

ПРОГНОЗ МЕСТА И ИНТЕНСИВНОСТИ СИЛЬНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ)

В. Н. Морозов¹  и А. И. Маневич^{1,2,*} 

¹Геофизический центр РАН, Москва, Россия

²Университет науки и технологий МИСИС, Москва, Россия

* **Контакт:** Александр Ильич Маневич, a.manevich@gcras.ru

Приведены результаты математического моделирования напряжённо-деформированного состояния эпицентральных зон сильных континентальных землетрясений с $M > 6$, которые дают новые возможности для определения места возникновения землетрясения, прогноза его интенсивности, предварительной оценки сотрясаемости «средних» грунтов (строительных площадок). На примере сильного землетрясения в Иране (район г. Бам) 26 декабря 2003 года $M_w 6,6$ приведены результаты ретроспективного прогноза места и протяжённости возможного разрыва в очаге землетрясения, определения статического сейсмического момента M_0 . Сброс напряжений стимулирует разрядку накопленных тектонических напряжений в последующем афтершоковом процессе. Вычислена временная функция сейсмического момента $M_0(t)$ (seismic moment rate), основанная на модели напряжённо-деформированного состояния разрыва (очага землетрясения). Представленные результаты дают возможность на стадии ретроспективного прогноза построить прогнозную карту изосейст и получить синтетические сейсмограммы и акселерограммы сильных коровых землетрясений.

Ключевые слова: коровые землетрясения, моделирование, разлом, напряжённо-деформированное состояние, сейсмическая опасность, сейсмический момент.

Цитирование: Морозов В. Н. и Маневич А. И. Прогноз места и интенсивности сильных континентальных землетрясений (по результатам математического моделирования) // Russian Journal of Earth Sciences. — 2025. — Т. 25. — ES6014. — DOI: 10.2205/2025es001086 — EDN: PZKRYZ

1. Введение

Сильные континентальные землетрясения (intraplate earthquake) с магнитудой $M \geq 6$, унёсшие миллионы жизней и повлёкшие колоссальный экономический ущерб, по-прежнему остаются постоянной угрозой в ряде густонаселённых сейсмоопасных регионах Земли. Рост численности и плотности населения, строительство экологически опасных объектов и прочие факторы, в условиях возрастающей тектонической активности земной коры требуют новых подходов к оценке сейсмической опасности, что находит своё отражение в современных как детерминистских, так и вероятностных моделях [Гвишиани и др., 2024; Завьялов и др., 2022; Соболев, 2019; Шебалин и др., 2024]. При оценке сейсмостойкости сооружений, опасности возможных оползней, селей и проектирования экологически опасных объектов (АЭС, гидротехнических сооружений и т. д.) возникает необходимость прогноза колебаний «средних» грунтов (строительных площадок), — их амплитудно-частотных характеристик (нормативных величин перемещений и ускорений) для проектных землетрясений.

Математическое моделирование напряжённо-деформированного состояния (НДС) эпицентральных зон сильных коровых землетрясений открывает новые возможности как для предварительной оценки параметров сейсмических событий (места и интенсивности), так и для прогноза сейсмической опасности грунтов. Прогноз последней основан

<https://elibrary.ru/PZKRYZ>

Получено: 6 августа 2023 г.

Принято: 17 ноября 2025 г.

Опубликовано: 30 декабря 2025 г.



© 2025. Коллектив авторов.

на модели геологической среды с учётом геолого-геофизических данных о разломной тектонике и региональном поле тектонических напряжений.

Как известно, разломная тектоника является определяющим фактором в механизме возникновения сильных землетрясений. При этом метастабильные зоны [Соболев, 2014; Соболев и Пономарев, 2011] концентрируют упругую энергию тектонических напряжений, вызывающих катастрофические последствия. Используется конечно-элементный метод моделирования напряжённо-деформированного состояния блочной гетерогенной среды. Моделируемая среда представлена в виде слоя, нарушенного тектоническими разломами, тектонически диспергированный материал которых в условиях компрессии обладает свойствами упругого тела. В качестве модели геологической среды принят упругий изотропный горизонтальный слой, помещённый в региональное поле тектонических напряжений [Морозов и др., 2024].

Экспериментальные сейсмологические данные дают основание полагать, что в качестве модели слоя можно принять сейсмогенерирующий слой мощностью 0–25 км, в котором локализуются гипоцентры фоновой сейсмичности и афтершоков сильных континентальных землетрясений с $M \geq 6$ вне зависимости от географического расположения сейсмоактивного района. Наличие разломов, как инородных тел, вызывает в слое локальную концентрацию тектонических напряжений в метастабильных зонах, и последующим возникновением разрыва (землетрясения)

Разрыв в очаге землетрясения (по результатам моделирования) возникает при плотности аккумулированной энергии порядка $\sim 3 \times 10^3$ эрг/см³ и соотношении главных тектонических напряжений $\alpha = \sigma_H / \sigma_h > 4-5$. При этом, под очагом землетрясения, следуя [Мячкин и др., 1974, 1975] понимается разрыв земной коры, сопровождающийся генерацией сейсмических волн в окружающее пространство, а под механизмом очага – причины его вызывающие. Место и прогнозируемая протяжённость возможного разрыва (очага землетрясения) даёт возможность оценить величину сейсмического момента M_0 , и магнитуды возможного землетрясения M . Используя данные о пересечении разрывом областей высокой интенсивности напряжения, представляется возможность построить временную функцию сейсмического момента $M_0(t)$ (seismic moment rate) и получить синтетические сейсмограммы и акселерограммы колебаний грунта в зависимости от протяжённости разрыва и его ориентации в пространстве, включая карты сотрясаемости «средних» грунтов (карты изосейст).

2. Материалы и методы

2.1. Модель эпицентральных зон сильных коровых землетрясений

Сейсмогенерирующий слой. Для большинства сейсмически активных континентальных районов земного шара генерируемая энергия сейсмических волн исходит из верхней части земной коры в интервале глубин от 0 до 25–30 км. Гипоцентры многочисленных слабых (фоновых) землетрясений с $M < 5$ и более редких сильных землетрясений с $M > 6$ расположены в указанном интервале глубин. Примером может служить частота слабых фоновых землетрясений в зависимости от глубины гипоцентров для Большого Кавказа [Tibaldi et al., 2020] и Памира – Тянь-Шаня [Lukk et al., 1995]. При этом максимальная частота гипоцентров регистрируемых землетрясений соответствует интервалу глубин 5–15 км. Большинство гипоцентров афтершоков сильных землетрясений также подчиняется этой закономерности вне зависимости от географического расположения сейсмоактивного района. Причём большинство гипоцентров сильных землетрясений также находятся в верхней части земной коры в интервале глубин от 5 до 15 км. Таким образом, сейсмогенерирующий слой (seismogenetic layer) сейсмоактивных районов – это верхняя часть земной коры от 0 до 25–30 км. Есть основание полагать, что нижней границей сейсмогенерирующего слоя является тонкий водонасыщенный слой на глубине порядка 20–25 км, обладающий упруго-вязкопластическими свойствами. Глубинные сейсмические зондирования, отражающие изменения скоростей упругих волн в некоторых районах, дают основание предполагать его наличие в указанном интервале глубин.

Тектонические разломы. При моделировании НДС эпицентральных зон сильных коровых землетрясений используется фрагмент земной коры площадью $\sim 100 \times 100 \text{ км}^2$, нарушенный тектоническими разломами. При этом под разломом понимается трёхмерное геологическое тело тектонически диспергированного материала, способного в условиях компрессии сохранять свои упругие свойства [Гольдин, 2004]. Тектонические разломы – геологические тела по своей структуре [Кочарян, 2016; Шерман и др., 1983], достигающие по своей ширине (с учётом зоны влияния) десятков километров при протяжённости свыше 1000 км. Сложные по своей геометрической структуре (переменной мощностью) они представляют собой «крупно-глыбовый меланж» [Забродин и др., 2015] с центральной зоной разномасштабного диспергированного материала. Полагая, что упругий модуль тектонических разломов существенно ниже упругого модуля окружающей среды, при моделировании приняты «эффективные» (кажущиеся) параметры тектонических разломов. Модуль Юнга разломов принят ниже на два порядка модуля Юнга окружающей геологической среды, при ширине разломов в пределах $\sim 500 \text{ м}$.

Тектонические напряжения. Для моделирования НДС эпицентральных зон сильных коровых землетрясений необходимо задать главные тектонические напряжения. С этой целью использована имеющаяся информация, включая экспериментальные данные и теоретические представления. Предпосылки о региональных полях тектонических напряжений на глубину до 30 км крайне ограничены. Инструментальные наблюдения в горных выработках и скважинах, в том числе Кольской сверхглубокой скважины (12 км) дают основание полагать, что максимальные горизонтальные напряжения сжатия достигают 70 МПа. Косейсмические деформации поверхности при сильных землетрясениях достигают значений 3×10^{-4} – 10^{-5} . При модуле сдвига, принимаемого для кристаллических пород $G = 3 \times 10^4 \text{ МПа}$, сброшенные статические напряжения (static stress drop) находятся в пределах 1–10 МПа [Kanamori and Brodsky, 2004]. Можно предположить, что главные напряжения горизонтального сжатия в верхней части земной коры находятся в пределах 100 МПа.

2.2. Метод моделирования напряжённно-деформированного состояния

Метод моделирования НДС блочных гетерогенных массивов, нарушенных тектоническими разломами, подробно изложен в ранее опубликованных работах [Морозов и др., 2024]. Кратко он сводится к следующему: блочный гетерогенный породный массив, состоящий из упруго-изотропных блоков, моделируется слоем, который нарушен произвольно ориентированными разломами. При этом падение разломов принимается вертикальным. Ширина зоны динамического влияния разлома принята в пределах 500 м. Эффективный «кажущийся» упругий модуль пород разломной зоны принят на два порядка ниже пород окружающего массива.

Используется конечно-элементная модель упругой геологической среды, находящейся во внешнем поле тектонических напряжений (условие плоского напряжённого состояния). Соотношения между напряжениями и деформациями принимаются осредненными по толщине слоя, согласно модели обобщённого плоского напряжённого состояния в форме закона Гука (1):

$$\begin{Bmatrix} \sigma_{xx} \\ \sigma_{yy} \\ \sigma_{xy} \end{Bmatrix} = [D(E^{(m)}, \nu^{(m)})] \times \begin{Bmatrix} \varepsilon_{xx} \\ \varepsilon_{yy} \\ \varepsilon_{xy} \end{Bmatrix}, \quad (1)$$

где σ_{xx} , σ_{yy} , σ_{xy} – компоненты осредненных интегральных напряжений; ε_{xx} , ε_{yy} , ε_{xy} – соответствующие им компоненты тензора деформации; $E^{(m)}$ – модуль Юнга; $\nu^{(m)}$ – коэффициент Пуассона матрицы упругости отдельного конечного элемента, с помощью которой вводится неоднородность (разлом) в упруго-изотропную модель слоя по формуле:

$$[D(E^{(m)}, \nu^{(m)})] = E^{(m)} \times \left[1 - (\nu^{(m)})^2 \right] \times \begin{bmatrix} 1 & \nu^{(m)} & 0 \\ \nu^{(m)} & 1 & 0 \\ 0 & 0 & (1 - \nu^{(m)})^2 \end{bmatrix}.$$

Помимо компонент тензора напряжений σ_{xx} , σ_{yy} , σ_{xy} , рассчитывалась интенсивность напряжений:

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

Интенсивность напряжений является показателем энергонасыщенности фрагмента геологической среды, так как потенциальная энергия формоизменения определяется по формуле:

$$U_{\Phi} = \frac{1 + \bar{\nu}}{3 \times \bar{E}} \times \sigma_i^2 \Delta V,$$

где \bar{E} и $\bar{\nu}$ – средние модули упругости, ΔV – объем.

При этом напряжение отпора соответствует концепции [Динник, 1946]:

$$\sigma_{xx} = \frac{\nu}{1 - \nu} \sigma_{yy},$$

где ν – коэффициент Пуассона.

Разность интенсивности напряжений рассчитывается по формуле (2):

$$\Delta \sigma_i = |\sigma_i|_I - |\sigma_i|_{II}, \quad (2)$$

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

Предметом анализа является интенсивность напряжений σ_i , компоненты тензора напряжений σ_{yy} , σ_{xx} , σ_{xy} , а также отношение главных напряжений σ_{yy}/σ_{xx} . Выполняется сопоставление величины сброшенной энергии статических напряжений с энергий упругих волн при образовании разрыва. Во всех расчётах приняты численные предполагаемые параметры действующих сжимающих тектонических напряжений $\sigma_H = -30$ МПа, $\sigma_h = -10$ МПа по результатам измерений главных напряжений в верхней части земной коры в различных районах земного шара [Heidbach et al., 2018]. Значение упругого модуля окружающей геологической среды принято $E = 5 \times 10^4$ МПа, модуль диспергированного материала разломов, в условиях компрессии, на два порядка ниже, $E_f = 5 \times 10^2$ МПа. коэффициента Пуассона $\nu = 0,25$.

3. Результаты моделирования напряжённо-деформированного состояния

Изложенный метод моделирования даёт возможность в рамках 2D модели напряжённо-деформированного слоя рассчитать (при задании параметров среды и регионального поля тектонических напряжений на границе фрагмента сейсмической зоны) компоненты тензора напряжений σ_{xx} , σ_{yy} , σ_{xy} и соответственно интенсивность напряжений σ_i . Для моделирования НДС эпицентральных сильных континентальных землетрясений с $M > 6$ (приведённых в табл. 1) использована геолого-геофизическая информация о разломной тектоники сейсмоактивного района, сейсмологические данные, включая методы космической геодезии, позволяющие построить модель сейсмогенерирующего слоя эпицентральной зоны и задать граничные условия для пространственной ориентации главных тектонических напряжений [Морозов и др., 2024].

Тектонические разломы формируют локальные высоко градиентные поля тектонических напряжений в метастабильных зонах, как правило, в окончаниях разломов и в межразломных интервалах.

В качестве примера на рис. 1а представлена карта интенсивности напряжений в эпицентральной зоне Эрзинджанского землетрясения, произошедшего 13 марта 1992 года ($M_w 6,7$, Турция) [Морозов и Маневич, 2018]. На рис. 1б локализации эпицентров афтершоков. Зона высокой интенсивности напряжений, достигающая 60–70 МПа в цен-

Таблица 1. Сопоставление длины разрыва с протяжённостью зоны критической интенсивности напряжений σ_i

№	Землетрясение	Дата	Магнитуда	Глубина гипоцентра, км	Длина разрыва, км*		
					L_{f1}	L_{f2}	L_{f3}
1	Землетрясение Диекси (Китай)	25 августа 1933 г.	M_w 7,3	15	83	84 / 66 / 74	80
2	Таншаньское землетрясение (Китай)	27 июля 1976 г.	M_s 7,8	23	138	139 / 145 / 121	100
3	Эрзинджанское землетрясение (Турция)	13 марта 1992 г.	M_w 6,7	10	46	45 / 25 / 41	47
4	Гуджаратское землетрясение (Индия)	26 января 2001 г.	M_w 6,9	16	49	56 / 35 / 50	45
5	Чангурское землетрясение (Иран)	22 июня 2002 г.	M_w 6,4	10	34	34 / 16 / 30	40
6	Бамское землетрясение (Иран)	26 декабря 2003 г.	M_w 6,6	10	41	41 / 22 / 37	42,5
7	Землетрясение Напа (США)	24 августа 2014 г.	M_w 6,0	11	22	22 / 8 / 20	16

* L_{f1} – по инструментальным данным; L_{f2} – по эмпирической зависимости, через слеш: [Завьялов и Зотов, 2021; Ризниченко, 1976; Wells and Coppersmith, 1994] L_{f3} – по данным моделирования НДС эпицентральной зоны землетрясения (протяжённость зоны интенсивности напряжений $\sigma_i = 30$ МПа, при $\alpha = \sigma_H/\sigma_h > 3$).

тральной части вытянута в субмеридиональном направлении в пределах критической изобары более 30 МПа, протяжённость зоны составляет ~ 47 км (пунктирная линия АВ на рис. 1а). Можно видеть определённое соответствие плотности эпицентров афтершоков зоне высокой интенсивности напряжений, предшествующей этому землетрясению. Аналогичный результат представлен и на рис. 2, для землетрясения в районе г. Бам в Иране, произошедшее 26 декабря 2003 года, с M_w 6,6 [Морозов и др., 2018]. Области высокой интенсивности напряжений фактически указывают на высокий уровень концентрации упругой потенциальной энергии, предшествующей образованию разрыва перед землетрясением. Интенсивность напряжений достигает 60–70 МПа, что в два-три раза превышает фоновую. Протяжённость аномальной зон составляет 47 км (пунктирная линия на рис. 2а).

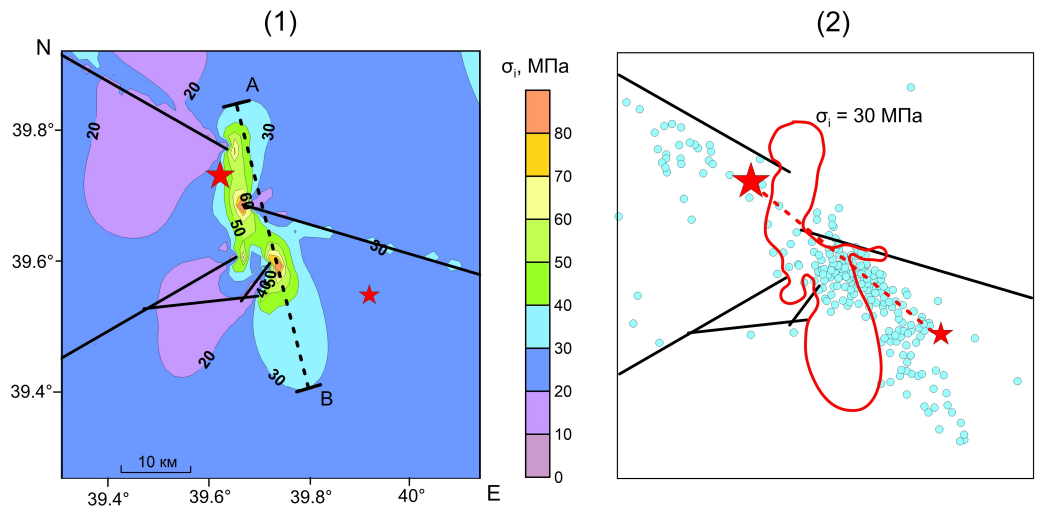


Рис. 1. Карта интенсивности напряжений и афтершоков в эпицентральной зоне Эрзинджанского землетрясения 13 марта 1992 года в Турции с M_w 6,7 (красные звёздочки – Эрзинджанское землетрясение и его афтершок; чёрные линии – тектонические разломы; пунктирная линия – линия нового разрыва). 1 – интенсивность напряжений σ_i ; 2 – последовательность афтершоков с 21 марта по 16 июня 1992 года [Grosser et al., 1998].

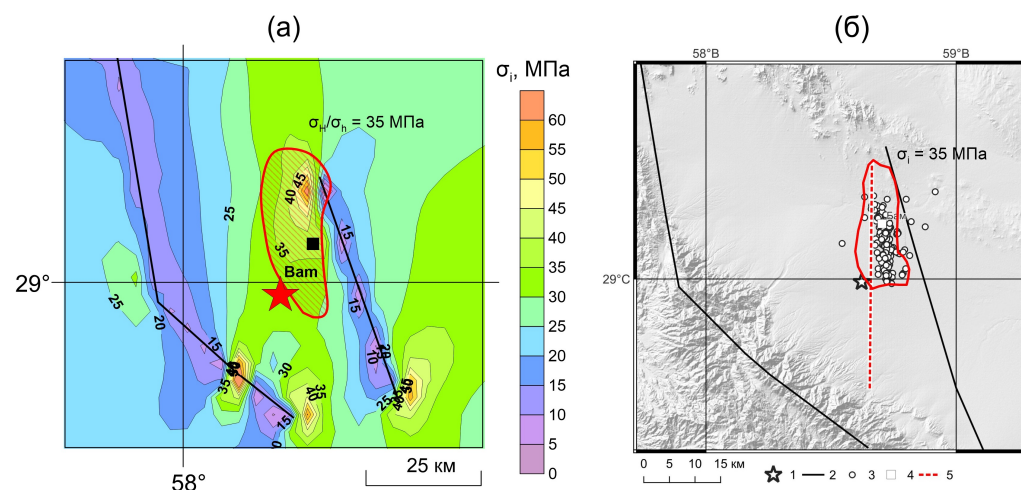


Рис. 2. Карта интенсивности напряжений и афтершоков в эпицентральной зоне землетрясения в районе г. Бам 26 декабря 2003 года в Иране с $M_w 6,6$. (а) – интенсивность напряжений σ_i (заштрихована область $\alpha = \sigma_H/\sigma_h > 3$); (б) – структурно-тектоническая схема и эпицентры сильных землетрясений. 1 – эпицентр землетрясения Бам 26.12.2003; 2 – тектонические разломы [Allamehzadeh et al., 2005]; 3 – афтершоки землетрясения Бам [Tatar et al., 2005]; 4 – крупные города; 5 – образовавшийся разрыв.

Сопоставление предполагаемых разрывов (протяжённости и ориентации в пространстве) этих землетрясений с областью локализации афтершоков даёт основание полагать, что предполагаемые разрывы находятся внутри предшествующей аномально высокой интенсивности напряжений. В таблице 1 приведены сильные коровые землетрясения, где получены аналогичные результаты. В эпицентральных зонах землетрясений они имеют вытянутую форму (близкую к эллипсу) с большой осью, значительно превышающей поперечную. Как правило, эти области для сильных землетрясений с $M > 6$ находятся внутри площади эпицентров афтершоков, при этом эти эпицентры главных толчков на периферии этих областей в пределах площади ограничены изобарой напряжений $\sim 30\text{--}32$ МПа и отношения главных напряжений $\alpha = \sigma_H/\sigma_h$.

Детальные комплексные исследования, выполненные в эпицентральной зоне Бамского землетрясения (включая организацию временной сети сейсмических станций, картирование образовавшихся на поверхности трещин, макросейсмические последствия землетрясения, радарную интерферометрию [Funning et al., 2005; Talebian et al., 2004]) дают информацию, использованную в сопоставление с полученными результатами моделирования НДС эпицентральной зоны этого землетрясения.

Реально предположить, что концентрация упругой потенциальной энергии в метастабильных зонах вызывает образование разрыва, т. е. аккумулированная энергия региональных тектонических напряжений в определённых условиях реализуется в виде землетрясения, интенсивность которого определяется параметрами вновь образовавшегося разрыва. При этом протяжённость вновь образовавшегося разрыва определяет магнитуду сейсмического события. Эмпирические закономерности между протяжённостью разрыва и магнитудой землетрясения имеют вид:

$$\begin{aligned} \log_{10} L &= 0,44M - 1,29 \quad [\text{Ризниченко, 1976}], \\ \log_{10} L &= 0,69M - 3,22 \quad [\text{Wells and Coppersmith, 1994}], \\ \log_{10} L &= 0,43M - 1,27 \quad [\text{Завьялов и Зотов, 2021}]. \end{aligned}$$

Для ряда сильных континентальных землетрясений с $M > 6$ в таблице 1 приведены значения больших осей зон интенсивности напряжений в пределах площади изобары ~ 30 МПа в сопоставлении с протяжённостью разрывов, вычисленных по формулам эмпирических зависимостей [Завьялов и Зотов, 2021; Ризниченко, 1976; Wells and Coppersmith, 1994], эти результаты отражены на рис. 3.

Полученные результаты дают основание предположить, что разрыв, возникающий в пределах изобары интенсивности напряжений $\sigma_i > 30$ МПа распространяется через зоны высокой плотности упругой энергии. Для землетрясения 26 декабря 2003 года в районе г. Бам (Иран) (рис. 26) в рамках ретроспективного прогноза площадь возможного расположения эпицентра ограничена пунктирной линией, а протяжённость и ориентация разрыва соответствует зоне $\sigma_i > 30$ МПа (при $\alpha = \sigma_H/\sigma_h > 4$) равной $\sim 42,5$ км вытянутой в субмеридиональном направлении.

На рисунке 4 приведена карта сброшенной интенсивности напряжений $\Delta\sigma_i$ после образования разрыва и результаты радарной интерферометрии в эпицентральной зоне Бамского землетрясения. Можно видеть определённое соответствие как локализации области сброшенной интенсивности напряжений (рис. 4б), так и зарегистрированного поля смещений в этой области (рис. 4а).

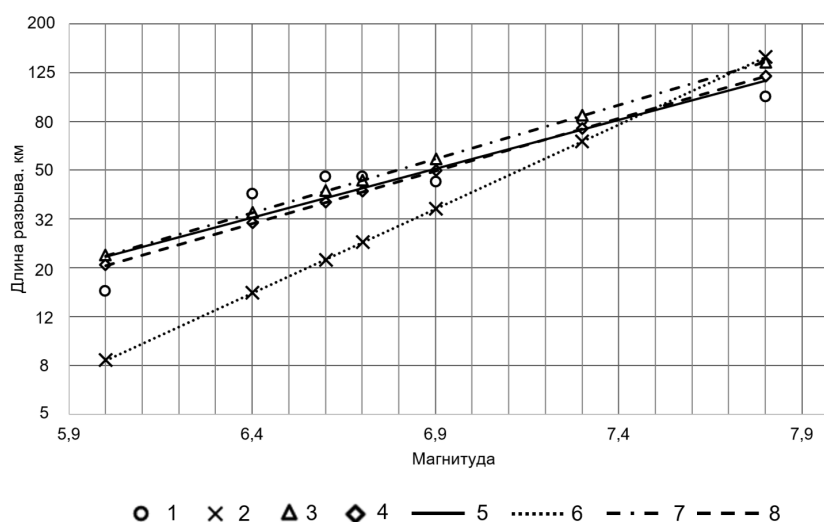


Рис. 3. Сопоставление длины разрыва, полученной на основе эмпирических зависимостей и результатов моделирования НДС эпицентральных зон землетрясений (табл. 1). 1 – данные моделирования НДС; 2 – данные по модели [Wells and Coppersmith, 1994]; 3 – данные по модели [Ризниченко, 1976]; 4 – данные по модели [Завьялов и Зотов, 2021]; 5 – аппроксимация данных моделирования НДС; 6 – аппроксимация данных по модели [Wells and Coppersmith, 1994]; 7 – аппроксимация данных по модели [Ризниченко, 1976]; 8 – аппроксимация данных по модели [Завьялов и Зотов, 2021].

Принимая исходным параметром магнитуду землетрясения $M 6,6$ и используя формулу Ризниченко [1976], протяжённость разрыва составит $L_f \approx 41$ км. Полагая, что вероятная протяжённость разрыва известна, можно построить разрез сброшенных напряжений сдвига $\Delta\tau_p$ (stress drop) в плоскости разрыва (рис. 4), в предположении, что:

$$\Delta\tau = \frac{\sqrt{2}}{3} \times \Delta\sigma_i.$$

Для модели круговой сейсмической дислокации [Anderson and Witcomb, 1973; Kanamori and Anderson, 1975], величину сейсмического момента можно представить в следующем виде:

$$M_0 = \mu S \bar{D} = \frac{16}{7} \times \Delta\bar{\tau} \times a^3 = \frac{16 \times \Delta\bar{\tau}}{7 \times \pi^{3/2}} \times S^{\frac{3}{2}} \approx 0.41 \times \Delta\bar{\tau} \times S^{\frac{3}{2}},$$

где $\Delta\bar{\tau}$ – среднее сброшенное напряжение (stress drop) (в среднем, принимаемое равным 6–10 МПа) для внутриплитовых (континентальных) землетрясений (stress drop), Па; a – радиус дислокации, м; μ – модуль сдвига разрыва, Па; \bar{D} – среднее смещение по разрыву, м; S – площадь разрыва, м².

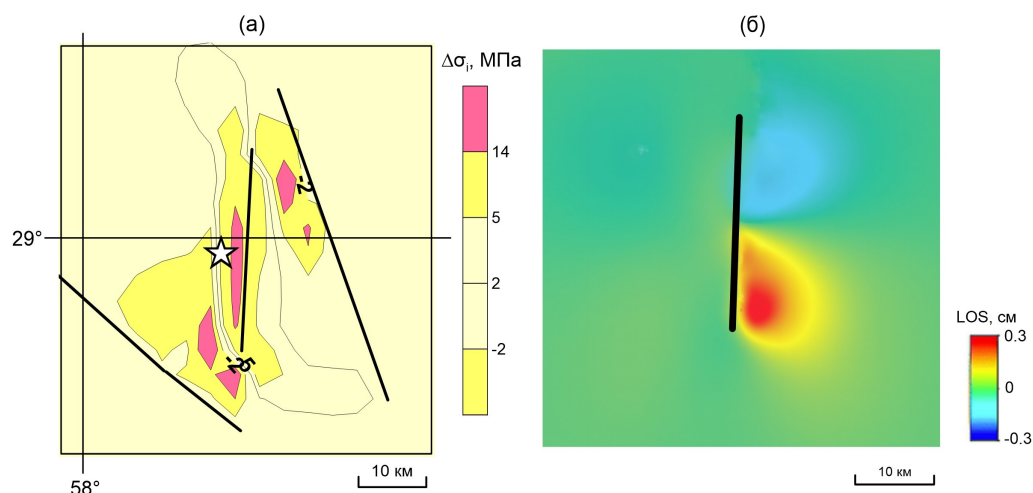


Рис. 4. Сопоставление результатов моделирования НДС эпицентральной зоны землетрясения Бам и данных дифференциальной радарной интерферометрии [Funning *et al.*, 2005]. а – карта разности интенсивности напряжений $\Delta\sigma_i$ до и после землетрясения; б – карта смещений в направлении на полет спутника (LOS) по нисходящему треку.

Тогда статический сейсмический момент можно представить в виде совокупности сейсмических моментов ячеек:

$$M_0 \approx 0.41 \sum_{i=1}^n \Delta\bar{\tau} \times S_i^{\frac{3}{2}},$$

где $\Delta\bar{\tau}$ – среднее сброшенное напряжение сдвига в ячейке, Па; S_i – площадь ячейки, совокупность которых равна общей площади образовавшегося разрыва, м².

Детальные сейсмологические исследования после землетрясения в районе г. Бам позволили установить неравномерное распределение плотности афтершоков по глубине (рис. 5а). Максимальная плотность соответствует глубине ~10 км. Если предположить (следуя Гутенбергу – Рихтеру) что максимальной плотности афтершоков соответствуют области максимальных сброшенных напряжений, то их можно представить в виде [Morozov and Manevich, 2024] функции нормального распределения гипоцентров афтершоков:

$$\Delta\tau(h) = \Delta\tau \times e^{-\frac{(h-h_0)^2}{2b^2}} = \Delta\tau \times e^{-\frac{(h-10)^2}{18}} \quad (3)$$

где h – глубина гипоцентров афтершоков, км; $h_0 = 10$ км; $b = 3$ км.

На рисунке 5б представлен разрез сброшенных напряжений сдвига в плоскости разрыва. При средней величине $\Delta\bar{\tau} = 2,17$ МПа и параметрах сейсмогенерирующего слоя размером $42,5 \times 15$ км, расчётная величина сейсмического момента (в интервале ~ 9 секунд) составляет $1,43 \times 10^{19}$ Н·м. Этот результат соответствует предположению что σ_H постоянно по глубине сейсмогенерирующего слоя. Временная функция сейсмического момента имеет два экстремума на графике, соответствующие интервалам максимальной энергии сейсмических волн, соответствующих во времени пересечению разрывом зон высоких напряжений сдвига (рис. 4б). Вычислить сейсмический момент на основе модели (рис. 5в) можно путем интегрирования функции. В этом случае сейсмический момент составляет $M_0 = 0,299 \times 10^{19}$ Н·м. Эти две оценки вполне сопоставимы с величиной сейсмического момента в интервале $0,16-1,3 \times 10^{19}$ Н·м, приведённых в работе [Funning *et al.*, 2005]. Сейсмический момент определяет магнитуду землетрясения [Kanamori, 1977]:

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10}(M_0) - 10,7.$$

При $M_0 = 1,43 \times 10^{19}$ и $M_0 = 0,299 \times 10^{19}$ магнитуда землетрясения составит $M = 6,73$ и $M = 6,28$ соответственно. Если предположить, что концентрация тектонических напряжений расположена в слое с глубиной ~ 10 км (исходя из результатов зарегистрированных афтершоков [Funning et al., 2005]), этот результат может быть скорректирован, как это показано в работе [Morozov and Manevich, 2024]. Вместе с тем расхождения в оценках сейсмического момента землетрясения Бам находятся в пределах 2–6 крат, следовательно ошибку в 20–25% следует считать допустимой в конечной оценке интенсивности землетрясения в ретроспективном прогнозе этой величины.

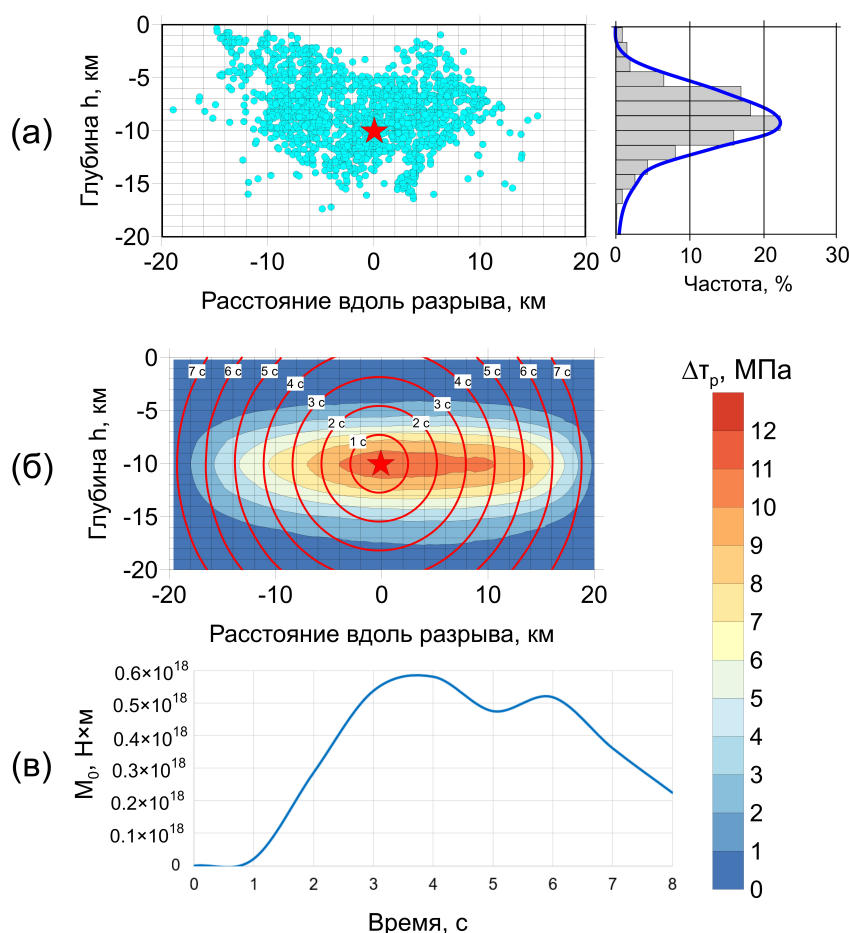


Рис. 5. Результаты моделирования сейсмического момента. (а) – распределение афтершоков по глубине вдоль разрыва [Funning et al., 2005]; (б) – сброшенные напряжения $\Delta\tau$, модель ячеек 2×2 км и распространение разрыва со скоростью 2,8 км/с; (в) – функция временного сейсмического момента $M_0(t)$ полученная на основе результатов моделирования НДС.

Если использовать эти результаты, представляется возможность на стадии ретроспективного прогноза построить прогнозную карту изосейст и получить синтетические сейсмограммы и акселерограммы этого землетрясения. На рисунке 6 приведена карта зарегистрированных [Ramazi and Jigheh, 2006] и вычисленных изосейст исходя из результатов моделирования НДС в единицах шкалы балльности MSK-64. Изосейсты были получены из уравнения макросейсмического поля Блейка – Шебалина [Новый каталог..., 1977]:

$$I_i = a \times M - b \times \log_{10} \sqrt{r^2 + H^2} + c,$$

где I_i – интенсивность сейсмического воздействия в точке, находящейся на расстоянии r от эпицентра землетрясения; M – магнитуда землетрясения; r – расстояние от эпицентра, км; H – глубина очага, км; a , b , c – коэффициенты затухания, подбираемые эмпирически (общемировые значения: $a = 1,5$, $b = 3,5$, $c = 3$).

Карта изосейст (рис. 6б) построена условно для «средних грунтов», принципиально значимым являются не только протяжённость разрыва, но и его пространственная ориентация, имея ввиду оценку критических ускорений, площадок, как существующих, так и проектируемых объектов. При этом если условно перемещать точку эпицентра, от которой выполняется расчёт изосейст вдоль прогнозируемого разрыва, то можно получить оценки изосейст с учётом некоторой неопределённости в определении эпицентра землетрясения (пунктирные линии на рис. 6в). На карте изосейст область площади IX изосейсты практически совпадает с площадью изобары интенсивности напряжений в пределах > 35 МПа (рис. 2б). В работах [Хачиян и Левонян, 2018; Хачиян, 2019] на основании обобщения экспериментальных данных предложена зависимость скорости колебания грунтов («средних грунтов») от величины магнитуды землетрясения M и расстояния от разрыва L .

Это даёт в перспективе возможность получать синтетические сейсмограммы и акселерограммы на стадии предварительной оценки опасности возможного землетрясения.

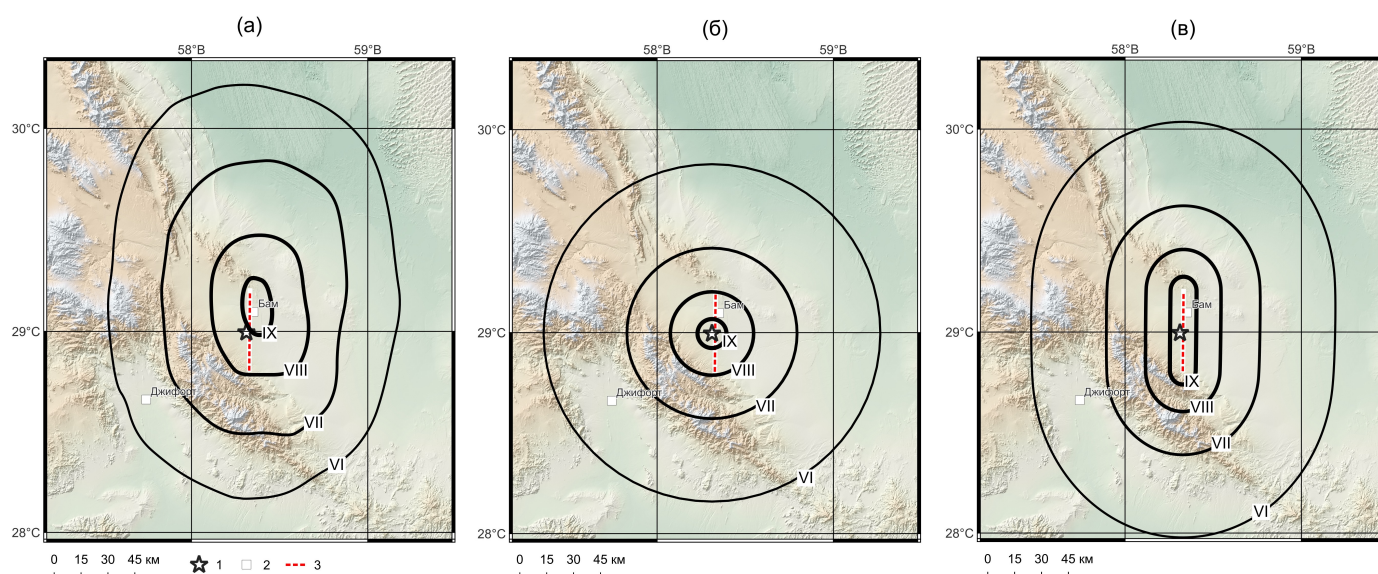


Рис. 6. Карты изосейст землетрясения Бам. (а) – изосейсты по данным [Ramazi and Jigheh, 2006]; (б) – изосейсты точечного источника на основе моделирования НДС; (в) – изосейсты протяжённого источника на основе моделирования НДС. 1 – эпицентр землетрясения Бам 26.12.2003; 2 – крупные города; 3 – предполагаемый образовавшийся разрыв.

4. Заключение

Математическое моделирование НДС эпицентральных зон сильных континентальных землетрясений с $M > 6$ фактически включают три этапа:

- Физическое представление геологической среды в виде сейсмогенерирующего слоя, вмещающего тектонические разломы, находящегося под действием тектонических напряжений;
- Математическое представление напряжённо-деформированного слоя, т. е. задания численных значений действующих напряжений при формулировке граничных условий и параметров геологической среды (матрицы) и тектонических разломов;
- Сопоставление полученных результатов с сейсмологическими данными, имея в виду основные параметры характеризующие сильные землетрясения континентальных районов с $M > 6$.

При этом протяжённость прогнозируемого разрыва и его ориентация в пространстве является определяющим фактором в предварительной оценке основных параметров сильных коровых землетрясений.

В ранее опубликованных работах неоднократно подчёркивалось, что используемые «параметры» для моделирования НДС эпицентральных зон сильных землетрясений неизвестны, или вероятны, а учитывая возможности моделирования – виртуальны. Используемые схемы разломной тектоники не гарантируют их достоверности. Региональное поле тектонических напряжений задаётся как наиболее вероятное, что касается физико-механических свойств геологической среды и тектонических разломов с используемым «эффективным» упругим модулем. Вместе с тем, полученные результаты дают основание утверждать:

1. Модель геологической среды эпицентральных зон сильных тектонических землетрясений с $M > 6$ основана на индивидуальных особенностях пространственной ориентации тектонических разломов, вызывающих локальную концентрацию упругой потенциальной энергии внешнего поля тектонических напряжений. Модель даёт сопоставимые результаты с экспериментальными данными.
2. Локальная концентрация интенсивности тектонических напряжений в эпицентральной зоне перед землетрясением, определяет основные параметры: протяжённость разрыва L , статический сейсмический момент M_0 , временную функцию сейсмического момента $M_0(t)$, магнитуду землетрясения M .
3. Ретроспективный прогноз места и интенсивности сильных коровых землетрясений по результатам моделирования НДС даёт дополнительную возможность в оценке ожидаемого сейсмического риска, особенно в районах с высокой плотностью населения, проектирования и строительства особо важных экологически опасных объектов.

Благодарности. Работа выполнена в рамках государственного задания Геофизического центра РАН, утверждённого Минобрнауки России. В работе использовались оборудование и материалы, предоставленные ЦКП «Аналитический центр геомагнитных данных» Геофизического центра РАН (<http://ckp.gcras.ru/>). Авторы выражают признательность рецензентам за комментарии и редактору журнала за тщательную проработку и улучшение текста статьи.

Список литературы

- Гвишиани А. Д., Фоменко Н. А. и Дзобоев Б. А. Нечёткие множества и большие данные в трёхмерной интерпретации сейсмического районирования // Вестник Российской академии наук. — 2024. — Т. 94, № 8. — С. 704–711. — <https://doi.org/10.31857/s0869587324080026>.
- Гольдин С. В. Дилатансия, переупаковка и землетрясения // Физика Земли. — 2004. — № 10. — С. 37–54.
- Динник А. Н. Устойчивость арок. — М. : ГОСТЕХИЗДАТ, 1946. — 128 с.
- Забродин В. Ю., Рыбас О. В. и Гильманова Г. З. Разломная тектоника материковой части Дальнего востока России. — Владивосток : Дальнаука, 2015. — 132 с.
- Завьялов А. Д. и Зотов О. Д. Новый способ определения характерного размера очаговой зоны // Вулканология и сейсмология. — 2021. — № 1. — С. 22–29. — <https://doi.org/10.31857/s0203030621010065>.
- Завьялов А. Д., Морозов А. Н., Алёшин И. М. и др. Метод среднесрочного прогноза землетрясений «Карта ожидаемых землетрясений» (КОЗ): опыт использования и перспективы развития // Геофизические процессы и биосфера. — 2022. — Т. 21, № 2. — С. 114–131. — <https://doi.org/10.21455/gpb2022.2-6>.
- Кочарян Г. Г. Геомеханика разломов. — М. : ГЕОС, 2016. — 424 с.
- Морозов В. Н. и Маневич А. И. Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентрального района землетрясения 13.03.1992 г., MS=6.8 (Турция) // Геофизические исследования. — 2018. — Т. 19, № 1. — С. 17–29. — <https://doi.org/10.21455/gr2018.1-2>.
- Морозов В. Н., Татаринов В. Н., Колесников И. Ю. и др. Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны сильного землетрясения в Иране (26 декабря 2003 г. Mw = 6.6) // Физика Земли. — 2018. — № 4. — С. 68–78. — <https://doi.org/10.1134/S0002333718040087>.
- Морозов В. Н., Татаринов В. Н., Колесников И. Ю. и др. Математическое моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентральных зон сильных коровых землетрясений. — М. : РАН, Наука, 2024. — 244 с.
- Мячкин В. И., Костров Б. В., Соболев Г. А. и др. Лабораторные и теоретические исследования подготовки землетрясений // Известия АН СССР. Физика Земли. — 1974. — № 10. — С. 107–112.

- Мячкин В. И., Костров Б. В., Соболев Г. А. и др. Основы физики очага и предвестники землетрясений // Физика очага землетрясений. — М. : Наука, 1975. — С. 6–29.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / под ред. Н. В. Кондорской и Н. В. Шебалина. — М. : Наука, 1977. — 536 с.
- Ризниченко Ю. В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. — М. : Наука, 1976. — С. 9–27.
- Соболев Г. А. Сейсмический шум. — М. : Наука и образование, 2014. — 271 с.
- Соболев Г. А. Модель лавинно-неустойчивого трещинообразования – ЛНТ // Физика Земли. — 2019. — № 1. — С. 166–179. — <https://doi.org/10.31857/s0002-333720191166-179>.
- Соболев Г. А. и Пономарев А. В. Динамика разрушения моделей геологической среды при триггерном влиянии жидкости // Физика Земли. — 2011. — № 10. — С. 48–63.
- Хачиян Е. Е. и Левонян Л. А. Метод прогнозирования синтетических сейсмограмм и акселерограмм различных грунтовых оснований при сильных землетрясениях // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. — 2018. — № 2. — С. 14–25.
- Хачиян Э. Е. Прогнозирование синтетических сейсмограмм и акселерограмм сильных движений грунта при модели землетрясения как мгновенного разрыва земной коры // Вестник НИЦ «Строительство». — 2019. — 23(4). — С. 5–34.
- Шебалин П. Н., Тихоцкий С. А. и Коваленко А. А. О совершенствовании подходов к сокращению ущерба от землетрясений // Вестник Российской академии наук. — 2024. — Т. 94, № 10. — С. 900–909. — <https://doi.org/10.31857/s0869587324100046>.
- Шерман С. И., Борняков С. А. и Буддо В. Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). — Новосибирск : Наука. Сибирское отделение, 1983. — 110 с.
- Allamehzadeh M., Dezvareh M., Farahbod A. M., et al. Seismological Aspects of the 2003 Bam, Iran, Earthquake and Its Aftershock Analysis // Earthquake Spectra. — 2005. — Vol. 21, 1_suppl. — P. 101–112. — <https://doi.org/10.1193/1.2098167>.
- Anderson D. L. and Witcomb J. H. The Dilatancy-diffusion model of earthquake prediction // Proceeding of the conference on tectonic problems of the San Andreas fault systems. — Stanford University Press, 1973.
- Funning G. J., Parsons B., Wright T. J., et al. Surface displacements and source parameters of the 2003 Bam (Iran) earthquake from Envisat advanced synthetic aperture radar imagery // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. — 2005. — Vol. 110, B9. — <https://doi.org/10.1029/2004jb003338>.
- Grosser H., Baumbach M., Berckhemer H., et al. The Erzincan (Turkey) Earthquake (M s 6.8) of March 13, 1992 and its Aftershock Sequence // Pure and Applied Geophysics. — 1998. — Vol. 152, no. 3. — P. 465–505. — <https://doi.org/10.1007/s000240050163>.
- Heidbach O., Rajabi M., Cui X., et al. The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales // Tectonophysics. — 2018. — Vol. 744. — P. 484–498. — <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.007>.
- Kanamori H. The energy release in great earthquakes // Journal of Geophysical Research. — 1977. — Vol. 82, no. 20. — P. 2981–2987. — <https://doi.org/10.1029/jb082i020p02981>.
- Kanamori H. and Anderson L. Theoretical basis of some empirical relations in seismology // Bulletin of the Seismological Society of America. — 1975. — Vol. 65(5). — P. 1073–1095. — <https://doi.org/10.1785/BSSA0650051073>.
- Kanamori H. and Brodsky E. E. The physics of earthquakes // Reports on Progress in Physics. — 2004. — Vol. 67, no. 8. — P. 1429–1496. — <https://doi.org/10.1088/0034-4885/67/8/r03>.
- Lukk A. A., Yunga S. L., Shevchenko V. I., et al. Earthquake focal mechanisms, deformation state, and seismotectonics of the Pamir-Tien Shan region, Central Asia // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. — 1995. — Vol. 100, B10. — P. 20321–20343. — <https://doi.org/10.1029/95jb02158>.
- Morozov V. N. and Manevich A. I. Seismotectonic Model of the Focal Zone of the November 25, 2016, Aketao Earthquake MW 6.6 (China) // Doklady Earth Sciences. — 2024. — Vol. 519, no. 2. — P. 2243–2251. — <https://doi.org/10.1134/s1028334x24603675>.
- Ramazi H. and Jigheh H. S. The Bam (Iran) Earthquake of December 26, 2003: From an engineering and seismological point of view // Journal of Asian Earth Sciences. — 2006. — Vol. 27, no. 5. — P. 576–584. — <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.05.009>.
- Talebian M., Fielding E. J., Funning G. J., et al. The 2003 Bam (Iran) earthquake: Rupture of a blind strike-slip fault // Geophysical Research Letters. — 2004. — Vol. 31, no. 11. — <https://doi.org/10.1029/2004gl020058>.

- Tatar M., Hatzfeld D., Moradi A. S., et al. The 2003 December 26 Bam earthquake (Iran), Mw6.6, aftershock sequence // Geophysical Journal International. — 2005. — Oct. — Vol. 163, no. 1. — P. 90–105. — <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.2005.02639.x>.
- Tibaldi A., Tsereteli N., Varazanashvili O., et al. Active stress field and fault kinematics of the Greater Caucasus // Journal of Asian Earth Sciences. — 2020. — Vol. 188. — P. 104108. — <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.104108>.
- Wells D. L. and 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. — Vol. 84, no. 4. — P. 974–1002. — <https://doi.org/10.1785/bssa0840040974>.

PREDICTION OF THE LOCATION AND INTENSITY OF STRONG CONTINENTAL EARTHQUAKES (BASED ON MATHEMATICAL MODELING RESULTS)

V. N. Morozov¹  and A. I. Manevich^{1,2,**} 

¹Geophysical Center of Russian Academy Sciences, Moscow, Russia

²MISIS University of Science and Technology, Moscow, Russia,

****Correspondence to:** Alexandr Manevich, a.manevich@gcras.ru.

The findings derived from mathematical modeling of the stress-strain state in the epicentral zones of significant continental earthquakes with $M > 6$ present new avenues for determining the earthquake's initiation point, predicting its intensity, and providing preliminary assessments of the shaking characteristics of "medium" soils typically found at construction sites. Utilizing the example of the substantial earthquake that occurred in Iran (specifically in the Bam region) on December 26, 2003, with a M_w 6.6, this study outlines the results of a retrospective analysis aimed at forecasting the potential location and extent of the rupture within the earthquake's focus, as well as calculating the static seismic moment M_0 . The stress release associated with these events facilitates the dissipation of accumulated tectonic stresses during the subsequent aftershock sequences. Furthermore, a temporal function of the seismic moment rate $M_0(t)$ has been derived based on a model reflecting the stress-strain state of the rupture. The results presented herein enable the construction of a predictive isoseismal map during the retrospective forecasting phase, along with the generation of synthetic seismograms and accelerograms for strong crustal earthquakes.

Keywords: Crustal earthquakes, modeling, fault, stress-strain state, seismic hazard, seismic moment.

Citation: Morozov V. N. and Manevich A. I. (2025), Prediction of the Location and Intensity of Strong Continental Earthquakes (Based on Mathematical Modeling Results), *Russian Journal of Earth Sciences*, 25, ES6014, <https://doi.org/10.2205/2025ES001086>, EDN: PZKRYZ

Received: August 6, 2023

Accepted: November 17, 2025

Published: December 30, 2025



© 2025. The Authors.

References

- Allamehzadeh M., Dezvareh M., Farahbod A. M., et al. Seismological Aspects of the 2003 Bam, Iran, Earthquake and Its Aftershock Analysis // *Earthquake Spectra*. — 2005. — Vol. 21, 1_suppl. — P. 101–112. — <https://doi.org/10.1193/1.2098167>.
- Anderson D. L. and Witcomb J. H. The Dilatancy-diffusion model of earthquake prediction // *Proceeding of the conference on tectonic problems of the San Andreas fault systems*. — Stanford University Press, 1973.
- Dinnik A. N. Stability of Arches. — Moscow : GOSTEKHIZDAT, 1946. — 128 p. — (In Russian).
- Funning G. J., Parsons B., Wright T. J., et al. Surface displacements and source parameters of the 2003 Bam (Iran) earthquake from Envisat advanced synthetic aperture radar imagery // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. — 2005. — Vol. 110, B9. — <https://doi.org/10.1029/2004jb003338>.
- Goldin S. V. Dilatancy, Repacking, and Earthquakes // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. — 2004. — Vol. 40, no. 10. — P. 817–832.
- Grosser H., Baumbach M., Berckhemer H., et al. The Erzincan (Turkey) Earthquake (M_s 6.8) of March 13, 1992 and its Aftershock Sequence // *Pure and Applied Geophysics*. — 1998. — Vol. 152, no. 3. — P. 465–505. — <https://doi.org/10.1007/s000240050163>.
- Gvishiani A. D., Fomenko N. A. and Dzeboev B. A. Fuzzy Sets and Big Data in the Three-Dimensional Interpretation of Seismic Zoning // *Vestnik Rossijskoj akademii nauk*. — 2024. — Vol. 94, no. 8. — P. 704–711. — <https://doi.org/10.31857/s0869587324080026>. — (In Russian).
- Heidbach O., Rajabi M., Cui X., et al. The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales // *Tectonophysics*. — 2018. — Vol. 744. — P. 484–498. — <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.007>.

- Kanamori H. The energy release in great earthquakes // *Journal of Geophysical Research*. — 1977. — Vol. 82, no. 20. — P. 2981–2987. — <https://doi.org/10.1029/jb082i020p02981>.
- Kanamori H. and Anderson L. Theoretical basis of some empirical relations in seismology // *Bulletin of the Seismological Society of America*. — 1975. — Vol. 65(5). — P. 1073–1095. — <https://doi.org/10.1785/BSSA0650051073>.
- Kanamori H. and Brodsky E. E. The physics of earthquakes // *Reports on Progress in Physics*. — 2004. — Vol. 67, no. 8. — P. 1429–1496. — <https://doi.org/10.1088/0034-4885/67/8/r03>.
- Khachiyani E. E. Prediction of synthetic seismograms and accelerograms of strong movements of the soil at the earthquake model as an instant rip of the Earth's crust // *Bulletin of Science and Research Center of Construction*. — 2019. — 23(4). — P. 5–34. — (In Russian).
- Khachiyani E. E. and Levonyan L. A. Method of predicting synthetic seismograms and accelerograms of various soil bases in strong earthquakes // *Earthquake engineering. Constructions safety*. — 2018. — No. 2. — P. 14–25. — (In Russian).
- Kocharyan G. G. *Geomechanics of Faults*. — Moscow : GEOS, 2016. — 424 p. — (In Russian).
- Lukk A. A., Yunga S. L., Shevchenko V. I., et al. Earthquake focal mechanisms, deformation state, and seismotectonics of the Pamir-Tien Shan region, Central Asia // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. — 1995. — Vol. 100, B10. — P. 20321–20343. — <https://doi.org/10.1029/95jb02158>.
- Morozov V. N. and Manevich A. I. Modeling stress-strain state in the epicentral zone of the earthquake 13.03.1992, MS = 6.8 (Turkey) // *Geophysical research*. — 2018. — Vol. 19, no. 1. — P. 17–29. — <https://doi.org/10.21455/gr2018.1-2>. — (In Russian).
- Morozov V. N. and Manevich A. I. Seismotectonic Model of the Focal Zone of the November 25, 2016, Aketao Earthquake MW 6.6 (China) // *Doklady Earth Sciences*. — 2024. — Vol. 519, no. 2. — P. 2243–2251. — <https://doi.org/10.1134/s1028334x24603675>.
- Morozov V. N., Tatarinov V. N., Kolesnikov I. Yu., et al. Modeling the stress-strain state in the epicentral zone of a strong earthquake in Iran (December 26, 2003, MW = 6.6) // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. — 2018. — Vol. 54, no. 4. — P. 602–611. — <https://doi.org/10.1134/S1069351318040080>.
- Morozov V. N., Tatarinov V. N., Kolesnikov I. Yu., et al. Mathematical Modeling of the Stress-Strain State of Episentral Zones of Strong Crustal Earthquakes. — Moscow : RAN, Nauka, 2024. — 244 p. — (In Russian).
- Myachkin V. I., Kostrov B. V., Sobolev G. A., et al. Laboratory and Theoretical Studies of Earthquake Preparation // *Izvestiya, Academy of Sciences, USSR, Physics of the Solid Earth*. — 1974. — No. 10. — P. 107–112. — (In Russian).
- Myachkin V. I., Kostrov B. V., Sobolev G. A., et al. Fundamentals of Source Physics and Earthquake Precursors // *Physics of the Earthquake Source*. — Moscow : Nauka, 1975. — P. 6–29. — (In Russian).
- New Catalog of Strong Earthquakes in the USSR from Ancient Times to 1975 / ed. by N. V. Kondorskaya and N. V. Shebalin. — Moscow : Nauka, 1977. — 536 p. — (In Russian).
- Ramazi H. and Jigheh H. S. The Bam (Iran) Earthquake of December 26, 2003: From an engineering and seismological point of view // *Journal of Asian Earth Sciences*. — 2006. — Vol. 27, no. 5. — P. 576–584. — <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.05.009>.
- Riznichenko Yu. V. Dimensions of the Crustal Earthquake Source and Seismic Moment // *Studies in Earthquake Physics*. — Moscow : Nauka, 1976. — P. 9–27. — (In Russian).
- Shebalin P. N., Tikhotsky S. A. and Kovalenko A. A. On improving approaches to reducing earthquake damage // *Vestnik Rossijskoj akademii nauk*. — 2024. — Vol. 94, no. 10. — P. 900–909. — <https://doi.org/10.31857/s0869587324100046>. — (In Russian).
- Sherman S. I., Bornyakov S. A. and Buddo V. Yu. Regions of Dynamic Influence of Faults (Modeling Results). — Novosibirsk : Nauka. Siberian Branch, 1983. — 110 p. — (In Russian).
- Sobolev G. A. *Seismic Noise*. — Moscow : Nauka i Obrazovanie, 2014. — 271 p. — (In Russian).
- Sobolev G. A. Avalanche Unstable Fracturing Formation Model // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. — 2019. — Vol. 55, no. 1. — P. 138–151. — <https://doi.org/10.1134/s1069351319010117>.
- Sobolev G. A. and Ponomarev A. V. Dynamics of fluid-triggered fracturing in the models of a geological medium // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. — 2011. — Vol. 47, no. 10. — P. 902–918. — <https://doi.org/10.1134/s1069351311100119>.
- Talebian M., Fielding E. J., Funning G. J., et al. The 2003 Bam (Iran) earthquake: Rupture of a blind strike-slip fault // *Geophysical Research Letters*. — 2004. — Vol. 31, no. 11. — <https://doi.org/10.1029/2004gl020058>.
- Tatar M., Hatzfeld D., Moradi A. S., et al. The 2003 December 26 Bam earthquake (Iran), Mw6.6, aftershock sequence // *Geophysical Journal International*. — 2005. — Oct. — Vol. 163, no. 1. — P. 90–105. — <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.2005.02639.x>.
- Tibaldi A., Tsereteli N., Varazanashvili O., et al. Active stress field and fault kinematics of the Greater Caucasus // *Journal of Asian Earth Sciences*. — 2020. — Vol. 188. — P. 104108. — <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.104108>.

- Wells D. L. and 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. — Vol. 84, no. 4. — P. 974–1002. — <https://doi.org/10.1785/bssa0840040974>.
- Zabrodin V. Yu., Rybas O. V. and Gil'manova G. Z. Fault Tectonics of the Russian Far East Mainland. — Vladivostok : Dalnauka, 2015. — 132 p. — (In Russian).
- Zavyalov A. D., Morozov A. N., Aleshin I. M., et al. Medium-term earthquake forecast method "Map of expected earthquakes" (MEE): Results and prospects // Geophysical Processes and Biosphere. — 2022. — Vol. 21, no. 2. — P. 114–131. — <https://doi.org/10.21455/gpb2022.2-6>. — (In Russian).
- Zavyalov A. D. and Zotov O. D. A New Way to Determine the Characteristic Size of the Source Zone // Journal of Volcanology and Seismology. — 2021. — Vol. 15, no. 1. — P. 19–25. — <https://doi.org/10.1134/s0742046321010139>.