

УДК 550.34.06;550.34.01

## МОДЕЛИРОВАНИЕ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ЭПИЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЫ СИЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ТУРЦИИ (ИЗМИТ, 1999 г., $M 7.4$ )

© 2020 г. В. Н. Морозов<sup>a, \*</sup>, В. Н. Татаринов<sup>a, b, \*\*</sup>, А. И. Маневич<sup>a, c, \*\*\*</sup>

<sup>a</sup>Геофизический центр РАН, Молодёжная ул., 3, Москва, 119296 Россия

<sup>b</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, Большая Грузинская ул., 10, стр. 1, Москва, 123242 Россия

<sup>c</sup>Горный институт НИТУ “МИСИС”, Ленинский проспект, 4, Москва, 119049 Россия

\*e-mail: v.morozov@gcras.ru

\*\*e-mail: victat@wpcb.ru

\*\*\*e-mail: ai.manevich@yandex.ru

Поступила в редакцию 26.04.2019 г.

После доработки 29.08.2019 г.

Принята к публикации 26.12.2019 г.

17 августа 1999 г. около г. Измит произошло сильное землетрясение  $M 7.4$ , в результате которого разрушения и жертвы были огромны: более 15000 погибших, тысячи не подлежащих восстановлению зданий и сооружений. В результате землетрясения возникла система разрывов и трещин на поверхности протяженностью более 70 км от Измитского залива, образовался новый тектонический разрыв длиной более 150 км. В работе представлены результаты математического моделирования напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны до и после Измитского землетрясения в сочетании с сейсмологическими данными. При моделировании использовался метод расчета напряженно-деформированного состояния блочной упруго-изотропной гетерогенной среды, нарушенной системой разломов под действием внешнего поля тектонических напряжений, граничные условия задавались по сейсмологическим данным. Показано, что при определенном соотношении между главными напряжениями эпицентры сильных коровых землетрясений локализуются в области высокой концентрации интенсивности напряжений. Развитие афтершокового процесса обусловлено сбросом напряжений, вызванным новым разрывом, а формирующиеся кластеры афтершоков пространственно коррелируют с зоной сброшенной интенсивности напряжений. Предполагается, что тектонический разрыв распространяется в направлении зон высоко интенсивности напряжений. Полученные результаты могут быть полезны при детерминированном подходе к оценке и прогнозированию сейсмической опасности, длины и области распространения образующегося при землетрясении разрыва.

**Ключевые слова:** Измитское землетрясение, Северо-Анатолийская разломная зона, моделирование, напряженно-деформированное состояние, землетрясение, разлом, афтершоки, прогноз землетрясений.

DOI: 10.31857/S0203030620020042

### 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; Sakir et al., 2003]). Эпицентральной зоной землетрясения находилась на западе протяженной Северо-Анатолийской разломной зоны, включающей крупные разломы “Сапанка–Измит” и “Измит–Мекек” (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  $31^{\circ}$  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 глу-

биной 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 гг., предположительно связанных с активными тектоническими разломами западной части Северо-Анатолийской разломной зоны [Neugebauer, 1995].

В настоящей работе использованы геодинамические представления о развитии тектонического процесса в этом районе, включая особенности разломной тектоники района в пределах территории, ограниченной  $40\text{--}41^\circ$  с.ш. и  $29\text{--}31^\circ$  в.д. [Neugebauer, 1995; Stain et al., 1997].

Для моделирования напряженно-деформированного состояния (НДС) эпицентральной зоны землетрясения использован авторский метод расчета НДС блочной упруго-изотропной гетерогенной среды, нарушенной системой разломов под действием внешнего поля тектонических напряжений [Morozov et al., 2012]. Тектонический разлом моделируется протяженной зоной диспергированного материала с упругим модулем на два порядка ниже упругого модуля окружающей геологической среды [Morozov et al., 2012].

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  $\sigma_{yy}$  ( $S_{\text{hmax}}$ ) имеет азимут  $135^\circ$ .

При сопоставлении результатов моделирования НДС эпицентральной зоны землетрясения с сейсмологическими наблюдениями установлено, что очаг землетрясения возникает в зоне высокой интенсивности напряжений (с учетом возможной ошибки определения координат эпицентра землетрясения  $\pm 5$  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, опре-

деляющих неоднородность напряженного состояния верхней части земной коры в поле тектонических напряжений.

### СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ИЗМИТСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

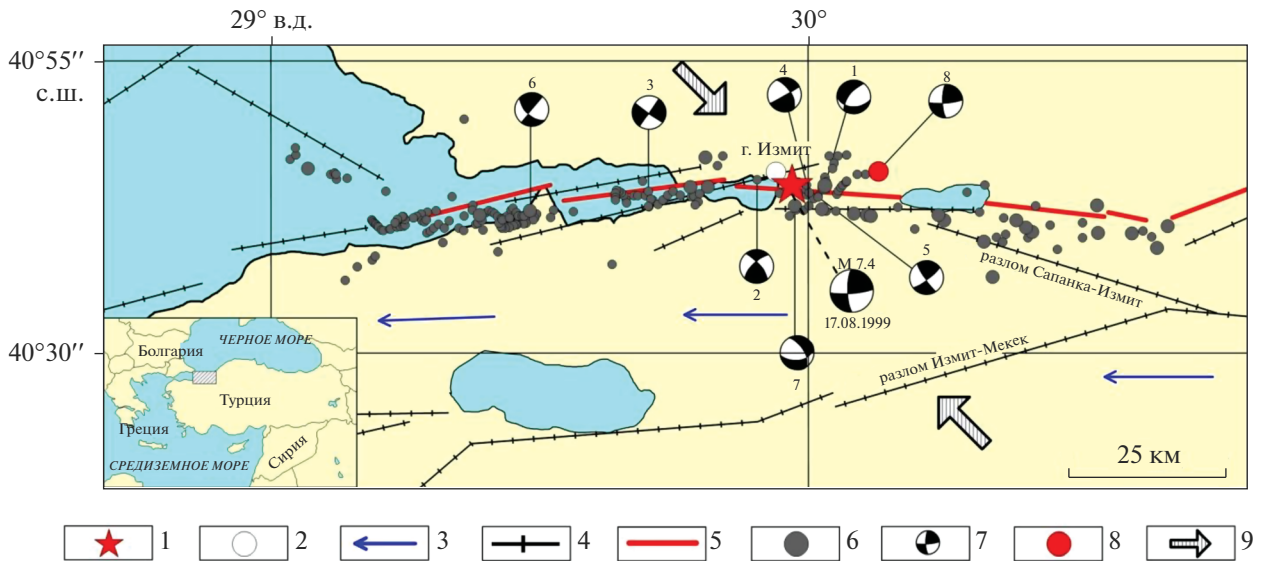
Протяженность образовавшихся после землетрясения разрывов и трещин на поверхности составляла около 70 км [Görgün et al., 2009; Lekkas, 2004]. Региональная и временная сеть сейсмических станций за два месяца после главного толчка зарегистрировала более 2000 афтершоков, в линейно вытянутой вдоль Измитского залива зоне протяженностью около 150 км (рис. 1) [Ito et al., 2002; Bohnhoff et al., 2008]. Вновь образовавшийся разлом локализован севернее разлома “Сапанка–Измит” (Sapanca–Izmit), который на востоке от эпицентра Измитского землетрясения пересекается с разломом “Измит–Мекек” (Izmit–Mekece) (см. рис. 1). Этот район Северо-Анатолийской зоны в предшествующие семь лет до землетрясения характеризуется низкой сейсмической активностью [Reilinger et al., 2000].

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

Для моделирования НДС эпицентральной зоны землетрясения использована схема разломной тектоники Северо-Западной части Северо-Анатолийской зоны разломов, представленная на рис. 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/г [Görgün et al., 2009; Reilinger et al., 2000].

Как это видно на рис. 1, положение нодальных плоскостей в очаге главного толчка и максимального по магнитуде афтершока совпадает с ориентацией оси сжатия  $135^\circ$ . 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 (табл. 1), возможно, связаны с влиянием вновь образовавшегося разрыва.

На рис. 2 представлены результаты изучения скоростей распространения продольных волн в центральной части Северо-Анатолийского разлома (широтный профиль) [Yolsal-Çevikbilen et al.,



**Рис. 1.** Схема разломной тектоники района Измитского землетрясения с использованием данных [Özalaybey et al., 2002; Görgün et al., 2009].  
 1 – эпицентр землетрясения 17 августа 1999 г.; 2 – положение 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 ч после землетрясения; 7 – механизмы очагов афтершоков и главного толчка; 8 – сильный афтершок землетрясения,  $M 6.2$ ; 9 – направление оси сжимающих напряжений.

2012]. “Сейсмогенерирующий слой” находится в пределах 5–15 км с  $V_p \geq 5.5$  (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 17 августа 1999 г.

Реализована конечно-элементная модель геологической среды, находящейся во внешнем поле тектонических напряжений (условие плоского напряженного состояния).

Соотношения между напряжениями и деформациями принимаются осредненными по толщине слоя, согласно модели обобщенного плоского напряженного состояния в форме закона Гука:

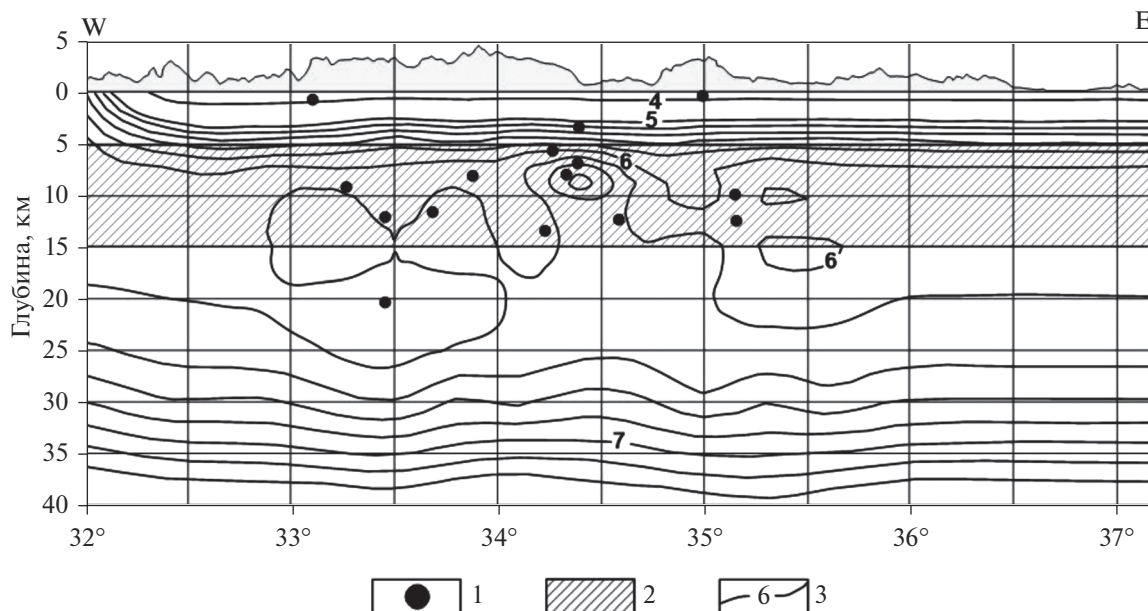
**МЕТОД МОДЕЛИРОВАНИЯ  
 НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО  
 СОСТОЯНИЯ**

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

Метод моделирования НДС блочных гетерогенных массивов, нарушенных тектоническими разломами, изложен в наших ранее опубликованных работах [Mogozov et al., 2012; Морозов и др., 2018a]. Кратко он сводится к следующему: блочный гетерогенный массив, состоящий из упруго-изотропных блоков, моделируется слоем, нарушенным произвольно ориентированными разломами. Под тектоническими разломами понимается тектонически диспергированная среда (“гигантско-глыбовый меланж” [Забродин и др., 2015; Шерман и др., 1992; Кочарян, 2016]). Ширина зоны влияния разлома (ослабленной зоны) находится в пределах до 1 км. Упругий модуль разломной зоны на два порядка ниже пород окружающего массива. Падение разломов принято вертикальным.

**Таблица 1.** Афтершоки Измитского землетрясения с использованием данных [Özalaybey et al., 2002]

№	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



**Рис. 2.** Скоростной разрез ( $P$ -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.

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

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

При моделировании напряженно-деформированного состояния геологического массива в системе координат  $y, x$  (совпадающие с направлением главных осей тектонических напряжений) задается внешнее поле тектонических напряжений (исходя из имеющихся геолого-геофизических данных). Проведен анализ карт распределения величины  $\sigma_{xx}$ ,  $\sigma_{yy}$ ,  $\sigma_{xy}$  и интенсивности напряжений  $\sigma_i$ :

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

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

$$U_\Phi = \frac{1 + \bar{\nu}}{3\bar{E}} \sigma_i^2 \Delta V, \quad (4)$$

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

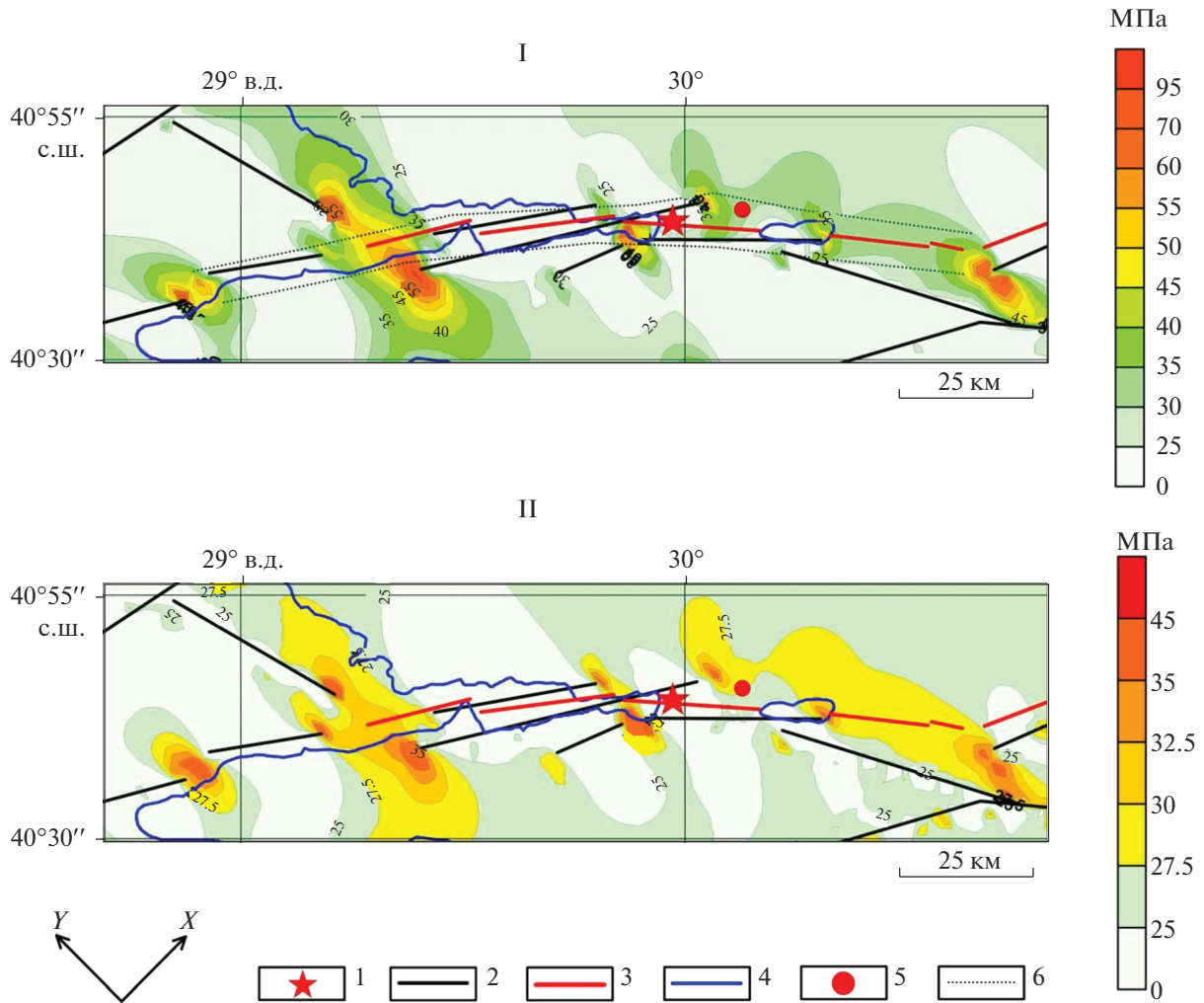
Как отмечено выше, направление оси главного компрессионного напряжения  $\sigma_{yy}$  принято под углом  $135^\circ$ , при этом напряжение отпора соответствует концепции А.Н. Динника [Динник, 1946]:

$$\sigma_{xx} = \frac{\nu}{1 - \nu} \sigma_{yy}, \quad (5)$$

где  $\nu$  – коэффициент Пуассона, принимаемый равным 0.25.

Предметом анализа является интенсивность напряжений  $\sigma_i$ ,  $\sigma_{yy}$ ,  $\sigma_{xx}$  а также отношение главных напряжений  $\sigma_{yy}/\sigma_{xx}$ . Показано, что разрыв стартует из зон высокой интенсивности напряжений, при этом отношение  $\sigma_{yy}/\sigma_{xx}$  значительно превышает фоновое значение, равное 3. В области эпицентра землетрясения напряжения сжатия  $\sigma_{xx}$  переходят в напряжения растяжения.

Разломы моделируются зонами тектонической диспергации геологической среды с субвер-



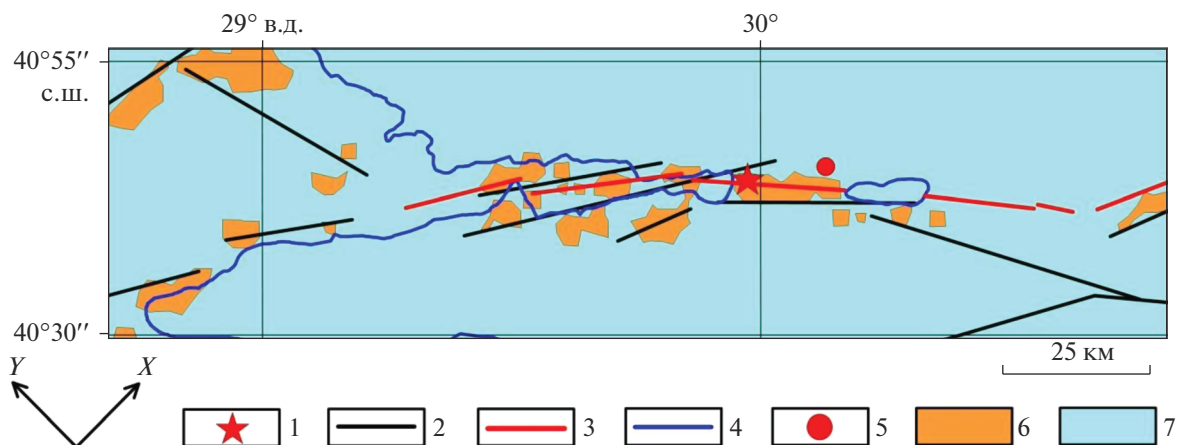
**Рис. 3.** Карта интенсивности  $\sigma_i$  напряжений в эпицентральной зоне Измитского землетрясения до момента главного толчка.  
 I – результаты моделирования с отношением упругих модулей вмещающего массива и разлома  $E_M/E_{ЭР} = 100$ ; II – результаты моделирования с отношением упругих модулей вмещающего массива и разлома  $E_M/E_{ЭР} = 10$ . 1 – эпицентр; 2 – тектонические разломы; 3 – положение нового разрыва; 4 – границы водных поверхностей (залив и озера); 5 – сильный афтершок землетрясения,  $M 6.2$ ; 6 – зона ретроспективного прогноза возможного распространения разрыва.

тикальным падением в пределах верхней части земной коры до глубины 15–18 км.

В расчетах НДС приняты численные предполагаемые параметры действующих напряжений  $\sigma_{max} = -30$  МПа, и, соответственно,  $\sigma_{min} = -10$  МПа по результатам измерений главных напряжений в верхней части земной коры в различных районах земного шара [Зубков, 2002, 2016]. При этом значение упругого модуля изотропного массива  $E = 5 \times 10^4$  МПа и, соответственно, модуля диспергированного материала разломов на два порядка ниже (при нормальной жесткости разлома  $k_n = 10^6$  Па/м [Дядьков и др., 1996]).

### РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ЭПИЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 17 АВГУСТА 1995 Г.

В ранее опубликованных работах [Morozov, Manevich, 2016; Морозов и др., 2018а; Морозов и др., 2018б; 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 аномально высокого отношения главного напряжения к напряжению отпора, как правило,  $\sigma_{max}/\sigma_{min} > 6$  при фоновом значении, равном 3.



**Рис. 4.** Карта локализации положительных напряжений  $\sigma_{xx}$  (напряжений растяжения) до момента образования разрыва.

1 – эпицентр землетрясения; 2 – тектонические разломы; 3 – положение нового разрыва; 4 – границы водных поверхностей (залив и озера); 5 – сильный афтершок Измитской землетрясения,  $M 6.2$ ; 6 – области положительных напряжений  $\sigma_{xx}$ ; 7 – области отрицательных напряжений  $\sigma_{xx}$ .

На рис. 3-I приведена карта интенсивности напряжений (“вековых” тектонических напряжений) до момента образования разрыва во время землетрясения 17 августа 1999 г. Можно видеть, что в локальных областях, как правило, на концах разломов, возникают зоны аномально высокой интенсивности напряжений  $\sigma_i$  (напомним, что  $\sigma_i^2$  пропорционален накопленной потенциальной энергии деформации). Одновременно возникают зоны аномальных величин отношений главных действующих тектонических напряжений (в рамках принятой модели плоского напряженного состояния слоя).

Учитывая неопределенность в выборе физико-механических характеристик разломных зон [Дядьков и др., 1996; Hamiel, Fialko, 2007], на рис. 3-II 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 (static stress drop) находятся в лучшем соответствии с имеющимися данными [Kanamori, 1994] при выбранном выше соотношении упругих параметров (см. рис. 3-I).

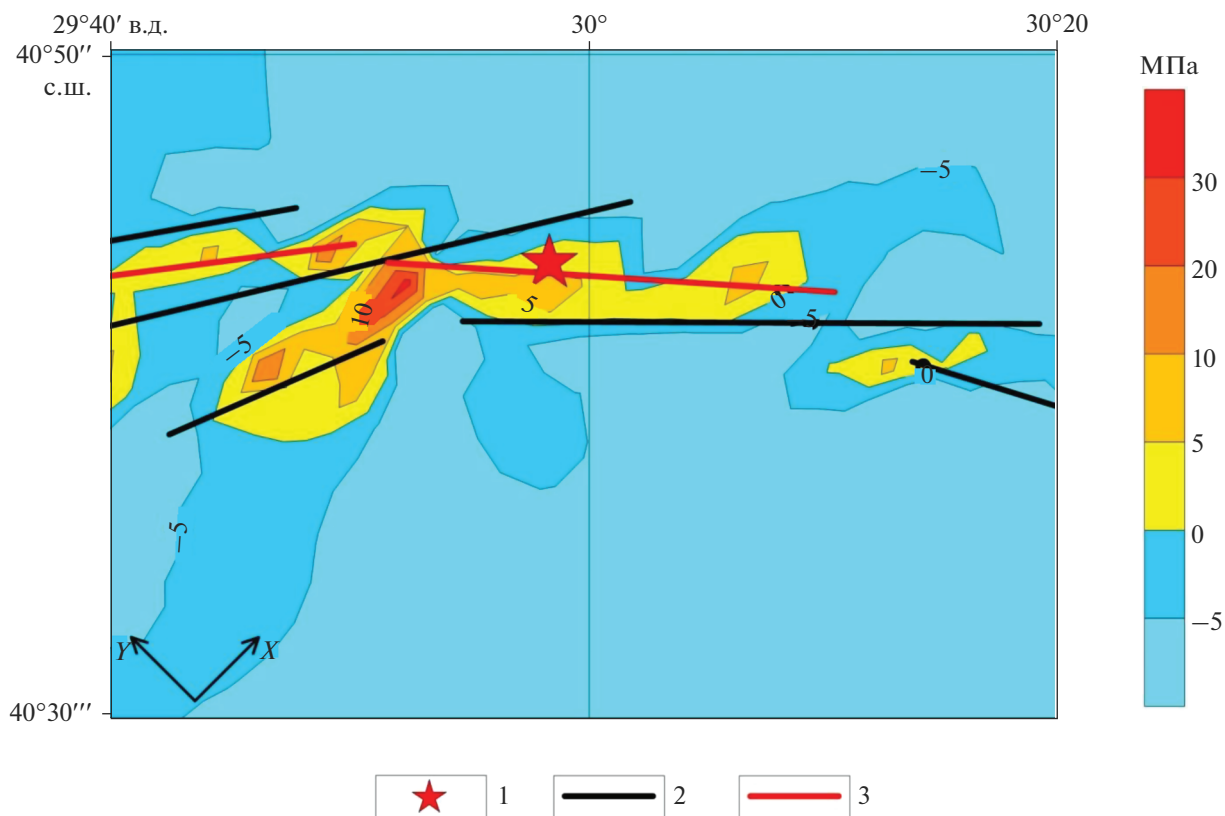
В эпицентре напряжения  $\sigma_{xx}$  меняют знак, переходя в положительные напряжения растяжения. Можно предположить возможность более высокой вероятности образования разрыва в этой зоне в рамках модели Кулона–Мора. На рис. 4

приведена карта отношения  $\sigma_{yy}/\sigma_{xx}$ , где отрицательные значения отношения соответствуют реализации положительных напряжений  $\sigma_{xx}$  (напряжений растяжения).

Допустив, что эпицентр главного толчка попадает в область аномально высокой интенсивности напряжений и растягивающих напряжений  $\sigma_{xx}$ , разрыв во время землетрясения распространялся в широтном направлении соединяя между собой зоны высокой интенсивности напряжений (см. рис. 3). Возникает вопрос: на основании полученных данных возможен ли ретроспективный прогноз места старта разрыва и его протяженности?

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

В эпицентре главного толчка интенсивность напряжений достигает 70 МПа, при этом отношение главных напряжений меняет знак, т.е. положительные напряжения  $\sigma_{xx}$  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  $M 6$



**Рис. 5.** Карта напряжений  $\sigma_{xx}$  в эпицентральной области до момента главного толчка. 1 – эпицентр землетрясения; 2 – тектонические разломы; 3 – положение нового разрыва на поверхности.

произошел также в аномальной зоне эпицентра землетрясения.

Показанные на рис. 1 первые афтершоки были зарегистрированы в интервале 12 часов после основного толчка. Наибольшая плотность афтершоков соответствует зонам высокой интенсивности напряжений. Последующие более 7000 зарегистрированных афтершоков образуют кластеры в зонах высокой плотности первых афтершоков.

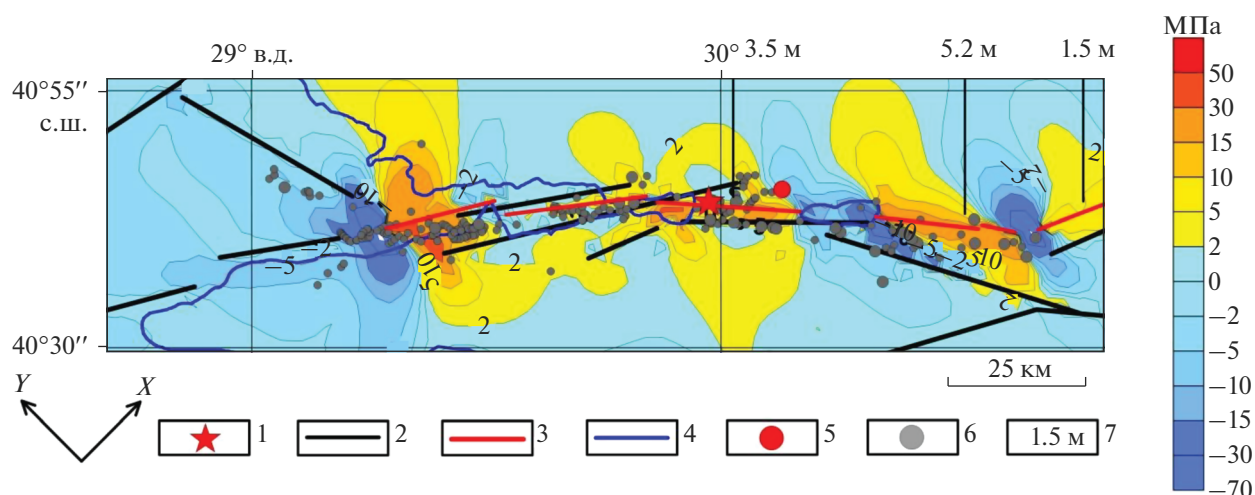
На рис. 5 показана детализация положительных напряжений растяжения  $\sigma_{xx}$  в области эпицентра главного толчка. Можно видеть, что эпицентр землетрясения попадает в область положительных напряжений  $\sigma_{xx}$  и из этой области распространяется новый разрыв.

#### ОБСУЖДЕНИЕ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ

Результаты расчетов дают основание предположить, что разрыв из области гипоцентра рас-

пространяется на запад и на восток, пересекая области высокой интенсивности напряжений, коррелируя и с аномально высокими значениями отношения  $\sigma_{xx}/\sigma_{yy} > 4-6$ , переходящие в напряжения растяжения. Последующий афтершоковый процесс захватывает протяженную зону длиной порядка 170 км с локализацией гипоцентров афтершоков в интервале глубин 5–20 км от поверхности [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 мы отмечали ранее, 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



**Рис. 6.** Карта разности интенсивности напряжений  $\Delta\sigma_i$  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,  $M 6.2$ ; 6 – афтершоки, зарегистрированные в первые 12 ч после землетрясения; 7 – максимальные смещения земной поверхности.

зон anomalно высокой интенсивности напряжений в направлении его распространения по латерали. Разрыв, стартуя из гипоцентра главного толчка, в своем распространении “ищет” зоны высокой энергетической насыщенности, меняя вектор своего распространения в пространстве.

В то же время просматривается тенденция локализации кластеров афтершоков в зонах, где отношение  $\sigma_{xx}/\sigma_{yy}$  превышает фоновые значения, достигая 6 и выше. Это значит, что в гипоцентрах афтершоков разрыв возникает при относительно высоких напряжениях  $\sigma_{yy}$  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, изменяющих свою ориентацию 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 интенсивности напряжений, предшествующей землетрясению, т.е. в кластерах с высокой плотностью афтершоков.

На рис. 6 показана карта разности интенсивности напряжений, рассчитанная по формуле 6:

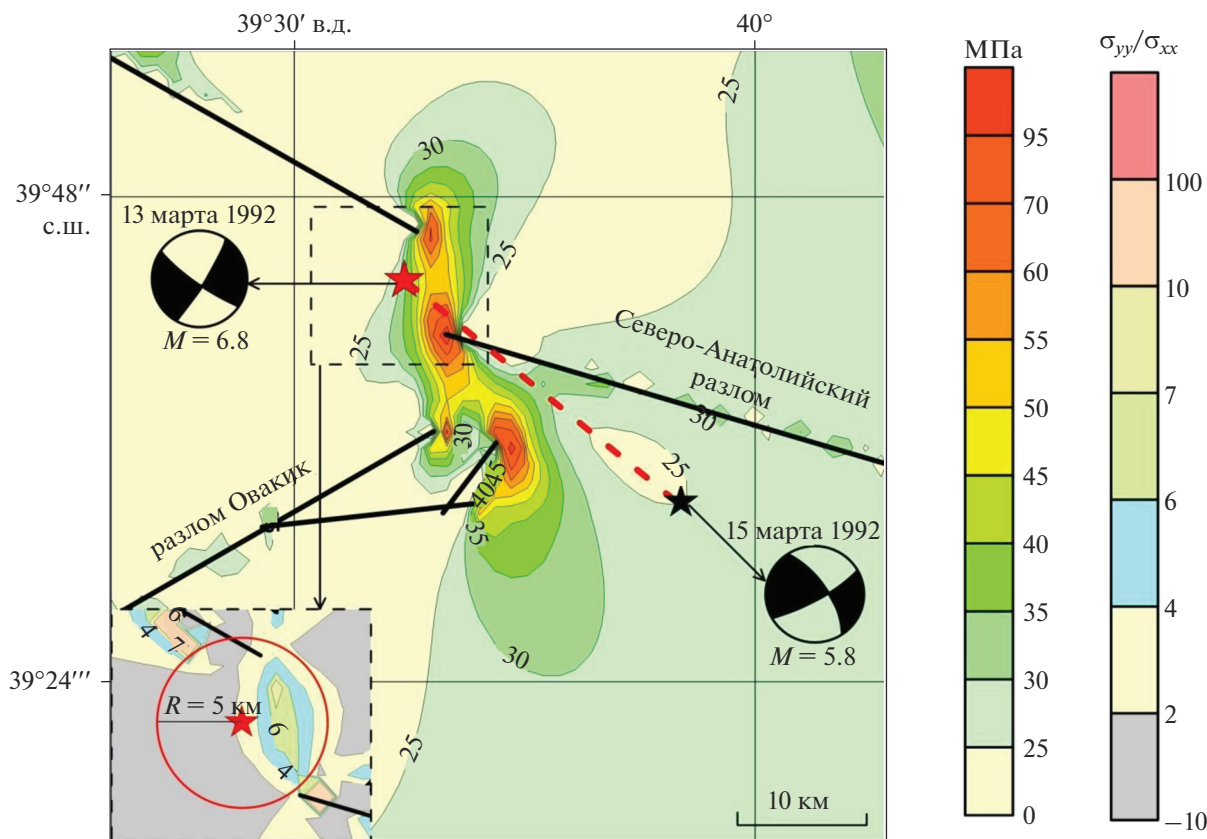
$$\Delta\sigma_i = |\sigma_i|_I - |\sigma_i|_{II}, \quad (6)$$

где  $\langle\sigma_i\rangle_I$  и  $\langle\sigma_i\rangle_{II}$  – интенсивность напряжений в произвольной точке до и после образования разрыва соответственно.

Четко выделяются четыре зоны сброшенной интенсивности 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  $M 6.9$  на востоке Северо-Анатолийского разлома [Morozov, Manevich, 2018]. На рис. 7 приведена карта интенсивности напряжений в эпицентральной зоне момента землетрясения и приведены новые результаты расчета отношения главных действующих напряжений. Можно видеть, что эпицентр главного толчка локализован в зоне высокой интенсивности и anomalно 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 коро-





**Рис. 7.** Карта интенсивности напряжений  $\sigma_i$  и отношения главных напряжений  $\sigma_{yy}/\sigma_{xx}$  в эпицентральной зоне Эрзурканского 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  $\sigma_{yy}/\sigma_{xx}$ ; 5 – новый разрыв; 6 – область расположения эпицентра очага с учетом погрешности определения координат; 7 – механизмы очагов землетрясения и его сильного афтершока.

вых землетрясений в Индии [Morozov, Manevich, 2016], Турции [Morozov, Manevich, 2018] и Иране [Morozov и др., 2018a].

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.

Результаты моделирования являются подтверждением предположения М.В. Гзовского [Гзовский, 1960], что разрыв при землетрясении распространяется объединяя области “первоначально повышенных напряжений участков земной коры” (см. рис. 1). В рамках дилатантно-диффузионной модели [Anderson, Whitcomb, 1973; Брейс и др., 1976], разрыв зарождается в области концентрации упругих напряжений, там, где разность главных тектонических напряжений (деви-

аторная часть тензора напряжений) возрастает [Anderson, Whitcomb, 1973; Брейс и др., 1976], а следовательно, возрастает отношение главных напряжений сжатия при последующей трансформации напряжений отпора в напряжения растяжения (см. рис. 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, 1953] о превышении объема первоначально накопленных напряжений, вызывающих землетрясение, по сравнению с объемом локализации афтершоков (см. рис. 3, 6).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

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 при определении 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 в эпицентральных зонах сильных коровых землетрясений, так и получения более достоверной информации в первую очередь о разломной тектонике и тектонических напряжениях в сейсмоактивных районах.

## ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

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

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Брейс В.Ф., Мячкин В.И., Дитрих Дж.Х., Соболев Г.А.* Две модели объяснения предвестников землетрясений // Сборник советско-американских работ по прогнозу землетрясений. Душанбе, М.: Дониш, 1976. Т. 1(2). С. 9–15.
- Гзовский М.В.* Физическая теория образования тектонических разрывов // Проблемы тектонофизики. М.: Гостеолиздат, 1960. С. 78–89.
- Динник А.Н.* Устойчивость арок. М.: ОГИЗ ГОСТЕХИЗДАТ, 1946, 127 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.
- Забродин В.Ю., Рыбас О.В., Гильманова Г.З.* Разломная тектоника материковой части Дальнего востока России. Владивосток: Дальнаука, 2015. 132 с.
- Зубков А.В.* Напряженное состояние земной коры Урала // Литосфера. 2002. № 3. С. 3–18.
- Зубков А.В.* Закон формирования природного напряженного состояния земной коры // Литосфера. 2016. № 5. С. 146–151.
- Кочарян Г.Г.* Геомеханика разломов. М.: ГЕОС, 2016. 424 с.
- Морозов В.Н., Татаринев 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. 2018а. № 4. С. 68–78.  
<https://doi.org/10.1134/S0002333718040087>
- Морозов В.Н., Маневич А.И., Татаринев В.Н.* Моделирование напряженно-деформированного состояния и геодинамическое районирование в сейсмически активных районах // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2018б. № 8. С. 123–132.  
<https://doi.org/10.25018/0236-1493-2018-8-0-123-132>
- 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.
- Anderson D.L., Whitcomb J.H.* The dilatancy-diffusion model of earthquake prediction / Eds R.L. Kovach, A. Nur. Proceedings of Conference on tectonic problems of the San Andreas Fault systems. 1973. V. 13. P. 417.
- Barka A.* The 17 August 1999 Izmit Earthquake // Science. 1999. V. 285(5435). P. 1858–1859.  
<https://doi.org/10.1126/science.285.5435.1858>
- 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. 2008. V. 14. P. 85–92.

- Bullen K.E.* On strain Energy in the Earth's Upper Mantle // Transactions American Geophysical Union. 1953. V. 34(1). P. 107–116.
- Çakir Z., Chabaliel J.B., Armijo R., Meyer B., Barka A., Peltzer G.* Coseismic and early post-seismic slip associated with the 1999 Izmit earthquake (Turkey), from SAR interferometry and tectonic field observations // Geophysical J. International. 2003. V. 155(1). P. 93–110. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.02001.x>
- 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. V. 474(3–4). P. 507–515. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.04.027>
- Hamiel Y., Fialko Y.* Structure and mechanical properties of faults in the North Anatolian Fault system from InSAR observations of coseismic deformation due to the 1999 Izmit (Turkey) earthquake // J. Geophysical Research. 2007. V. 112. B07412. <https://doi.org/10.1029/2006JB004777>
- Ito A., Üçer B., Bariş S., Nakamura A., Honkura Y., Kono T., Hori S., Hasegawa A., Pektaş R., İşikara A.M.* Aftershock activity of the 1999 Izmit, Turkey, earthquake revealed from microearthquake observations // Bulletin of the Seismological Society of America. 2002. V. 92(1). P. 418–427. <https://doi.org/10.1785/0120000802>
- Kanamori H.* Mechanics of earthquakes // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 1994. V. 22. P. 207–237. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.22.050194.001231>
- Lekkas E.L.* The 1999 earthquake activity in Izmit—The study of actualistic strike-slip tectonic forms // Earthquake geodynamics: seismic case studies. 2004. V. 12. P. 1–15.
- 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. V. 39(7). P. 756–769. <https://doi.org/10.1134/S009780781207007X>
- Morozov V.N., Manevich A.I.* Modeling stress-strain state in the epicentral zone of the earthquake 26.01.2001,  $M = 6.9$  (India) // Geophysical Research. 2016. V. 17(4). P. 23–36. <https://doi.org/10.21455/gr2016.4-2>
- Morozov V.N., Manevich A.I.* Modeling stress-strain state in the epicentral zone of the earthquake 13.03.1992  $M_s = 6.8$  (Turkey) // Geophysical Research. 2018. V. 19(1). P. 17–29. <https://doi.org/10.21455/gr2018.1-2>
- Neugebauer J.* Structures and kinematics of the North Anatolian Fault zone, Adapazarı-Bolu region, northwest Turkey // Tectonophysics. 1995. V. 243(1–2). P. 119–134. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)00194-E](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)00194-E)
- Özalaybey S., Ergin M., Aktar M., Tapirdamaz C., Biçmen F., Yörük A.* The 1999 İzmit Earthquake Sequence in Turkey: Seismological and Tectonic Aspects // Bulletin of the Seismological Society of America. 2002. V. 92(1). P. 376–386. <https://doi.org/10.1785/0120000838>
- Reilinger R.E., Ergintav S., Bürgmann R., McClusky S., Lenk O., Barka A., Gurkan O., Hearn L., Feigl K.L., Cakmak R., Aktug B., Ozener H., Töksoz M.N.* Coseismic and Postseismic Fault Slip for the 17 August 1999,  $M = 7.5$ , Izmit, Turkey Earthquake // Science. 2000. V. 289(5484). P. 1519–1524. <https://doi.org/10.1126/science.289.5484.1519>
- 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. 1997. V. 128(3). P. 594–604. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb05321.x>
- Yolsal-Çevikbilen S., Biryol C.B., Beck S., Zandt G., Taymaz T., Adiyaman 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 J. International. 2012. V. 188(3). P. 819–849. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.2011.05313.x>

## Modeling of Stress-strain State Epicentral Area of the Strong Earthquake in Turkey (Izmit, 1999, $M 7.4$ )

V. N. Morozov<sup>1,\*</sup>, V. N. Tatarinov<sup>1,2,\*\*</sup>, and A. I. Manevich<sup>1,3,\*\*\*</sup>

<sup>1</sup>Geophysical Center, Russian Academy of Sciences, Molodezhnaya str., 3, Moscow, 119296 Russia

<sup>2</sup>Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Bol'shaya Gruzinskaya str., 10, bld. 1, Moscow, 123242 Russia

<sup>3</sup>Mining Institute NUST "MISiS", Leninsky prospect, 4, Moscow, 119049 Russia

\*e-mail: v.morozov@gcras.ru

\*\*e-mail: victat@wdcb.ru

\*\*\*e-mail: ai.manevich@yandex.ru

On August 17, 1999 near Izmit there was a strong earthquake  $M 7.4$ , as a result of which the destruction and sacrifices were huge: more than 15000 dead, thousands of buildings and structures that can't be restored. As a result of the earthquake a system of ruptures and cracks appeared on the surface with a length of more than 70 km from the Izmit Bay, a new tectonic fault of more than 150 km was formed. Also there was a tsunami in the Marmara Sea with a wave height of more than 2.5 meters. There are results of mathematical modeling of the stress-strain state epicentral zone before and after the Izmit earthquake. In modeling, a method was used to calculate the stress-strain state of a block elastic-isotropic heterogeneous geological massif, a broken by

fault system with the influence of an external field of tectonic stresses, boundary conditions were set by seismological data. We had analyzed results of modeling the stress-strain state epicentral zone before and after the Izmit earthquake in combination with seismological data. Confirmed the tendency of localization of the epicenters of strong crustal earthquakes in the region of a high concentration of stress intensity, with a specific ratio between the main stresses. The development of the aftershock process is caused by stress drop, caused by the new fault. The emerging clusters of aftershocks are spatially correlated with the zone of high stress intensity. We guess that the tectonic gap extends, crossing zones of high stress intensity. The results obtained may be useful in the deterministic approach to seismic hazard assessment, estimate of the length and the region of the spread new tectonic fault.

*Keywords:* Izmit earthquake, North Anatolian fault zone, modeling, stress-strain state, earthquake, fault, aftershocks, forecast of earthquakes.