, разломной тектонике и действующих напряжениях. Это касается и сейсмологических данных о параметрах сильных коровых землетрясений, например, разброс положения эпицентра землетрясения в Иране 20.07.1990 г. (Рудбарское землетрясение), определенное национальной сейсмической сетью Ирана, по сравнению с другими международными сетями сейсмических наблюдений, превышает 10–15 км [*Western Iran ...*, 2022; *Hamzehloo*, 2004].

Результаты и анализ моделирования НДС состояния эпицентральных зон сильных коровых землетрясений, приведенный в предыдущих разделах, дают возможность интерпретировать эти результаты в приложении к реальному процессу формирования очага землетрясения в его «фокусе» (в терминологии Бенъоффа) с последующим распространением разрыва и развитием афтершокового процесса. Исходной предпосылкой моделирования землетрясений являются статические условия регионального поля напряжений на границе моделируемого района. В реальной ситуации, исходя из измерений скоростей деформации поверхности (по данным ГНСС-наблюдений и другим геодезическим данным), в сейсмоактивных районах непрерывная «подкачка» тектонических напряжений создает условия для непрерывного сеймотектонического процесса, проявляющегося в фоновой сейсмичности. В то же время в непрерывном процессе накопления и сброса потенциальной энергии тектонических напряжений в локальных зонах возникает аномально высокая концентрация напряжений. Как показано ранее, это межразломные зоны, зоны окончания разрывов, способных к аккумуляции упругой энергии

внешнего поля тектонических напряжений. Если эти зоны не обладают достаточной прочностью (в предположении пространственной неоднородности геологической среды), то происходит сброс напряжений в условиях тектонического крипа без значимого сейсмического эффекта.

Не без основания можно утверждать, что в зонах концентрации тектонических напряжений аккумуляция упругой энергии возможна при определенных соотношениях между главными напряжениями (имея в виду, что в условиях гидростатического сжатия разрушение невозможно). Принятая величина отношения главных напряжений:

$$\alpha = \frac{\sigma_H}{\sigma_h} = 3, \quad (4.1)$$

где σ_H и σ_h – максимальные и минимальные значения горизонтальных напряжений как наиболее вероятные в фоновом поле тектонических напряжений, требует экспериментального подтверждения.

Вместе с тем возникновение локальных зон с $\alpha > 3 \div 4$, полученных в результате моделирования НДС (независимых от абсолютной величины действующих напряжений на границе при выборе граничных условий), дает основание полагать, что при «подкачке» региональных тектонических напряжений критическая изобара $\sigma_i \approx 30$ МПа, достигающая этих областей, вызывает разрыв в гипоцентре землетрясения («фокусе») с его последующим распространением. Можно предположить, что в условиях спада фоновой сейсмической активности («затишья») этот процесс ускоряется, то есть скорость распространения критической изобары возрастает, вызывая, в конечном счете, зарождение разрыва в области $\alpha > 3 \div 4$.

На примере механизма очага сильного землетрясения в районе г. Кобе (Япония) видно, что зарождающийся разрыв в очаге землетрясения распространяется через область высокой интенсивности напряжений, то есть накопленная упругая потенциальная энергия тектонических напряжений в локальных зонах является основным генератором разрыва, поддерживающим его распространение. Если бы соседние зоны высокой интенсивности напряжений на северо-востоке и юго-западе находились бы на большом удалении от эпицентра (более ~ 30 км), магнитуа землетрясения не превышала бы $M = 6,6$. Посекундный сброс аномальных напряжений в плоскости разрыва (в зоне ABCD рис. 3.4.2) соответствует максимальным смещениям, определенным по инверсии сейсмических волн (рис. 3.4.3, 3.4.4). Результаты моделирования НДС объясняют их причины. И если моделирование в какой-то степени адекватно реальной картине концентрации напряжений в эпицентральных зонах сильных коровых землетрясений, то появляется возможность расчета сейсмического момента распространяющегося разрыва. На рис. 3.4.2а показано распределение интенсивности напряжений в плоскости предполагаемого разрыва и его посекундное распространение, сопровождающееся максимальным сбросом накопленных напряжений при его пересечении высокоаномальных зон интенсивности напряжений, предшествующих его движению. На рисунке эти аномальные зоны посекундного радиального распространения разрыва (обозначенного звездочкой на рис. 3.4.3, 3.4.4) со скоростью (2,7–3,0) км/с заштрихованы.

При этом локальные зоны высокой концентрации интенсивности напряжений соответствуют зонам максимальных смещений, определяемым по инверсии сейсмических волн. Как показано в главе 2, наиболее вероятное направление распространения разрыва соответствует направлению векторов максимального $|grad(U)|$ (см. пример в главе 3, землетрясение Кумамото). Вместе с тем априори можно утверждать, что направление разрыва на поверхности наиболее вероятно генеральному направлению разломов в сейсмоактивной зоне. Таким образом, полагая, что известно (ориентировочно) место эпицентра будущего землетрясения, то можно предвидеть возможную ориентацию будущего разрыва. Важным этапом является определение протяженности разрыва как для локальной единичной аномалии интенсивности напряжений, так и возможного распространения разрыва зоны через концентрации тектонических напряжений.

Последовательное пересечение зон концентрации тектонических напряжений вдоль Северо-Анатолийского разлома, предшествующих Измитскому землетрясению [Морозов и др., 2020], на расстояниях 20–30 км и землетрясения в г. Кобе, Япония – 10–20 км [Морозов и Маневич, 2021] создают разрывы протяженностью свыше 200 и 120 км соответственно. Это касается и Рудбарского землетрясения, где разрыв протяженностью свыше 200 км пересекает зоны высокой интенсивности напряжений (рис. 3.2.2, 3.2.3). При землетрясении в районе г. Кобе разрыв радиально из очага («фокуса») распространяется в «плоскости», ориентированной вдоль генерального направления разломной зоны, пересекая аномально высокие зоны интенсивности напряжений, вызывает максимальные смещения, полученные по сейсмологическим данным (рис. 3.2.8). Вместе с тем, если результаты анализа инверсии сейсмических волн действительно отражают реальную картину возникновения и распространения разрыва, то можно предположить, что в течение первых трех секунд в области гипоцентра возникают, по крайней мере, два-три последовательных параллельных разрыва в объеме радиусом ~ 1 км при скорости распространения разрыва $\sim 2,7\text{--}3$ км/с. Только с 4-й секунды разрыв продолжает свое распространение в аномальной зоне, радиально вспарывая окружающую среду. Если накопленной энергии достаточно для поддержания его распространения через зоны низкой концентрации энергии (как в данном случае), разрыв, достигая критической изобары ~ 30 МПа соседних аномальных зон высокой плотности упругой энергии, вызывает сброс упругой энергии в этих зонах, поддерживающий его дальнейшее распространение.

Разрыв прекращает свое распространение при невыполнении этих условий. Таким образом, длина разрыва, а следовательно, и магнитуда M возможного землетрясения зависит от накопленной энергии в аномальных зонах и степени их удаленности друг от друга. При этом разрыв из гипоцентра землетрясения может распространяться в одном или двух противоположных направлениях в зависимости от расположения зон высокой концентрации напряжений. Фокусом разрыва является относительно небольшой объем горных пород в пределах критической изобары ~ 30 МПа (по результатам моделирования) и отношение главных напряжений, удовлетворяющих условию: $\alpha = \sigma_H / \sigma_h \geq 3$. Инициатором сильного землетрясения может быть

аномальная зона интенсивности напряжений, имеющая относительно небольшой объем (например, Измитского землетрясения). Из этого предположения следует, что пространственно-временное изменение регионального поля тектонических напряжений, осуществляющее непрерывную подкачку упругой энергии в метастабильные зоны (особенно в интервалы «сейсмического затишья»), вызывает гигантское сейсмическое событие, первоначально возникающее в небольшом объеме метастабильной зоны, в котором удовлетворены условия начального старта разрыва. В связи с этим следует допустить, что уровень тектонических напряжений при сильных и слабых землетрясениях в области гипоцентров приблизительно одинаков.

Приведенные результаты моделирования подтверждают интуитивные представления японских сейсмологов, «Энергия деформации накапливается в большом объеме земной коры. Такая энергия не может освободиться, если не существует достаточно большой области, представляющей собой очаг высвобождения напряжений». Известный японский сейсмолог К. Цубои высказал мнение, что необходимо учитывать «объем гипоцентральной области» как важный фактор возникновения землетрясения [Цубои, 1961].

Способность метастабильных зон концентрировать упругую потенциальную энергию тектонических напряжений можно объяснить следующим тезисом – чем меньше отличие девиаторных составляющих тензора тектонических напряжений, тем выше возможный уровень плотности упругой потенциальной энергии.

Вместе с тем при моделировании НДС эпицентральных зон сильных коровых землетрясений приходится принимать во внимание геолого-тектоническую информацию о разломной тектонике как «абсолютно достоверную». Одновременно полагая, что ошибки в определении координат гипоцентра по сейсмологическим данным приведенных ранее землетрясений определяются с ошибкой, порядка $\pm(3\div 5)$ км и более, что дает возможность определенного люфта при сопоставлении возможного положения критической изобары интенсивности напряжений с выделенными зонами отношения главных напряжений $\sigma_H/\sigma_h > 3\div 4$.

Рассматривая условия возникновения разрыва в очаге землетрясения как тенденцию, не противоречащую экспериментальному опыту разрушения горных пород в лабораторных экспериментах [Пономарев *et al.*, 1997; Соболев и Пономарев, 2004], можно предположить, что эти условия выполняются в реальной ситуации.

При моделировании НДС эпицентральных зон сильных коровых землетрясений при задании граничных условий принимается, что главные действующие напряжения на границе модели постоянны и полученный результат соответствует этому условию.

На самом деле, подвергая анализу территорию размером 100×100 км, следует предположить, что непрерывный процесс подкачки тектонических напряжений при скорости деформации $\sim 10^{-7} - 10^{-8}$ в год сопровождается стохастическим процессом сброса напряжений за счет фоновой сейсмичности и их последующего накопления в процессе структурной перестройки сейсмогенерирующей среды. «Затишье» сейсмической активности способствует росту среднего эффективного напряжения в пределах сейсмоактивного района.

В этих условиях локальные зоны высокой интенсивности напряжений являются механическими пульсарами, объем которых (определяя по критической изобаре ~ 30 МПа) увеличивается и уменьшается в зависимости от среднего эффективного напряжения в регионе. В то же время области высоких отношений главных напряжений слабо зависят от абсолютной величины действующих напряжений (при соблюдении постоянного отношения σ_H / σ_h) при задании граничных условий или по крайней мере не зависят существенно, по результатам моделирования НДС. Из этой предпосылки следует, что в условиях непрерывных вариаций среднего эффективного напряжения пульсирующая критическая изобара локальной зоны высокой интенсивности напряжений, достигая области $\sigma_H / \sigma_h > 3\div 4$ вызывает разрушение геологической среды в объеме, способном сбросить накопленные напряжения и привести к сейсмогенному разрыву.

Тектоническая активизация разломов, сопровождающаяся крипом, может изменять пространственное положение зоны высокой интенсивности напряжений, перемещая критическую изобару в зону повышенных значений отношения главных напряжений, или вызвать новое образование такой зоны.

Этот процесс можно проследить только в историческом интервале времени, то есть когда есть возможность инструментального или архивного изучения сейсмического процесса. Примером таких исследований является одна из работ [Аманд, 1961] (рис. 4.1).

При этом подчеркнуто, что «основными особенностями деформации является концентрация напряжения на концах разрыва с явно выраженными деформированными зонами ("verboten Raum") на окончаниях разрыва Уайт-Вульф. Попутно отметим, что пространственная локализация снятых деформаций (рис. 4.1) сопоставима по площади с ранее моделированными зонами высокой интенсивности напряжений.

На картах разломной тектоники протяженные разломы (Сан-Андрес, Северо-Анатолийский и др.) представлены сплошными линиями, которыми ассоциируется связь очагов сильных землетрясений, эпицентры которых находятся в непосредственной близости от них. При этом предполагается, что при смещении берегов тектонического разлома возникают зоны «зацепления», препятствующие перемещению его берегов. Физически допуская эту возможность, зоны «зацепления» фактически становятся метастабильными зонами криповой консолидации, способными аккумулировать упругую энергию тектонических напряжений [Добровольский, 2009], как и в зонах окончания тектонических разломов. Вместе с тем в последние годы протяженные тектонические разломы представляются как некоторая совокупность отдельных разломов меньшей протяженности, в целом представляя тектоническую зону.

Как это следует из табл. 1.1, гипоцентры моделируемых землетрясений находятся в интервалах глубин 10–20 км. Как правило, в этом же интервале находятся и гипоцентры сильных афтершоков. Можно предположить, что на глубинах 10–20 км уровень тектонических напряжений существенно выше, чем в верхнем, более податливом (менее «жестком») по сравнению с ним слое.

Исторически сложились представления об очаге тектонического землетрясения как объеме земной коры, где аккумулируется энергия деформации,

которая при достижении предела прочности горных пород вызывает разрыв с генерацией сейсмических волн [Беньофф, 1961; Цубои, 1961; Касахара, 1985; Kanamori and Brodsky, 2004]. Возникает вопрос: какое предельное количество энергии способен аккумулировать элемент объема в очаге землетрясения и какова возможная предельная прочность горных пород в условиях земной коры (имея в виду сильные коровые землетрясения)?

По-видимому, первые оценки этих величин принадлежат американским и японским сейсмологам. По расчетам Беньоффа (1961), для очаговой зоны землетрясения 1952 г. в Керн-Каунти (США) M 7,6 плотность энергии деформации составляет $6,6 \times 10^2$ эрг/см³. Цубои (1961) были получены величины 5×10^3 эрг/см³. Касахара (1985) поднимает планку до 3×10^4 эрг/см³ для поверхностных землетрясений с $M > 7$. Эти расчеты выполнены с определенными упрощающими предположениями, а именно, об однородном поле напряжений в пределах предположительного сферического очага землетрясения. Прочность горных пород в очаге землетрясения по мнению Буллена (1961), вероятно, меньше 10^9 дин/см². М. А. Садовский (1991б) считал, что прочность горных пород в очаге не превышает 10^8 дин/см² (~10 МПа).

Возвращаясь к ранее изложенному, изобара интенсивности напряжений ~30 МПа соответствует энергоемкости среды 5×10^4 эрг/см³. Эта величина, вероятно, в рамках первого приближения, близка к реальной. В то же время плотность накопленной энергии в аномальной зоне при условиях $\sigma_H / \sigma_h \leq 3$ может быть значительно выше приведенных значений. Тогда могут быть сформулированы следующие предположения:

1. Аккумуляция упругой энергии тектонических напряжений возможна в локальных областях земной коры при условии $\sigma_H / \sigma_h < 3 \div 4$.

2. Разрушение в гипоцентре («фокусе») землетрясения происходит при плотности упругой энергии 5×10^4 эрг/см³ при условии $\sigma_H / \sigma_h > 3 \div 4$.

В реальных условиях не следует ожидать полного соответствия результатов «моделирования» из-за причин, высказанных выше, вместе с тем эти результаты дают основания предположить, что продвижение критической изобары интенсивности напряжений в области высокого отношения $\sigma_H / \sigma_h > 3 \div 4$ приводит к реализации старта разрыва с его последующим распространением через зону (зоны) высокой интенсивности напряжений. Диссипация накопленной энергии упругих напряжений расходуется на распространение разрыва и генерацию сейсмических волн в окружающее пространство. Таким образом, можно ожидать, что постоянная аккумуляция энергии тектонических напряжений в аномальных зонах приводит к распространению критической изобары интенсивности напряжений к зоне критических отношений главных действующих напряжений $\sigma_H / \sigma_h > 3$ и в этот момент стартует разрыв в гипоцентральной области при наложении контура критической изобары на контур аномально высоких значений отношения главных действующих напряжений при условии $\sigma_H / \sigma_h > 3 \div 4$.

Как отмечено выше, фоновая сейсмичность снижает эффективное напряжение, и объем в пределах критической изобары в метастабильных областях уменьшается. В условиях «затишья» объем и скорость продвижения

критической изобары возрастают, что и приводит к старту разрыва в очаге землетрясения.

Эти общие соображения, следующие из анализа НДС эпицентральных зон сильных коровых землетрясений, требуют экспериментальной проверки, тем более что современные средства изучения напряженного состояния верхней части земной коры позволяют это сделать.

В связи с этим следует обратить внимание на предположение Касахары (1985): «даже если энергия деформации накапливается в большом объеме земной коры, такая энергия не может освободиться, если не существует большой области, представляющей собой очаг высвобождения напряжений». Цубои (1961) высказал предположение, что необходимо учитывать «объем гипоцентральной области» как важный фактор возникновения землетрясения.

Если эта гипотетическая предпосылка в какой-то степени реальна, то она определяет область возможных краткосрочных проявлений предвестников сильного тектонического землетрясения в различных физических полях. Скважина глубиной до 10 км в этой зоне, оборудованная соответствующим геофизическим оборудованием, в режиме постоянного мониторинга позволила бы получить достоверную информацию о времени возникновения сильного землетрясения. Начиная от регистрации деформации ствола скважины, акустической эмиссии, изменения уровня грунтовых вод, анализ содержания радона и гелия, включая каротаж и другие методы геофизики (сейсмическую томографию, электромагнитную томографию и т. д.), т. е. на основе комплексного изучения возможных предвестников есть надежда на положительные результаты, разумеется, при более достоверной основе, закладываемой в модель НДС эпицентральной зоны возможного землетрясения.

Возвращаясь к «гипоцентральной» области, следует обратить внимание на изучение процесса дилатации на образцах горных пород в лабораторных условиях [Ponomarev et al., 1997]. Согласно модели [Брейс и др., 1976], увеличение объема образцов возникает при определенном соотношении между боковым давлением в камере p и главным сжимающим напряжением σ_{\max} , равным

$$\alpha = \frac{\sigma_{\max}}{p} = 2,5 \div 5. \quad (4.2)$$

Возможное развитие дилатации в «гипоцентральной области» при отношении главных действующих напряжений $\sigma_H/\sigma_h \geq 3 \div 4$ является предшествующим процессом подготовки старта разрыва из этой зоны. Как показано в главе 3.1, область дилатации после землетрясения в районе г. Напа (США) М 6 пространственно совпадает с областью высокой интенсивности напряжений, предшествующей землетрясению и соответственно с областью сброшенных напряжений после образования разрыва.

Пространственное изменение дилатации в результате крипового процесса разломных зон за несколько лет до упомянутого землетрясения дает основание предположить, что миграция дилатации за счет крипа способна захватить области концентрации высокой интенсивности напряжений и вызвать землетрясения, создавая критические условия для образования

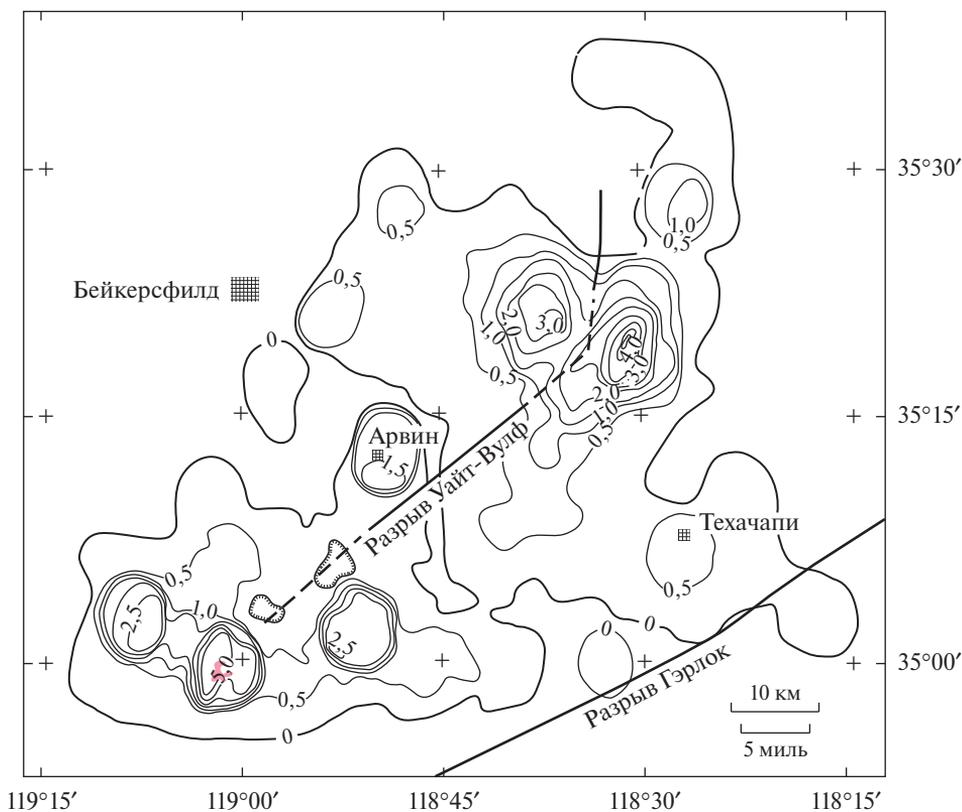


Рис. 4.1. Карта высвобожденной деформации в районе разрыва Уайт-Вульф за период 1953 года [Аманд, 1961]

разрыва на периферии аномальной зоны концентрации интенсивности напряжений.

Результаты интерпретации объемных сейсмических волн дают представление о распространении разрыва, его ориентировочной конфигурации и выделившейся энергии при его распространении. На рис. 4.2 представлены результаты обработки сейсмограммы при распространении разрыва Измитского землетрясения в Турции 17 августа 1999 г. (M 7,4).

Зона максимально выделившейся сейсмической энергии находится западнее гипоцентра на расстоянии порядка 10 км. График выделившейся энергии достигает пика после ~ 3 км/с. То есть следует допустить, что разрыв стартует из зоны, где интенсивность напряжений существенно ниже, чем в центральной части аномального участка. Для Измитского землетрясения, как показано выше, разрыв распространяется через локальные участки аномально высоких значений интенсивности напряжений. Аналогичные условия характерны и для других коровых землетрясений. Таким образом, сопоставление результатов моделирования с сейсмологическими данными дает новые представления об очаге землетрясения и механизме образования разрыва.

Локальные области концентрации тектонических напряжений, возникающие в окончаниях тектонических разломов (в рамках изложенных модельных представлений), одиночные, не взаимодействующие и взаимодействующие, имея в виду положение локальных градиентных полей напряжений, создают условия для образования тектонического разрыва с последующей генерацией упругих волн в окружающее пространство. Разрыв инициирует «рецептор» – относительно небольшой объем горных пород, расположенный на периферии области концентрации упругой энергии при определенных условиях между величиной накопленной энергии «вековых» тектонических напряжений и соотношением главных тектонических напряжений.

Представление о разрушении образцов горных пород, полученных в лаборатории [Ponomarev et al., 1997; Соболев и Пономарев, 2004], по-видимому, вполне приемлемы для описания разрушения небольшого объема геологической среды в «рецепторе», имея в виду известные модели деструкции геологической среды: лавинно-неустойчивого трещинообразования (ЛНТ) [Мячкин и др., 1975; Соболев, 2019] и дилатантно-диффузионная (ДД-модель) [Брейс и др., 1976]. В ДД-модели подчеркивается, что в процессе подготовки разрыва (в упругой стадии) возрастает разность главных напряжений, т.е. девиаторная часть тензора напряжений, что соответствует модели НДС в «рецепторе» будущего землетрясения. Таким образом, развитие разрыва сильного землетрясения можно представить в виде двух самостоятельных стадий: I – на макроуровне образование разрыва в «рецепторе» (в небольшом объеме), II – на мегауровне мгновенная реакция аномально-напряженного мегаобъема, освободившегося от сдерживающего влияния окружающего массива и реализующего переход из макроразрыва в мегаразрыв тектонического землетрясения.

Используя результаты предыдущего раздела о зарождении разрыва в гипоцентре землетрясения, следующим шагом является возможность определения протяженности разрыва (в рамках модельных представлений). Полагая, что критическая плотность накопленной упругой потенциальной энергии соответствует изобаре интенсивности напряжений $\sigma_i \sim 30$ МПа и разрыв возникает при условии $\sigma_H / \sigma_h > 4$, на примере Бамского землетрясения в Иране [Морозов и др., 2018в] показана возможность ретроспективного прогноза места и протяженности разрыва исходя из предположения, что положение эпицентра известно (как это показано на рис. 4.3).

Полагая, что для данного района разрыв возникает в области изобары $\sigma_i \sim 30$ МПа и $\sigma_H / \sigma_h > 4$ на северо-западе района, его распространение возможно только в юго-восточном направлении через зоны высокой интенсивности напряжений до южной границы интенсивности напряжений, равной 35 МПа и величине $\sigma_{yy} / \sigma_{xx} > 4$. Предполагаемое положение и длина разрыва на поверхности показаны на рис. 3.7.8 красной линией.

Сильные землетрясения с $M > 7$ являются следствием распространения разрыва из локальной зоны интенсивности напряжений в соседние зоны критической интенсивности напряжений, вызывая на их периферии аналогичные стартовые условия разрыва и его последующего распространения разрыва в этой зоне. Можно было бы предположить, что образовавшийся разрыв в зоне концентрации критической плотности упругой потенциаль-

ной энергии способен в силу «инерционности» выйти за ее пределы, но в рамках обсуждаемой модели НДС на это нет необходимой аргументации.

Можно утверждать (по результатам моделирования), что процесс распространения разрыва является автомодельным процессом последовательной реализации предварительно накопленной упругой энергии «вековых» тектонических напряжений в локальных зонах эпицентральной области будущего сильного землетрясения. Следует обратить внимание, как в случае Измитского землетрясения [Морозов и др., 2020], так и Рудбарского, разрывы распространяются в межразломных зонах, то есть в ненарушенной геологической среде, то есть среде, способной аккумулировать энергию тектонических напряжений. При распространении разрыв вспарывает области относительно низкой интенсивности напряжений между аномально высокими зонами, предшествующими землетрясению. Можно предположить, что распространение разлома стимулируется как вековыми накопленными статическими напряжениями, так и динамическими напряжениями в вершине разрыва и опережающей ударной волной в направлении его распространения. В связи с этим возникает вопрос о взаимодействии локальных зон концентрации энергии в зависимости от сконцентрированной в них энергии деформации. По понятным причинам этот вопрос остается открытым, вместе с тем, при образовании разрыва во время землетрясения в районе г. Напа (США) длиной ~20 км при M 6 можно предположить, что дальное действие статического поля напряжения при возникновении разрыва находится в пределах свыше 20–30 км. Это расстояние соответствует расстоянию между центрами аномальных зон вдоль разлома Рудбарского землетрясения порядка 20–30 км, а для Измитского землетрясения ~25–35 км.

4.2. Формирование зоны афтершоков

Хорошо известно, что афтершоки сильных землетрясений достигают магнитуды $M > 6$ и представляют самостоятельную угрозу, способную вызывать как жертвы среди населения, так и материальный ущерб. Здания, промышленные сооружения и т. д., получившие повреждения во время главного толчка, разрушаются при повторном воздействии сейсмических волн сильных афтершоков. Прогноз места и интенсивности сильных афтершоков имеет определенное практическое значение [Баранов и Шебалин, 2019].

Сильные афтершоки с $M \geq 5$ как самостоятельные землетрясения возникают в областях высокой интенсивности напряжений в пределах критической изобары интенсивности напряжений до землетрясения и возросшей интенсивности напряжений в окончаниях нового разрыва после главного удара.

На рис. 3.6.1 показана локализация девяти сильных афтершоков $M \geq 5$ в эпицентральной зоне Гуджаратского землетрясения (Индия) с M 6,9. Все эпицентры расположены в пределах критической изобары $\sigma_i \approx 30$ МПа. Причем семь эпицентров находятся в области сброшенной интенсивности напряжений $\Delta\sigma_i \sim 5 \div 10$ МПа и два в областях возросшей интенсивно-

сти в окончаниях вновь возникшего разрыва. Сильные афтершоки с $M > 5$ в эпицентральной зоне Бамского землетрясения (Иран) зарегистрированы в зоне шириной ~ 10 км, т.е. на расстоянии 5–6 км от оси предполагаемого разрыва (рис. 3.7.2), также в зоне высокой интенсивности напряжений $\sigma_i \approx 32$ МПа, предшествующей образованию разрыва.

Сильный афтершок Эрзиканского землетрясения с $M 5,8$ зарегистрирован в юго-восточном окончании предполагаемого разрыва, в области возросшей интенсивности напряжений. Причем механизм очага этого афтершока соответствует механизму главного толчка (рис. 3.3.1). Можно предположить, что он инициирован концентрацией напряжений в конце вновь образовавшегося разрыва. Эпицентры одиннадцати афтершоков с $M > 3,7$ Эрзиканского землетрясения локализованы в зоне высокой интенсивности напряжений $\sigma_i > 30$ МПа (рис. 3.3.2). После главного толчка зарегистрировано два афтершока в окончании вновь возникшего разрыва, так как в локальных зонах возросшей интенсивности напряжений (рис. 3.3.5).

Сильный афтершок Измитского землетрясения в Турции с $M 6,2$ (рис. 3.5.3) зарегистрирован в области высокой интенсивности напряжений, соответствующей также изобаре $\sigma_i = 30$ МПа. Афтершоки с $M < 4$ имеют определенную тенденцию локализации в ближней зоне от разрыва на расстоянии $\sim 0 \div 5$ км от его оси (рис. 3.5.6).

Подобная локализация сильных афтершоков характерна и для землетрясения Хансин-Авадзи (рис. 3.4.1). При этом следует отметить, что кластеры эпицентров афтершоков с $M < 4$ совпадают с зонами максимальных отношений главных напряжений $\sigma_H / \sigma_h > 6$, т.е. слабые афтершоки возникают в зонах относительно низкой интенсивности напряжений $\sigma_i < 30$ МПа (рис. 3.4.2). Сильные афтершоки характерны для начальной стадии с после-

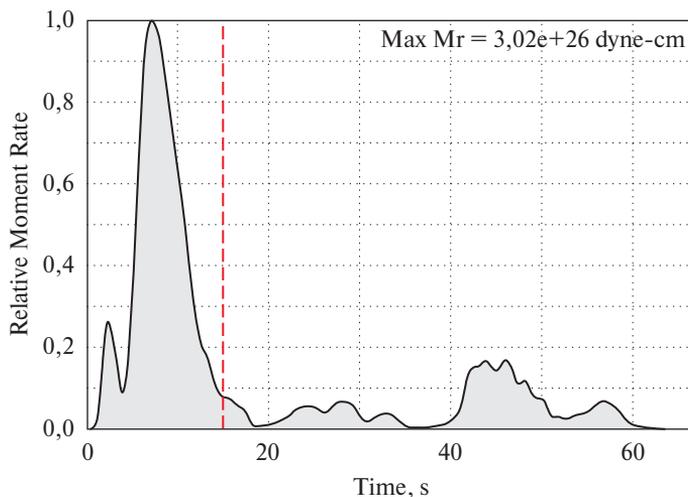


Рис. 4.2. Результаты обработки сейсмограммы при распространении разрыва Измитского землетрясения в Турции 12 августа 1999 г. ($M 7,4$) (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usp0009d4z/finite-fault>)

дующими убываниями интенсивности афтершоков в течение трех – шести месяцев после главного толчка.

Афтершоковый процесс в большей степени вызван сбросом напряжений в результате образования разрыва и растянут во времени за счет реальной нелинейности геологической среды.

Для большинства сильных афтершоков механизм их очагов (ориентация нодальных плоскостей) соответствует главному разрыву. Сильные афтершоки в области частично сброшенной интенсивности напряжений «помнят» о напряженном состоянии, предшествующем главному толчку, и реализуют его упругую энергию. Вместе с тем сильные афтершоки в сочетании с более слабыми вызывают разномасштабную диспергацию геологической среды, формируя разрыв как вновь образовавшееся объемное геологическое тело, содержащее в ближней зоне систему субпараллельных разрывов меньшей протяженности. В непосредственно прилегающей к разрыву области сброс интенсивности напряжений, как это показано ранее, достигает 20–30 МПа, что соответствует напряжениям сдвига (*stress drop*) порядка 10–15 МПа. Области сброшенной интенсивности напряжений порядка 3–5 МПа захватывают площади, значительно превышающие площади локализации эпицентров афтершоков, т.е. следует предположить, что и эти области также вносят свой вклад в процесс генерации сейсмических волн, вызывающих катастрофические последствия.

При учете вклада накопленной и частично сброшенной упругой энергии этих областей КПД землетрясений не превышает $K = 10^{-3}$. Экспериментальным подтверждением является область возникающей дилатации в районе землетрясения Напа (рис. 3.9.8), захватывающая площадь, значительно превышающую область локализации эпицентров афтершоков. Это касается и землетрясения Кобе (рис. 3.10.4). Таким образом, область афтершоков сильных коровых землетрясений включает область сброса высокой интенсивности напряжений, в то же время как методы космической геодезии позволяют выделить значительные площади сброса накопленных напряжений за пределами площади локализации афтершоков, где величина $\Delta\sigma_i$ не превышает 2–3 МПа. При сопоставлении сброшенной интенсивности напряжения с результатами изучения деформации поверхности методами радарной спутниковой интерферометрии на примере эпицентрального района землетрясений Куамото Японии (рис. 3.10.4) пространственная деформация поверхности по масштабу проявления соответствует площади и морфологии сброшенной интенсивности напряжения этого землетрясения после образования разрыва.

При образовании протяженных разрывов, превышающих десятки километров, как при Измитском землетрясении (протяженность порядка 120 км), они, пересекая зоны высокой интенсивности напряжений, находящиеся на расстоянии 20–30 км друг от друга, приводят к формированию кластеров афтершоков. Этим же зонам соответствуют максимальные смещения поверхности, зарегистрированные геодезическими методами. Результаты этих сопоставлений показывают, что результаты моделирования НДС эпицентральных зон сильных землетрясений физически верно отражают локальную концентрацию тектонических напряжений, приводящих к сильным тектоническим землетрясениям. На примере Эрзиканского землетрясения

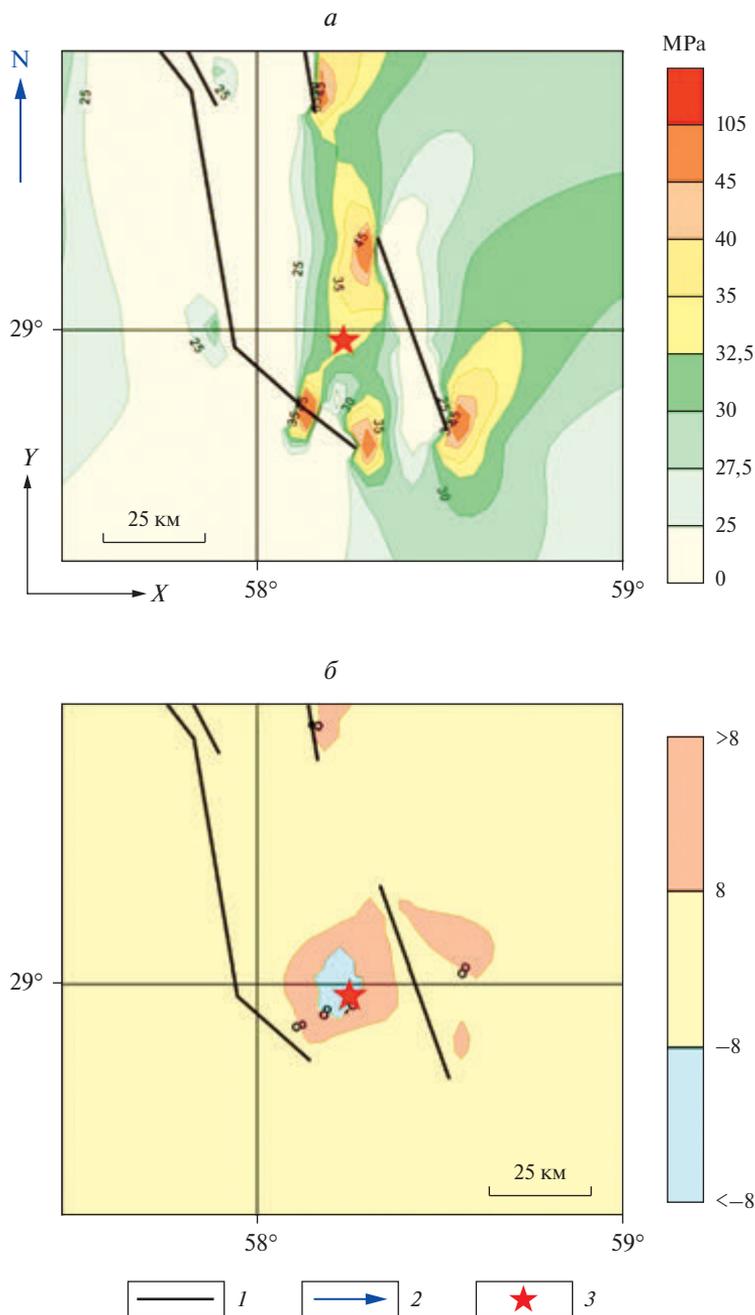


Рис. 4.3. Результаты моделирования напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны до Бамского землетрясения 26.12.2003 г. М 6,6, Иран [Morozov et al., 2018a]. *a* – Интенсивность напряжений σ_i ; *b* – отношение напряжений $\sigma_{yy} / \sigma_{xx}$; 1 – тектонические разломы; 2 – направление на север; 3 – эпицентр землетрясения

(Турция) можно видеть последовательные стадии афтершокового процесса в зоне высокой интенсивности напряжений, предшествующей этому землетрясению (рис. 3.3.2). Первые афтершоки возникают в области максимальных значений интенсивности напряжений с последующим смещением гипоцентров к ее периферии. Упругая модель сброса интенсивности напряжений соответствует условно «мгновенному» сбросу напряжений, соответствующему времени завершения афтершокового процесса. Реальный сброс напряжений, сопровождающийся возникновением очагов афтершоков, отражает процесс релаксации напряжений (в реально нелинейной геологической среде), включая механизм перераспределения напряжений.

Следует предположить, что сброс интенсивности напряжений в направлении нормали к «плоскости» образовавшегося разрыва растянут во времени, превышающим длительность афтершокового процесса. Плоскость разрыва пересекает области аномально высокой интенсивности напряжений, вызывает сильные афтершоки в ближней зоне разрыва, т.е. волна разгрузки захватывает зону, непосредственно прилегающую к разрыву. Вместе с тем надо допустить, что волна разгрузки создает в очагах сильных афтершоков и не изменяет условия НДС, сохраняя подобие механизма очага главного толчка сильных землетрясений.

Следует отметить, что афтершоковый процесс сопровождается изменением гидрологического режима подземных вод. Эти примеры можно найти как в исторических работах [Неймайр, 1899], так и в современных работах [Киссин, 1988; Зубков, 2002; Копылова и Болдина, 2023], в том числе и после землетрясения Напа, Казвин, Хансин-Авадзи, приведенных в главе 3 (разделы 3.7, 3.9, 3.10). Изменение напряженного состояния верхнего слоя земной коры, в сочетании с деструкцией геологической среды в афтершоковом процессе, т.е. изменением проницаемости, приводят к перетoku водных флюидов из области повышенной интенсивности напряжения в области разгрузки. В результате изменяется уровень грунтовых вод, дебит, появляются новые источники на поверхности. В связи с этим следует предположить, что водные флюиды в афтершоковом процессе стимулируют его активность. Можно полагать, что неоднократно наблюдаемые изменения уровня и температуры воды перед сильными землетрясениями являются следствием изменения НДС в эпицентральных зонах, предшествующих главному толчку.

Подводя некоторый итог изложенного, следует сделать акцент на следующих устойчивых тенденциях.

1. Сильные афтершоки возникают в зонах высокой интенсивности напряжений, предшествующей главному толчку, т.е. в зонах аномальной плотности аккумулированной упругой потенциальной энергии тектонических напряжений.

2. Большинство эпицентров сильных афтершоков формируется в непосредственной близости от оси вновь образовавшегося разрыва в области сброшенных напряжений.

3. Сильные афтершоки возникают и в окончаниях образовавшихся разрывов сильных коровых землетрясений, в зонах возросшей интенсивности напряжений.

4. Площадь локализации сильных афтершоков адекватна площади сброшенной интенсивности напряжений в пределах $\Delta\sigma \geq 4$ МПа, т.е. в области площади критической изобары интенсивности напряжений 30–32 МПа, предшествующей образованию главного разрыва.

Протяженность образовавшегося разрыва при сильных землетрясениях функционально определяет площадь интенсивности напряжений на поверхности. Поскольку протяженность разрыва L определяет величину M , а эмпирическая зависимость ширины зоны афтершоков W от величины M имеет вид [Wells and Coppersmith, 1994]:

$$M = 4,06 + 2,25 \lg(W). \quad (4.3)$$

Результаты моделирования имеют определенную адекватность в сопоставлении с экспериментальными данными. Генерация афтершоков в первые сутки после главного толчка в зависимости от магнитуды, представленная на рис. 4.4 [Гульельми, 2022], определяется сброшенной энергией аккумулированных напряжений, в зависимости от протяженности образовавшегося разрыва, а следовательно, и от магнитуды, используемой для объяснения активности афтершокового процесса. При этом сильные афтершоки возникают в первые двое-трое суток после главного толчка. Согласно закону Бота, магнитуда максимального по интенсивности афтершока M_{\max} меньше магнитуды главного удара M_o на величину ΔM [Баранов и Шебалин, 2016; Гульельми и др., 2022]:

$$\Delta M = M_o - M_{\max} = 1,2 \div 1,3. \quad (4.4)$$

В работе эта зависимость представлена на рис. 4.5 и аппроксимируется зависимостью:

$$M_{\max} = 1,5 + 0,6 \times M_o. \quad (4.5)$$

В главе 3 показано, что образующиеся разрывы, протяженность которых определяется сейсмологическими данными, пропорциональны накопленной упругой потенциальной энергии в пределах площади занимаемой критической изобарой интенсивности напряжений ~ 30 МПа и глубине сейсмогенерирующего слоя порядка 20–25 км.

При этом надо учесть, что результаты моделирования НДС эпицентральных зон до и после образования разрыва соответствуют условию статики упругой среды в этих двух состояниях, т.е. сброс накопленных напряжений в области образовавшегося разрыва происходит условно «мгновенно».

В реальной (нелинейной) геологической среде процессу релаксации аккумулированной энергии тектонических напряжений необходимо время. Это время в первом приближении определяется длительностью афтершокового процесса. Это касается и времени возникновения сильных афтершоков и их интенсивности (магнитуды). Предположив, что аккумулированная упругая энергия в аномальной зоне определяет протяженность образуемого разрыва $U < L$, то при распространении разрыва часть энергии ΔU затрачивается на генерацию упругих волн. Тогда при остановке разрыва энергия диссипирует:

$$U_1 = U_o - \Delta U. \quad (4.6)$$

Если предположить, что оставшейся энергии достаточно для образования нового разрыва в постсейсмическом процессе, то его протяженность

должна быть меньше протяженности разрыва главного толчка $L_1 < L_0$, следовательно, магнитуда $M_1 < M_0$. Согласно закону Бота:

$$\Delta M = M_0 - (M_1)_{\max} = 1,1 \div 1,2. \quad (4.7)$$

В работе [Гульельми, 2022] зависимость M_0 (M_1) (рис. 4.5) аппроксимируется формулой:

$$M_{\max} = 1,5 + 0,6M_0. \quad (4.8)$$

При этом подчеркивается, что условие выполняется в относительно коротком интервале времени. Физическая сущность закона Бота – максимальная магнитуда сильнейшего афтершока всегда меньше магнитуды главного толчка, в силу того накопленная потенциальная энергия в метастабильной зоне всегда меньше ее первоначальной величины после образования главного разрыва, а, следовательно, сильнейший афтершок по интенсивности всегда меньше интенсивности главного удара.

Вместе с тем при образовании разрыва при сильных землетрясениях в его окончаниях возникает область повышенной концентрации напряжений. При землетрясении в Индии (раздел 3.6) после образования разрыва возникают зоны повышенной интенсивности напряжений, в которых зарегистрированы афтершоки с магнитудами $M > 5$. Предполагаемая причина сильного афтершока в юго-восточном окончании Эрзиканского землетрясения (раздел 3.3) также связана с ростом интенсивности напряжений. Подобным примером является и афтершок Измитского землетрясения (раздел 3.5). С точки зрения статистики эти данные не слишком убедительны, но имеют ясный физический смысл с позиции механики разрушения среды.

Зависимость количества афтершоков от магнитуды землетрясений также имеет совершенно ясное объяснение. Протяженные разрывы Измитского, Рудбарского, Венчуаньского землетрясений, превышающие 150–200 км, пересекают ряд локальных зон концентрации интенсивности напряжений (аккумулированной энергии), поддерживающих их распространение.

На их примере видно, что разрывы, пересекая зоны высокой интенсивности напряжений, вызывают максимальные смещения, фиксируемые сейсмическими и геодезическими методами в плоскости разрыва. К таким зонам приурочены локальные кластеры последующих афтершоков как частично процесс диссипации предварительно накопленных упругой потенциальной энергии в межразломных зонах криповой консолидации.

Как известно, число афтершоков после сильных землетрясений во времени определяется законом Омори-Утсу:

$$N(t) = \frac{k}{(c+t)^p}, \quad (4.9)$$

где k , c , p – константы, определяемые экспериментально.

Этот тезис, сформулированный Гзовским еще в 70-е годы прошлого столетия, подтвержденный результатами математического моделирования, следует назвать «Законом Гзовского», который физически верно отражает механизм распространения разрыва сильных коровых землетрясений. Моделирование в изложенной методологии фиксирует два стационарных со-

стояния до и после образования разрыва. В реальных условиях на переход из одного состояния в другое необходимо время. Индикатором этого процесса является закон Омори-Утсу. Диссипация накопленной потенциальной энергии в упругой среде происходит за счет сброса энергии совокупностью отдельных актов разрушения в элементе объема в единицу времени. В работе [Wang et al., 2018] приведены результаты измерения напряжений сдвига в эпицентральной зоне Венчуаньского землетрясения после главного толчка (рис. 4.6).

Экспоненциальный спад напряжений сдвига в области разрыва Венчуаньского землетрясения во времени повторяет закон Омори-Утсу, эти два одновременно протекающие процесса, – возникновение разрыва афтершока и сброшенных напряжений в постсейсмическом процессе отражают динамику диссипации энергии, оставшейся после образования главного разрыва. Вместе с тем эта модель дает объяснение знакопеременному спаду энергии и интенсивности регистрируемых афтершоков по мере затухания афтершокового процесса во времени.

Результаты моделирования НДС эпицентральных зон сильных землетрясений дают основание полагать, что эпицентры сильнейших афтершоков локализуются в пределах площади критической изобары интенсивности напряжений, т.е. в пределах высокой интенсивности напряжений, предшествующей главному удару. При этом эпицентры, как правило, попадают в область сброшенной интенсивности напряжений, что дает основание полагать, что оставшаяся энергия в области их эпицентров существенно меньше исходной и не может вызвать повторный разрыв по протяженности, превышающей первоначальный.

Как отмечено выше, при протяженности разрывов сильных землетрясений более 100 км можно ожидать сильные афтершоки, поскольку распространяющийся разрыв главного удара снимает блокаду окружающей матрицы без затрат (или меньших затрат) накопленной упругой энергии в удаленной области, необходимой для старта собственного разрыва. Разрыв главного удара сильного землетрясения вызывает сильные афтершоки в его ближней зоне как за счет возникновения ослабленных зон с критическим отношением главных девиаторных напряжений, так и за счет новой концентрации напряжений. Сформировавшаяся область афтершоков, как область пониженных физико-механических параметров по сравнению с матрицей под действием регионального поля напряжений, создает условия для концентрации напряжений, способной вызвать последующее землетрясение.

4.3. О подготовке и триггере разрыва сильных коровых землетрясений

Фундаментальная основа подготовки сильных землетрясений, сформулирована Г.А.Соболевым в форме пяти последовательных стадий напряженно-деформированного состояния эпицентральных зон:

I стадия – долговременная активизация сейсмичности с постепенным повышением тектонических напряжений;

II стадия – затишье сейсмической активности, длительность которой для землетрясений с $M > 7$ достигает нескольких лет;

III стадия – форшоковая активность;

IV стадия – возможная стабилизация;

V стадия – стадия триггерного воздействия, – старта разрыва, предельно короткая во времени по сравнению с предыдущими.

«Без большого преувеличения можно сделать следующее утверждение: время возникновения всех сильных землетрясений определяется триггерным воздействием» [Соболев, 2014].

Разделяя эти представления о подготовке сильных землетрясений, остановимся на возможности интерпретации результатов моделирования НДС эпицентральных зон сильных коровых землетрясений в рамках изложенной концепции их подготовки. Статику НДС эпицентральных зон, предшествующую землетрясениям, следует трансформировать в закономерности реальной динамики их подготовки. Последовательно рассмотрим эти стадии в контексте с результатами моделирования НДС эпицентральных зон сильных землетрясений до формирования главного разрыва, предварительно отметив, что эти результаты более достоверны по сравнению с моделированием НДС после землетрясений (по изложенным выше причинам, а также они представляют и большую практическую значимость в обсуждаемой проблеме).

I стадия. Метастабильные области концентрации тектонических напряжений возникают в окончаниях тектонических разломов или в зонах крипо-

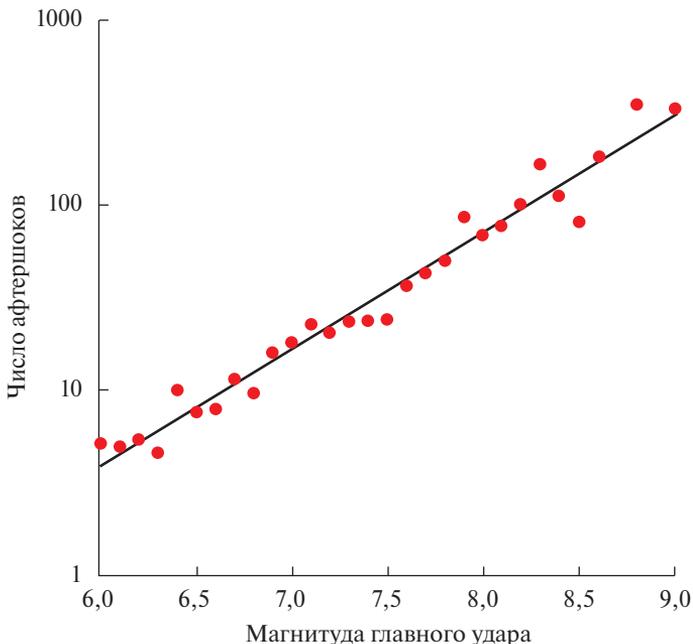


Рис. 4.4. Зависимость количества афтершоков от магнитуды главного удара на интервале от 0 до 20 ч [Гульельми, 2022]

вой стабилизации протяженных тектонических разломных зон в результате механизма «зацепления» [Костров, 1975; Смирнов и Пономарев, 2020] или «блоковой консолидации» в терминологии И. П. Добровольского (2009). Области криповой стабилизации в мегаразломных зонах под действием внешнего поля тектонических напряжений восстанавливают свои прочностные и деформационные свойства. Эти зоны становятся способными аккумулировать упругую энергию внешнего поля тектонических напряжений. На стадии долговременной активизации, в условиях непрерывной «подкачки» тектонических напряжений, со скоростью деформационных процессов $\sim 10^{-6} \div 10^{-7}$ 1/год, в метастабильной зоне растет плотность потенциальной упругой энергии. Аккумулированная упругая потенциальная энергия метастабильной зоны определяет протяженность будущего разрыва – чем больше запас аккумулированной энергии в метастабильной зоне, тем больше вероятная протяженность (и площадь) возможного разрыва при ее реализации.

II стадия. На стадии сейсмического затишья (падения фоновой сейсмичности) скорость аккумуляции в метастабильной зоне возрастает, т.е. возрастает плотность упругой энергии и объеме аномальной зоны концентрации напряжений. Попутно следует отметить, что в реальных условиях водонасыщенной геологической среды фронт распространяющегося аномального давления сопровождается выдавливанием трещинно-порового флюида.

При моделировании (в предыдущем разделе) сделано предположение о старте разрыва входа критической изобары в область больших отношений σ_H/σ_h . Это условие возникает из принятой модели и пока не имеет реального подтверждения *in situ*. Вместе с тем, не исключая возможности пространственного совпадения ослабленных зон тектонической трещиноватости с зонами высоких значений σ_H/σ_h , можно предположить, что повышение

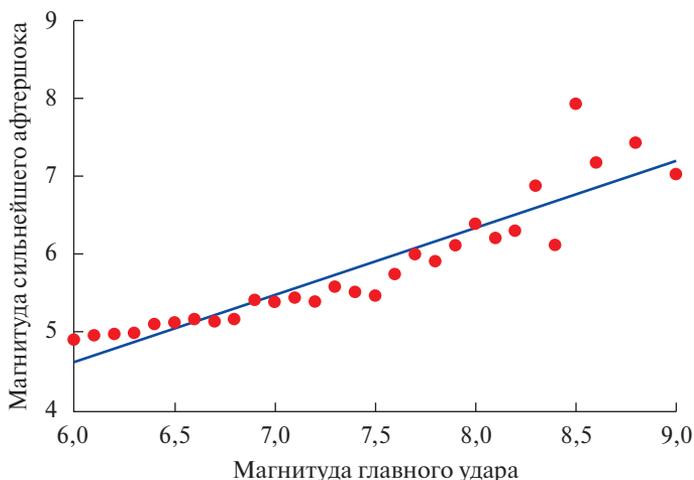


Рис. 4.5. Сопоставление магнитуд сильнейших афтершоков и магнитуд главных ударов (точки). Синяя линия аппроксимирует экспериментальные точки [Гульельми, 2022]

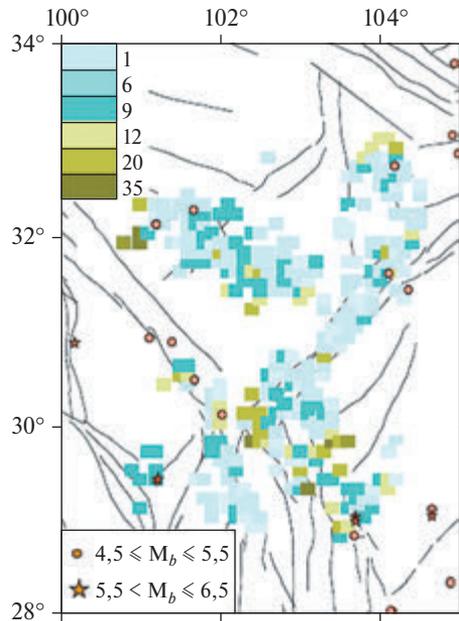


Рис. 4.6. Напряжения сдвига после Венчуаньского землетрясения [Wang et al., 2018]

трещинно-порового давления способствует понижению прочности, способной вызвать предстартовый разрыв в гипоцентре, давая возможность реализации аккумулированной упругой энергии в виде разрыва. Можно ожидать, что протяженность разрыва зависит от пространственного положения гипоцентра относительно центра максимальной интенсивности напряжений.

III стадия. Как известно, форшоки землетрясения в Китае способствовали сохранению многих жизней в провинции Хэмэй в 1976 году. Сильные форшоки перед землетрясениями на континенте довольно редкое явление. На примере двух сильных форшоков землетрясения Куамото следовало бы предположить, что они снимают статические тектонические напряжения в области метастабильной зоны будущего более сильного тектонического события. С другой стороны, два сильных динамических воздействия от области гипоцентра землетрясения Куамото могли вызвать дополнительную деструкцию в его объеме, способствующую зарождению разрыва протяженностью более 120 км. Таким образом, слабая фоновая сейсмичность перед сильным землетрясением способствует концентрации упругой потенциальной энергии в метастабильных зонах с одновременным медленным распространением критической изобары интенсивности напряжений.

IV стадия. Эта стадия возможной «стабилизации» соответствует некоторому неопределенному интервалу времени, относительно кратковременному и наиболее значительному в практическом приложении. В рамках моделирования НДС длительность стадии определяется расстоянием критической изобары от «рецептора» и скоростью ее распространения. Пульсирующий характер фронта критической изобары можно представить в виде

циклических отклонений от ее трендовой скорости распространения в широком спектре частот, от частоты упругих волн сильных землетрясений до явлений планетарного масштаба.

У стадии. Ряд разномасштабных случайных факторов по силе своего потенциального воздействия способен вызвать в конечный момент аномальную бифуркацию, которая заставляет войти критическую изобару в область фокуса будущего землетрясения.

Как уже отмечалось ранее, при моделировании НДС эпицентральной области сильных землетрясений граничные условия задаются в виде статических напряжений. В реальных условиях это не так, они постоянно меняются как за счет фоновой сейсмичности, так и внешнего глобального поля тектонических напряжений. Распространение масштабных процессов изменения уровня грунтовых вод [Wakita, 1975; Roeloff, 1998; Wang, and Chia, 2008; Chelidze et al., 2023; Копылова и Болдина, 2023], инверсия дебитов откачек нефти [Киссин, 1988; Зубков, 2002], значительные изменения напряжений в скважинах [Brown and Hoek, 1978; Zang and Stephansson, 2010; Геомеханика..., 2014; Wang et al., 2018], включая регулярные периодические деформации поверхности Земли, вызываемые земными приливами в совокупности, создают определенную проблему в модели подготовки тектонического землетрясения. И если эти процессы имеют временную неопределенность, то деформации земной поверхности (инструментально регистрируемые) приближают нас к решению этой проблемы.

Можно ожидать, что динамика деформационных процессов в сейсмоактивных районах, связанная с активными тектоническими разломами и регистрируемая методами космической геодезии, имеет большую перспективу в среднесрочном прогнозе сильных коровых землетрясений. Ранее было показано, что зоны дилатации, возникающие в области эпицентров сильных землетрясений, физические соответствуют зонам сброшенной интенсивности напряжений, получаемой при моделировании НДС после землетрясений [Морозов и др., 2018a].

В работах [Kaftan and Melnikov, 2020; Kaftan и Татаринов, 2022] на примере длительных рядов ГНСС наблюдений в Калифорнии показано распространение области деформации полного сдвига на сочленении разломов Хайвард и Калаверас (рис. 4.7a) на северо-запад. Последовательные этапы приведены на рис. 4.7б, 4.8, 4.9. В январе 2012 г. она локализуется в области эпицентра землетрясения Напа, вызывая слабый форшок. Продвижение области полного сдвига сопровождалось ростом ее площади в межразломной зоне. Этот дает основание полагать, что продвижение фронта высоких значений полного сдвига на северо-запад при достижении высоких значений интенсивности (приведенного в разделе 3) приводит к старту разрыва и его последующему распространению уже за счет накопленной потенциальной энергии в области высокой интенсивности напряжений (рис. 4.8).

Аналогичный деформационный процесс был зарегистрирован перед землетрясениями Риджкрест 2019 г. [Kaftan, 2021; Kaftan и Татаринов, 2022]. На рис. 4.10, в центральной части, показано образование об-

ласти аномалии деформации (деформационная волна), которая растет до тех пор, пока не произошли сильные землетрясения на юге района. После этого образовалась зона полного сдвига, совпадающая со сброшенной интенсивностью напряжений (глава 3). Разрыв сбрасывает накопленные тектонические напряжения и образуется зона полного сдвига (см. рис. 4.9). Величина напряжений полного сдвига достигает в эпицентре максимальных значений 10^{-5} . Эта величина соответствует сброшенному напряжению сдвига на поверхности при $\mu = 2 \times 10^4$ МПа:

$$\Delta\tau = 2 \times 10^{-1} \text{ МПа} = 0,2 \text{ МПа}. \quad (4.10)$$

Исходя из вышеизложенного, $\Delta\tau$ на глубинах 8–12 км значительно выше. В данном контексте области наблюдаемой сдвиговой деформации, их пространственная миграция и вход в область высокой интенсивности напряжений, определенной моделированием НДС, является триггером (спусковым механизмом) разрыва при землетрясении с эпицентром в районе г. Напа. По-видимому, этот механизм характерен и для сильного землетрясения в Турции (1999). Землетрясению предшествовал широкий фронт распространяющийся дилатации, захвативший эпицентральною область перед главным ударом (частное сообщение В. И. Кафтана). Является ли этот механизм запуска разрыва сильного землетрясения повсеместным? Пока нет ответа на этот вопрос (недостаток статических данных). Вместе с тем в работе [He et al., 2019] утверждается, что при землетрясении Кумамото этот эффект отсутствует или время его реализации существенно более длительное, чем длительность цикла непрерывных ГНСС-наблюдений [Кафтан и Татаринов, 2021]. Попутно

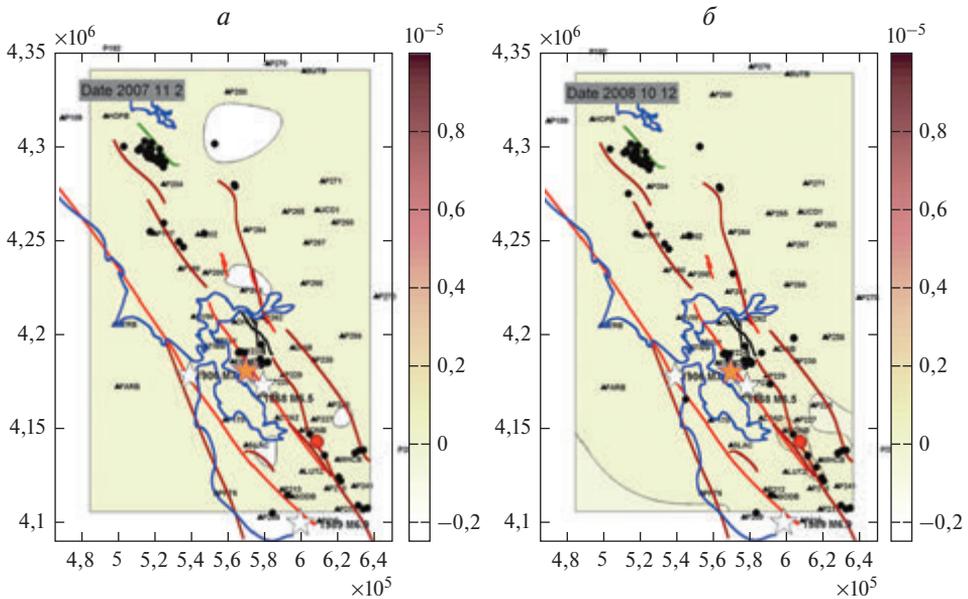


Рис. 4.7. Последовательные стадии деформации полного сдвига в Южной Калифорнии перед землетрясением Напа [Kaftan and Melnikov, 2020]

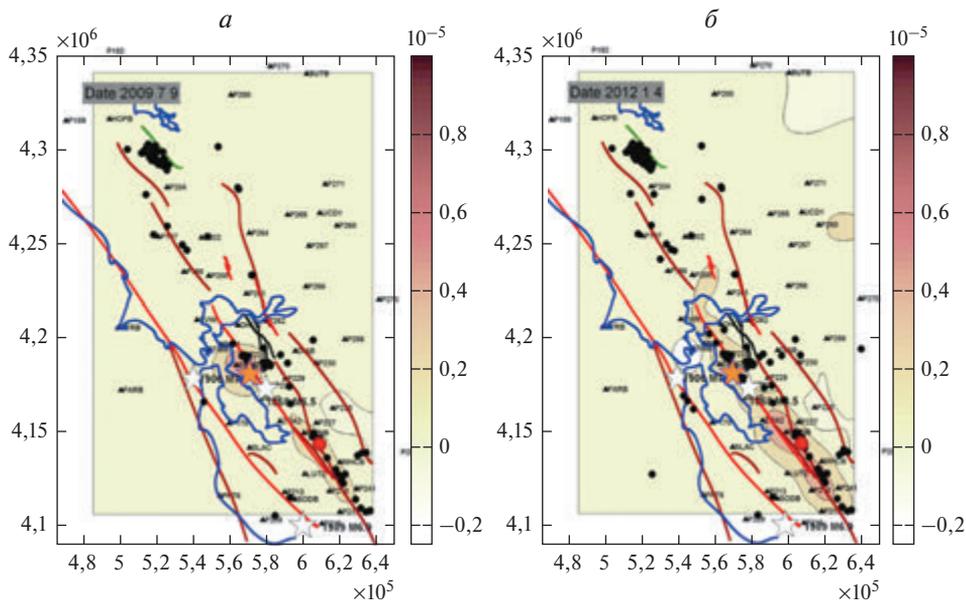


Рис. 4.8. Последовательные стадии деформации полного сдвига в Южной Калифорнии перед землетрясением Напа [Kaftan and Melnikov, 2020]

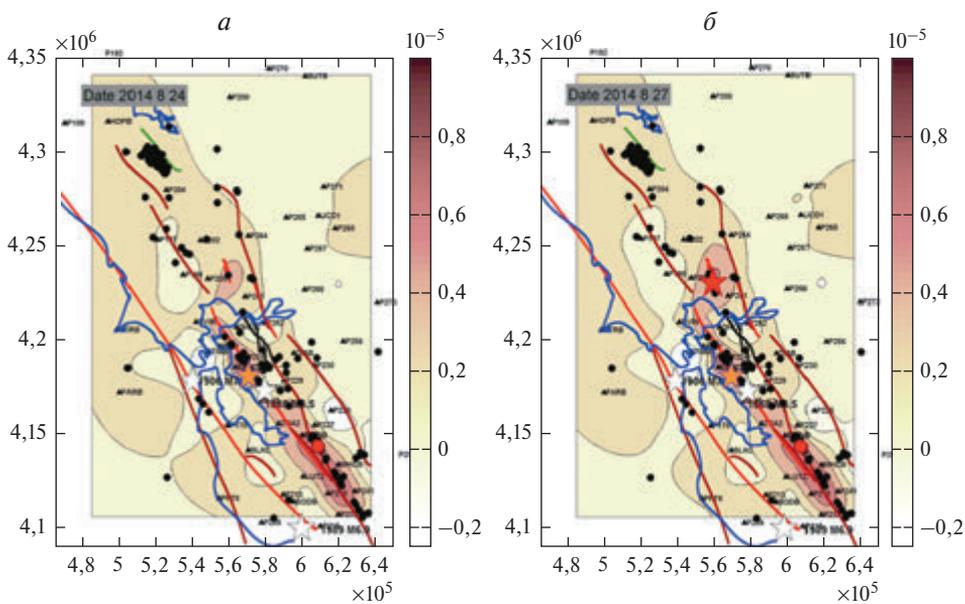


Рис. 4.9. Последовательные стадии деформации полного сдвига в Южной Калифорнии перед землетрясением Напа [Kaftan and Melnikov, 2020]

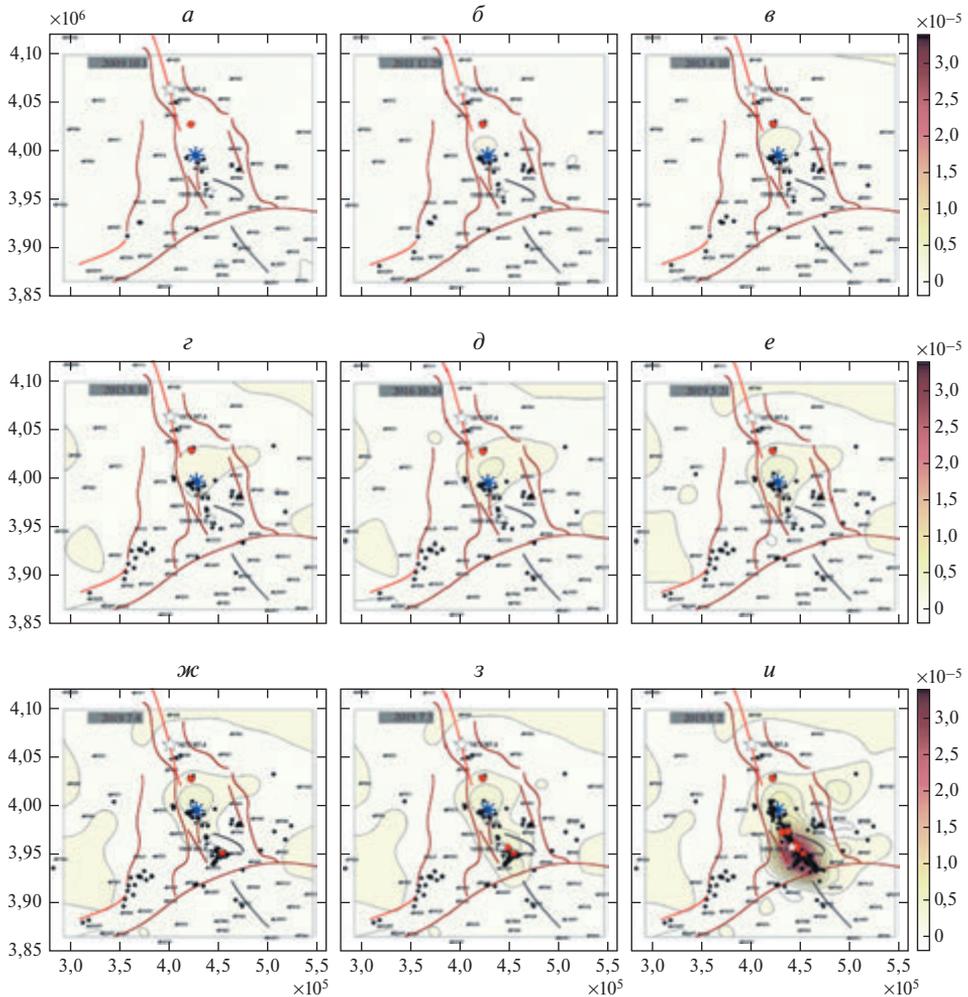


Рис. 4.10. Деформации полного сдвига перед землетрясениями Риджкрест 2019 г. Звезды: белые – исторические сильные землетрясения, красные – эпицентр землетрясений Риджкрест 2019 г. Красные окружности – умеренные землетрясения. Черные точки – эпицентры слабых землетрясений с $M < 5$. Синяя звезда – вулканическое поле Косо

следует отметить в окончаниях тектонических разрывов этого землетрясения, японскими сейсмологами обнаружен высокий трещинно-поровоговый флюид, превышающий 70 МПа [Nakagomi et al., 2021].

В заключение настоящего раздела следует предположить, что активная жизнь геологической среды, нарушенной тектоническими разломами, насыщенная газово-гидратными флюидами, проявляющаяся в поверхностных деформациях и сейсмической активности, еще далека от окончательного понимания как многофункциональной системы, порождающей сильные

катастрофические землетрясения. Вместе с тем последовательные шаги в математическом моделировании НДС, фильтрации водных флюидов и трещинно-порового давления, механически критического состояния, изменения физико-механических свойств и нелинейности свойств геологической среды были бы продуктивны в решении обсуждаемых проблем, тем более для этого уже имеются хорошие теоретические основы.

Пространственная миграция зон дилатации, сопровождающаяся изменением режимов фоновой сейсмичности, фактически является следствием. Рассматривая каждое землетрясение как «новый дефект земной коры, меняющей в своей окрестности эффективные механические свойства горной породы», что приводит к изменению напряженного состояния земной коры. В работе [Бондур и др., 2020] показана возможность обнаружения среднесрочных предвестников сильных землетрясений в Калифорнии. Перед сильным землетрясением 5 июля 2019 г. с $M 7,1$ в районе г. Риджерквест обнаружена локальная аномалия напряженного состояния земной поверхности, возникающая за полгода до момента землетрясения на расстоянии десятков километров от эпицентра и достигающая его перед землетрясением.

Изменение напряженного состояния в метастабильной области, по-видимому, возможно за счет крипового процесса в зонах активных тектонических разломов, являющегося триггером сильных тектонических землетрясений.

Глава V. От моделирования к оценке сейсмической опасности

Результаты моделирования НДС эпицентральных зон сильных коровых землетрясений, приведенные в предыдущих разделах, дают определенные основания для разработки методологии прогноза места возможного сильного землетрясения и его интенсивности исходя из реальной геолого-тектонической обстановки, особенно в районах крупных мегаполисов, подверженных опасным сейсмическим воздействиям.

Как отмечалось выше, необходимость комплексных геолого-геофизических исследований, ориентированных на детальное изучение физико-механических параметров геологической среды, используемой как объект моделирования, связана с неопределенностью параметров о среде. В связи с этим численные оценки, на которых базируются представления о НДС, являются ориентировочными и могут быть заменены их относительными безразмерными величинами, что не меняет физической сущности описания возможных зон локализации тектонических напряжений, ответственных за возникновение сильных землетрясений. Расположение крупных мегаполисов, таких как Ереван (Армения), Тбилиси (Грузия), Тегеран (Иран), Стамбул (Турция) и других в сейсмоактивных районах, где опасность сильных тектонических землетрясений является реальной угрозой и требует более детальных исследований как структурно-тектонических особенностей, так и напряженно-деформированного состояния в районах их расположения.

Ретроспективный прогноз места и возможной интенсивности землетрясения является предпосылкой для реального прогноза этих параметров в сейсмоактивных районах. Историко-статистическая оценка уровня сейсмической активности (включая имеющиеся инструментальные данные) для конкретного района базируется на принципе повторяемости катастрофических землетрясений в стохастическом процессе сейсмической активности. Вместе с тем моделирование НДС позволяет существенно сократить площадь исследований для постановки эффективных геолого-геофизических наблюдений для обнаружения предвестников землетрясений. Разумеется, приведенные результаты требуют экспериментального подтверждения и соответствующей коррекции, включая изучение геологической среды и действующих тектонических напряжений. Они определяют вектор на действительное познание причин возникновения аномальных зон концентрации упругой потенциальной энергии в метастабильных зонах, приводящих к катастрофическим последствиям.

Приведенные ниже результаты ретроспективного прогноза места и возможной интенсивности сильных землетрясений в Иране, Индии и Китае, по мнению авторов, иллюстрируют принципиальную возможность прогноза

места и интенсивности сильных землетрясений в других сейсмоактивных районах. Используя имеющиеся геолого-геофизические данные о разломной тектонике данных районов (не касаясь их достоверности), рассмотрим возможность оценки сейсмической опасности в районах расположения некоторых крупных мегаполисов.

5.1. Ретроспективный прогноз места и интенсивности сильных коровых землетрясений

22 июня 2002 г. на северо-западе Ирана в области Казвин произошло сильное землетрясение с $M_w = 6,4$, получившее название Чангурское или Аваж (рис. 5.1.1). Его эпицентр расположен в малонаселенном районе между городами Биджар и Авадж с координатами 35.572° с.ш., 49.085° в.д. В результате землетрясения погиб 261 человек, 1500 получили ранения, а более чем 50 тыс. лишились жилья [Western Iran..., 2022]. Интенсивность землетрясения в эпицентре превышала 8 баллов по шкале Рихтера. Тектоническое развитие района определяется коллизией перемещающейся Арабской плиты на север с Евразийской плитой, формирующей горную систему Загрос [Hamzehloo, 2004]. По данным ГНСС-наблюдений скорость перемещения Арабской плиты в северо-восточном направлении составляет ~ 20 мм/год (см. рис. 5.1.1) [Hamzehloo, 2004].

Эпицентр землетрясения локализован между северо-западными окончаниями активных тектонических разломов “South Avaj” и “Gbart” [Western Iran..., 2022; Hamzehloo, 2004]. Слепые разломы³ не четко выражены в морфологии местности [Walker et al., 2005]. Вместе с тем разломная тектоника является определяющим фактором в активном сеймотектоническом процессе этого района. В прошлом веке в этой области зарегистрированы два сильных землетрясения в 1953 и в 1962 г., примерно в 50 км восточнее от эпицентральной зоны землетрясения 22 июня 2002 г. (на рис. 5.1.1 приводится расположение исторически сильных землетрясений в этой области).

Эпицентр землетрясения определен с возможной ошибкой порядка 10 км [Hamzehloo, 2004]. Сейсмогенный разрыв ориентирован под азимутом 102° – 118° с углом падения на юго-запад 52° – 66° и имеет протяженность ~ 20 – 25 км [Walker et al., 2005]. После землетрясения на земной поверхности был обнаружен взброс в виде дискретных уступов, который трассируется шарьяжем косейсмической антиклинальной складки в аллювиальных отложениях, трудно различимой на земной поверхности [Walker et al., 2002]. Также обнаружены небольшие разрывы и трещины на расстоянии до 14 км от эпицентра, которые простираются на северо-запад и юго-восток и имеют максимальные смещения до 65 см [Walker et al., 2005]. Их возникновение, вероятно, связано с образованием косейсмической складки. Глубина гипоцентра по сейсмологическим данным составляет 5–10 км [Western Iran..., 2022; Hamzehloo, 2004]. По результатам анализа объемных сейсмических

³ Под слепыми разломами авторы исследования [Walker et al., 2005] понимают разломы, не имеющие выхода на поверхность.

волн было установлено, что разрыв образовался в течение 5 с со скоростью распространения $\sim 2,6$ км/с [Hamzehloo, 2004]. Механизм очага землетрясения представлен на рис. 5.1.1 и соответствует взбросу, азимут оси сжатия $\sim 25^\circ\text{--}30^\circ$. Область локализации афтершоков представлена на рис. 5.1.1, а их параметры приведены в табл. 5.1.1. Афтершоки локализованы главным образом на северо-западе от эпицентра главного толчка и, предположительно, являются результатом деформации внутри висячего бока южной части разлома [Walker et al., 2002].

Таблица 5.1.1.

Параметры сильных афтершоков землетрясения Чангур 22.06.2002 г. по материалам [Walker et al., 2005]

№	Дата	Время (GMT)	Широта, град	Долгота, град	Глубина, км	Магнитуда
1	2002.06.22	02:58:20.07	35,636	49,199	10,0	6,2
2	2002.06.22	03:31:55.40	35,722	49,123	8,0	4,4
3	2002.06.22	04:33:27.16	35,757	48,983	8,0	4,1
4	2002.06.22	06:45:33.46	35,704	49,110	8,0	4,9
5	2002.06.22	14:27:15.79	35,669	49,117	8,0	4,5
6	2002.06.22	21:33:25.09	35,721	49,165	8,0	4,5
7	2002.06.24	13:21:19.11	35,824	48,700	8,0	4,3
8	2002.06.24	21:30:39.22	35,769	49,103	8,0	4,4
9	2002.06.26	18:18:13.65	35,606	49,085	8,0	4,6
10	2002.07.03	19:24:39.20	35,731	49,026	7,4	4,3
11	2002.07.25	13:29:56.82	35,622	49,032	8,0	4,5
12	2002.08.23	13:04:59.90	35,622	49,431	8,0	4,3
13	2002.09.02	01:00:02.13	35,717	48,989	8,0	5,1
14	2002.09.02	16:34:18.96	35,750	48,883	8,0	4,2
15	2002.11.07	16:42:10.23	35,554	49,070	8,0	4,8

Были получены карты распределения интенсивности напряжений σ_i и разности интенсивности напряжений $\Delta\sigma_i$, компонент тензора напряжений σ_{xx} , σ_{yy} , τ_{xy} и отношения напряжений $\sigma_{yy} / \sigma_{xx}$ в эпицентральной зоне площадью $\sim 10^4$ км² (рис. 5.1.2–5.1.4), указанных землетрясений, которые являются предметом анализа.

На рис. 5.1.2 представлена карта интенсивности напряжений до землетрясения 22 июня 2002 г. Зоны высокой интенсивности напряжений локализованы в окончаниях тектонических разломов, расположенных на расстоянии ~ 25 км друг от друга. Можно было бы предположить, что при «подкачке» энергии в эти зоны за счет внешнего регионального поля напряжений между ними возможно возникновение разрыва. Во время Измитского землетрясения 17 августа 1999 г. разрыв распространяется, пересекая зоны высокой интенсивности напряжений, расположенных на расстоянии порядка 20–30 км [Морозов и др., 2020]. Возникает вопрос: какому направлению разрыва отдать предпочтение в рамках ретроспективного прогноза возможного сейсмического события? Ранее обнаруженная нами тенденция возникновения разрыва в очаге землетрясения при отношении $\sigma_{yy} / \sigma_{xx} > 3$ [Морозов и Маневич, 2016, 2017, 2018, 2021, 2023; Morozov et al., 2019; Morozov и др., 2018а, 2018б, 2018в, 2020, 2023]

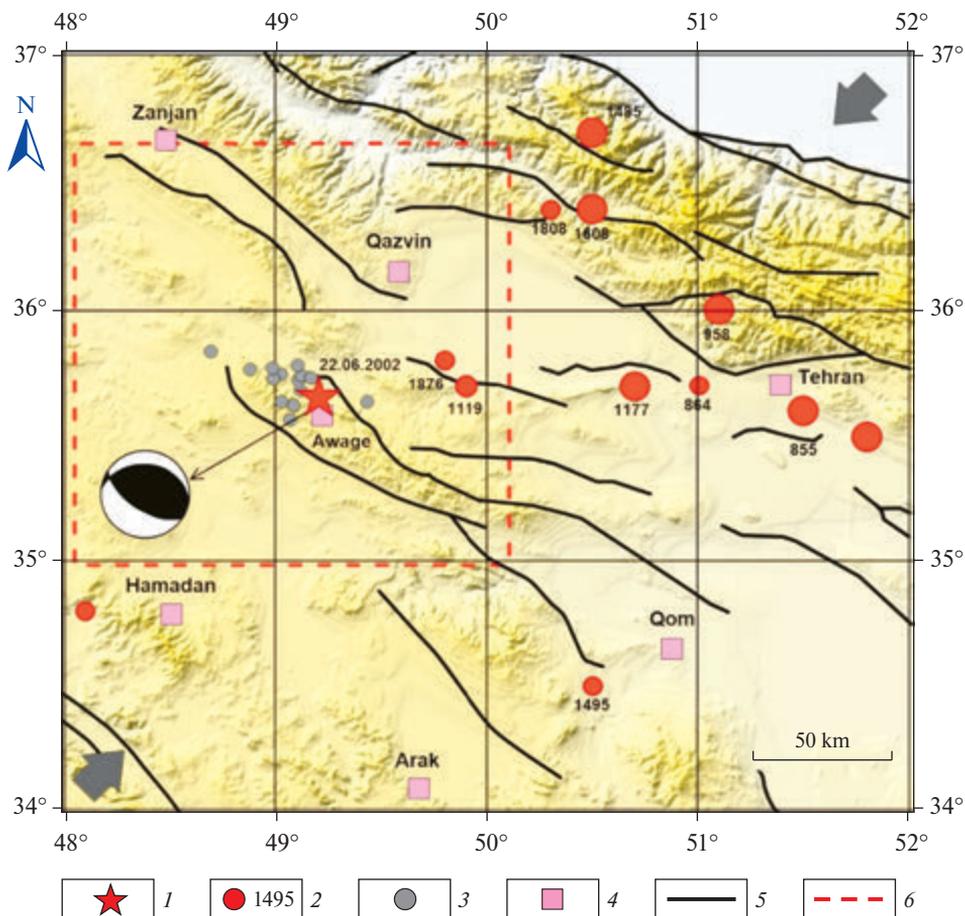


Рис. 5.1.1. Структурно-тектоническая схема исследуемого района, составленная по материалам [Western Iran..., 2022; Hamzehloo, 2004; Reza et al., 2020]. 1 – Эпицентр землетрясения 22.06.2002 $M = 6,4$; 2 – эпицентры сильных исторических землетрясений; 3 – эпицентры афтершоков на период 22.06.2002–07.11.2002 с $M > 4$; 4 – крупные города; 5 – тектонические разломы; 6 – область моделирования НДС. Крупными стрелками показана ориентация оси максимального горизонтального сжатия по данным скоростей деформаций земной коры и механизмов очагов сильных землетрясений

является исходной точкой при определении направления развития нового разрыва, в рамках принятой модели. И, как известно, ориентация образующихся разрывов континентальных землетрясений с $M > 6$ совпадает с доминирующими направлениями тектонических разломов для сейсмоактивных районов [Chester et al., 1993, 2005; Evans and Chester, 1995; Chester and Chester, 1998; Schulz and Evans, 2000].

На рис. 5.1.1 показано, что доминирующая ориентация тектонических разломов в районах Алброс и Загрос в северо-западном районе Ирана соот-

ветствует направлению северо-запад–юго-восток, примерно под углом 45° по отношению к главной компрессионной оси.

В левом верхнем углу (см. рис. 5.1.2) приведена роза-диаграмма доминирующего направления условно линейных участков тектонических разломов района, иллюстрирующая эту ситуацию. Формирование доминирующего направления тектонических разломов под углом $\sim 45^\circ$ к оси максимального сжатия характерно и для районов с низкой сейсмической активностью, т.е. является в какой-то мере закономерным процессом разломообразования [Гзовский, 1960, 1975; Гущенко, 1975; Шерман и др., 1992].

На рис. 5.1.3 приведена карта отношения главных действующих напряжений $\sigma_{yy} / \sigma_{xx}$ в районе. Видно, что аномальные значения $\sigma_{yy} / \sigma_{xx} > 6$ пересекаются с зонами высокой интенсивности напряжений, где можно было бы ожидать возникновение разрывов и их распространение как в северном, так и в северо-западном направлениях. Однако доминирующее СЗ–ЮВ направление тектонических разломов определяет последнее как наиболее вероятное. Исходя из этого, ретроспективное положение возможного разрыва землетрясения 22 июня 2002 г. приведено на рис. 5.1.2 и 5.1.3. Как известно, протяженность разрыва коррелирует с магнитудой землетрясения, т.е. с выделившейся упругой энергией сейсмических волн при их распространении [Ризниченко, 1976; Wells and Coppersmith, 1994; Dowrick and Rhoades, 2004]. Предполагаемая протяженность разрыва находится в пределах 25 км, что приблизительно соответствует расстоянию между максимальными значениями зон высокой интенсивности напряжений (см. рис. 5.1.2, 5.1.3).

На рис. 5.1.4 приведена карта сброшенной интенсивности напряжений после образования разрыва, протяженность и ориентация которого принята по сейсмологическим данным. Сброс напряжений за счет образования разрыва приводит к интенсивному развитию последующего афтершокового процесса (желтая и красная зона на рис. 5.1.4). Все сильные афтершоки локализованы в этой зоне, за исключением двух, вызванных, вероятно, приростом напряжений в окончании сформировавшегося разрыва⁴.

Следует обратить внимание на положение эпицентров афтершоков (в том числе самых сильных) относительно ретроспективного прогноза положения возможного разрыва, исходя из анализа НДС эпицентральной зоны до землетрясения Чангур. Эпицентры сильных афтершоков (за исключением трех на юге) образуют вытянутую зону, пространственно хорошо коррелируемую с предполагаемым положением возможного разрыва по данным моделирования НДС эпицентральной зоны до момента землетрясения.

При сопоставлении интенсивности напряжений эпицентральной зоны землетрясения до и после основного толчка видно, что значимые изменения (более 5 МПа) находятся в зоне с радиусом ~ 30 км от эпицентра землетрясения. Следует ожидать, что прирост интенсивности напряжений способен вызвать повышение активности фоновой сейсмичности.

При моделировании НДС района землетрясения 26.01.2001 г. $M = 6,9$ в Индии были также выполнены расчеты энергии сброшенных статических напряжений геологической среды (которые следуют далее по тексту) в свя-

⁴ Учитывая возможные ошибки в определении координат эпицентров в пределах ± 5 км и более.

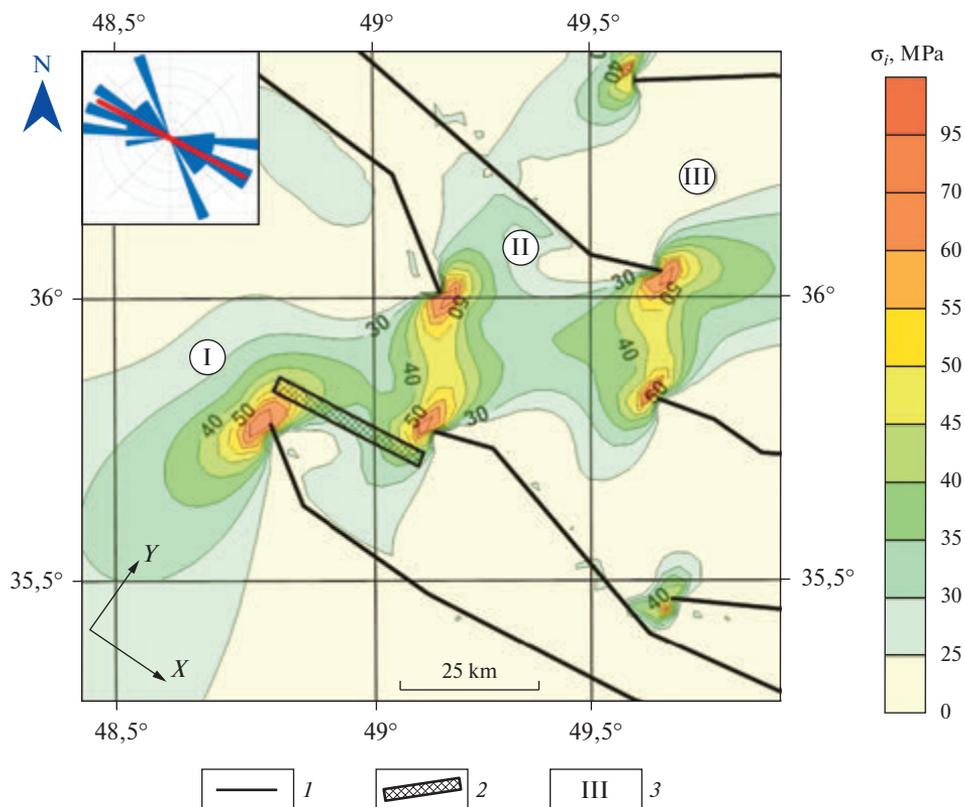


Рис. 5.1.2. Карта интенсивности напряжений σ_i до землетрясения и роза-диаграмма направлений тектонических разломов. 1 – Тектонические разломы; 2 – область предполагаемого нового разрыва; 3 – обозначение зон повышенной интенсивности напряжений

зи со сбросом напряжений в результате сейсмического события. После образования разрыва распределение полей напряжений эпицентральной зоны землетрясения в Индии также существенно изменяется. На рис. 5.1.5 приведена карта интенсивности напряжений до землетрясения, которые претерпели существенные изменения после землетрясения (рис. 5.1.6). Максимальные значения сброшенных напряжений σ_i достигают 20 МПа (см. рис. 5.1.6). На рис. 5.1.5 дополнительно приведена роза-диаграмма доминирующей ориентации тектонических разломов (как и на рис. 5.1.2), позволяющая предположить наиболее вероятное простирание разрыва в рамках ретроспективного прогноза возможного сейсмического события. На рис. 5.1.6 заштрихованной областью показан возможный предполагаемый разрыв, соединяющий области высокой интенсивности напряжений (см. рис. 5.1.5) на расстоянии 25–30 км, предшествующие землетрясению.

Две области локализации афтершоков, зарегистрированных в первую неделю после главного толчка (1428 афтершоков) на западе и востоке от

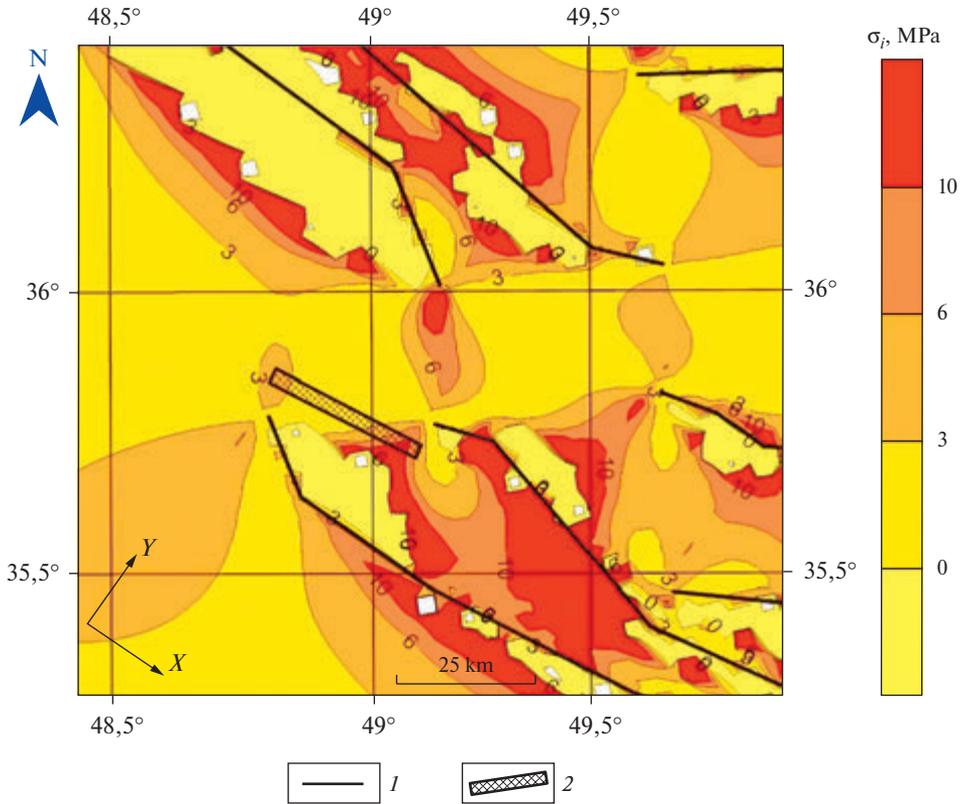


Рис. 5.1.3. Карта отношения главных действующих напряжений $\sigma_{yy} / \sigma_{xx}$.
1 – Тектонические разломы; 2 – область предполагаемого нового разрыва

эпицентра землетрясения, расположены в зонах максимальной сброшенной интенсивности напряжений в диапазоне от 10 до 20 МПа. Диапазон сброшенной интенсивности напряжений 0–5 МПа занимает существенно большую площадь. Вместе с тем имеется область прироста интенсивности напряжений на западе и востоке от эпицентра землетрясения (см. рис. 5.1.6).

Процесс перераспределения напряжений после образования разрыва не является мгновенным, его активная стадия соответствует времени активации афтершоков и, по крайней мере, продолжается в течение афтершоковой активности. Реальная нелинейность упругих свойств блоковой среды допускает возможность крипа [Беньофф, 1961], а следовательно, и растянутого во времени компенсационного процесса НДС эпицентральной зоны. Важно подчеркнуть, что мгновенный сброс напряжений во время образования протяженного разрыва способствует развитию деструкции предварительно напряженных зон, в которых уровень концентрации напряжений близок к критическому.

Сильные афтершоки с $M \geq 5$, зарегистрированные в течение первых четырех часов после главного толчка (см. рис. 5.1.6), ассоциируются с зонами

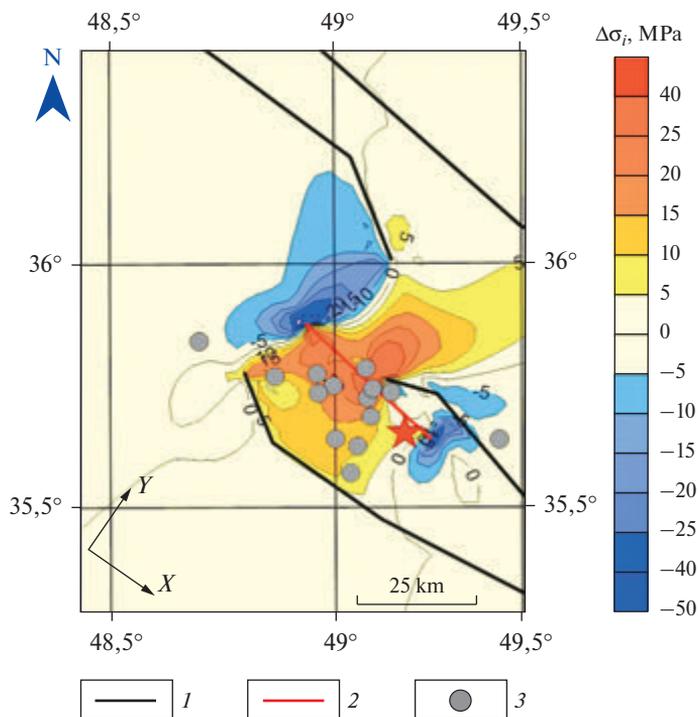


Рис. 5.1.4. Карта разности интенсивности напряжений $\Delta\sigma_i$ до и после землетрясения. 1 – Тектонические разломы; 2 – предполагаемое положение образовавшегося разрыва по сейсмологическим данным [Western Iran..., 2022]; 3 – эпицентры сильных афтершоков

сброшенной интенсивности напряжений и максимальными касательными напряжениями, рассчитанными в модели НДС эпицентральной зоны до землетрясения.

Энергоемкость элемента объема геологической среды при фоновой интенсивности напряжений ~ 25 МПа составляет: $E_{ys} \sim 10^3$ Дж/м³ [Морозов и Маневич, 2016]. Под энергоемкостью геологической среды понимается максимально возможная концентрация упругой потенциальной энергии единицы объема геологической среды, предшествующей образованию разрыва в очаге землетрясения. Приведенная оценка является близкой к оценке, приведенной в работе [Касахара, 1985], равной $3,2 \times 10^3$ Дж/м³. Следовательно, при значениях выше этой величины следует ожидать развития деструкции геологической среды и, соответственно, изменения НДС.

Возвращаясь к землетрясению Чангур 22.06.2002 г. в Иране, видно, что площадь локализации последовавших афтершоков в основном находится в пределах области сброшенной интенсивности напряжений (см. рис. 5.1.4). Она захватывает зоны аномально высокой интенсивности напряжений, предшествующих землетрясению (см. рис. 5.1.2). И если в рамках представленной модели напряжения сбрасываются условно мгновенно, то в реальной геологической

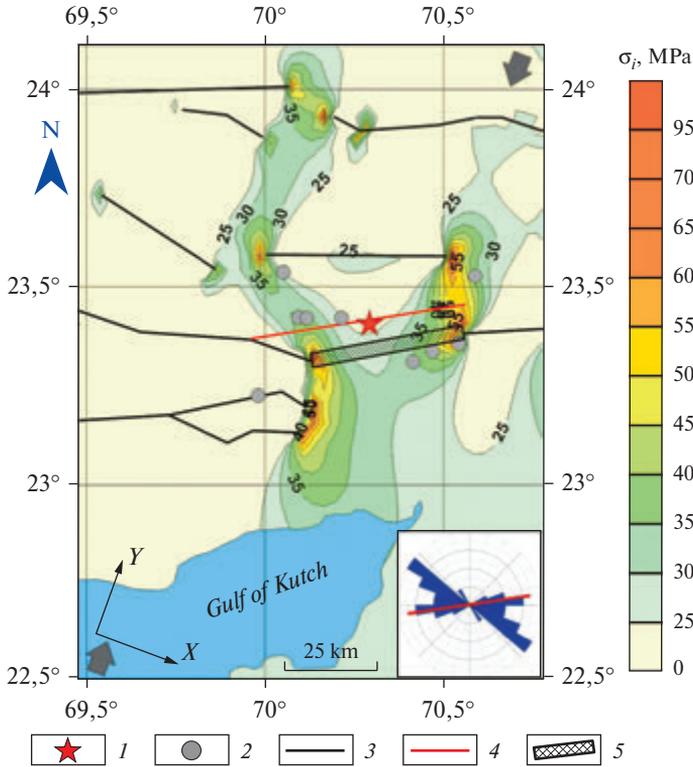


Рис. 5.1.5. Карта интенсивности напряжений σ_i до землетрясения 26.01.2001 г. $M = 6,9$ в Индии по материалам [Морозов и Маневич, 2016]. 1 – Эпицентр землетрясения; 2 – эпицентры сильных афтершоков; 3 – тектонические разломы; 4 – новый образовавшийся разрыв; 5 – предполагаемое положение образовавшегося разрыва. В правом нижнем углу приведена роза-диаграмма доминирующей ориентации тектонических разломов с наложенной ориентацией предполагаемого разрыва. Крупными стрелками показана ориентация оси максимального горизонтального сжатия по данным ориентации векторов скоростей деформаций и механизмов очагов сильных землетрясений

среде для этого необходимо время. При образовании нового тектонического разлома морфология интенсивности напряжений существенно изменяется. Исходя из анализа НДС, можно ожидать последующих сильных сейсмических событий на севере и на юге от эпицентральной зоны землетрясения Чангур.

При сопоставлении интенсивности напряжений эпицентральной зоны землетрясения до и после основного толчка (см. рис. 5.1.2–5.1.4) видны изменения σ_i (более 5 МПа) в зоне с радиусом ~ 30 –50 км от эпицентра землетрясения, а следовательно, можно ожидать, что прирост интенсивности напряжений способен стать триггер-эффектом последующих сейсмических событий.

Моделирование НДС эпицентральной зоны землетрясений в Иране и Индии до и после образования разрыва, несмотря на ошибку в определении координат очага землетрясения и неопределенности картирования тектони-

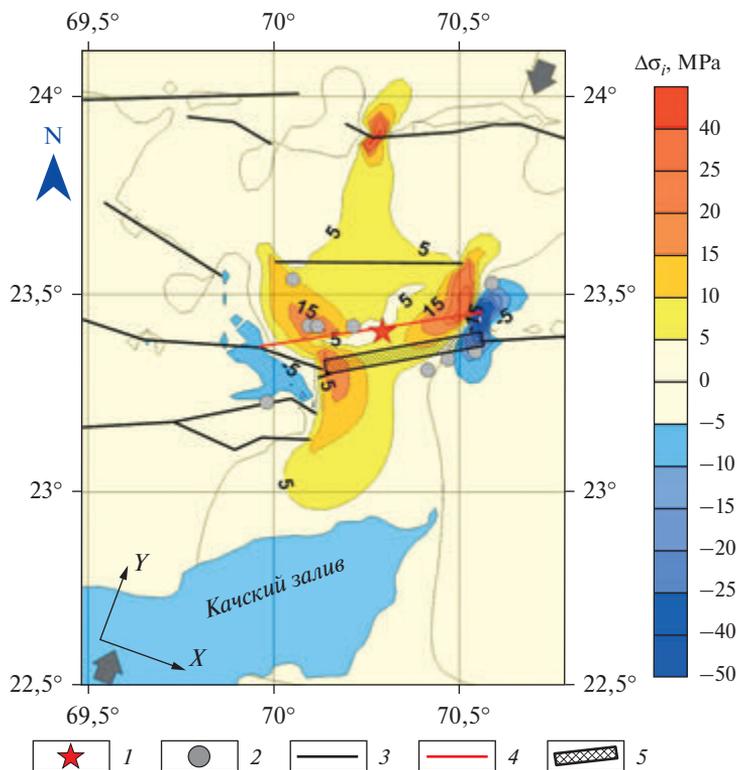


Рис. 5.1.6. Карта разности интенсивности напряжений $\Delta\sigma_i$ до и после землетрясения 26.01.2001 г. $M = 6,9$ в Индии по материалам [Морозов и Маневич, 2016]. 1 – Эпицентр землетрясения; 2 – эпицентры сильных афтершоков; 3 – тектонические разломы; 4 – новый образовавшийся разрыв; 5 – предполагаемое положение образовавшегося разрыва. Крупными стрелками показана ориентация оси максимального горизонтального сжатия по данным ориентации векторов скоростей деформаций и механизмов очагов сильных землетрясений

ческих разрывов, отражает общую тенденцию локализации очага землетрясения и последующего разрыва в области высокой интенсивности напряжений. Концентрация тектонических напряжений (потенциальной энергии упругой деформации) в межразломных зонах аномально высокой интенсивности напряжений приводит к образованию разрыва, зарождающегося в области отношения главных напряжений $\sigma_{yy} / \sigma_{xx} > 6$, или при напряжении отпора, переходящих в положительные напряжения растяжения.

Таким образом, исходя из вышеизложенного, можно утверждать, что:

- новый разрыв в результате землетрясения стартует из пересечения области локализации повышенной интенсивности напряжений σ_i и повышенного отношения главных напряжений $\sigma_{yy} / \sigma_{xx}$ (по отношению к фоновому полю напряжений);
- вероятная ориентация разрыва соответствует в направлении большей оси розы диаграммы тектонических разломов исследуемого региона;

- наиболее вероятная длина разрыва определяется расстоянием между аномальными зонами интенсивности напряжений перед ожидаемым сейсмическим событием;
- длина предполагаемого разрыва дает возможность оценить магнитуду землетрясения и его балльность.

Следует ожидать, что длина разрыва, а следовательно, и магнитуда землетрясения зависят от накопленной упругой энергии и ее возможной реализации в заданных структурно-тектонических условиях. Идеализация геологической среды, отсутствие достоверных представлений о разломной тектонике сейсмоактивных районов действующих тектонических напряжений, включая неопределенность и ошибки в определении гипоцентра, естественно, определяют уровень достоверности полученных данных. Вместе с тем полученные результаты полезны как с позиции понимания развития сеймотектонического процесса, так и возможного прогноза места и энергии сильных коровых землетрясений. Ограничиваясь этими выводами, надо подчеркнуть, что практической реализацией полученных результатов могла бы стать постановка детальных геофизических исследований непосредственно в обнаруженных при моделировании аномальных зонах концентрации тектонических напряжений.

5.2. Ретроспективный прогноз землетрясения Акетао (25.11.2016 M_w 6,6 Китай)

Моделирование НДС ряда сильных континентальных землетрясений (*intraplate earthquakes*) с магнитудой больше M_6 позволило установить общие повторяющиеся закономерности между результатами моделирования и параметрами землетрясений, имея в виду определение координат эпицентров и интенсивности сейсмических событий в рамках ретроспективного прогноза. При этом в качестве «достоверных» геологических данных принимаются структурно-тектонические схемы эпицентральных районов сильных землетрясений, то есть разломная тектоника, дающая представление о пространственной в плане ориентации тектонических разломов, включая параметры геологической среды и действующие региональные поля тектонических напряжений. Затем приходится использовать априорные (предполагаемые) представления о параметрах тектонических разломов и величине тектонических напряжений, используемых при задании граничных условий [Морозов и Маневич, 2016; 2017; 2018б; 2023а; Морозов и др., 2018а; 2018в; 2018г; 2020; 2023б]. При этом уровень соответствия результатов моделирования оценивается по результатам сейсмологических определений эпицентра, магнитуды землетрясения M , выделившейся сейсмической энергии E_s , протяженности образовавшегося разрыва L , сейсмического момента M_0 , сброшенных напряжений (*stress drop*), локализации афтершоков, включая механизм разрыва, определяемый по инверсии объемных волн и данных спутниковых геодезических наблюдений (ГНСС и спутниковая радарная интерферометрия), а также используется накопленный опыт в установленных эмпирических связях между этими параметрами [Ризниченко, 1976; Wells and Coppersmith, 1994; Kanamori and Brodsky, 2004].

Гипоцентры большинства сильных континентальных землетрясений находятся в интервале глубин от 5 до 15 км (при минимальной ошибке определения положения гипоцентра ± 5 км). Гипоцентры афтершоков этих землетрясений находятся в интервале глубин от 0 до 25 км, с максимумом плотности в интервале от 0 до 15 км. Это касается и землетрясения Акетао, произошедшего 25 ноября 2016 года в Китае с M_w 6,6.

Для моделирования НДС эпицентральной зоны до и после землетрясения использована структурно-тектоническая схема разломной тектоники землетрясения и модель сейсмогенерирующего слоя мощностью 20 км, в котором зарегистрировано 386 афтершоков M 0,2–5,0 в течение 5 дней после основного толчка [Wang et al., 2017]. В результате моделирования выполнен ретроспективный анализ прогноза места и возможной магнитуды землетрясения, включая оценку сейсмического момента M_o и механизма разрыва при его распространении. Показано, что разрыв зарождается в условиях пересечения критической изобары интенсивности напряжений ~ 30 МПа с областью отношения главных напряжений $\alpha > 3-4$. Разрыв из «фокуса» землетрясения распространяется в СЗ и ЮВ направлениях за счет сброса накопленной потенциальной энергии в двух зонах высокой интенсивности напряжений. Направление разрыва соответствует доминирующему направлению главных тектонических разломов, а его протяженность определяется двумя зонами высокой интенсивности напряжений и соответствует ~ 42 км. Связь площади разрыва с магнитудой находится в хорошем соответствии с зарегистрированной магнитудой землетрясения Акетао. Вычислена временная функция сейсмического момента $M_o(t)$ при распространении разрыва и скалярный сейсмический момент M_o .

Полученные результаты дают основание для ретроспективного прогноза координат возможного эпицентра сильного землетрясения и его интенсивности, а также направленных геолого-геофизических исследований в области предполагаемых гипоцентров с целью поиска предвестников землетрясения, ориентированных на оперативный прогноз катастрофического события.

25 октября 2016 г. в провинции Акетао (Китай) произошло сильное землетрясение с M 6,6. Эпицентр землетрясения с координатами 39,273 с.ш., 73,978 в.д. находится в районе разлома Мудзи в северо-западной части сейсмогенной зоны Конгур-Шань (рис. 5.2.1) [Li et al., 2018]. Глубина гипоцентра составляет 10 км. 26 октября последовал сильный афтершок с M 5 к юго-востоку от эпицентра главного толчка, в последующие 5 дней зарегистрировано около 386 афтершоков с магнитудами $M < 5$. По данным ГНСС-наблюдений, скорость правостороннего скольжения вдоль разлома составляет 4,5–11 мм/год и по прогнозам китайских сейсмологов в этом районе возможно сильное землетрясение с M 7,2 [Wang et al., 2017]. Косейсмические смещения поверхности достигают 0,19 м [Li et al., 2018]. Для моделирования НДС землетрясения Акетао нами использована геолого-геофизическая информация, приведенная в работах [Wang et al., 2017; Li et al., 2018], включая пространственную ориентацию нодальных плоскостей в очагах сильных землетрясений этого района (рис. 5.2.1, 5.2.2).

На рис. 5.2.3 представлена карта интенсивности напряжений до землетрясения. Как это видно, на карте выделяются две значительные зоны

высокой интенсивности напряжений, достигающих 65 МПа в центральной зоне I и 50–60 МПа в зоне II, расположенной восточнее зоны I на расстоянии ~15 км. Эти зоны имеют эллиптическую форму с большей осью, ориентированной в субмеридиональном направлении. Протяженность I зоны в направлении СЮ с изобарой 35 МПа составляет 20 км. Западнее зоны I сформировалась меньшая по площади зона III с максимальной интенсивностью напряжений 50 МПа. Можно было бы априори предположить, что в центральной зоне I, в плане ограниченной изобарой 35 МПа, наиболее вероятна возможность образования разрыва. Ранее в работах [Морозов и Маневич, 2016; 2017; 2018б; 2023а; Морозов и др., 2018а; 2018в; 2018г; 2020; 2023б] была обнаружена устойчивая тенденция локализации фокуса землетрясения в пределах изобары >30 МПа и отношения между главными напряжениями $\alpha > 3 \div 4$. На рис. 5.2.4 приведена карта отношения между главными напряжениями α . Можно предположить, что в предыдущей истории сейсмотектонического процесса площадь аномальной зоны I была существенно меньше. Ее площадь на момент землетрясения Акетао возникла в результате непрерывной деформации района в связи с «подкачкой» энергии внешнего поля тектонических напряжений и соответствует моменту землетрясения.

В рамках моделирования мы предполагаем, что смоделированное НДС является конечной фазой перед разрывом, и фокус (место зарождения разрыва) находится внутри зоны $\alpha > 6$, то есть место разрыва находится в пределах площади максимальной аномальной зоны σ_i и максимального отношения главных напряжений. Как это следует из энергетического анализа [Морозов и др., 2011], разрыв из фокуса распространяется в направлениях вектора $|\text{grad } \sigma_i|_{\max}$, то есть в направлениях II и III зон аномальной интенсивности напряжений и отношения $\alpha > 3$. Расстояние между зонами I и II составляет ~15 км. Зарождение и распространение разрыва в зоне I, как и в Измитском и Рудбарском землетрясениях (см. разделы 3.2, 3.5), достигают зоны II и I, поддерживающих его дальнейшее распространение. Априори можно было бы предположить, что протяженность возможного разрыва составит не менее 40 км. Если использовать формулу связи между протяженностью разрыва и магнитудой Ю. В. Ризниченко (1976):

$$\log_{10}(L) = 0,44 \times M - 1,29, \quad (5.6)$$

где M – магнитуда землетрясения; L – протяженность разрыва, то прогнозная оценка магнитуды землетрясения совпадает с величиной M_w , полученной по сейсмологическим данным.

Прогнозируемое положение эпицентра возможного землетрясения смещено на юго-восток приблизительно на 5 км относительно координат эпицентра, определенного по сейсмологическим данным, что находится в пределах ошибки определения координат сейсмологическим методом. Априорная ориентация разрыва определяется двумя факторами: вектором $|\text{grad } \sigma_i|$ и доминирующей пространственной ориентацией существующих тектонических разломов в районе эпицентральной зоны Акетао землетрясения 25.11.2016 г. Субширотное простирание существующих разломов является основным ориентиром выбора направления вновь предполагаемого направления разрыва.

Полагая, что разрыв распространяется на восток и запад от прогнозируемого эпицентра, пересекая аномальные зоны высокой интенсивности напряжений, представляется возможность определения сейсмического момента M_0 . Для большинства континентальных землетрясений гипоцентры находятся в интервале глубин 10÷15 км, а гипоцентры афтершоков в интервале 0÷20 км (рис. 5.2.2–5.2.4). Причем наибольшая плотность гипоцентров зафиксирована на глубинах от 5 до 15 км. Эти особенности проявляются при землетрясении Акетао [Li et al., 2019] (рис. 5.2.5).

Распределение плотности афтершоков в интервале глубин 0÷20 км соответствует (в первом приближении) нормальному закону распределения (закону Гаусса) (как это показано на рис. 5.2.6). Более 80% гипоцентров афтершоков локализовано в интервале от 3 до 12 км, то есть самогенерирующий слой находится в интервале глубин 3÷12 км. Вместе с тем распределение частоты афтершоков по глубине сейсмогенерирующего слоя (рис. 5.2.6) имеет максимум на глубине 10 км и может быть описано функцией нормального распределения (законом Гаусса):

$$\Phi(h) = \frac{1}{b\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(h-a)^2}{2b^2}}, \quad (5.7)$$

где h – глубина гипоцентров афтершоков, км; b – среднее квадратичное отклонение глубины гипоцентров афтершоков, км; b^2 – дисперсия глубины гипоцентров афтершоков, км; a – математическое ожидание глубины гипоцентров афтершоков, км.

Полагая, что плотность гипоцентров афтершоков в сейсмогенерирующем слое пропорциональна плотности упругой потенциальной энергии тектонических напряжений, накопленных до момента землетрясения, представим интенсивность напряжений по глубине как функцию нормального распределения гипоцентров афтершоков, соответствующую формуле 5.2.1. Принимая значение $a = 12$ км и $b = 7$ км, получаем функцию «свертки» интенсивности напряжений в зависимости от глубины в виде:

$$\Phi(h) = \frac{1}{7\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(h-12)^2}{98}}. \quad (5.8)$$

Интенсивность напряжений как функцию глубины представим в виде:

$$\sigma_i(h) = \Phi(h) \times \sigma_i. \quad (5.9)$$

Используя сейсмологические данные о пространственной ориентации разрыва землетрясения Акетао [Wang et al., 2017; Li et al., 2018], на рис. 5.2.7 приведена карта сброшенной интенсивности. На рисунке приведены зоны сброшенной интенсивности напряжений:

$$\Delta\sigma_i = \sigma_0 - \sigma_p, \quad (5.10)$$

где σ_0 – интенсивность напряжений в произвольной точке до момента землетрясения, МПа; σ_p – интенсивность напряжений в произвольной точке после момента землетрясения, МПа.

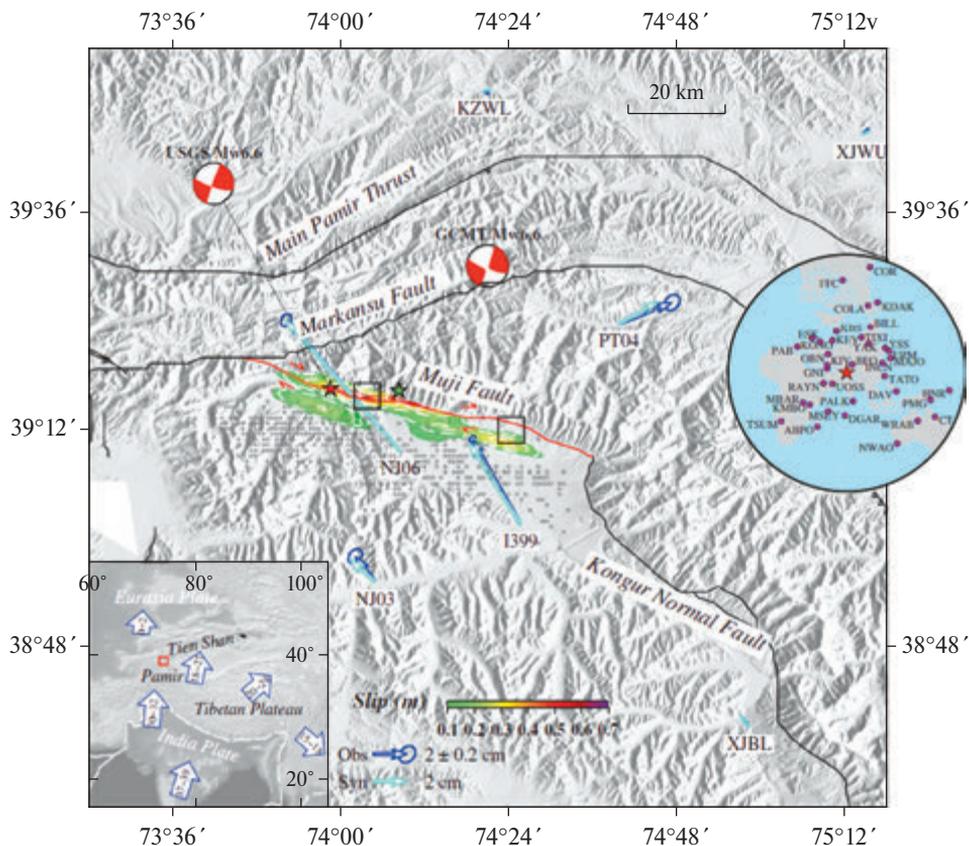


Рис. 5.2.1. Структурно-тектоническая позиция землетрясения Акетао [Li et al., 2018]. Черные линии обозначают региональные разломы; темно-красная линия – сейсмогенный разрыв; белые стрелки – косейсмические смещения. Красная и зеленая звезда – эпицентр землетрясения по данным USGS и CMT соответственно

Сброшенную интенсивность напряжений можно представить (в первом приближении):

$$\Delta\sigma_i \approx 2\Delta\tau_p, \quad (5.11)$$

где $\Delta\tau_p$ – сброшенные напряжения сдвига, МПа.

В «плоскости» разрыва, применив операцию «свертки», сброшенные напряжения $\Delta\tau_p$ представлены на рис. 5.2.8б, в то время как моделирование НДС предполагает постоянство действующих напряжений по глубине (рис. 5.2.8а).

Вдоль разрыва выделяются три зоны сброшенных напряжений сдвига, достигающих 6 МПа, на глубине порядка 10 км, соответствующей максимальной частоте афтершоков. Этот результат (первого приближения) дает возможность априорной оценки сейсмического момента M_0 и его временной функции $M_0(t)$.

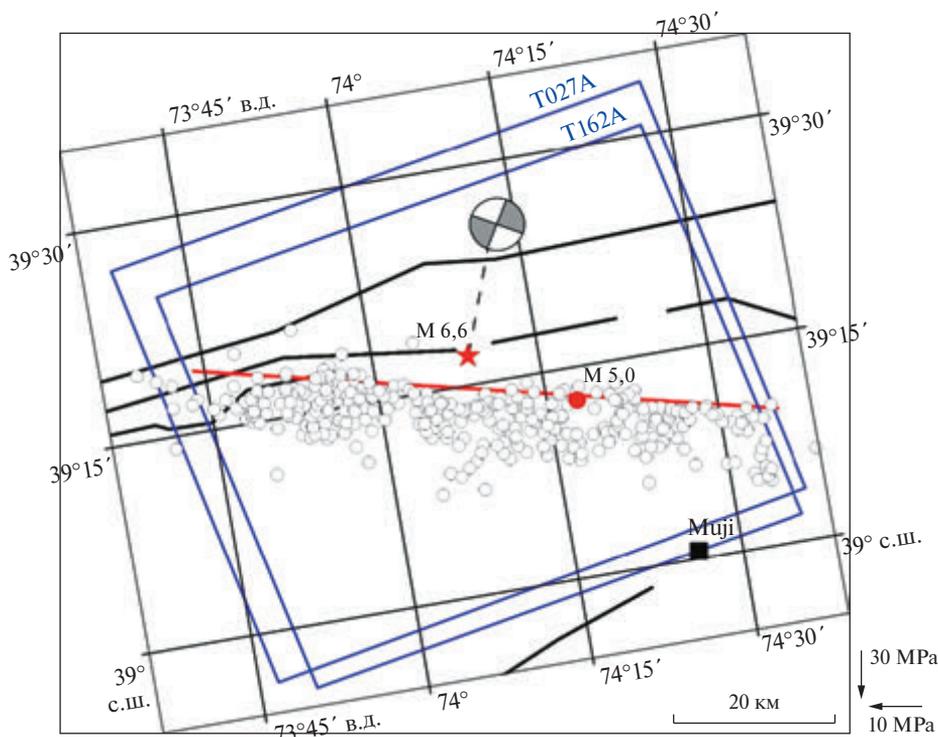


Рис. 5.2.2. Расчетно-геологическая схема и афтершоки района землетрясения Акетао. Черные линии обозначают разломы; темно-красная линия – сейсмогенный разрыв; синие прямоугольники – границы радарных снимков по данным [Wang et al., 2017]; белые пунсоны – афтершоки землетрясения по данным [Wang et al., 2017]. Красная звезда и пунсон – эпицентр землетрясения и его сильнейшего афтершока

Для модели круговой сейсмической дислокации [Anderson and Witcomb, 1973; Kanamori and Anderson, 1975; Kanamori and Brodsky, 2004] величину сейсмического момента можно представить в следующем виде:

$$M_o = \mu S \bar{D} = \frac{16}{7} \times \Delta \tau_p \times a^3 = \frac{16 \times \Delta \tau_p}{7 \times \pi^{3/2}} \times S^{3/2} \approx 0,41 \times \Delta \tau_p \times S^{3/2}, \quad (5.12)$$

где $\Delta \tau_p$ – среднее сброшенное напряжение (в среднем принимаемое равным 6–10 МПа) для внутриплитовых (континентальных) землетрясений (*stress drop*), Па; a – радиус дислокации, м; S – площадь разрыва, м².

Исходя из результатов моделирования, сейсмический момент можно представить в виде совокупности сейсмических моментов ячеек:

$$M_o \approx 0,41 \sum_{i=1}^n \Delta \tau_p \times S^{3/2}, \quad (5.13)$$

где $\Delta \tau_p$ – среднее сброшенное напряжение сдвига в ячейке, Па; S – площадь ячейки, совокупность которых равна площади разрыва, м².

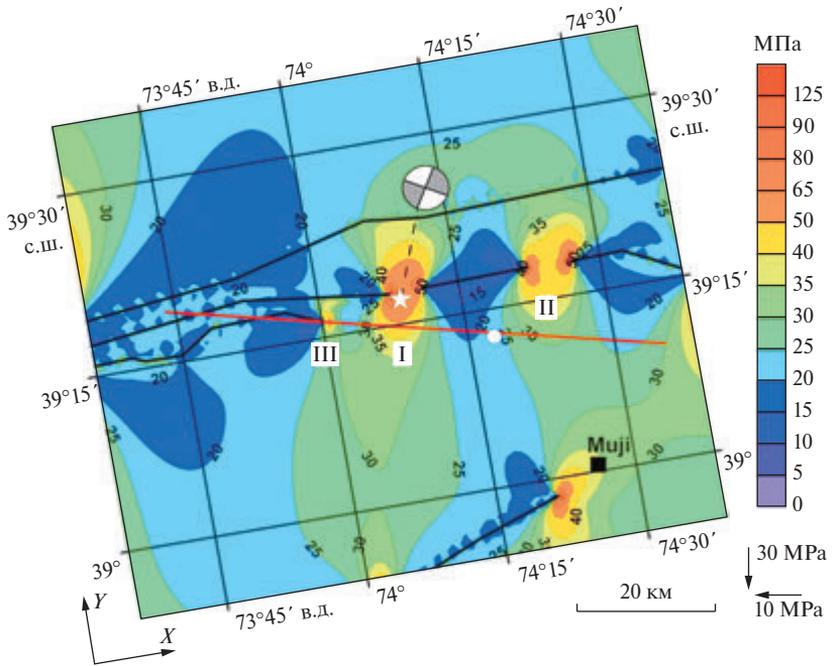


Рис. 5.2.3. Карта интенсивности напряжений σ_i до землетрясения

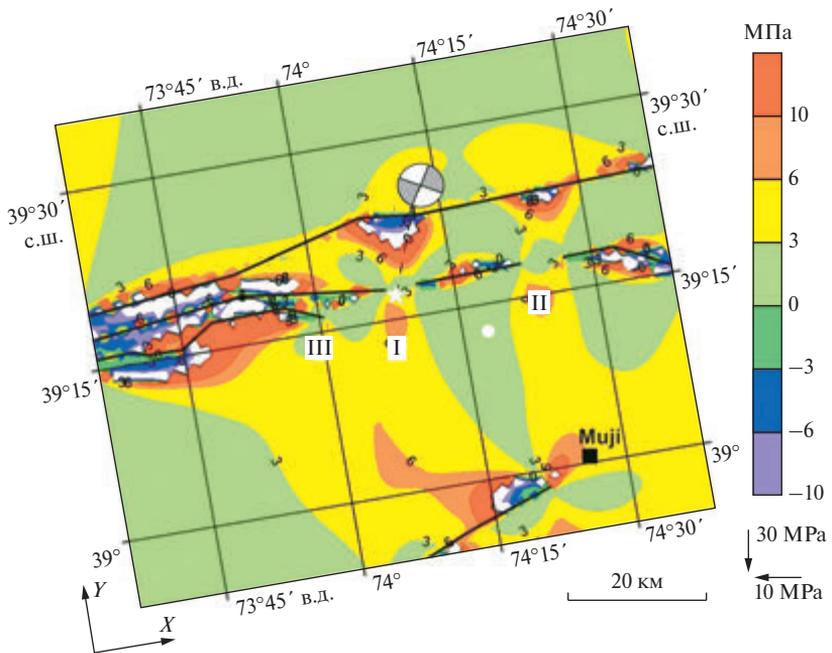


Рис. 5.2.4. Карта отношения главных действующих напряжений $\alpha = \sigma_H/\sigma_h$ до землетрясения

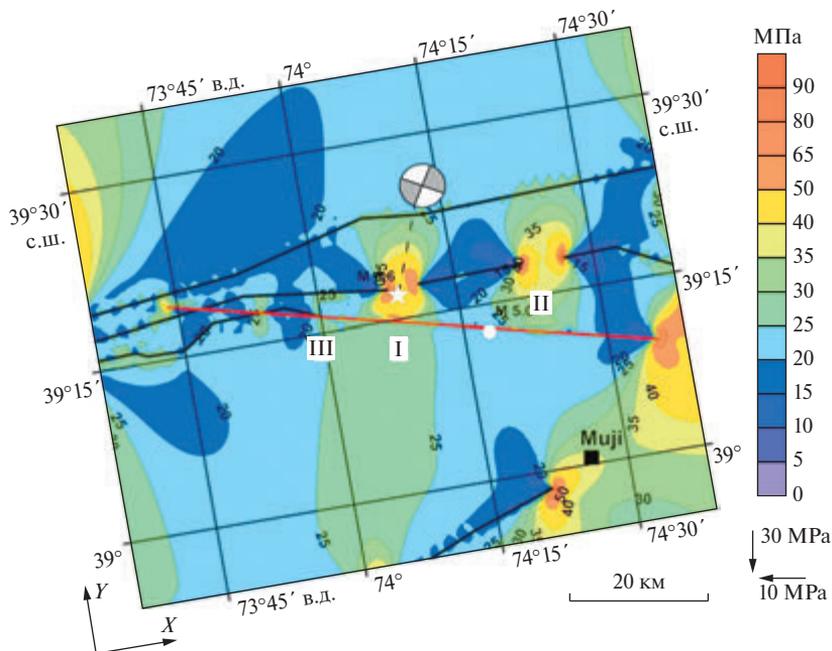


Рис. 5.2.5. Карта интенсивности напряжений σ_1 после землетрясения

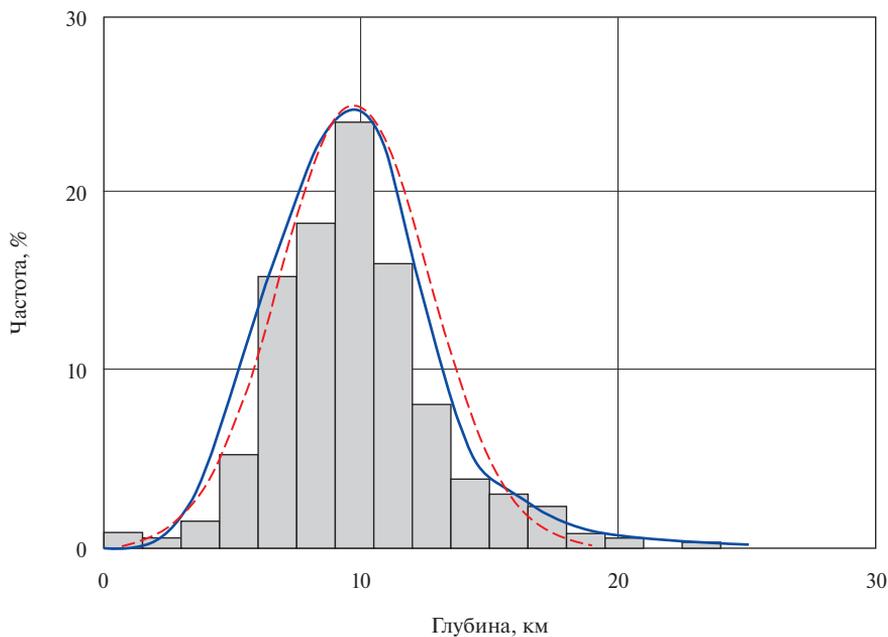


Рис. 5.2.6. График распределения афтершоков землетрясения Акетао с глубиной по данным [Wang et al., 2017]

Результаты интерпретации сейсмологических и геодезических данных дают основание считать, что сброшенные напряжения сдвига в плоскости разрыва имеют экстремумы, определяющие посекундный объем энергии сейсмических волн во время распространения разрыва.

Принимая глубину фокуса землетрясения $h = 10$ км (как наиболее вероятную) и скорость распространения разрыва равной $2,8$ км/с, можно построить временную функцию сейсмического момента. С этой целью разобьем «поверхность» разрыва на ячейки 2×2 км, приписывая окну 4 км² среднее значение сброшенных напряжений сдвига $\Delta\tau_p$, используя результаты, приведенные на рис. 5.2.8б. Будем считать, что в каждой ячейке сейсмический момент M_o связан с площадью и сброшенными напряжениями (stress drop) по формуле (5.2.1).

Далее, полагая, что известно положение гипоцентра при наиболее вероятной глубине в пределах $8 \div 12$ км (как это показано выше), и радиальном распространении разрыва из его «фокуса» со скоростью $2,8$ км/с, можно получить временную функцию сейсмического момента $M_o(t)$. Посекундное суммирование сейсмических моментов окон в интервале площадей между радиусами определяется выражением (как это показано на рис. 5.2.9 и в табл. 5.2.1):

$$\Delta R(t_i) = (R_{n-1} - R_n). \quad (5.14)$$

Таблица 5.2.1

Пример расчета параметров ячеек модели

Глубина h , км	Сброс интенсивности напряжений $\Delta\sigma_j$, МПа	Сброс напряжений сдвига $\Delta\tau_j$, МПа	Сброс напряжений сдвига как функция глубины $\Delta\tau_{j(h)}$, МПа	Сейсмический момент в ячейке M_o , Н × м
0	15,83	7,92	0,32	14,08618
2	15,83	7,92	0,32	14,08618
4	15,83	7,92	0,32	14,08618
6	15,83	7,92	0,95	42,25855
8	15,83	7,92	5,70	253,5513
10	15,83	7,92	7,92	352,1546
12	15,83	7,92	5,07	225,3789
14	15,83	7,92	2,53	112,6895
16	15,83	7,92	0,63	28,17237
18	15,83	7,92	0,95	42,25855
20	15,83	7,92	0,32	14,08618
22	15,83	7,92	0,32	14,08618

Временная функция сейсмического момента имеет два экстремума в начале графика, соответствующие интервалам максимальной энергии сейсмических волн. В работе [Wang et al., 2017] отмечено двойное ударное воздействие при землетрясении Акетао, которое можно было бы увидеть в рамках моделирования распространения разрыва в период сейсмиче-

ского процесса. На рис. 5.2.2в представлена функция временного сейсмического момента $M_{o(t)}$, полученная на основе сейсмологических данных [Li et al., 2018]. Из рисунка видна относительная близость этих моделей по абсолютным значениям, и также обе модели выходят на пик значений в интервале 4–5 секунды.

В табл. 5.2.2 приведено сопоставление некоторых инструментальных и модельных оценок, в сравнении с сейсмическим моментом, полученным на основе моделирования НДС. Вычислить сейсмический момент на основе модели (рис. 5.2.9б) можно как площадь под графиком путем интегрирования, в этом случае сейсмический момент составляет $M_o = 0,1 \times 10^{19} \text{ Н} \times \text{м}$. Дополнительно принимая среднее сброшенное напряжение сдвига $\Delta\bar{\tau}_p = 5 \text{ МПа}$, длину разрыва 45 км, ширину разрыва 10 км, сейсмический момент составляет [Kanamori and Anderson, 1975]:

$$M_o = 0,41 \times \Delta\bar{\tau}_p \times S^{3/2} = 0,41 \times 5 \times 10^6 \times (45000 \times 10000)^{3/2}, \quad (5.15)$$

$$M_o \approx 1,96 \times 10^{19} \text{ Н} \times \text{м}.$$

Для сравнения моментных магнитуд в таблице приводятся данные их значений из источников и пересчитанные по формуле [Kanamori, 1977]:

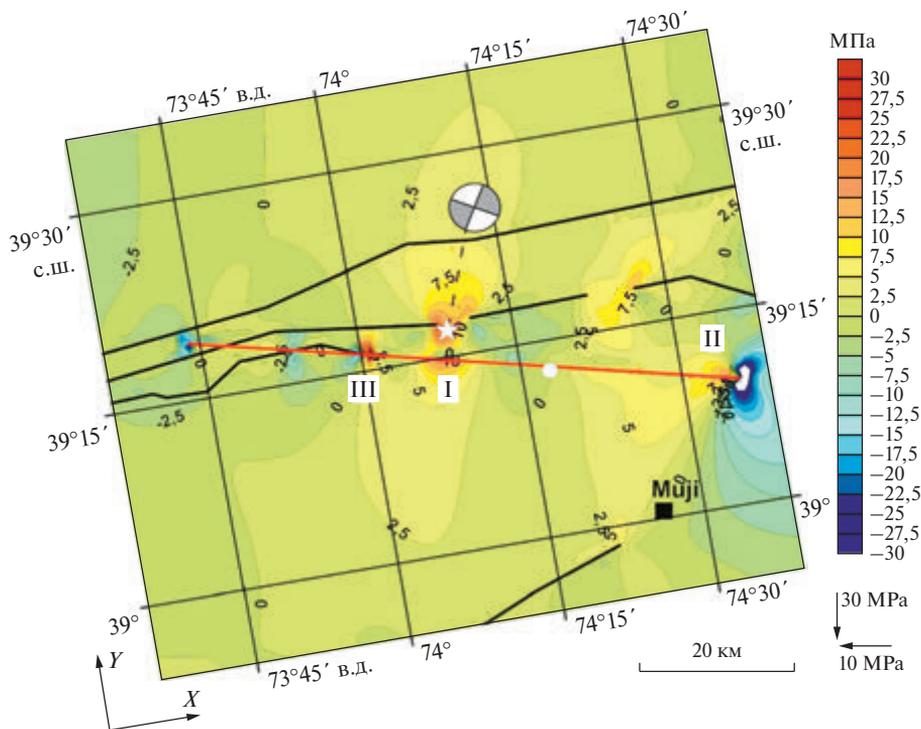


Рис. 5.2.7. Карта разности интенсивности напряжений $\Delta\sigma_i$ до и после землетрясения (сброс напряжений)

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10}(M_o) - 10,7, \quad (5.16)$$

где M_o – сейсмический момент $(\text{Н} \times \text{м}) \times 10^7$.

Из табл. 5.2.2 видно, что сейсмический момент землетрясения Акетао оценивается в различных моделях с существенным разбросом. Что само по себе обусловлено большим количеством инструментальных и модельных факторов, влияющих на оценку сейсмического момента (геометрические параметры сейсмического разрыва, ошибка в определении координат эпицентра землетрясения, плотность и качество сейсмических и геодезических сетей и т.д.). В том числе разница есть и в рамках представленной модели НДС. Наиболее близкой к временной функции сейсмического момента полученная на основе результатов моделирования НДС является оценка в работе [Li et al., 2018], которая позволяет их сравнить на едином временном интервале (рис. 5.2.9). Значения сейсмических моментов для них составляют $0,1 \times 10^{19}$ и $0,53 \times 10^{19}$ Н × м соответственно в пределах 12-секундного интервала сопоставления. Сейсмический момент, полученный по модели «усредненного» напряжения, наиболее близок по абсолютным значениям к моделям геодезического сейсмического момента, полученным в работах [Wang et al., 2017; Ma et al., 2018] ($1,96 \times 10^{19}$, $1,58 \times 10^{19}$, $1,31 \times 10^{19}$ Н × м соответственно). «Точное» соответствие сейсмического момента, полученного на основе моделирования НДС любой из моделей, приведенных в табл. 5.2.2, может быть получено варьированием входных параметров временной функции сейсмического момента: трассой и геометрией сейсмического разрыва, принятым временем реализации сейсмического момента, граничными условиями моделирования НДС, параметрами функции свертки, абсолютными величинами сброшенных напряжений. Однако «подгонка» значений не является самоцелью настоящей работы, важно подчеркнуть принципиально новые возможности в оценке сейсмического момента сильных коровых землетрясений. Описанный подход моделирования НДС дает возможность получить временную функцию сейсмического момента, основываясь на решении прямой задачи – определения выделившейся энергии землетрясения на основе исходного поля напряжений эпицентральной зоны. В этом отношении функция $M_o(t)$ имеет под собой ясную и интерпретируемую физическую основу, и может быть использована в практических приложениях детерминистской оценки сейсмической опасности.

В работе [Wang et al., 2017] приведены модели косейсмической деформации эпицентральной зоны землетрясения Акетао по результатам обработки данных интерферометрического радара с синтезированной апертурой спутников Sentinel-1 и ALOS-2, представленные на рис. 5.2.10. Модель (рис. 5.2.11) представляет собой упругое полупространство с оптимальным углом падения вновь образовавшегося разрыва 78° . Сделано предположение, что сейсмогенный разрыв состоял из двух событий, вспарывающих две дискретные области, расположенные на расстоянии ~ 20 км.

Модель косейсмических смещений в плоскости разрыва представлена на рис. 5.2.11. Сравнивая эти результаты с результатами моделирования

НДС до землетрясения и после главного толчка, можно видеть некоторое соответствие независимых моделей, отражающих деформирование эпицентральной зоны в плоскости образовавшегося разрыва. Приведенные модели косейсмической деформации поверхности эпицентральной зоны и очага коррелируют с приведенными выше результатами, имея в виду карты сброшенной интенсивности напряжений после образования разрыва на поверхности и в плоскости образовавшегося разрыва (рис. 5.2.3, 5.2.5). Таким образом, приведенные результаты моделирования имеют определенное соответствие с сейсмологическими данными и результатами моделирования разрыва на основе данных космической геодезии. В довершение следует отметить, что упомянутые в работе [Wang et al., 2017] два сильных толчка имеют ясное физическое обоснование. Во время пересечения разрывом последовательно двух зон высокой интенсивности напряжений (представленных на рис. 5.2.3) сброс напряжений (*stress drop*) существенно выше, что дает основание считать, что энергия сейсмических волн, генерируемая этими зонами, вызывает более сильные колебания грунта, регистрируемые сейсмоприемниками (рис. 5.2.9б).

Таблица 5.2.2

Сравнение величины сейсмического момента землетрясения Акетао

№	Сейсмический момент M_0 , Н × м	Время, с	Модель решения	Источник	Моментная магнитуда M_w , в источнике	Моментная магнитуда M_w , по формуле Kanamori, 1977
1	$0,8746 \times 10^{19}$	20	Тензор момента W-фазы	USGS https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us10007ca5/moment-tensor	6,56	6,60
2	$1,09 \times 10^{19}$	–	Телесеismicкие объемные волны	CENC, Ma et al., 2018	6,6	6,66
3	$1,13 \times 10^{19}$	–	Телесеismicкие объемные волны	GCMT https://www.globalcmt.org/ , event name: 201611251424A	6,6	6,67
4	$1,3 \times 10^{19}$	25	Телесеismicкие объемные волны	Li et al., 2018	6,7	6,71
5	$0,53 \times 10^{19}$	12	Телесеismicкие объемные волны (рис. 5.2.9б)	Li et al., 2018	6,4	6,45
6	$1,58 \times 10^{19}$	–	Геодезический сейсмический момент по данным InSAR	Wang et al., 2017	6,74	6,77
7	$1,31 \times 10^{19}$	–	Геодезический сейсмический момент по данным InSAR	Ma et al., 2018	6,68	6,71

Таблица 5.2.2 (окончание)

8	$1,96 \times 10^{19}$	–	Среднее напряже- ние $\Delta\tau_p = 5$ МПа	–	–	6,82
9	$0,1 \times 10^{19}$	12	Площадь под гра- фиком временной функции сейсмиче- ского момента, рис. 5.2.9б	–	–	5,97

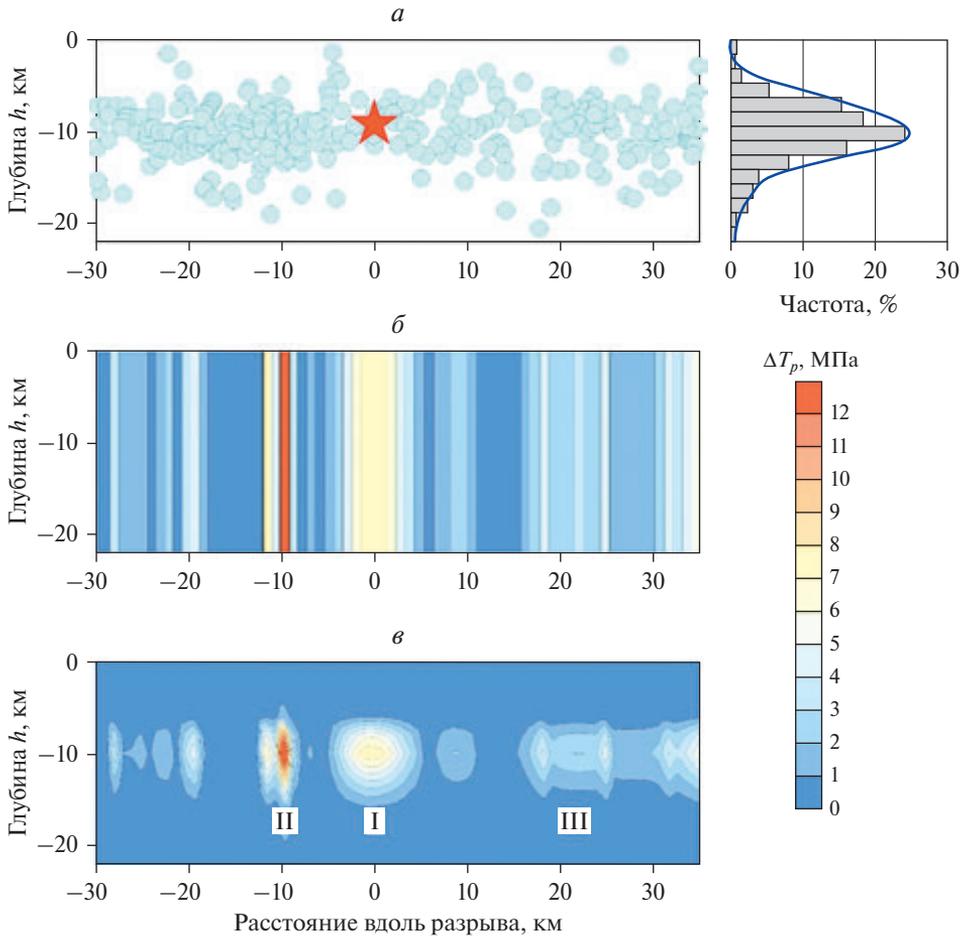


Рис. 5.2.8. Афтершоки и напряженно-деформированное состояние разрыва Муцзи. *а* – Распределение афтершоков по глубине вдоль разрыва; *б* – сброшенные напряжения $\Delta\tau_p$ вдоль поверхности разлома в постановке 2D-моделирования; *в* – сброшенные напряжения $\Delta\tau_p$ вдоль поверхности разлома после применения функции «свертки»

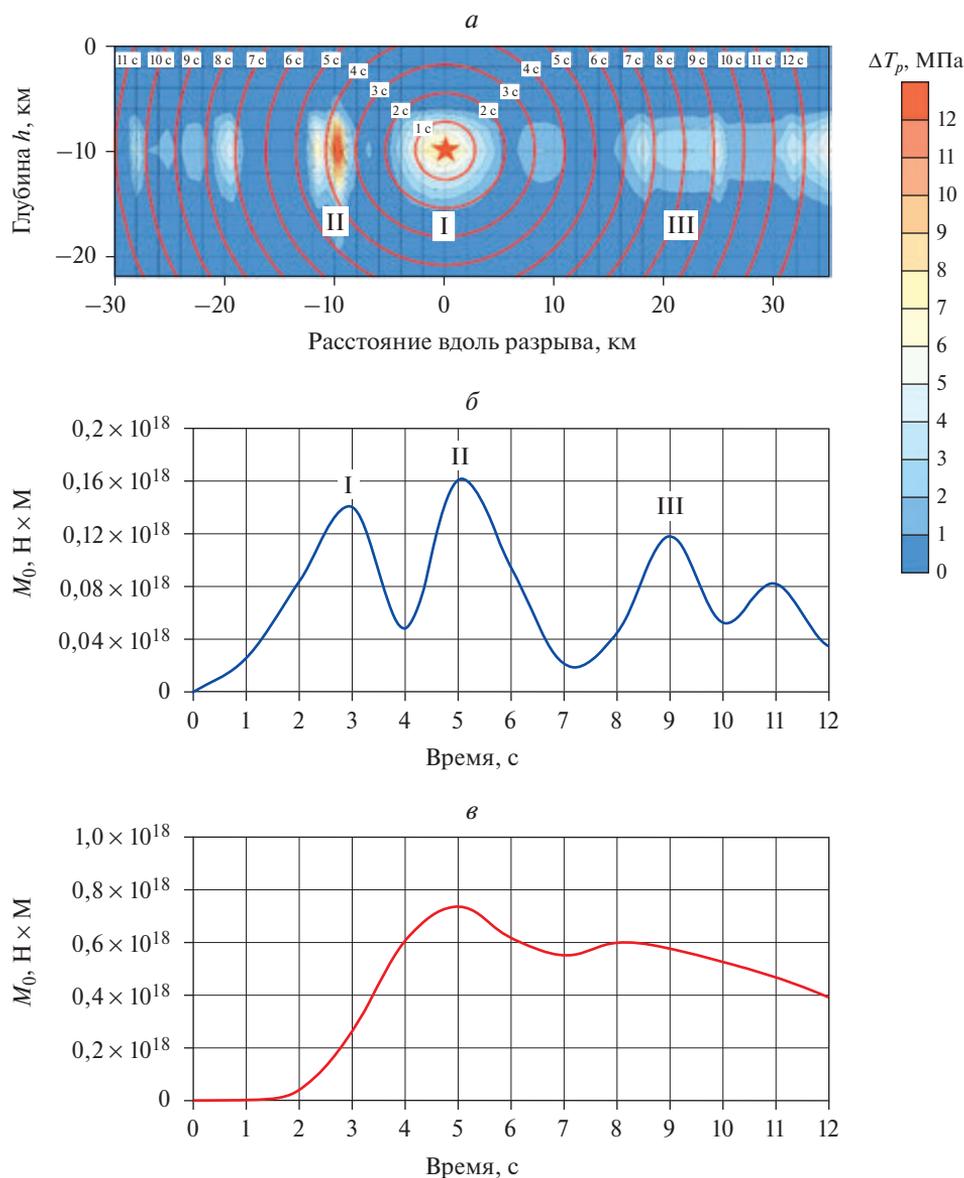


Рис. 5.2.9. Результаты моделирования сейсмического момента. *a* – Сброшенные напряжения ΔT_p , модель ячеек 2×2 км и распространение разрыва со скоростью 2,8 км/с; *б* – функция временного сейсмического момента $M_{o(t)}$, полученная на основе результатов моделирования НДС; *в* – функция временного сейсмического момента $M_{o(t)}$, полученная на основе сейсмологических данных [Li et al., 2018]

Таким образом, на примере моделирования НДС эпицентральной зоны землетрясения Акетао показана возможность ретроспективного прогноза места и возможной интенсивности землетрясения. Для эпицентральной

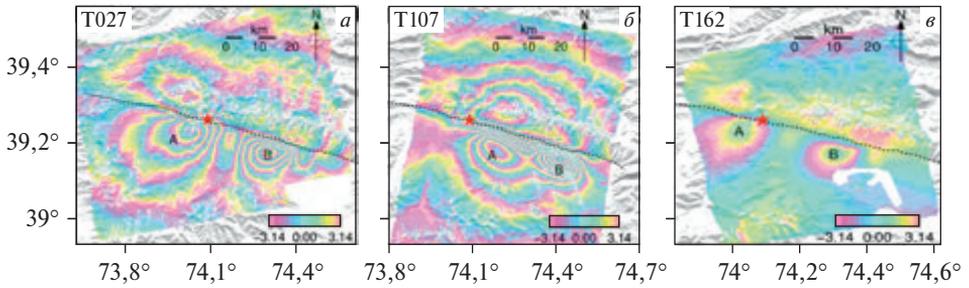


Рис. 5.2.10. Косейсмические интерферограммы по данным спутниковой радарной интерферометрии с синтезированной апертурой с когерентностью выше 0,2 [Wang et al., 2017]. *a* – Восходящий трек Sentinel-1A T027; *б* – нисходящий трек Sentinel-1B T107; *в* – восходящий трек ALOS-2 T162. Пунктирная черная линия обозначает трассу поверхности разрыва, вызванного землетрясением Акетао. Красная звезда обозначает эпицентр землетрясения. Две основные области деформации обозначены буквами А и В

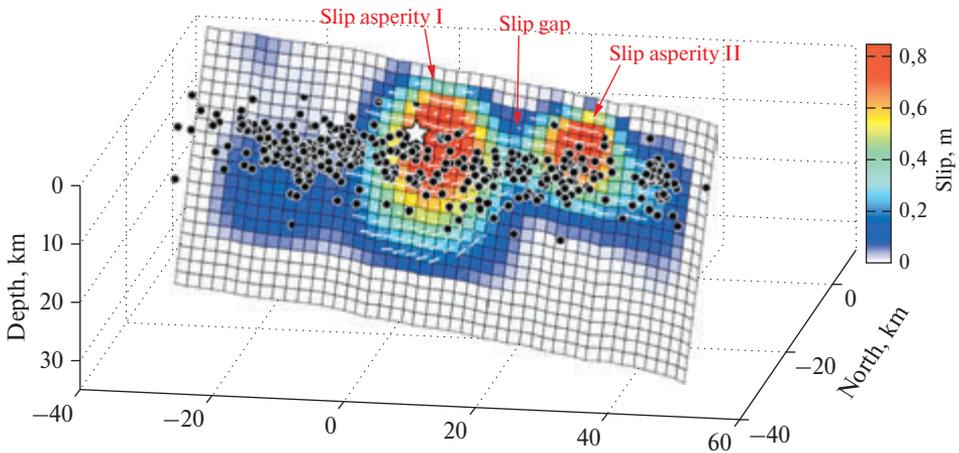


Рис. 5.2.11. Модель косейсмических смещений, полученная в результате инверсии данных InSAR [Wang et al., 2017]. Черные точки – афтершоки, белая звезда – эпицентр землетрясения. Две области разрыва обозначены сегментами I и II соответственно. Белые стрелки на плоскости разрыва обозначают направления смещения участков разрыва

области землетрясения в Китае внешнее поле тектонических напряжений задано исходя из ориентации нодальных плоскостей в очаге землетрясения и ориентации векторов скоростей деформации поверхности по данным GPS-наблюдений (рис. 5.2.1, 5.2.2). Таким образом, ось максимального сжатия σ_H задана под углом $\sim 160^\circ$. Принимая численные значения главных напряжений равными: $\sigma_H = -30$ МПа, $\sigma_h = -10$ МПа, на рис. 5.2.3, 5.2.5 приведены карты интенсивности напряжений до и после землетрясений. Севернее широты $39^\circ 15'$ между 74° и $74^\circ 30'$ сформированы две области высокой интенсивности напряжений на расстоянии менее 20 км. Интен-

сивность напряжений в центрах этих зон превышает фоновую в 3–4 раза. В то же время формируются зоны аномально низких значений отношения $\alpha = \sigma_{yy} / \sigma_{xx} > 6$, переходящих на западе в вытянутую зону положительных напряжений σ_{xx} (рис. 5.2.4). Если предположить, что эпицентр определен с ошибкой ± 5 км, то он попадает в область аномально высокой интенсивности напряжений и отношением главных напряжений $\alpha > 6$, т.е. в зону наиболее благоприятных условий для образования разрыва, как отмечалось в ранее опубликованных работах [Морозов и Маневич, 2016; 2017; 2018б; 2023а; Морозов и др., 2018а; 2018в; 2018г; 2020; 2023б].

Предполагаемая протяженность разрыва ~ 45 км в рамках ретроспективного прогноза позволяет оценить величину сейсмического момента M_0 , вместе с тем временная функция сейсмического момента $M_0(t)$ более значима с позиции практической оценки энергии максимального сейсмического воздействия при распространении разрыва во время главного толчка землетрясения.

5.3. К оценке сейсмической опасности г. Еревана (Армения) и г. Тбилиси (Грузия)

Армения

Результаты сейсмического районирования территории Республики Армения показывают, что г. Ереван в зоне 9–10-балльного воздействия сильного землетрясения [Григорян и др., 2019; Бурмин и др., 2016; 2018; Габриелян, 1974; Саркисян и Шахбемян, 2015]. Достаточно указать на последнее катастрофическое Спитакское землетрясение, произошедшее 7 декабря 1988 г. с M_w 6,8 с максимальной интенсивностью X баллов по шкале MSK. Очаг катастрофического землетрясения находился на глубине 5 км, что дает основание считать, что разломная тектоника верхней части земной коры была определяющим фактором в генезисе этого крупного тектонического события.

В работе [Karapetyan et al., 2020] приведена оценка возможного сейсмического события в пределах структурно-тектонического блока, на территории которого находится г. Ереван (рис. 5.3.1), прогнозируемое потенциально возможное землетрясение оценивается магнитудой M 6,5–7. Вместе с тем значительная площадь тектонического блока не дает возможности определения точных координат эпицентра возможного землетрясения, а следовательно, и выбора площади для постановки геолого-геофизических исследований по поиску предвестников землетрясения.

Сократить площадь исследований и максимально приблизить инструментальные наблюдения к эпицентру возможного землетрясения, могут содействовать результаты моделирования НДС в области окончаний активных тектонических разломов, близких к городу Ереван.

Разработанная в ГЦ РАН методология распознавания высокосейсмичных зон на базе объектов – эпицентров слабых землетрясений, основанная на кластеризации сейсмических событий (системно-аналитическая версия

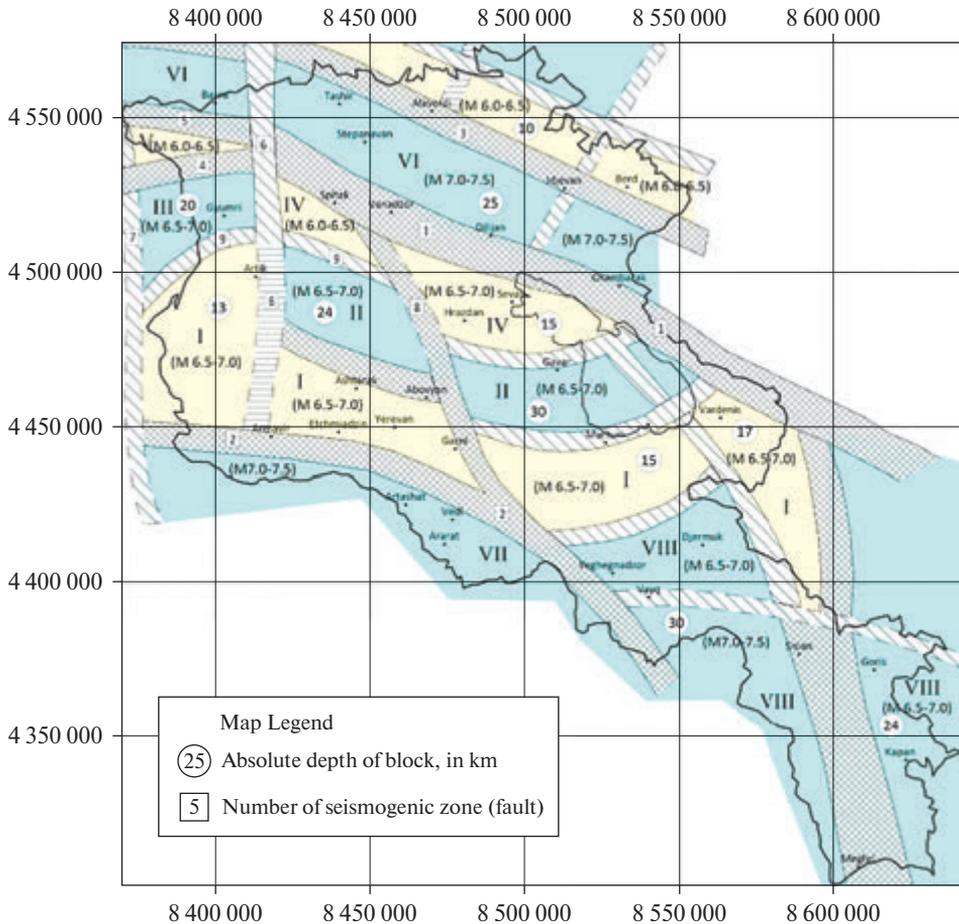


Рис. 5.3.1. Структурно-тектоническая модель территории Армении и возможный сеймотектонический потенциал по данным [Karapetyan et al., 2020]. Разломы: 1 – Памбак-Севанский; 2 – Ереванский; 3 – Ниноцминда-Метсаванский; 4 – Вардагбюр-Амасия; 5 – Арпи-Вардагбюрский; 6 – Арагац-Джавахеги; 7 – Закавказский Шов; 8 – Гарни-Спитакский; 9 – Ани-Баяндур-Алагез

FCAZm) [Гвишиани и др., 1986, 2013, 2016], представлена на рис. 5.3.2. В районе г. Ереван на ее основе были выделены зоны возможных сильных землетрясений с $M > 6$.

Для моделирования НДС района использованы современные представления о геодинамических процессах на территории Армении, разломной тектонике региона [Philip et al., 2001], сейсмологические данные об очагах тектонических землетрясений (рис. 5.3.3) и др.

Исторические данные свидетельствуют о сильных землетрясениях в 893 г. и в 1679 г. Эпицентры этих землетрясений с $M > 6,5$ находились в 10–25 км на юге и юго-востоке от города (рис. 5.3.3). Необходимо отметить, что в целом очаги сильных землетрясений в Армении находятся



Рис. 5.3.2. Зоны возможного возникновения эпицентров землетрясений с $M \geq 5$ на Кавказе, распознанные системой *FCAZm*, и эпицентры землетрясений с $M \geq 5$ по данным [Гвишиани и др., 2016]

в интервале глубин 0–25 км, а механизмы очагов характеризуются доминирующим сжатием, с компрессионной осью, ориентированной в субмеридиональном направлении (рис. 5.3.3).

Для моделирования НДС в районе г. Ереван и прилегающей территории использована схема разломной тектоники, приведенная в работе [Philip *et al.*, 2001] (рис. 5.3.4). Граничные условия для регионального поля тектонических напряжений задавались в предположении, что ось сжатия ориентирована в направлении север–юг и ее компоненты равны $\sigma_H = -30$ МПа, $\sigma_h = -10$ МПа.

На рис. 5.3.5 приведены результаты моделирования интенсивности напряжений по методике, приведенной в гл. 2. Видно, что восточнее г. Ереван имеется вытянутая в меридиональном направлении с экстремумами в окончании тектонических разломов зона высокой интенсивности напряжений протяженностью 35 км. При образовании разрыва такой же длины интенсивность возможного землетрясения будет $M > 6.5$. При удаленности «плоскости» возможного разрыва на расстоянии менее 12–15 км от г. Еревана событие может вызвать сейсмический эффект, соответствующий вышеприведенным оценкам. На рис. 5.3.5 приведена карта отношения $\alpha = \sigma_H / \sigma_h$, дающая основание предположить возможность образования разрыва в области $\sigma_i > 30$ МПа, $\alpha > 4$.

Разумеется, нет основания утверждать, что разрыв возможного землетрясения пройдет так, как он показан на рис. 5.3.6. Возможно определенное отклонение, обусловленное неоднозначностью граничных условий. Но

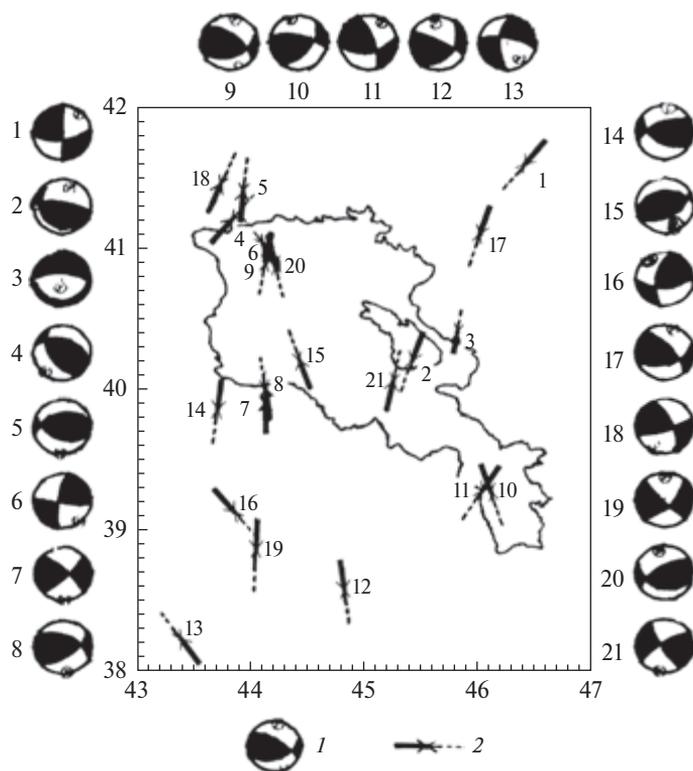


Рис. 5.3.3. Главные оси тектонических напряжений и ориентация механизмов очагов землетрясений $M > 4,5$ по данным [Balassanian et al., 1997]. 1 – Ориентация нодальных плоскостей; 2 – ориентация главных осей горизонтального сжатия

главное, что зоны высокой интенсивности напряжений, характеризующие накопленную в результате глубинных тектонических процессов потенциальную энергию, говорят о вероятности возникновения достаточно протяженного разрыва, соответствующего $M \geq 6$.

Рассматривая этот результат как вероятный, со всей очевидностью возникает необходимость детального изучения геолого-тектонических условий этого района для последующей постановки исследований, ориентированных на достижение цели реального прогноза сейсмической катастрофы, пригодного для практической реализации превентивных мер гражданской безопасности.

Грузия

Как известно, по данным сейсмического районирования территория Грузии относится к 8–9 бальной зоне возможного сейсмического воздействия, в том числе и г. Тбилиси с населением более 1,2 млн человек. Землетрясение с $M > 6$ представляет реальную угрозу для этого мегаполиса. Последнее сильное землетрясение произошло в западной Грузии 29 апреля 1991 г. с $M 7$, с интенсивностью в 9 баллов в эпицентре (Рачинское землетрясение).

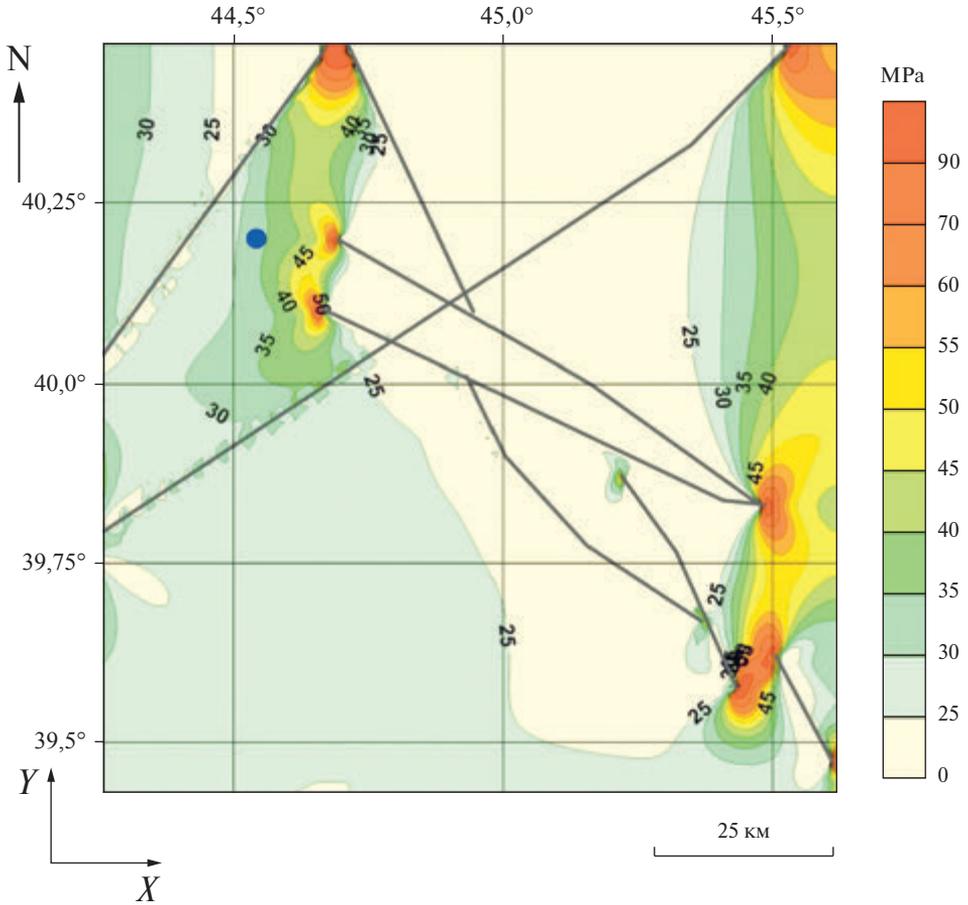


Рис. 5.3.5. Интенсивность напряжений σ_i

На рис. 5.3.7 приведены схематическая карта разломной тектоники района с центром в г. Тбилиси [Chelidze et al., 2012] и результаты моделирования интенсивности напряжений в предположении, как и на территории Армении, преобладающего сжатия с осью, ориентированной в меридиональном направлении ($\sigma_H = -30$ МПа, $\sigma_h = -10$). Попутно следует отметить, что гипоцентры сильных землетрясений в Грузии находятся на глубинах до 25 км [Арефьев и др., 2006]. Из результатов моделирования видно, что зона высокой интенсивности напряжений (включающая г. Тбилиси) вытянута в меридиональном направлении на 30 км и имеет ширину до 10 км. Исходя из ранее сделанных предположений, эта зона может инициировать сейсмический разрыв протяженностью ~ 15 км, что соответствует землетрясению с магнитудой $M > 6$.

На рис. 5.3.8 приведена карта расчетных значений напряжений сдвига. В окончании разломов, как и для Тангшанского землетрясения в Китае, напряжения сдвига обоих знаков достигают величин 15–20 МПа.

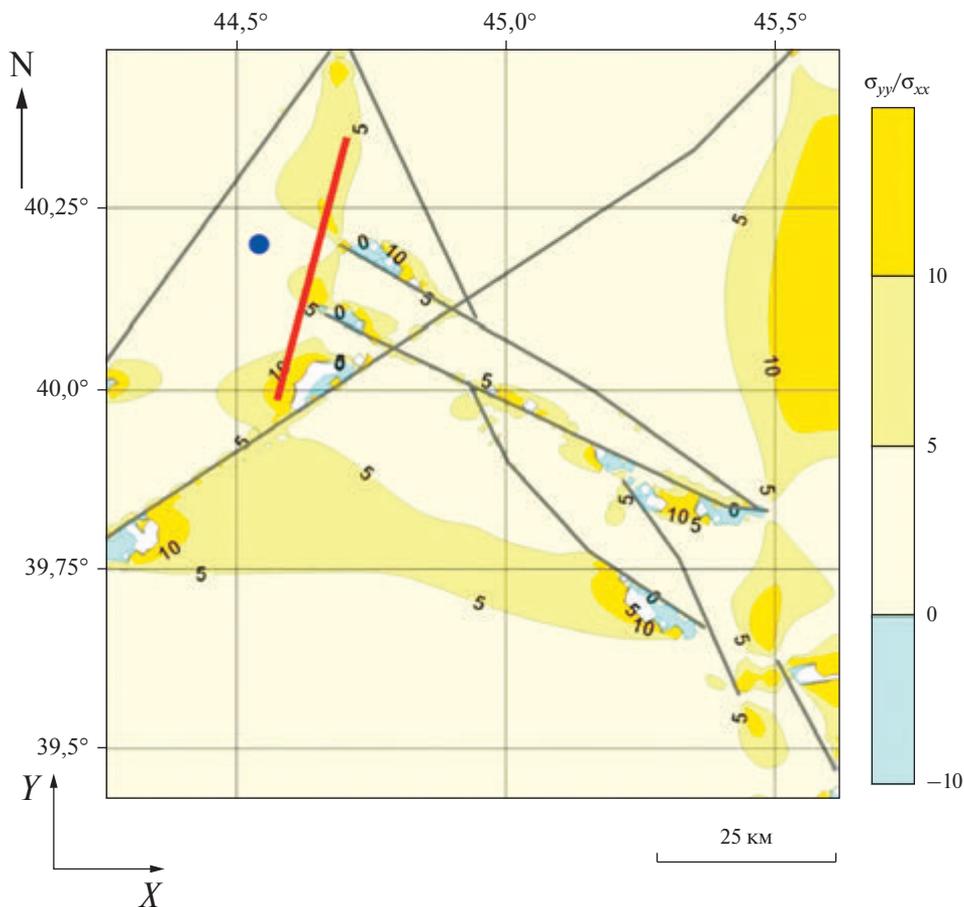
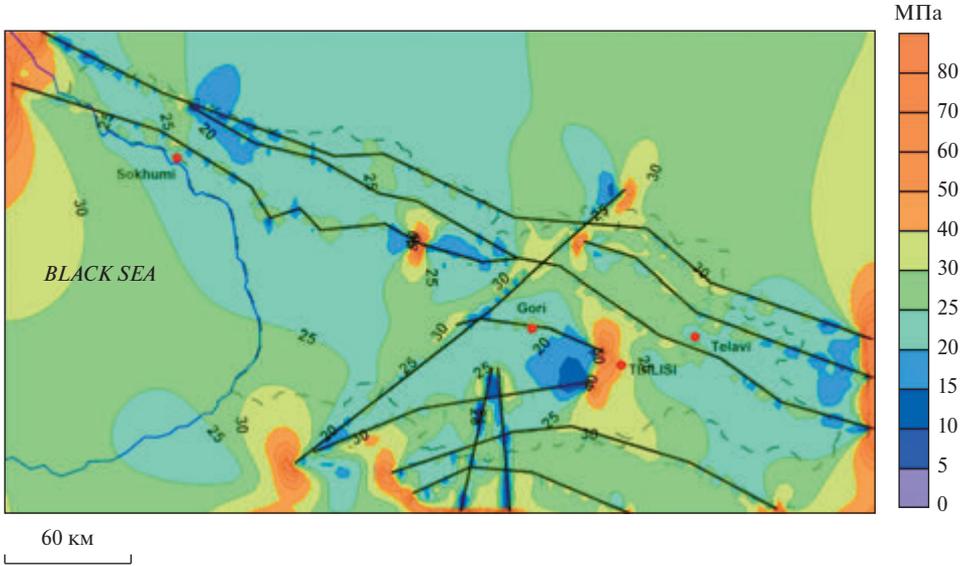
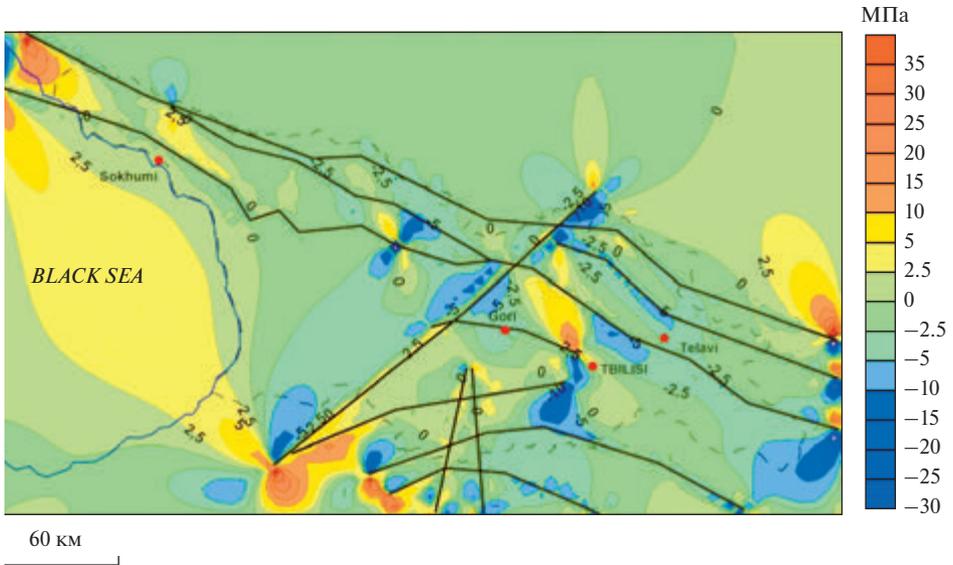


Рис. 5.3.6. Соотношение главных действующих напряжений $\alpha = \sigma_H / \sigma_h$

Исходя из вышеизложенного, старт возможного разрыва можно было бы ожидать из центральной части аномальной зоны, там, где отношение главных напряжений σ_H / σ_h достигает 10. Можно предположить, что смена знака высоких напряжений сдвига τ_{xy} в области окончания разлома на севере этой зоны (рис. 5.3.8, 5.3.9) может инициировать старт.

На рис. 5.3.9 приведена карта отношения главных напряжений $\alpha = \sigma_H / \sigma_h$. Логично предположить, что две области возможного старта разрыва могут быть на западе и на севере от г. Тбилиси. Эти результаты не претендуют на высокую точность определения координат эпицентра возможного землетрясения. Важно другое, а именно если окончания тектонических разломов западнее Тбилиси являются реальностью, то в этом месте необходима постановка геофизических исследований с целью обнаружения предвестников землетрясений и практического краткосрочного прогноза в будущем.

Рис. 5.3.7. Интенсивность напряжений σ_i Рис. 5.3.8. Напряжения сдвига σ_{xy}

В связи с этим еще следует обратить внимание на месторождения нефти западнее и восточнее г. Тбилиси. Ранее нами были высказаны предположения, что разломная тектоника определяет локализацию месторождений нефти и газа [Морозов и др., 2012] как следствие неоднородности локальных полей тектонических напряжений. Нефть и газ мигрируют из областей высоких

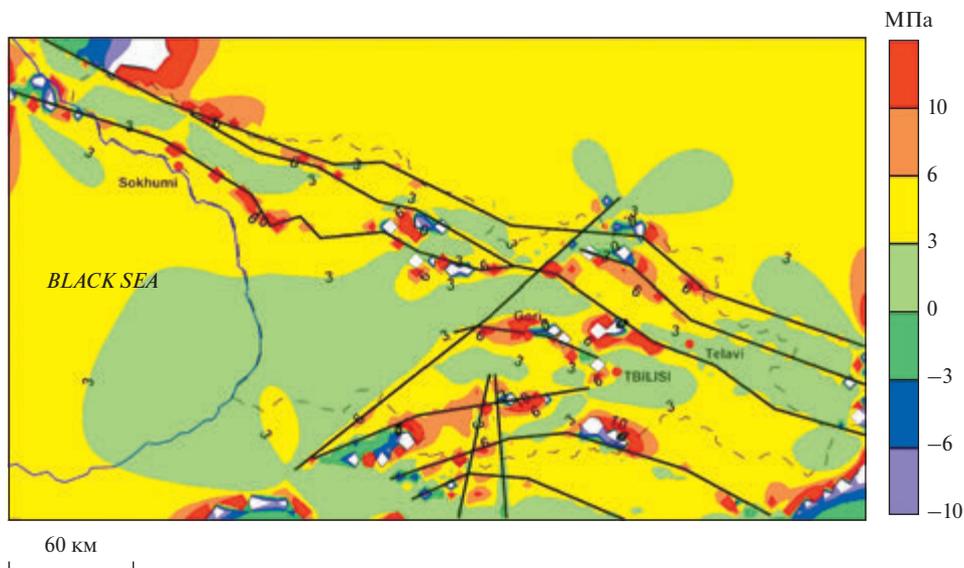


Рис. 5.3.9. Соотношение главных действующих напряжений $\alpha = \sigma_H / \sigma_h$

напряжений в зоны разрядки напряжений. Следует предположить, что протяженная зона высокой интенсивности напряжений западнее Тбилиси создает условия для отжима углеводородов в западном и восточном направлениях от ее оси (рис. 5.3.8). В июне 2022 года появилось сообщение⁵ об обнаружении месторождения газа в районе Тбилиси с запасами 16 млрд м³.

Из изложенного следует вывод о том, насколько важна постановка специальных исследований, ориентированных на: детальное изучение разломной тектоники и выяснения напряженно-деформированного состояния района. В заключение следует обратить внимание на возможность использования полученных результатов для моделирования синтетических сейсмограмм и акселерограмм, возможных землетрясений, используемых для оценки особо важных строительных объектов.

⁵ <https://tass.ru/ekonomika/15185513>

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Моделирование напряженно-деформированного состояния верхней части земной коры в эпицентральных зонах сильных коровых континентальных землетрясений ориентировано на понимание физико-механического процесса концентрации упругой потенциальной энергии тектонических сил в метастабильных зонах и последующей разрядки в виде разрыва, сопровождающегося генерацией сейсмических волн в окружающее пространство. Причиной является упругая потенциальная энергия, накапливаемая в среде, обладающей упругими свойствами. Следовательно, тектоническое землетрясение может возникнуть только при наличии тектонических напряжений, которые играют важнейшую роль [Добровольский, 2009]. Как и тезис о «потоке энергии» [Гольдин, 2004], вызывающем разрыв в геологической среде в области, превышающей ее энергоемкость, – «это правильно для физика, но совершенно не приемлемо для геофизика, так как последний изучает не просто физическое, а земное явление, отражающее влияние всего комплекса процессов, протекающих в Земле» [Садовский и Писаренко, 1991б].

Разумеется, что эта воображаемая дискуссия не отрицает применимость фундаментальных законов физики (физики Земли), а лишь подчеркивает сложность всей этой проблемы как таковой. Физическая неоднозначность природы образования разрыва при землетрясении связана не только с механическими напряжениями, но и с трещинно-поровым давлением газожидких флюидов, температурой земных недр, с триггерным воздействием факторов планетарного масштаба и т.д. Вместе с тем глобальный деформационный процесс поверхности Земли, наиболее ярко проявляющийся в сейсмоактивных районах, является основным процессом, ответственным за аккумуляцию и разрядку тектонических напряжений в виде сильных катастрофических землетрясений.

Модель концентрации тектонических напряжений в окончаниях тектонических разломов, в межразломных интервалах, в зонах криповой консолидации физически адекватно отражает явление аккумуляции упругой потенциальной энергии региональных полей напряжений. Статическая модель НДС в эпицентральных зонах сильных внутриплитовых землетрясений до главного толчка условно соответствует моменту образования разрыва в гипоцентре. Эта область, способная аккумулировать упругую энергию в процессе развития сеймотектонического процесса, является метастабильной зоной, сохраняющей свои физико-механические параметры вплоть до момента образования разрыва.

Можно предположить, что при медленном подрастании (распространении) активного тектонического разлома эта зона в условиях крипа способна к перемещению, обладая свойствами «механического пульсара» в изменяющемся региональном поле тектонических напряжений. В рамках принятой

нами модели геологической среды метастабильные зоны в сейсмоактивных регионах возникают под действием непрерывного деформационного процесса верхней части земной коры в диапазоне глубин 0–25 км (сейсмогенерирующий слой) под действием сил горизонтального сжатия, что находится в полном соответствии с сейсмологическими и геодезическими данными.

Результаты анализа статического НДС эпицентральных зон до и после сильных землетрясений основываются на представлении о «подкачке» тектонических напряжений до образования разрыва, их релаксации в процессе разрыва и последующего афтершокового процесса. Сброшенная во время косейсмического процесса энергия непосредственно связана с протяженностью образовавшегося разрыва и, соответственно, магнитудой землетрясения. Из физических предпосылок следует, что протяженность возможного разрыва должна быть «пропорциональна» накопленной потенциальной упругой энергии метастабильной зоны. Моделирование не дает численного ответа на этот вопрос. По-видимому, этот результат может быть получен на основе экспериментальных данных как фундаментальная зависимость между сейсмическим моментом и площадью разрыва при сильных землетрясениях [Kanamori and Brodsky, 2004].

Попытка ретроспективного прогноза сильных коровых землетрясений дает некоторую надежду на практическую применимость полученных результатов, ориентированную на постановку комплексных геолого-геофизических исследований в районах крупных мегаполисов с целью изучения пространственно-временных особенностей подготовки сильных землетрясений и обнаружения предвестников оперативного прогноза. С этой целью необходимы также детальные исследования разломной тектоники, физико-механических параметров геологической среды, регионального поля тектонических напряжений, гидрогеологических условий, сейсмического режима и др., ориентированных на понимание развития сейсмотектонического процесса в локальных зонах концентрации тектонических напряжений, т.е. в метастабильных зонах, способных инициировать сильные тектонические землетрясения.

Сейсмический шум [Соболев и др., 2014] как непрерывный стохастический процесс изменения напряженного состояния литосферы является отражением отклонений эффективного тектонического напряжения от его «векового тренда». «Бифуркация – катастрофа», – как триггер реализации упругой потенциальной энергии может быть локальным проявлением в пределах метастабильной зоны, вызывающим старт разрыва в гипоцентре будущего сильного землетрясения.

Возвращаясь к термину «сейсмическая зона», еще раз подчеркнем, что результаты моделирования НДС эпицентральных зон сильных коровых землетрясений приводят к пространственной модели локализации разно-масштабных областей аккумуляции упругой потенциальной энергии региональных полей напряжений в сейсмоактивных районах. Статическая модель не отражает кинематику непрерывного изменения НДС, которая могла бы быть основой среднесрочного прогноза сильных землетрясений, но дает предварительную информацию о возможной локализации опасных зон, способных вызвать катастрофическое событие.

Таким образом, результаты моделирования эпицентральных сильных внутриконтинентальных землетрясений, приведенные в настоящей монографии, дают оптимизм и уверенность в целесообразности дальнейшего развития представленной методологии в сочетании с полевыми экспериментами, ориентированными на прогноз сейсмических катастрофических явлений в будущем.

Список литературы

Активные разломы и их значение для оценки сейсмической опасности: современное состояние проблемы // Материалы XIX научно-практической конференции с международным участием / Воронеж: «Научная книга», 2014. С. 80–85.

Аманд П. С. Два способа оценки сейсмичности // Слабые землетрясения. М.: ИЛ, 1961. С. 519–525.

Арефьев С. С., Рогожин Е. А., Быкова В. В., Дорбат К. Глубинная структура очаговой зоны Рачинского землетрясения по сейсмотомографическим данным // Физика Земли. 2006. № 1. С. 30–44.

Артюшков Е. В. О природе напряжений в литосфере Земли // Природа и методология определения тектонических напряжений в верхней части земной коры. Апатиты: Изд-во Кольск. ф-ла АН СССР, 1982. С. 10–18.

Атлури С., Кобаяси А., Накагаки М. и др. Вычислительные методы в механике разрушения / Под ред. С. Атлури. М.: Мир. 1990. 392 с.

Баранов С. В., Шебалин П. Н. Закономерности постсейсмических процессов и прогноз опасности сильных афтершоков, М.: РАН, 2019. 218 с.

Баранов С. В., Шебалин П. Н. О прогнозировании афтершоковой активности. 1. Адаптивные оценки на основе законов Омори и Гутенберга-Рихтера // Физика Земли. 2016. № 3. с. 82–101. DOI: 10.7868/S0002333716020034.

Белоусов В. В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 264 с.

Белоусов Т. П. Рачинское землетрясение 1991 года и его проявление в рельефе Большого Кавказа. Светоч Плюс: М., 2009. 149 с.

Беньофф Г. Механизм и характеристики деформаций разрыва Уайт-Вулф, выявленные при изучении последовательности афтершоков // Слабые землетрясения. М.: ИЛ, 1961. С. 211–219.

Бондур В. Г., Гохберг М. Б., Гарагаши И. А., Алексеев Д. А. Локальная аномалия напряженного состояния земной коры перед сильным землетрясением ($M = 7.1$) 05.07.2019 г. в районе г. Риджкрест (Южная Калифорния) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 490. № 1. С. 17–21. DOI: 10.31857/S2686739720010016.

Брейс В. Ф., Мячкин В. И., Дитрих Дж. Х., Соболев Г. А., Две модели объяснения предвестников землетрясений // Сборник советско-американских работ по прогнозам землетрясений. Душанбе; М., 1976. 1(2). С. 9–15.

Броек Д. Основы механики разрушения. М.: Высш. школа, 1980. 368 с.

Буллен К. О размерах деформированной зоны перед сильнейшим землетрясением // Слабые землетрясения. М.: ИЛ, 1961. С. 226–229.

Бурмин В. Ю., Шемелева И. Б., Флейфель Л. Д., Аветисян А. М., Казарян К. С. Пространственное распределение коровых землетрясений Кавказа // Вопросы инженерной сейсмологии. 2018. Т. 45. № 1. С. 39–48. DOI: 10.21455/VIS2018.1-4.

Бурмин В. Ю., Шемелева И. Б., Флейфель Л. Д., Аветисян А. М., Казарян К. С. Результаты обработки сейсмологических данных для территории Армении // Вопросы инженерной сейсмологии. 2016. Т. 43. № 1. С. 29–39.

Вахромеев Г. С., Давыденко А. Ю. Моделирование в разведочной геофизике. М.: Недра, 1987. 192 с.

Вольвовский Б. С., Родников А. Г. Кора и мантия Земли. М.: Геофизический комитет, 1996. 182 с.

Габриелян А. А. Геотектоническое районирование территории Армянской ССР // Известия АН АрмССР. Науки о Земле. 1974. № 4. С. 3–21.

Гвишиани А. Д., Дзебоев Б. А., Агаян С. М. Интеллектуальная система распознавания FCAZm в определении мест возможного возникновения сильных землетрясений горного пояса Анд и Кавказа // Физика Земли. 2016. № 4. С. 3–23. DOI: 10.7868/S0002333716040013.

Гвишиани А. Д., Соловьев А. А., Дзебоев Б. А. Проблема распознавания мест возможного возникновения сильных землетрясений: актуальный обзор // Физика Земли. 2020. № 1. С. 5–29. DOI: 10.31857/S0002333720010044.

Гвишиани А. Д., Дзебоев Б. А., Агаян С. М. О новом подходе к распознаванию мест возможного возникновения сильных землетрясений на Кавказе // Физика Земли. 2013. № 6. С. 3–19.

Гвишиани А. Д., Горшков А. И., Кособоков В. Г., Раницман Е. Я. Морфоструктуры и места землетрясений Большого Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1986. № 9. С. 45–55.

Геомеханика в горном деле: доклады Всероссийской научно-технической конференции с международным участием 4–5 июня 2014 г. Екатеринбург: ИГД УРО РАН, 2014. 296 с.

Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 535 с.

Гзовский М. В. Физическая теория образования тектонических разрывов // Проблемы тектонофизики. 1960. М.: Госгеолиздат. С. 78–89.

Гольдин С. В. Дилатансия, переупаковка и землетрясения // Физика Земли. 2004. № 10. С. 37–54.

Гольдин С. В., Дядьков П. Г., Дашевский Ю. А. Стратегия прогноза землетрясений на Южно-Байкальском геодинамическом полигоне // Геология и геофизика. 2001, т. 42. № 10. С. 1484–1496.

Горбачевич Ф. Ф., Ветрин В. Р., Тришина О. М., Ковалевский М. В. Модель изменений свойств и состояния пород верхней, средней и нижней континентальной коры Кольско-Норвежского блока, кольский полуостров // Физика Земли. 2014. № 4. С. DOI: 10.7868/S0002333714040048

Григорян В. Г., Карапетян Дж. К., Казарян К. С., Саргсян Р. С. Сейсмическая опасность территории Армении: нормативные карты районирования. Предварительный вариант новой карты ОСР // Геология и геофизика Юга России. 2019. № 9(1). С. 71–83.

Гульельми А. В., Зотов О. Д., Завьялов А. Д., Клайн Б. И. О фундаментальных законах физики землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2022. № 2. С. 66–73. DOI: 10.31857/S020303062202002X.

Гуфельд И. Л., Добровольский И. П. Модель подготовки корового землетрясения. Докл. АН СССР. 260. 1981. С. 51–55.

Гуфельд И. Л., Матвеева М. И. Барьерный эффект дегазации и деструкция земной коры // Доклады Академии наук. 2011. Т. 438, № 2. С. 253–258.

Гуценко О. И. Анализ ориентировок сколовых тектонических смещений и их тектонофизическая интерпретация при реконструкции палеонапряжений // Доклады академии наук СССР. 1973. Т. 210. № 2. С. 331–334.

Гуценко О. И., Мострюков А. О., Петров В. А. Структура поля современных региональных напряжений сейсмоактивных областей земной коры восточной части Средиземноморского подвижного пояса // Доклады академии наук СССР. 1990. Т. 312. № 4. С. 830–835.

Димитриенко Ю. И. Механика сплошной среды. В 4 т. Т. 1: Тензорный анализ. М.: Изд-во МГТУ им. Н. Э. Баумана, 2011. 367 с.

Динник А. Н., Устойчивость арок. М.: ОГИЗ ГОСТЕХИЗДАТ, 1946. 127 с.

Добровольский И. П. Математическая теория подготовки и прогноза тектонического землетрясения. М.: Физматлит, 2009. 240 с.

Добровольский И. П. Теория подготовки тектонического землетрясения. М.: Наука, 1991. 218 с.

Докукин П. А., Кафтан В. И., Красноперов Р. И. Влияние формы треугольников в геодезической сети на результаты определения деформаций земной поверхности // Известия вузов. Геодезия и аэрофотосъемка. 2010. № 5. С. 6–11.

Долинский Ф. В., Михайлов М. Н. Краткий курс сопротивления материалов. М.: Высш. Школа, 1988. 432 с.

Друккер Д., Розен Б., Цай С. и др. Неупругие свойства композиционных материалов // Механика. Новое в зарубежной науке. Т. 16. М.: Мир, 1978. 295 с.

Дядьков П. Г., Назаров Л. А., Назарова Л. А. Моделирование напряженного состояния земной коры в окрестности сейсмогенного разлома в центральной части Байкальского рифта // Геология и геофизика. 1996. № 9. С. 71–78.

Егорова Т. П., Павленкова Г. А. Сейсмоплотностные модели земной коры и верхней мантии северной Евразии по сверхдлинным сейсмическим профилям «кварц», «кратон» и «кимберлит // Физика Земли. 2015. № 2. С. 98–115. DOI: 10.7868/S0002333715010044.

Еманов А. А., Лескова Е. В., Еманов А. Ф., Фатеев А. В. Элементы структуры и фазы развития афтершокового процесса Чуйского землетрясения // Физическая мезомеханика. 2009. Т. 12. № 1. С. 29–36.

Еманов А. Ф., Еманов А. А., Фатеев А. В. Сейсмотектоника активизированной объемной структуры разломов: результаты исследования строения верхнекоревой очаговой области чуйского землетрясения M_s 7.3, произошедшего 27 сентября 2003 г. в Горном Алтае (Россия) // Геотектоника. 2021. № 2. С. 94–104. DOI: 10.31857/S0016853X21010045.

Есиков Н. П. Современные движения земной поверхности с позиции теории деформации. Новосибирск: Наука, СО РАН. 1991. 226 с.

Журков С. Н. Кинетическая концепция прочности твердых тел // Вестник АН СССР. 1968. Вып. 3. С. 46–52.

Забродин В. Ю., Рыбас О. В., Гильманова Г. З. Разломная тектоника материковой части Дальнего востока России. Владивосток: Дальнаука, 2015. 132 с.

Завьялов А. Д. Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. М.: Наука, 2006. 254 с.

Завьялов А. Д., Зотов О. Д. Новый способ определения характерного размера очаговой зоны // Вулканология и сейсмология. 2021. № 1. С. 22–29. DOI: 10.31857/S0203030621010065.

Завьялов А. Д., Перетокин С. А., Данилова Т. И., Медведева Н. С., Акатова К. Н. Общее сейсмическое районирование: от карт ОСР-97 к картам ОСР-2016 и картам нового поколения в параметрах физических характеристик // Вопросы инженерной сейсмологии. 2018. Т. 45. № 4. С. 47–68. DOI: 10.21455/VIS2018.4.4.

Зубков А. В. Закон формирования природного напряженного состояния земной коры // Литосфера. 2016. № 5. С. 146–151.

Зубков А. В. Напряженное состояние земной коры Урала // Литосфера. 2002. № 3. С. 3–18.

Зубков А. В., Сентябов С. В., Селин К. В. Методика определения природных напряжений в массиве по деформации карьера с использованием спутниковых навигационных систем // Литосфера. 2019. № 19(5). С. 767–779. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-5-767-779.

Зубков С. И. Предвестники землетрясений. М.: ОИФЗ РАН, 2002. 140 с.

Каменев П. А., Богомолов Л. М. О напряженном состоянии земной коры по данным бурения глубоких и сверхглубоких скважин. Материалы конференции. ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, 2015.

Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 254 с.

Кафтан В. И. Анализ движений и деформаций земной поверхности по тринадцатилетним GPS наблюдениям до и во время землетрясений Риджквест (июль 2019, США, Калифорния) // Вулканология и сейсмология. 2021. № 2. С. 29–38. DOI: 10.31857/S0203030621010041.

Кафтан В. И. Анализ движений и деформаций земной поверхности по тринадцатилетним GPS наблюдениям до и во время землетрясений Риджквест (июль 2019, США, Калифорния) // Вулканология и сейсмология. 2021. № 2. С. 29–38. DOI: 10.31857/S0203030621010041.

Кафтан В. И., Мельников А. Ю. Выявление деформационных аномалий по данным ГНСС наблюдений в связи с подготовкой и разрядкой крупных землетрясений // Физика Земли. 2018. № 1. С. 26–36. DOI: 10.7868/S0002333718010027.

Кафтан В. И., Татаринов В. Н. Анализ возможностей сетей локального деформационного ГНСС мониторинга в сейсмоопасных районах // Вулканология и сейсмология. 2021. № 6. С. 21–29. DOI: 10.31857/S0203030621060043.

Кафтан В. И., Татаринов В. Н. Регистрация медленных деформационных волн по данным ГНСС-наблюдений // Доклады академии наук. Науки о Земле. 2022, том 505. № 1. С. 95–102. DOI: 10.31857/S268673972207009X.

Киссин И. Г. Высокоамплитудные предвестники землетрясений и «чувствительные зоны» земной коры // Физика Земли. 1988. № 6. С. 3–13.

Киссин И. Г. Флюиды в земной коре: геофизические и тектонофизические аспекты. М.: Наука, 2009. 328 с.

Кишкина С. Б., Кочарян Г. Г., Санина И. А., Остапчук А. А., Шаумян А. В. Использование локальных сейсмических сетей для определения сейсмогенной структуры разломов // Физика Земли. 2012. № 3. С. 22–33.

Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСР-97. Масштаб: 1:8 000 000. 1999 г. Ответственные составители: Уломов В. И., Шумилина Л. С., Гусев А. А., Павлов В. М., Медведева Н. С. / ОИФЗ РАН.

Копылова Г. Н., Болдина С. В. Сейсмогидрогеологические эффекты как проявление триггерного воздействия землетрясений на подземные воды (на примере скважин Петропавловск-Камчатского полигона, полуостров Камчатка) // Физика Земли. 2023. № 3. С. 78–95. DOI: 10.31857/S0002333723030079.

Короновский Н. В., Захаров В. С., Наймарк А. А. Краткосрочный прогноз землетрясений: реальность, научная перспектива или проект-фантом? // Вестн. Мос. Унта. Сер. 4. Геология. № 3. 2019. С. 3–12.

Костров Б. В. Механика очага тектонического землетрясения. АН СССР. Ин-т физики Земли им. О. Ю. Шмидта. М.: Наука, 1975. 176 с.

Кочарян Г. Г. Геомеханика разломов. М.: ГЕОС, 2016. 424 с.

Кочарян Г. Г. Динамика деформационных характеристик разломных зон // Геофизические исследования. 2009. Т. 10. № 2. С. 47–55.

Кочарян Г. Г. Масштабный эффект в сейсмотектонике // Геодинамика и тектонофизика. Иркутск, 2014. Том № 5. С. 353–385.

Кочарян Г. Г. Разломная зона как нелинейная механическая система // Физическая мезомеханика. 2010. Т. 13, Спецвыпуск. С. 5–17.

Кузнецов Г. Н., Ардашев К. А., Филатов Н. А. и др. Методы и средства решения задач горной геомеханики М.: Недра, 1987. 248 с.

Кузьмин Ю. О. Современная геодинамика опасных разломов // Физика Земли. 2016. № 5. С. 87–101.

Кузьмин Ю. О. Современная геодинамика раздвиговых разломов // Физика Земли. 2018. № 6. С. 87–105. DOI: 10.1134/S000233371806008X.

Кузьмин Ю. О. Современная геодинамика системы разломов // Физика Земли. 2015. № 4. С. 25–30. DOI: 10.7868/S0002333715040055

Кучай В. К., Певнев А. К., Гусева Т. В. О характере современных тектонических движений в зоне Вахского надвига // Доклады академии наук СССР. 1978. Т. 240. № 3. С. 673–677.

Лобацкая Р. М. Структурная зональность разломов. М. Недра. 1987. 128 с.

Макаров П. В. Эволюционная природа блочной организации геоматериалов и геосред. Универсальный критерий фрактальной делимости // Геология и геофизика. – 2007. Т. 48. № 7. С. 724–746.

Маневич А. И., Шевчук Р. В., Лосев И. В., Кафтан В. И., Урманов Д. И. Шакиров А. И. Определение и визуализация параметров движений и деформаций земной поверхности по данным ГНСС-наблюдений в среде Python 3 и QGIS 3 // Геодезия и картография. 2023. № 12. С. 17–26. <https://doi.org/10.22389/0016-7126-2023-1002-12-17-26>.

Морозов В. Н., Каган А. И., Колесников И. Ю., Татаринов В. Н. Прогнозирование мест локализации углеводородов в градиентных полях тектонических напряжений // Экспозиция Нефть Газ. 2012. № 5. С. 57–60.

Морозов В. Н., Кафтан В. И., Татаринов В. Н., Колесников И. Ю., Маневич А. И., Мельников А. Ю. Численное моделирование напряженно-деформированного состояния и результаты GPS-мониторинга эпицентральной зоны землетрясения 24 августа 2014 (г. Напа, шт. Калифорния, США) // Геотектоника. 2018а. № 5. С. 90–102. DOI: 10.1134/S0016853X18040069.

Морозов В. Н., Колесников И. Ю., Белов С. В., Татаринов В. Н. Напряженно-деформированное состояние Нижнеканского гранитоидного массива – района возможного захоронения радиоактивных отходов // Геоэкология. 2008. № 3. С. 232–243.

Морозов В. Н., Колесников И. Ю., Татаринов В. Н. Моделирование уровней опасности напряженно-деформированного состояния в структурных блоках Нижнеканского гранитоидного массива (к выбору участков захоронения радиоактивных отходов) // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2011. № 6. С. 524–542.

Морозов В. Н., Маневич А. И., Татаринов В. Н. Моделирование напряженно-деформированного состояния и геодинамическое районирование в сейсмически активных районах // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2018б. № 8. С. 123–132. DOI: 10.25018/0236-1493-2018-8-0-123-132

Морозов В. Н., Маневич А. И. Механизм формирования разрыва землетрясения Хансин-Авадзи (г. Кобе, Япония) 17.01.1995 М 6.9 // Доклады Академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 499. № 2. С. 151–158. DOI: 10.31857/S2686739721080089.

Морозов В. Н., Маневич А. И. Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны землетрясения 13.03.1992 (М = 6.9, Турция) // Геофизические исследования. 2018. Т. 19. № 1. С. 17–29. DOI: 10.21455/gr2018.1-2.

Морозов В. Н., Маневич А. И. Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентрального района землетрясения 26.01.2001 г., М = 6.9 (Индия) // Геофизические исследования. 2016. Том 17. № 4. С. 23–36. DOI: 10.21455/gr2016.4-2.

Морозов В. Н., Маневич А. И. Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны землетрясения (Кумамото, Япония) 16 апреля 2016 г. М 7,3 // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2017. № 6. С. 48–54.

- Морозов В. Н., Маневич А. И.* Сейсмотектонические следствия сильного землетрясения Маули 2010.02.27 $M_w = 8.8$ (Чили): численное моделирование напряженно-деформированного состояния западной окраины Южно-Американской литосферной плиты // Геотектоника. 2023. № 3. С. 78–93. DOI: 10.31857/S0016853X23030049.
- Морозов В. Н., Маневич А. И., Татаринов В. Н.* Ретроспективный прогноз места и интенсивности двух сильных коровых землетрясений в Иране и Индии // Вулканология и сейсмология. 2023. № 3. С. 69–78. DOI: 10.31857/S020303062370013X.
- Морозов В. Н., Татаринов В. Н., Колесников И. Ю., Маневич А. И.* Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны сильного землетрясения в Иране (26 декабря 2003 г. $M_w = 6.6$) // Физика Земли. 2018в. № 4. С. 68–78. DOI: 10.1134/S0002333718040087.
- Морозов В. Н., Татаринов В. Н., Маневич А. И.* Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны сильного землетрясения в Турции (Измит, 1999 г., $M 7.4$) // Вулканология и сейсмология. 2020. № 2. С. 43–54. DOI: 10.31857/S0203030620020042.
- Мячкин В. И., Костров Б. В., Соболев Г. А., Шамина О. Г.* Основы физики очага и предвестники землетрясений, Физика очага землетрясения. Наука, М. 1975. С. 6–29.
- Мухаметдиев Ш. А.* Современные подходы к определению региональных полей тектонических напряжений. Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность северной Евразии. 2000. С. 343–352.
- Мячкин В. И.* Процессы подготовки землетрясений. М.: Наука, 1978. 232 с.
- Неймайр М.* История Земли. Том 1. 1899. 761 с.
- Несмеянов С. А.* Инженерная геотектоника. М.: Наука, 2012. 560 с.
- Никифоровский В. С., Шемякин Е. И.* Динамическое разрушение твердых тел. Новосибирск: Наука, 1979. 254 с.
- Осокина Д. Н., Яковлев Ф. Л., Войтенко В. Н.* Изучение тектонического разрыва как объекта, объединяющего мегатрещину, ее поля (напряжений, деформаций) и вторичные структуры (тектонофизический анализ) // Проблемы тектонофизики. К., 2008. Т. 40. С. 89–102.
- Осокина Д. Н., Яковлев Ф. Л., Войтенко В. И.* Изучение влияния тектонического разрыва как объекта, объединяющего мегатрещину, ее поля (напряжений, деформаций), и вторичные структуры (тектонофизический анализ) // Проблемы тектонофизики. М.: 2008. С. 89–102.
- Пантелеев И. А., Плехов О. А., Наймарк О. Б.* Нелинейная динамика структур обострения в ансамблях дефектов как механизм формирования очагов землетрясения // Физика Земли. 2012. № 6. С. 43–55.
- Пантелеев И. А., Наймарк О. Б.* Современные тенденции в области механики тектонических землетрясений. Вестник Пермского научного центра. № 3. 2014. С. 44–62.
- Певнев А. К.* О месте геодезического мониторинга в проблеме прогноза землетрясений // Геодезия. № 1. 2011. С. 40–49.
- Пономарев В. С.* Энергонасыщенность геологической среды. М.: Наука, 2008. 379 с.
- Работнов Ю. Н.* Механика деформируемого твердого тела. М.: Наука, 1988. 712 с.
- Ребецкий Ю. Л.* Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: Академкнига, 2007. 406 с.
- Ризниченко Ю. В.* Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 9–27.

Рогожин Е. А. Тектоника очагов сильных землетрясений Северной Евразии XX столетия. Российский журнал наук о земле. Т. 2. № 1. 2000.

Рогожин Е. А. Тектоника очагов сильных землетрясений Северной Евразии XX столетия // Российский журнал наук о земле, Москва: 2000. Том 2 (№ 1). С. 37–62.

Родкин М. В. Геофлюидогеодинамика. Приложение к сейсмологии, тектонике, процессам рудо- и нефтегенеза. Издательский Дом «Интеллект». М., 2018. 288 с.

Садовский М. А., Болховитинов Л. Г., Писаренко В. Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 101 с.

Садовский М. А., Писаренко В. Ф. Подobie в геофизике // Природа. 1991а. № 1. С. 13–24.

Садовский М. А., Писаренко В. Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука. 1991б. 96 с.

Саркисян О. А., Шахбекян Т. А. Первая крупномасштабная (1:200000) тектоническая карта Армении // Ученые записки ЕГУ. Геология и география. 2015. № 3. С. 10–19.

Селин К. В. Изменение первоначальных горизонтальных напряжений массива с глубиной в различных регионах мира // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2008. № 10. С. 297–301.

Семинский К. Ж. Спецкартирование разломных зон земной коры. Статья 1: теоретические основы и принципы // Геодинамика и тектонофизика. 2014. № 5(2). С. 445–467. DOI:10.5800/GT-2014-5-2-0136.

Семинский К. Ж., Гладков А. С., Лунина О. В., Тугарина М. А. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Прикладной аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2005. с.

Семинский К. Ж., Гладков А. С., Лунина О. В., Тугарина М. А. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Прикладной аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2005. 293 с.

Смирнов В. Б., Пономарёв А. В. Физика переходных режимов сейсмичности, М.: РАН, 2020. 412 с.

Соболев Г. А. Концепция предсказуемости землетрясений на основе динамики сейсмичности при триггерном воздействии // Экстремальные природные явления и катастрофы. М.: ИФЗ РАН, 2010. Т. 1. С. 15–43.

Соболев Г. А. Модель лавинно-неустойчивого трещинообразования – ЛНТ // Физика Земли. 2019. № 1. С. 166–179. Doi: 10.31857/S0002-333720191166-179.

Соболев Г. А. Сейсмический шум. М.: Наука и образование, 2014. 271 с.

Соболев Г. А., Завьялов А. Д. О концентрационном критерии сейсмогенных разрывов // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252. № 1. С. 69–71.

Соболев Г. А., Пономарев А. В. Исследования по физике очага и прогнозу землетрясений // Труды Геологического института. 2004. № 565. С. 186–202.

Соболев Г. А., Пономарев А. В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Изд-во «Наука», 2003. 273 с.

Соболев Г. А., Соболев Д. Г., Мигунов И. Н., Закржевская Н. А. Некоторые свойства низкочастотного сейсмического шума // Физика Земли. 2014. № 4. С. 15–24. DOI: 10.7868/S0002333714040164.

Спивак А. А. Жесткость тектонических структур Центральной части Восточно-Европейской платформы // Докл. РАН. 2006. Т. 410. № 1. С. 109–112.

Спивак А. А. Оценка жесткости разломных зон земной коры на основе сейсмических данных // Физика Земли. 2011. № 7. С. 44–53.

Спивак А. А., Цветков В. М. Новая модель зональной структуры разломов // Доклады РАН. 2009. Т. 424. № 3. С. 398–401.

Справочник (кадастр) физических свойств горных пород. М.: Недра, 1975. 279 с.

- Ставрогин А. Н., Протосеня А. Г. Механика деформирования и разрушения горных пород. М.: Недра, 1992. 223 с.
- Стренг Г., Фикс Дж. Теория метода конечных элементов. М.: Мир, 1977. 349 с.
- Тимошенко С. П., Гудьер Дж. Теория упругости. М.: Наука, 1975. 576 с.
- Трифонов В. Г. Особенности развития активны х разломов // Геотектоника. 1985. № 2. С. 16–26.
- Тюпкин Ю. С. Динамика формирования потенциального очага землетрясения // Физика Земли. 2004. № 3. С. 26–33.
- Уломов В. И. Сейсмическая опасность и «синдром» землетрясений // Медицина катастроф. 1996. № 1 (13). С. 72–80.
- Уломов В. И., Шумилина Л. С. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСР-97. Масштаб 1: 8000000. Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах. М.: ОИФЗ. 1999. 57 с.
- Цубои Ч. Энергия землетрясений, объем гипоцентральной области, площадь афтершоков и прочность земной коры // Слабые землетрясения / Под ред. Ризниченко Ю. В. М.: Издательство иностр. лит, 1961. С. 160–164.
- Шебалин Н. В. Сильные землетрясения. Избранные труды. М.: Изд-во Академии горных наук, 1997. 542 с.
- Шебалин Н. В., Дорбат К., Татевосян Р. Э. Размеры, форма и положение очага Спитакского землетрясения: афтершоки и макросейсмика // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1991. № 11. С. 18–26.
- Шебалин П. Н., Гвишиани А. Д., Дзедобоев Б. А., Скоркина А. А. Почему необходимы новые подходы к оценке сейсмической опасности? // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2022. Т. 507. № 1. С. 91–97. 10.31857/S2686739722601466.
- Шерман С. И. Деструкция литосферы и ее реализация в разломообразовании и сейсмичности: разработка тектонофизической модели сейсмической зоны // Разломообразование и сейсмичность в литосфере. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. Т. 2. С. 77–80.
- Шерман С. И. Сейсмический процесс и прогноз землетрясений: тектонофизическая концепция / С. И. Шерман; Российская академия наук, Сибирское отделение, Ин-т земной коры. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2014. 359 с.
- Шерман С. И., Борняков С. А., Буддо В. Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. 110 с.
- Шерман С. И., Гладков А. С. Анализ фрактальных размерностей разломов и сейсмичности в Байкальской рифтовой зоне // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 1. С. 28–35.
- Шерман С. И., Семинский С. А., Борняков С. А., Буддо В. Ю., Лобацкая Р. М., Адамович А. Н., Трусков В. А., Бабичев А. А. Разломообразование в литосфере: зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1992. 258 с.
- Шерман С. И., Сорокин А. П., Черемных А. В. Новый подход к тектоническому районированию Приамурья по фрактальной размерности разломов земной коры // Доклады академии наук. Науки о Земле. 2001. Т. 381. № 3. С. 1–5.
- Яновская Т. Б., Серватович А. С. Особенности сейсмичности перед повторным землетрясением // Вопросы геофизики. СПб.: 2011. № 44. С. 27–33.
- Aitaro K., Jun'ichi F., Shigeki N., Kazushige O. Foreshock migration preceding the 2016 M_w 7.0 Kumamoto earthquake, Japan // Geophysical Research Letters. 2017a. Vol. 43. Iss. 17. P. 8945–8953. DOI:10.1002/2016GL070079.
- Aitaro K., Kouji N., Yohei N. The 2016 Kumamoto earthquake sequence // Proceedings of the Japan Academy, Ser. «B» (Physical and Biological Sciences). 2017b. Vol. 92(8). p. 358–371. DOI:10.2183/pjab.92.359.

Alipoor R., Hossein A. S., Ghamarian S. Neotectonics of the Avaj region (NW Iran): left-lateral strike-slip and range-parallel reverse faults // *Journal of Mountain Science*. 2020. Vol. 17. P. 838–850. DOI: 10.1007/s11629-019-5688-0.

Allen M. B., Macdonald D. I.M., Zhao X., Vincent S. J., Brouet-Menzies C. Early Cenozoic two-phase extension and late Cenozoic thermal subsidence and inversion of the Bohai Basin, northern China // *Marine and Petroleum Geology*. 1997. Vol. 14. P. 951–972.

Anderson D. L., Witcomb J. H. The Dilatancy-diffusion model of earthquake prediction // *Proc. Conf. of tectonic problems of the San Andreas fault systems*. Stanf. Univ. Publ., 1973. XIII. P. 417.

Anderson D. L., Witcomb J. H. The Dilatancy-diffusion model of earthquake prediction // *Proc. Conf. of tectonic problems of the San Andreas fault systems*. Stanf. Univ. Publ., 1973. XIII. P. 417.

Azadmanesh A., Gheitanchi M. R., Azadmanesh M., Babaei Mahani A. R. Analyses of the Bam earthquake, SE Iran, on 26 December 2003 // *The 14th World Conference on Earthquake Engineering*, 2008

Balassanian S., Nazaretian S., Avanesian A., Srakelian A., Igumnov V., Badalian M., Martirossian A., Ambartsumian V., Tovmassian A. The new seismic zonation map for the territory of Armenia // *Natural Hazards*. 1997. № 15. P. 231–249.

Barka A. The 17 August 1999 Izmit Earthquake // *Science* 285(5435), 1999, 1858–1859. <https://doi.org/10.1126/science.285.5435.1858>.

Barka A., Reilinger R. Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data // *Annals of Geophysics*. 1997. T. 40. № 3.

Ben-zion Y., Sammis C. Characterization of Fault Zones. *Pure and Applied Geophysics* 160(3):677–715. DOI: 10.1007/978-3-0348-8010-7.

Berberian M., Qorashi M., Jackson J. A., Priestley K., Wallace T. The Rudbar-Tarom earthquake of 20 June 1990 in NW Persia: Preliminary field and seismological observations, and its tectonic significance // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1992. Vol. 82(4). P. 1726–1755. DOI: 10.1785/BSSA0820041726.

Berberian M., Walker R. The Rudbar M_w 7.3 earthquake of 1990 June 20; seismotectonics, coseismic and geomorphic displacements, and historic earthquakes of the western ‘High-Alborz’, Iran // *Geophysical Journal International*. 2010. Vol. 182(3). P. 1577–1602. DOI: 10.1111/j.1365-246x.2010.04705.x.

Bohnhoff M., Bulut, F., Görgün, E., Milkereit, C., Dresen, G. Seismotectonic setting at the North Anatolian Fault Zone after the 1999 $M_w = 7.4$ Izmit earthquake based on high-resolution aftershock locations. *Advances in Geosciences*. 14. 2008. P. 85–92.

Bouasla S. The 1976 China, Tangshan Earthquake $M_w = 7.8$ Mechanism in Retrospect // *Journal of Applied Sciences*. 2009. Vol. 9. Iss. 15. P. 2714–2724. <https://doi.org/10.3923/jas.2009.2714.2724>.

Brace W. F., Paulding Jr B. W., Scholz C. H. Dilatancy in the Fracture of Crystalline Rocks. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 71(16). 1966. DOI: 10.1029/JZ071i016p03939.

Brodsky E., Ma K. F., Mori J., et al. Rapid Response Drilling: Past, Present, and Future. ICDP/SCEC International Workshop of Rapid Response Fault Drilling. Tokyo. 2009. 30 p. doi:10.2204/iodp.sd.8.11.2009.

Brown E. E., Hoek E. Trends in Relationships between Measured In Situ Stresses and Depth // *Int.J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech.* 1978. Abstr. Vol.15. P 211–215, Pergamon Press Ltd.

Bullen K. E. On strain Energy in the Earth’s Upper Mantle. *Transactions American Geophysical Union*. 34(1), 1953107–116.

Butler R. S., Gordon S. Kanamori H. The July 27, 1976 Tangshan, China earthquake – A complex sequence of intraplate events // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1979. Vol. 69(1). P. 207–220. <https://doi.org/10.1785/BSSA0690010207>.

Çakir Z., Chabaliér J. B., Armijo R., Meyer B., Barka A., Peltzer G. 2003. Coseismic and early post-seismic slip associated with the 1999 Izmit earthquake (Turkey), from SAR interferometry and tectonic field observations. *Geophysical Journal International*, 155(1), 93–110. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.02001.x>.

Campos J., Madariaga R., Nábělek J., Bukchin B. G., Deschamps A. Faulting process of the 1990 June 20 Iran earthquake from broadband records // *Geophysical Journal International*. 1990. № 118(1). P. 31–46. DOI:10.1111/j.1365-246x.1994.tb04673.x.

Chelidze T., Javakhishvili Z., Varazanashvili O., Elashvili M., Kolesnikov Yu., Godoladze T., Butikashvili N., Ghlonti E. Seismic hazard assessment of Georgia (probabilistic approach). Institute of Geophysics, Academy of Sciences of Georgia, 2012. 15 p. <http://ebookbrowse.com/seismic-hazard-assessment-of-georgia-pdf-d376754175>.

Chelidze T., Melikadze G., Kobzev G., Jimsheladze T., Dovgal N. Geophysical reactions to remote 2022 Tonga eruption and to Türkiye earthquakes in Georgia (Caucasus): hydrogeology, geomagnetics and seismicity // *Open Journal of Earthquake Research*. 2023. Vol. 12. P. 223–237. <https://doi.org/10.4236/ojer.2023.124009>.

Chen P.-S., Xiao L., Bai T.-X., Wang X.-L. The environments shear stress field for the 1976 Tangshan earthquake sequence // *ACTA Seismologica Sinica*. 1994. Vol. 7. Vol. 4. P. 549–557. <https://doi.org/10.1007/BF02650740>.

Chester F. M., Chester J. S. Ultracataclastite structure and friction processes of the Punchbowl fault, San Andreas system, California // *Tectonophysics*. 1998. Vol. 295. Iss. 1–2. P. 199–221. DOI: 10.1016/S0040-1951(98)00121-8.

Chester F. M., Evans J. P., Biegel R. L. Internal structure and weakening mechanisms of the San Andreas fault // *Journal of Geophysical research*. 1993. Vol. 98. No. B1. P. 771–786. DOI: 10.1029/92JB01866.

Chester J. S., Chester F. M., Kronenberg A. K. Fracture surface energy of the Punchbowl Fault, San Andreas system // *Nature*. 2005. Vol. 437. P. 133–136. DOI:10.1038/nature03942.

Coblentz D., Richardson R. M. Analysis of the South American intraplate stress field // *Journal of geophysical research. Solid Earth*. 1996. Vol. 101(B4). P. 8643–8657. DOI: 10.1029/96JB00090.

Comsol Multiphysics. – URL: <https://www.comsol.com/> [Access date: 25.01.2023].

Conrad C. P., Lithgow-Bertelloni C. Influence of continental roots and asthenosphere on plate-mantle coupling // *Geophys. Res. Lett.* 2006. Vol. 33. Is. 5. L05312 <https://doi.org/10.1029/2005gl025621>.

Dowrick D. J., Rhoades D. A. Relations Between Earthquake Magnitude and Fault Rupture Dimensions: How Regionally Variable Are They? // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2004. V. 94. Iss. 3. P. 776–788. DOI: 10.1785/0120030151.

Duputel Z., Rivera L., Kanamori H., Hayes G. W. Phase source inversion for moderate to large earthquakes (1990–2010) // *Geophys. J. Int.* 2012. Vol. 189. Is. 2. P. 1125–1147. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05419.x>.

Earthquake Catalog [USGS Earthquake Hazards Program]. URL: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/> (17.10.2017).

Erdik M., Yuzugullu O., Karakoc C. March 13, 1992 Erzincan (Turkey) earthquake // *Earthquake engineering, Tenth World Conference*. 1994. P. 7045–7051.

Evans J. P., Chester F. M. Fluid–rock interaction in faults of the San Andreas system: inference from San Gabriel fault rock geochemistry and microstructures // *Journal of Geophysical research*. 1995. Vol. 100. No. B7. P. 13007–13020. DOI: 10.1029/94JB02625.

Federico M. M. Urban Habitat Constructions Under Catastrophic Events // *Proceedings of the COST C26 Action Final Conference*. 2010. P. 1036–1037.

Feng W., Tian Y., Zhang Y., Samsonov S., Almeida R., Liu P. A slip gap of the 2016 M_w 6.6 Muji, Xinjiang, China, earthquake inferred from Sentinel-1 TOPS interferometry // *Seismological Research Letters*. 2017. Vol. 88(4). P. 1054–1064. DOI: 10.1785/0220170019.

Feng W., Tian Y., Zhang Y., Samsonov S., Almeida R., Liu P. A slip gap of the 2016 M_w 6.6 Muji, Xinjiang, China, earthquake inferred from Sentinel-1 TOPS interferometry // Seismological Research Letters. 2017. Vol. 88(4). P. 1054–1064. DOI: 10.1785/0220170019.

Feng X., Ma J., Zhou Y., England P., Parsons B., Rizza M. A., Walker R. T. Geomorphology and paleoseismology of the Weinan fault, Shaanxi, central China, and the source of the 1556 Huaxian earthquake // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2020. Vol. 125(12). <https://doi.org/10.1029/2019JB017848>.

Fialko Y., Sandwell D., Simons M., Rosen P. Three-dimensional deformation caused by the Bam, Iran, earthquake and the origin of shallow slip deficit // Nature. 2005. Vol. 435. P. 295–299. DOI: 10.1038/nature03425.

Fuenzalida H., Dorbath I. L., Cisternas A. Mechanism of the 1992 Erzincan earthquake and its aftershocks, tectonics of the Erzincan Basin and decoupling on the North Anatolian Fault // Geophysical Journal International. 1997. Vol. 129. Issue 1. P. 1–28; DOI: 10.1111/j.1365-246X.1997.tb00935.x

Ge S., Liu M., Lu N., Godt J. W., Luo G. Did the Zipingpu Reservoir trigger the 2008 Wenchuan earthquake? // Geophysical Research Letters. 2009. Vol. 36. Iss. 20. L20315. DOI: 10.1029/2009GL040349.

Gölke M., Coblenz D. Origins of the European regional stress field // Tectonophysics. 1996. Vol. 266. Iss. 1–4. P. 11–24. DOI: 10.1016/S0040-1951(96)00180-1.

Görgün E., Zang A., Bohnhoff M., Milkereit C., Dresen G. Analysis of Izmit aftershocks 25 days before the November 12th 1999 Düzce earthquake, Turkey // Tectonophysics. 2009. Vol. 474. Iss. 3–4. P. 507–515. DOI: 10.1016/j.tecto.2009.04.027.

Grosser H. et al. The Erzincan (Turkey) earthquake (M_s 6.8) of March 13, 1992 and its aftershock sequence // Pure and applied geophysics. 1998. T. 152. No. 3. C. 465–505.

Grown E. T., Hoek E. Trends in relations between measured in situ stresses with depth // International Journal of Rock Mechanics and Mining Science. 1978. V.15. Iss. 4. P. 211–215.

Guo H., Jiang W., Xie H. Multiple faulting events revealed by trench analysis of the seismogenic structure of the 1976 M_s 7.1 Luanxian earthquake, Tangshan Region China // Journal of Asian Earth Sciences. 2017. Vol. 147. P. 424–438. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.06.004>.

Guo H., Zhao J. The surface rupture zone and paleoseismic evidence on the seismogenic fault of the 1976 M_s 7.8 Tangshan earthquake, China // Geomorphology. 2019. Vol. 327. P. 297–306. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.11.006>.

Guo Y., Koketsu K., Ohno T. Analysis of the rupture process of the 1995 Kobe earthquake using a 3D velocity structure // Earth, Planets and Space. 2013. Vol. 65 No. 12. P. 1581–1586. DOI:10.5047/eps.2013.07.006.

Guohua G., Wuxing W., Yueren X., Wenjun L. Horizontal crustal movement before the great Wenchuan earthquake obtained from GPS observations in the regional network // Earthquake Science. 2009. No. 22(5). P. 471–478. DOI:10.1007/s11589-009-0471-x.

Hamzehloo H. Strong ground motion modelling of causative fault for the 2002 Avaj earthquake, Iran // Tectonophysics. 2005. V. 409. Iss. 1–4. P. 159–174. DOI: 10.1016/j.tecto.2005.08.016.

Hashimoto M., Sagiya T., Tsuji H., Hatanaka Y., Tada T. Co-seismic displacements of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake // Journal of Physics of the Earth. 1996. Vol. 44. Iss. 4. P. 255–279. DOI: 10.4294/jpe1952.44.255.

He P., Wen Y., Xu C., Chen Y. Complete Three-Dimensional Near-Field Surface Displacements from Imaging Geodesy Techniques Applied to the 2016 Kumamoto Earthquake // Remote Sensing of Environment. 2019. Vol. 232. 111321. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2019.111321>.

Heidbach O., Rajabi M., Cui X., Fuchs K., Müller B., Reinecker J., Reiter K., Tingay M., Wenzel F., Xie F., Ziegler M. O., Zoback M.-L., Zoback M. D. The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales // *Tectonophysics*. 2018. Vol. 744. P. 484–498. DOI: 10.1016/j.tecto.2018.07.007.

Hill D. P., Prejean S. G. Dynamic triggering // *Treatise on Geophysics*. Vol. 4: Earthquake Seismology. Amsterdam Elsevier. 2007. P. 257–292.

Holzer T. L. The 1995 Hanshin-Awaji (Kobe), Japan, Earthquake / Geological Society of America. 1995. Vol. 5. No. 8. P. 153–155, 165–167.

Janke G., Igel H., Ben-Zion Y. Three-dimensional calculations of fault zone guided waves in various irregular structures // *Geophysical Journal International*. 2002. Vol. 151. Iss. 2. P. 416–426. DOI:10.1046/j.1365-246X.2002.01784.x.

Jia P., Zhang X., Zhuang W., Jiang F. GPS observation in Sichuan-Yunnan and its vicinity before and after the Wenchuan earthquake in a decade // *Geodesy and Geodynamics*. 2021. Vol. 12. Iss. 1. P. 43–47. DOI: 10.1016/j.geog.2020.11.004.

Kaftan V. I., Melnikov A. Yu. Deformation precursors of large earthquakes derived from long term GNSS observation data // *Russian Journal of the Earth Science*. 2016. ES3001. DOI:10.2205/2016ES000568.

Kaftan V. I., Melnikov A. Yu. Migration of Earth surface deformation as a large earthquake trigger // *Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences*. 2020. P. 71–78. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-31970-0>.

Kanamori H. Mechanics of earthquakes // *Annual review of Earth and planetary sciences*. 1994. Vol. 22. P. 207–237. DOI: 10.1146/annurev.ea.22.050194.001231.

Kanamori H. The energy in great earthquakes // *Journal of geophysical research*. 1977. Vol. 82. No. 20. P. 2981–2987. DOI: 10.1029/JB082i020p02981.

Kanamori H. The energy in great earthquakes // *Journal of geophysical research*. 1977. Vol. 82. No. 20. P. 2981–2987. DOI: 10.1029/JB082i020p02981.

Kanamori H., Anderson L. Theoretical basis of some empirical relations in seismology // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1975. Vol. 65(5). P. 1073–1095. DOI: 10.1785/BSSA0650051073.

Kanamori H., Anderson L. Theoretical basis of some empirical relations in seismology // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1975. Vol. 65(5). P. 1073–1095. DOI: 10.1785/BSSA0650051073.

Kanamori H., Brodsky E. E. The physics of earthquakes // *Reports on Progress in Physics*. 2004. Vol. 67(8). P. 1429–1496. DOI: 10.1088/00344885/67/8/R03.

Kanamori H., Brodsky E. E. The physics of earthquakes // *Reports on Progress in Physics*. 2004. Vol. 67(8). P. 1429–1496. DOI: 10.1088/00344885/67/8/R03.

Kanamori Y., Kawakami S. I. The 1995 7.2 magnitude Kobe earthquake and the Arima-Takatsuki tectonic line: implications of the seismic risk for central Japan // *Engineering Geology*. 1996. Vol. 43. P. 135–150. DOI: 10.1016/0013-7952(96)00056-7.

Karapetyan J. K., Sargsyan R. S., Kazaryan K. S., Dzeranov B. V., Dzeboev B. A., Karapetyan R. K. Current state of exploration and actual problems of tectonics, seismology and seismotectonics of Armenia // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2020. Vol. 20. ES2005. DOI: 10.2205/2020ES000709.

Kayal J. R., Mukhopadhyay S. Seismotectonics of the 2001 Bhuj earthquake (M_w 7.7) in western India: Constraints from aftershocks, *Geophysical Journal International*, 2006. Vol. 10. N 1. P. 45–57.

Keilis-Borok V., Ismail-Zadeh A., Kossobokov V., Shebalin P. Non-linear dynamics of the lithosphere and intermediate-term earthquake prediction // *Tectonophysics*. 2001. Vol. 338. P. 247–280.

Kheradmand B., Rahimi B., Moghaddas N. H., Mehrizi M. An introduction to the modeling of active fault zone width's effect on the qualitative deformation of lifelines and

their routing (case study: buried gas pipelines in east of Iran) // *Environmental Earth Sciences*. 2021. Vol. 80(397). DOI: 10.1007/s12665-021-09481-1.

Kılıç T., Recai F. Kartal F. T., Nurlu M., Acaarel D., Garzon M., Dresen G., Özсарac V., Peter E. M. Geophysical Borehole Observatory at the North Anatolian Fault in the Eastern Sea of Marmara (GONAF): initial results // *Geophysical Research Letters*. 2020. Vol. 47. e2020GL088136. DOI: 10.1029/2020GL088136.

Kley J., Monaldi C. R. Tectonic shortening and crustal thickness in the Central Andes: How good is the correlation? // *Geology*. 1998. Vol. 26. Is. 8. P. 723–726.

Kovner G. Napa quake jumpstarts stream flows, though probably only temporarily – September 4, 2014. <http://www.pressdemocrat.com/home/2655382-181/napa-quake-jumpstarts-stream-flows?artslide=0>.

Kumamoto Earthquake Report 2 (April 17, 2016): Seismic activities and related information in central Kyushu since April 15, 2016 [Geological Survey of Japan]. <https://www.gsj.jp/hazards/earthquake/kumamoto2016/index.html> (28.09.2017).

Lekkas E. L. The 1999 earthquake activity in Izmit—The study of actualistic strike-slip tectonic forms. *Earthquake geodynamics: seismic case studies*, 12, 2004. 1–15.

Li J., Liu G., Qiao X., Xiong W., Wang X., Liu D., Sun J., Yushan A., Yusan S., Fang W., Wang Q. Rupture characteristics of the 25 November 2016 Aketao earthquake (M_w 6.6) in Eastern Pamir revealed by GPS and teleseismic data // *Pure and Applied Geophysics*. 2018. Vol. 175. P. 573–585. DOI: 10.1007/s00024-018-1798-9.

Li J., Liu G., Qiao X., Xiong W., Wang X., Liu D., Sun J., Yushan A., Yusan S., Fang W., Wang Q. Rupture characteristics of the 25 November 2016 Aketao earthquake (M_w 6.6) in Eastern Pamir revealed by GPS and teleseismic data // *Pure and Applied Geophysics*. 2018. Vol. 175. P. 573–585. DOI: 10.1007/s00024-018-1798-9.

Li J.-H., Hao S.-J., Hu Y.-T. Tectonic setting of the seismogeny of the 1976 Tangshan, China $M=7.8$ earthquake // *ACTA Seismologica Sinica*. 1998. Vol. 11. No. 5. P. 539–546. <https://doi.org/10.1007/s11589-998-0068-9>.

Li T., Schoenbohm L. M., Chen J., Yuan Z., Feng W., Li W., Xu J., Owen L. A., Sobel E. R., Zhang B., Zheng B., Zhang P. Cumulative and coseismic (during the 2016 M_w 6.6 Aketao earthquake) deformation of the dextral-slip Muji fault, Northeastern Pamir orogen // *Tectonics*. 2019. Vol. 38. Iss. 11. P. 3975–3989. DOI: 10.1029/2019TC005680.

Li T., Schoenbohm L. M., Chen J., Yuan Z., Feng W., Li W., Xu J., Owen L. A., Sobel E. R., Zhang B., Zheng B., Zhang P. Cumulative and coseismic (during the 2016 M_w 6.6 Aketao earthquake) deformation of the dextral-slip Muji fault, Northeastern Pamir orogen // *Tectonics*. 2019. Vol. 38. Iss. 11. P. 3975–3989. DOI: 10.1029/2019TC005680.

Li Y., Du J., Wang X., Zhou X., Xie C., Cui Y. Spatial variations of soil gas geochemistry in the Tangshan area of northern China // *Article in Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences*. 2013. Vol. 24. N. 3. P. 323–332. [https://doi.org/10.3319/TAO.2012.11.26.01\(TT\)](https://doi.org/10.3319/TAO.2012.11.26.01(TT)).

Li Z., Ni S., Roecker S., Bao F., Wei X., Yuen D. Seismic imaging of source region in the 1976 M_s 7.8 Tangshan earthquake sequence and its implications for the seismogenesis of intraplate earthquakes // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2018. Vol. 108(3A). P. 1302–1313. <https://doi.org/10.1785/0120170389>

Lisa W. M 6 South Napa, California Earthquake – August 24, 2014, [USGS Earthquake Hazards Program]. URL: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/events/2014napa/> (17.10.2017).

Liu K., Li Y., Nan Y., Liu B., Wang W. Detailed shallow structure of the seismogenic fault of the 1976 M_s 7.8 Tangshan earthquake, China, *Frontiers in Earth Science*, 2022. Vol. 10. 946972. DOI: 10.3389/feart.2022.946972.

Liu K., Li Y., Nan Y., Liu B., Wang W. Detailed shallow structure of the seismogenic fault of the 1976 M_s 7.8 Tangshan earthquake, China // *Frontiers in Earth Science*. 2022. Vol. 10. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.946972>.

Liu M., Yang Y., Shen Z., Wang S., Wang M., Wan Y. Active tectonics and intracontinental earthquakes in China: The kinematics and geodynamics // Special Paper 425: Continental Intraplate Earthquakes: Science, Hazard, and Policy Issues. 2007. Vol. 425. P. 299–318. DOI: 10.1130/2007.2425(19).

Liu M., Yang Y., Shen Z., Wang S., Wang M., Wan Y. Active tectonics and intracontinental earthquakes in China: The kinematics and geodynamics // Continental Intraplate Earthquakes: Science, Hazard, and Policy Issues: Geological Society of America Special Paper. 2007. Vol. 425. P. 299–318. DOI:10.1130/2007.2425(19).

Liu Y., Wang J., Chen J.-H., Li S. Guo B. Seismogenic tectonic environment of 1976 Great Tangshan earthquake: results from dense seismic array observations // Earth Science Frontiers. 2007. Vol. 14. Iss. 6. P. 205–213. [https://doi.org/10.1016/S1872-5791\(08\)60012-3](https://doi.org/10.1016/S1872-5791(08)60012-3).

Liu Y., Zhuang J., Jiang C. Background seismicity before and after the 1976 M_s 7.8 Tangshan earthquake: Is its aftershock sequence still continuing? // Seismological Research Letters. 2021. Vol. 92(2A). P. 877–885. <https://doi.org/10.1785/0220200179>.

Ma Y., Qiao X., Chen W., Zhou Y. Source model of 2016 M_w 6.6 Aketao earthquake, Xinjiang derived from Sentinel-1 InSAR observation // *Geodesy and Geodynamics*. 2018. Vol. 9. Iss. 5. P. 372–377. DOI: 10.3390/rs9040325.

Ma Y., Qiao X., Chen W., Zhou Y. Source model of 2016 M_w 6.6 Aketao earthquake, Xinjiang derived from Sentinel-1 InSAR observation // *Geodesy and Geodynamics*. 2018. Vol. 9. Iss. 5. P. 372–377. DOI: 10.1016/j.geog.2018.05.001.

Manafpour A. R. The Bam, Iran earthquake of 26 December 2003 // Field Investigation Report., Halcrow-EEFI T. 2004. Report: 59. P. 60.

Mearns E., Sornette D. A transfer fault complex to explain the geodynamics and faulting mechanisms of the 1976 M 7.8 Tangshan earthquake China // Journal of Asian Earth Sciences. 2021. Vol. 213. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2021.104738>.

Michele M., Raucoles D., Lasserre C., Pathier E., Klinger Y., Woerd J., Sigoyer J., Xu X. The M_w 7.9, 12 May 2008 Sichuan earthquake rupture measured by sub-pixel correlation of ALOS PALSAR amplitude images // Earth, Planets and Space. Vol. 62. P. 875–879. DOI: 10.5047/eps.2009.05.002.

Morozov V. N., Kolesnikov I. Yu., Tatarinov V. N. Modeling the Hazard Levels of Stress-Strain State in Structural Blocks in Nizhnekanskii Granitoid Massif for Selecting Nuclear Waste Disposal Sites // Water Resources, 2012. Vol. 39. Issue 7. P. 756–769. DOI: 10.1134/S009780781207007X.

Morozov V. N., Tatarinov V. N., Kagan A. I. Seismotectonic model of the western margin of the South American Plate. In: Heat-Mass Transfer and Geodynamics of the Lithosphere. Springer. Innovation and Discovery in Russian Science and Engineering, (Springer. 2021), P. 469–479. https://doi.org/10.1007/978-3-030-63571-8_28.

Morozov V. N., Tatarinov V. N., Manevich A. I., Losev I. V. Analogy method to determine the stress-strain state of structural-tectonic blocks of the Earth's crust for the disposal of radioactive waste // Russian Journal of Earth Science. 2019. N 19. ES6001. DOI: 10.2205/2019ES000687.

Nakagomi K., Terakawa T., Matsumoto S., Horikawa S. Stress and pore fluid pressure control of seismicity rate changes following the 2016 Kumamoto earthquake, Japan // Earth, Planets and Space. 2021. Vol. 73. Iss. 11. DOI: 10.1186/s40623-020-01329-5.

Narsaiah R., Prantik M. Source parameters of the 2001 M_w 7.7 Bhuj earthquake, Gujarat, India, aftershock sequence, Journal of the Geological Society of India, 2014. Vol. 83. Iss. 5. P. 517–531.

Narula P. I., Chaubey S. K. Macroseismic surveys for the Bhui (India) earthquake. 2004.

Neugebauer J. Structures and kinematics of the North Anatolian Fault zone, Adapazarı-Bolu region, northwest Turkey. *Tectonophysics* 243(1–2), 119–134. 1995. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)00194-E](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)00194-E).

Nikonov A. A. Migration of strong earthquakes along the greatest zones of faults in Central Asia, *Dokl. Akad. Nauk SSSR*. 1975. Vol. 225, Number 2, 306–309.

Okada Y. The 2016 Kumamoto earthquake (rapid report) // *Earthquake*. 2016. Vol. 61. P. 1–10.

Philip H., Avagyan A., Karakhanian A., Ritz J.-F., Rebai S. Estimating slip rates and recurrence intervals for strong earthquakes along an intracontinental fault: example of the Pambak–Sevan–Sunik fault (Armenia) // *Tectonophysics*. 2001. Vol. 343(3–4). P. 205–232. DOI: 10.1016/s0040-1951(01)00258-x.

Ponomarev A. V., Zavyalov A. D., Smirnov V. B., Lockner D. A. Physical modeling of the formation and evolution of seismically active fault zones // *Tectonophysics*. 1997. Vol. 277. Iss. 1–3. P. 57–81. DOI: 10.1016/S0040-1951(97)00078-4.

Preliminary Coeseismic Offsets for American Canyon Earthquake, Northern California Bay Area [Nevada Geodetic Laboratory]. URL: <http://geodesy.unr.edu/billhammond/earthquakes/nc72282711/nc72282711.html> (17.10.2017).

Qi J., Yang Q. Cenozoic structural deformation and dynamic processes of the Bohai Bay basin province, China // *Marine and Petroleum Geology*. 2010. Vol. 27. P. 757–771. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.08.012>.

Qu W., Gao Y., Zhang Q., Hao M., Wang Q. Present crustal deformation and stress-strain fields of North China revealed from GPS observations and finite element modelling // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2019. Vol. 183. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.103959>.

Rajput S., Gahalaut V. K., Vipul K. Sahu. Coulomb stress changes and aftershocks of recent Indian earthquakes, *Current science*, 2005, N. 88. P. 576–588.

Reddy C. D., Sunil P. S. Post-seismic crustal deformation and strain rate in Bhuj region, western India, after the 2001 January 26 earthquake, *Geophysical Journal International*., 2008. Vol. 172. Issue 2. P. 593–606. 2008. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2007.03641.x.

Reid H. F. The Mechanism of the Earthquake. The California Earthquake of April 18, 1906: Rep. of the State Investigation Commis. Vol.2. P. 1. Washington, 1910. 56 p.

Reilinger, R.E., Ergintav S., Bürgmann R., McClusky S., Lenk O., Barka A., Gurkan O., Hearn L., Feigl K. L., Çakmak R., Aktug B., Ozener H., Töksöz M. N. Coseismic and Post-seismic Fault Slip for the 17 August 1999, M = 7.5, Izmit, Turkey Earthquake. *Science* 289(5484), 2000 1519–1524. <https://doi.org/10.1126/science.289.5484.1519>.

Ren J., Chen G., Xu X., Zhang S., Mao C. Surface Rupture of the 2008 Wenchuan, China, Earthquake in the Qingping Stepover Determined from Geomorphologic Surveying and Excavation, and Its Tectonic Implications // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2010. N. 100(5B). P. 2651–2659. DOI:10.1785/0120090267.

Rikitake T. *Earthquake Prediction*. Amsterdam, Elsevier Scientific Publishing, 1976. 357 p.

Roeloff E. Persistent water level changes in a well near Parkfield, California, due to local and distant earthquakes // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1998. Vol. 103. P. 869–889. <https://doi.org/10.1029/1998JB012401>.

Ruihao L., Zhaozhu F. Local gravity variations before and after the Tangshan earthquake (M = 7.8) and the dilatation process // *Tectonophysics*. 1983. Vol. 97. Iss. 1–4. P. 159–169. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(83\)90143-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90143-9).

Sagy A., Brodsky E. E. Geometric and rheological asperities in an exposed fault zone // *J. Geophys. Res.* 2009. 114.

Scholz C. H. Physical explanation for displacement-length relationship of faults using post-yield fracture mechanics model. *Journal of Structural Geology*. 1992. 14(10):1133–1148. DOI: 10.1016/0191-8141(92)90065-5.

Schorlemmer D., Wiemer S., Wyss M. Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes // *Nature*. 2005. Vol. 437(7058). P. 539–542. DOI:10.1038/nature04094.

Schulz S. E., Evans J. P. Mesoscopic structure of the Punchbowl fault Southern California and the geological and geophysical structure of active faults // *Journal of Structural Geology*. 2000. Vol. 22. Iss. 7. P. 913–930. DOI: 10.1016/S0191-8141(00)00019-5.

Sibson R. H. Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults // *Nature*. 1974. V. 249. No 5457. P. 542–544.

Sinvhal A., Bose P. R., Prakash V., Bose A., Sara A. K., Sinvha H. L. Iseismsals for the Kutch earthquake of 26th January 2001, *Journal of Earth System Science*. 2003. Vol. 112. Issue 3. P. 375–383.

Stein R. S., Barka A. A., Dieterich J. H. Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophysical Journal International* 128(3), 1997. 594–604. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb05321.x>.

Süleyman S., Nalbant, A. Barka A., Alptekin Ö. Failure stress change caused by the 1992 Erzincan Earthquake ($M_s = 6.8$) // *Annali di geofisica*. 1997. No. 3. P. 587–610.

Talebian, M., et al. The 2003 Bam (Iran) earthquake: Rupture of a blind strike-slip fault // *Geophys. Res. Lett.*, 2004, 31, L11611, doi:10.1029/2004GL020058.

Tatar M., Hatzfeld D., Moradi A. S., Paul A. The 26 December 2003 Bam earthquake (Iran), Mw 6.6, aftershock sequence // *Geophys. J. Int.* 2005. № 163. P. 90–105.

Tatar M., Hatzfeld D., Moradi A. S., Paul A., Farahbod A. M., Mokhtari M. Aftershocks Study of the 26 December 2003 Bam Earthquake // *Journal of Seismology and Earthquake Engineering*. 2004. Vol. 5. No. 4. P. 23–31.

Tian X., Gong J., Zhai Z. Natural disasters and human capital accumulation: Evidence from the 1976 Tangshan earthquake // *Economics of Education Review*. 2022. Vol. 90. <https://doi.org/10.1016/j.econedurev.2022.102304>.

Tian Y., Ning J., Yu C., Cai C., Tao K. Focal Mechanism Solutions of the 2008 Wenchuan earthquake sequence from P-wave polarities and SH/P amplitude ratios: new results and implications // *Earthquake Science*. 2013. No. 26(6). P. 357–372. DOI:10.1007/s11589-014-0067-y.

Tian Z.-Y., Han P., Xu K.-D. The Mesozoic-Cenozoic East China rift system // *Tectonophysics*. 1992. Vol. 208. P. 341–363. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90354-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90354-9)

Tibaldi A., Tsereteli N., Varazanashvili O., Babayev G., Barth A., Mumladze T., Bonali F. L., Russo E., Kadirov F., Yetirmishli G., Kazimova S. Active stress field and fault kinematics of the Greater Caucasus // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2020. Vol. 188. 104108. DOI: 10.1016/j.jseaes.2019.104108.

Townend J., Zoback M. D. Regional tectonic stress near the San Andreas fault in central and southern California // *Geophysical research letters*. 2004. Vol. 31. DOI: 10.1029/2003GL018918.

Trifonov V. G., Korzhenkov A. M., Omar Kh. M. Recent geodynamics of major strike-slip zones // *Geodesy and Geodynamics*. 2015. V. 6. No. 5. 361–383.

Wakita H. Water wells as possible indicators of tectonic strains // *Science*. 1975. Vol. 189. P. 553–555. <https://doi.org/10.1126/science.189.4202.5531029/97JB02335>.

Walker R. T., Bergman E., Jackson J., Ghorashi M., Talebian M. The 2002 June 22 Changureh (Avaj) earthquake in Qazvin province, northwest Iran: epicentral relocation, source parameters, surface deformation and geomorphology // *Geophysical Journal International*. 2002. V. 160. Iss. 2. P. 707–720. DOI:10.1111/j.1365-246x.2005.02516.x.

Wang C., Chia Y. Mechanism of water level changes during earthquakes: Near field versus intermediate field // *Geophysical research letters*. 2008. Vol. 35. Iss. 12. <https://doi.org/10.1029/2008GL034227>.

Wang H., Li H., Janssen C., Sun Z., Si J. Multiple generations of pseudotachylyte in the Wenchuan fault zone and their implications for coseismic weakening // Journal of Structural Geology. 2015. No. 74. P. 159–171. DOI:10.1016/j.jsg.2015.03.007.

Wang J., Chen L., Su R., Zhao X. The Beishan underground research laboratory for geological disposal of high-level radioactive waste in China: Planning, site selection, site characterization and in situ tests // Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering. 2018. Vol. 10. Iss. 3. P. 411–435. DOI: 10.1016/j.jrmge.2018.03.002.

Wang K., Rebetsky Yu.L., Feng X., Ma S. Background stress state before the 2008 Wenchuan earthquake and the dynamics of the Longmen Shan thrust belt // Pure and Applied Geophysics. 2018. Vol. 175. P. 2503–2512. DOI:10.1007/s00024-018-1800-6.

Wang M., Shen Z.-K. Present-Day Crustal deformation of continental China derived from GPS and its tectonic implications // Journal of geophysical research. Solid Earth. 2020. Vol. 125. Iss. 2. P. 11889–11903. DOI: 10.1029/2019JB018774.

Wang S., Xu C., Wen Y., Yin Z., Jiang G., Fang L. Slip Model for the 25 November 2016 M_w 6,6 Aketao Earthquake, Western China, revealed by Sentinel-1 and ALOS-2 Observations // Remote Sensing. 2017. Vol. 9(4). Iss. 325. DOI: 10.3390/rs9040325.

Wang S., Xu C., Wen Y., Yin Z., Jiang G., Fang L. Slip Model for the 25 November 2016 M_w 6,6 Aketao Earthquake, Western China, revealed by Sentinel-1 and ALOS-2 Observations // Remote Sensing. 2017. Vol. 9(4). Iss. 325. DOI: 10.3390/rs9040325.

Wells D. L., Coppersmith K. J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // Bulletin of the Seismological Society of America. 1994. V. 84. No. 4. P. 975–1002.

Western Iran – M 6,5 [Earthquake hazard program USGS]. URL: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usp000b6pk/executive> (14.04.2022).

Xiao F. Did the Zipingpu dam trigger China's 2008 earthquake? The scientific case. 2012, 30 p.

Xu Z., Wu S., Dai E. Quantitative Assessment of Seismic Mortality Risks in China // Journal of Resources and Ecology. 2011. Vol. 2. No. 1. P. 83–90. DOI: 10.3969/j.issn.1674-764x.2011.01.012.

Yagi Y., Okuwaki R., Okuwaki R., Kasahara A., Miyakawa A., Otsubo M. Rupture process of the 2016 Kumamoto earthquake in relation with the thermal structure around Aso volcano // Earth, Planets and Space. 2016. Vol. 68, Issue 1. <https://doi.org/10.1186/s40623-016-0492-3>.

Yamamoto K., Sato N., Yabe Y. Elastic property of damaged zone inferred from in-situ stresses and its role on the shear strength of faults // Earth, Planets and Space. 2002. Vol. 54(11). P. 1181–1194. DOI:10.1186/BF03353319

Yamanaka H., Hiramatsu Y., Katao H. Spatial distribution of atypical aftershocks of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake // Earth, Planets and Space. 2002. Vol. 54. P. 933–945. DOI: 10.1186/BF03352441.

Yin X., Zhai H., Cai R., Qiu J., Zou X. Tectonic Implication of the 2022 MS 6,9 Earthquake in Menyuan, Qinghai, China: Analysis of Precise Earthquake Locations and InSAR // Sensors. 2023. Vol. 23(2128). DOI: 10.3390/s23042128.

Yörsal-Çevikbilen S., Biryol C. B., Beck S., Zandt G., Taymaz T., Adıyaman H. E., & Özacar A. A. 3-D crustal structure along the North Anatolian Fault Zone in north-central Anatolia revealed by local earthquake tomography. Geophysical Journal International, 188(3), 2012. 819–849. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.2011.05313.x>.

Yong-Ge W., Yong-Kui W., Zhi-Tong J., Shu-Zhong S., Zhao-Cai L., Fan Y., Tian F. Rupture distribution of the 1976 Tangshan earthquake sequence inverted from geotectonic data // Chinese Journal of Geophysics. 2017. Vol. 60. No. 6. P. 583–601. <https://doi.org/10.1002/cjg2.30070>.

Yu F., Koyi H. Cenozoic tectonic model of the Bohai Bay Basin in China // *Geological Magazine*. 2016. Vol. 153. Iss. 5–6. P. 866–886. <https://doi.org/10.1017/S0016756816000492>.

Zang A., Stephansson O. Stress Field of the Earth's Crust. Springer, 2010. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-8444-7>.

Zhang G., Ji Y., Guo H., Hu X. Complex fault geometry of the 1976 M_s 7,8 Tangshan earthquake source region in North China // *Tectonophysics*. 2022. Vol. 845. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2022.229642>.

Zoback M. L., Zoback M. D. Tectonic stress field of the continental united states // *Geological society of America*. 1989. Vol. 172. P. 523–539.

Zoback M. L. First- and second modern pattern of stress in lithosphere: The World stress map project // *JGR*. 1992. V. 97. № B8. P. 11703–11728. Учебное издание.

Научное издание

**Морозов В. Н., Татаринов В. Н.,
Колесников И. Ю., Маневич А. И.**

**МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ
НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ
ЭПИЦЕНТРАЛЬНЫХ ЗОН СИЛЬНЫХ КОРОВЫХ
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ**

Редактор *Л.В. Филиппова*

Художник *П. Э. Палей*

Корректоры *А. Ю. Обод, С. О. Розанова, А.К. Рудзик*

Издается по решению Научно-издательского совета
Российской академии наук (НИСО РАН)
от 11.04.2024 № 1 и распространяется бесплатно

Оригинал-макет подготовлен ФГБУ «Издательство «Наука»
в соответствии с контрактом с Российской академией наук № 4У-ЕП-181-2-24

Подписано к печати 10.12.2024. Формат 70×100 $\frac{1}{16}$
Гарнитура Times New Roman. Печать офсетная
Усл.печ.л. 15,25. Уч.-изд.л. 13,5
Тираж 300 экз. Тип. зак.

ФГБУ «Издательство «Наука»
121099, Москва, Шубинский пер., д. 6, стр. 1

Е-mail: info@naukapublishers.ru
<https://naukapublishers.ru>
<https://naukabooks.ru>

ФГБУ «Издательство «Наука»
(Типография «Наука»)
121099, Москва, Шубинский пер., д. 6, стр. 1

Изложены результаты математического моделирования напряженно-деформированного состояния эпицентральных зон сильных коровых землетрясений. В основу методики положена физическо-геологическая модель сейсмогенерирующего слоя земной коры в виде упругого изотропного массива, нарушенного системой произвольно ориентированных тектонических разломов как линейных зон объемно-диспергированных пород. Установлены закономерные тенденции локализации напряжений в метастабильных зонах – окончаниях тектонических разломов и в межразломных интервалах. Области высокой концентрации афтершоков находятся в зонах сброшенной максимальной интенсивности напряжений. При этом гипоцентр землетрясения расположен в пределах критической изобары интенсивности напряжений и определенного соотношения между главными девиаторными напряжениями. Протяженность разрыва определяется концентрацией интенсивности напряжений, накопленной в пределах критической изобары.

В рамках ретроспективного сейсмотектонического анализа положения очагов сильных коровых землетрясений $M > 6$ выявлена взаимосвязь расположения их эпицентров в зависимости от морфологии полей тектонических напряжений в окрестностях разломов и соотношения главных напряжений. Их совместный анализ позволяет выявлять наиболее вероятные области будущих сильных землетрясений для организации сетей инструментальных исследований, в том числе на основе ГНСС.

Книга может быть полезна для специалистов, аспирантов и студентов, занимающихся разработкой сейсмотектонических моделей и прогнозированием сейсмической опасности в районах городских агломераций и расположения особо ответственных промышленных объектов.

Рекомендовано к публикации Ученым советом Геофизического центра РАН

