

УДК 550.34.06; 550.34.01

## МОДЕЛИРОВАНИЕ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ЭПИЦЕНТРАЛЬНОГО РАЙОНА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 13.03.1992 г., $M_s=6.8$ (ТУРЦИЯ)

© 2018 г. В.Н. Морозов, А.И. Маневич

*Геофизический центр РАН, г. Москва, Россия*

Сильное Эрзинканское землетрясение с  $M_s=6.8$  и глубиной гипоцентра  $\sim 10$  км произошло в Турции 13.03.1992 г. в районе Северо-Анатолийского разлома. Спустя двое суток, 15.03.1992 г., был зафиксирован сильный афтершок с  $M_s=5.8$ . Всего в эпицентральной области зарегистрировано более 3000 афтершоков, эпицентры которых с высокой плотностью локализованы в зоне стыка фрагментов Северо-Анатолийского и примыкающих тектонических разломов.

В работе моделируется напряженно-деформированное состояние (НДС) эпицентральной зоны до землетрясения и после него (после образования главного разрыва) с использованием программного комплекса, позволяющего в двумерной постановке (условие плоского напряженного состояния) моделировать НДС блочной гетерогенной среды, нарушенной системой тектонических разломов. Разломы моделируются как протяженные зоны диспергированного геоматериала с упругим модулем существенно ниже упругого модуля окружающей среды. Используется структурно-тектоническая схема района Эрзинканского землетрясения, дополненная геолого-геофизическими представлениями о его тектонике и сейсмичности.

Проанализированы результаты моделирования НДС до и после землетрясения для района  $60 \times 60$  км. Показано, что области высокой интенсивности напряжений и максимальных значений напряжений сдвига соответствуют зоне высокой плотности афтершоков. Наиболее сильные афтершоки с  $M > 3.7$  локализованы в области максимально сброшенной интенсивности напряжений после образования разрыва. Сброс напряжений после образования разрыва стимулирует разрядку накопленных “вековых” тектонических напряжений в афтершоковом процессе.

Полученные результаты могут быть полезны при детерминированном подходе к оценке сейсмической опасности и постановке геофизических наблюдений, ориентированных на прогноз сильных коровых землетрясений в континентальных районах.

**Ключевые слова:** моделирование, напряженно-деформированное состояние, сильные тектонические землетрясения, землетрясение, афтершоки, прогноз землетрясений, Эрзинканское землетрясение.

### Введение

Сильное Эрзинканское землетрясение ( $M_s=6.8$ ) произошло 13.03.1992 г. на территории Турции в восточной зоне Анатолийского разлома. Спустя двое суток, 15.03.1992 г., в  $\sim 40$  км к юго-востоку от эпицентра главного толчка последовал афтершок с  $M_s=5.8$ . Эпицентр землетрясения и область афтершоков находятся в зоне стыка нескольких тектонических разломов. Глубина гипоцентра главного толчка составляет  $\sim 10$  км; разрывов и трещин на поверхности не обнаружено [Barka, Reilinger, 1997]. Напряженно-деформированное состояние эпицентральной зоны после образования разрыва моделируется в работе [Süleyman et al., 1997] в предположении, что поле тектонических напряжений в исследуемом районе соответствует максимальному сдвигу со сжатием вдоль меридиана.

Область локализации афтершоков связывается с триггер-эффектом, предположительно вызванным напряжениями порядка 0.1–0.2 МПа за счет подвижек вдоль разлома. Не обсуждая уровень адекватности модели сейсмодислокации реальному тектоническому разлому, образовавшемуся в результате критической концентрации тектонических напряжений, и выбор ориентации плоскости разрыва, необходимо понять, какие напряжения вызывают сеймотектонический разрыв и как область афтершоков соотносится с предшествующей концентрацией напряжений и ориентацией плоскости разлома до и после сильного землетрясения.

Связь сильных континентальных коровых землетрясений с разломной тектоникой [Материалы ..., 2014; *Fuenzalida, Dorbath, Cisternas*, 1997] требует для моделирования НДС упругой блочной гетерогенной среды с разломами формулировки адекватного представления о тектоническом разломе, что относится в первую очередь к активным разломам кайнозойского возраста. В настоящей работе под разломом понимается физико-механическая неоднородность в земной коре, протяженность которой по длине значительно превосходит ширину [Шерман и др., 1992; Шебалин, Дорбат, Татевосян, 1991; Рогожин, 2000] и упругий модуль существенно ниже упругого модуля окружающей среды [Кочарян, 2014].

Авторами моделируется НДС эпицентральной области до и после сильного Эринканского землетрясения 13.03.1992 г. ( $M_s=6.8$ ). Для моделирования реализован программный комплекс, основанный на конечноэлементной модели упругого блочно-гетерогенного массива, нарушенного системой тектонических разломов [Морозов и др., 2008; Морозов, Колесников, Татаринов, 2011; *Morozov, Kolesnikov, Tatarinov*, 2012]. При этом используется имеющаяся геолого-геофизическая информация, включая принятые в настоящее время представления о тектонике и геодинамике исследуемого района в пределах, необходимых для обоснования схемы параметров модели и задания граничных условий, в том числе результаты анализа механизмов очагов сильных землетрясений района и *GPS*-наблюдений в нем.

Образование нового тектонического разлома приводит к сбросу двух видов напряжений – упругих, “мгновенно” сбрасываемых во время распространения разлома, и последующих “статических” (нелинейно упругих) в процессе афтершоковой активности. Расчеты показали, что области сброшенной интенсивности напряжений совпадают с зонами высокой плотности афтершоков. Ранее нами в [Морозов, Маневич, 2016] было показано, что аналогичный процесс характерен и для сильного корового землетрясения в Индии 26.01.2001 г. ( $M_s=6.8$ ). Это дает основание предположить, что “мгновенно” сброшенные напряжения во время разрыва запускают автоматический процесс сброса накопленных “статических” напряжений в постепенно затухающей афтершоковой активности. Одновременно возникают зоны повышенной интенсивности напряжений (в сочетании с аномальными зонами концентрации напряжений сдвига), способные, по-видимому, вызывать дальнейшее развитие сеймотектонического процесса.

Отсутствие достоверных данных о реальных особенностях разломной тектоники района, свойств среды, внешнего поля тектонических напряжений и понятные ограничения конечноэлементного метода моделирования НДС блочных гетерогенных массивов с разломами в двумерной 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 сеймотектонического процесса в эпицентральных зонах сильных коровых землетрясений и могут быть полезны в детерминированном подходе к оценке сейсмической опасности.

Ранее в [Морозов, Каган, 2012] было показано, что сброс напряжений в области афтершоков способствует перетоку в ослабленную зону водных флюидов из более напряженных окружающих массивов, стимулируя тем самым развитие афтершоковой активности. Этот вопрос требует специального рассмотрения и выходит за рамки настоящей работы.

### Структурно-тектоническая схема района Эрзинканского землетрясения и элементы сейсмотектоники

Сильное Эрзинканское землетрясение с  $M_s=6.8$  произошло 13.03.1992 г. вблизи г. Эрзинкан (Турци) в районе Северо-Анатолийского разлома; координаты эпицентра –  $39.71^\circ$  с.ш.,  $39.06^\circ$  в.д., глубина гипоцентра  $\sim 10$  км [Barka, Reilinger, 1997]. Эпицентр землетрясения находится на стыке фрагментов Северо-Анатолийского разлома и имеющего северо-восточное простирание разлома Овачик<sup>1</sup> (рис. 1). За последние сто лет в рассматриваемом районе произошло 23 сильных землетрясения с магнитудой, превышающей 6.5, среди которых рассматриваемое землетрясение является наиболее сильным – оно разрушило г. Эрзинкан, унеся жизни более 600 человек.

Спустя двое суток, 15.03.1992 г., в районе был зарегистрирован сильный ( $M_s=5.8$ ) афтершок с эпицентром, расположенным примерно в 30 км к юго-востоку от эпицентра главного толчка. Изосейсты главного толчка имеют эллиптическую форму, ось эллипса восьмибальной изосейсты совпадает с направлением линии, соединяющей эпицентр главного толчка с эпицентром последующего сильного афтершока.

Механизмы очагов землетрясения 13.03.1992 г. и последовавшего за ним сильного афтершока 15.03.1992 г. показаны на рис. 1, где можно видеть, что оси напряжений сжатия ориентированы субмеридиально.

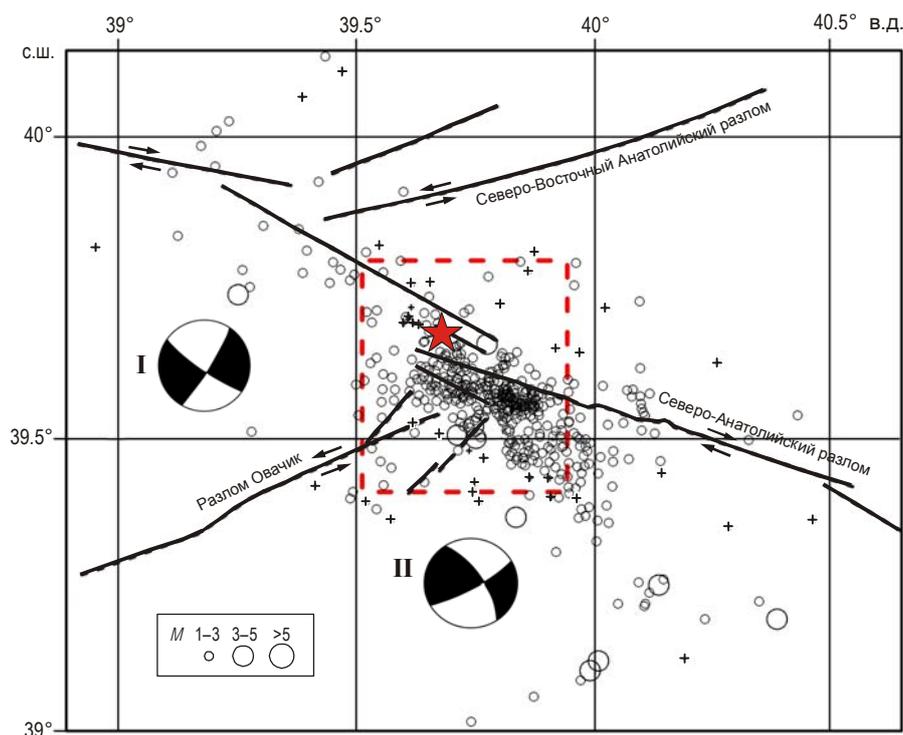
Созданная локальная сейсмическая сеть в течение трех месяцев после землетрясения зарегистрировала более 3000 афтершоков с  $M>2$  [Grosser et al., 1998]. Область локализации афтершоков на севере ограничена фрагментами Северо-Анатолийского разлома. Максимальная плотность афтершоков зарегистрирована к северу и юго-востоку от разветвленного окончания тектонического разлома Овачик (см. рис. 1).

По результатам GPS-наблюдений скорость смещения крыльев Северо-Анатолийского разлома составляет  $26\pm 3$  мм/год. Доминирующими являются тектонические напряжения сжатия с осью, ориентированной в направлении север–юг. Скорость деформационного процесса составляет в меридиональном направлении  $1.54\cdot 10^{-7}$  1/год, в широтном –  $0.356\cdot 10^{-7}$  1/год [Süleyman et al., 1997].

Разломная тектоника и внешнее поле тектонических напряжений определяют развитие сейсмотектонического процесса в рассматриваемом районе. Разломы кристаллического фундамента в эпицентральной зоне перекрыты слоем осадочных пород мощностью до 2 км, вследствие чего их положение, приводимое на рис. 1, в известной степени условно. По данным геолого-геофизических исследований, Северо-Анатолийский разлом в районе имеет вертикальное падение; углы падения менее протяженных разломов лежат в пределах  $60\text{--}90^\circ$  (северо-запад–юго-восток) [Erdik, Yuzugullu, Karakoc, 1992].

Возвращаясь к землетрясению 13.03.1992 г., отметим, что ориентация нодальных плоскостей механизмов очагов главного толчка и сильного афтершока 15.03.1992 г., локализация эпицентров афтершоков, зарегистрированных в период 21–22.03.1992 г., а также имеющиеся микросейсмические данные дают основание полагать, что проекция на поверхность генерального разрыва расположена между эпицентрами главного толчка и последующего сильного афтершока.

<sup>1</sup> В англоязычной литературе этот разрыв называется *Ovarcik Fault*.



**Рис. 1.** Структурно-тектоническая схема эпицентральной зоны Эрзинканского землетрясения 13.03.1992 г. ( $M_s=6.8$ ) и его афтершоков (по [Barka, Reilinger, 1997] с изменениями)

Черные линии – тектонические разломы; красная звездочка – эпицентр главного толчка; приведены механизмы главного толчка (I) и последующего сильного афтершока (II). Район моделирования напряженно-деформационного состояния ограничен красным контуром

При моделировании НДС эпицентральной зоны под разрывом понимается протяженная зона длиной 30 км и шириной 0.5 км, представленная диспергированным материалом с модулем упругости, более низким по сравнению с окружающей средой.

В работе [Grosser et al., 1998] приведены результаты анализа механизма последующих афтершоков и их пространственного положения. Как и много лет назад, проблемой остается реконструкция реальной структуры разломных зон сильных землетрясений [Шебалин, Дорбат, Татевосян, 1991]. Уточняющие элементы не вносят существенных изменений в полученные далее результаты, но могут быть учтены в будущих исследованиях.

Для расчетов НДС эпицентральной зоны Эрзинканского землетрясения использована упрощенная схема разломной тектоники, приводимая в работе [Süleyman et al., 1997]. При этом падение плоскостей разломов считалось вертикальным. Упругий модуль диспергированной среды тектонических разломов принимался существенно ниже упругого модуля окружающей изотропной геосреды.

### Метод расчета напряженно-деформированного состояния

Метод расчета напряженно-деформированного состояния блочных гетерогенных массивов, нарушенных тектоническими разломами, в двумерной постановке изложен в ранее опубликованных работах [Морозов и др., 2008; Морозов, Колесников, Татарин, 2011; Morozov, Kolesnikov, Tatarinov, 2012; Морозов, Каган, 2012]. Среда внутри блока считается упругоизотропной; внешнее поле тектонических напряжений задается, исходя из геолого-геофизических предпосылок. Тектонический разлом моделируется упруго-

изотропной средой, модуль упругости которой ниже модуля упругости пород окружающего массива.

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

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

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

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

При моделировании напряженно-деформированного состояния геологического массива в системе координат  $Y, X^1$  с использованием имеющихся геолого-геофизических данных задается внешнее поле тектонических напряжений. Предметом анализа являются карты распределения величин  $\sigma_{xx}$ ,  $\sigma_{yy}$ ,  $\sigma_{xy}$  и интенсивности напряжений  $\sigma_i$ , рассчитанных по формуле

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

Поскольку потенциальная энергия формоизменения определяется как

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

где  $\bar{E}$  и  $\bar{\nu}$  – средние модули упругости,  $\Delta V$  – объем, то интенсивность напряжений является показателем энергонасыщенности элемента объема фрагмента геологической среды.

Изменение напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны землетрясения представлено в виде разности интенсивности напряжений до и после образования тектонического разрыва:

$$\Delta\sigma_i = \langle \sigma_i \rangle_I - \langle \sigma_i \rangle_{II}, \quad (5)$$

где  $\langle \sigma_i \rangle_I$ ,  $\langle \sigma_i \rangle_{II}$  – интенсивность напряжений в произвольной точке до (нижний индекс I) и после (нижний индекс II) образования разрыва.

В приложении к сейсмическому процессу при формировании разлома происходит сброс энергии (в упругой постановке задачи):

$$\Delta U = \frac{(1 + \bar{\mu})\Delta h}{3\bar{E}} \left( \iint_{s_\sigma} \langle \sigma_i \rangle_I^2 dx dy - \iint_{s_\sigma} \langle \sigma_i \rangle_{II}^2 dx dy \right), \quad (6)$$

где  $\Delta h$  – мощность сейсмогенерирующего слоя;  $s_\sigma$  – площадь области сброшенной энергии деформации.

<sup>1</sup>Положительное направление оси  $Y$  соответствует направлению, оси  $X$  – запад–восток.

### Моделирование и анализ напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны Эрзиканского землетрясения

Для моделирования напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны Эрзиканского землетрясения использована тектоническая схема фрагмента Северо-Анатолийского разлома в квадранте  $39^\circ\text{--}40^\circ$  с.д. и  $39^\circ\text{--}40.5^\circ$  в.ш., приводимая в работе [Süleyman *et al.*, 1997]. Предметом анализа является НДС до и после землетрясений в радиусе  $\sim 25$  км с центром квадранта (см. рис. 1).

При моделировании в предположении, что величина отпора главного тектонического напряжения по [Динник, 1925] создает напряжение

$$\sigma_{xx} = \frac{\nu}{1-\nu} \sigma_{yy}, \quad (7)$$

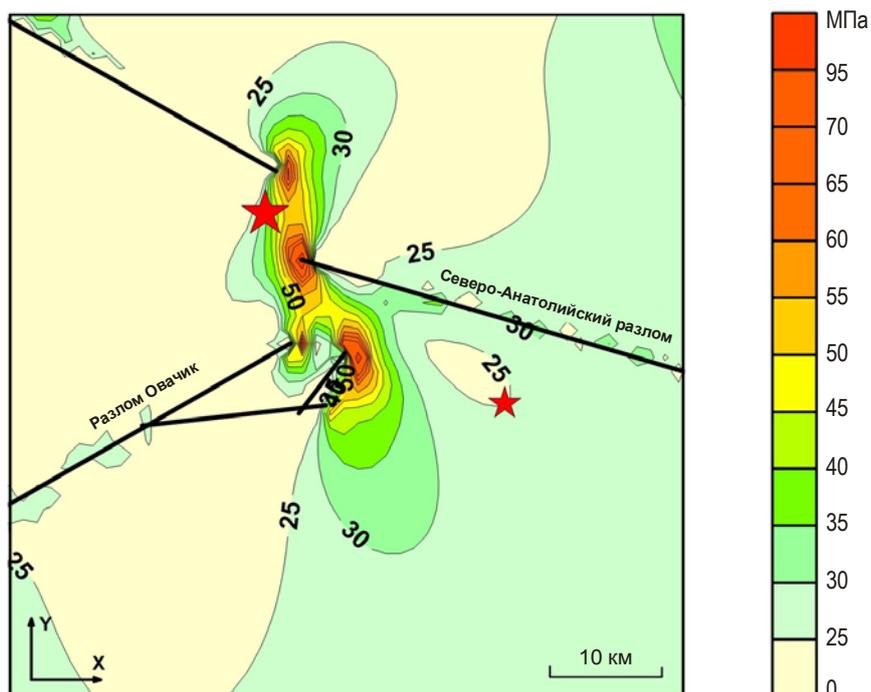
заданы следующие значения параметров внешнего поля тектонических напряжений –  $\sigma_{yy} = -30$  МПа,  $\sigma_{xx} = -10$  МПа. Разумеется, тот же результат будет получен и при относительных значениях тектонических напряжений. Породы кристаллического фундамента, воспринимающие внешнее давление тектонических сил, считаются идеально упругими, изотропными с модулем Юнга  $E = 8 \cdot 10^3$  МПа и коэффициентом Пуассона  $\mu = 0.25$ . Вне зависимости от протяженности зон разломов, имеющих вертикальное падение, их мощность в модели НДС принимается равной 0.5 км при  $E = 8 \cdot 10^3$  МПа,  $\mu = 0.25$ .

Карта интенсивности напряжений  $\sigma_i$  до землетрясения приведена на рис. 2. В центральной области сочленения фрагментов Северо-Анатолийского разлома и прилегающего к нему разлома Овачик, имеющего юго-западное простирание, уверенно выделяется зона аномальной (повышенной) интенсивности напряжений. Протяженность аномальной зоны, вытянутой в юго-восточном направлении от эпицентра землетрясения, составляет около 40 км. В центре этой зоны значения  $\sigma_i$  в 2–3 раза превышают фоновые; максимальные значения  $\sigma_i$  соответствуют окончаниям разломов.

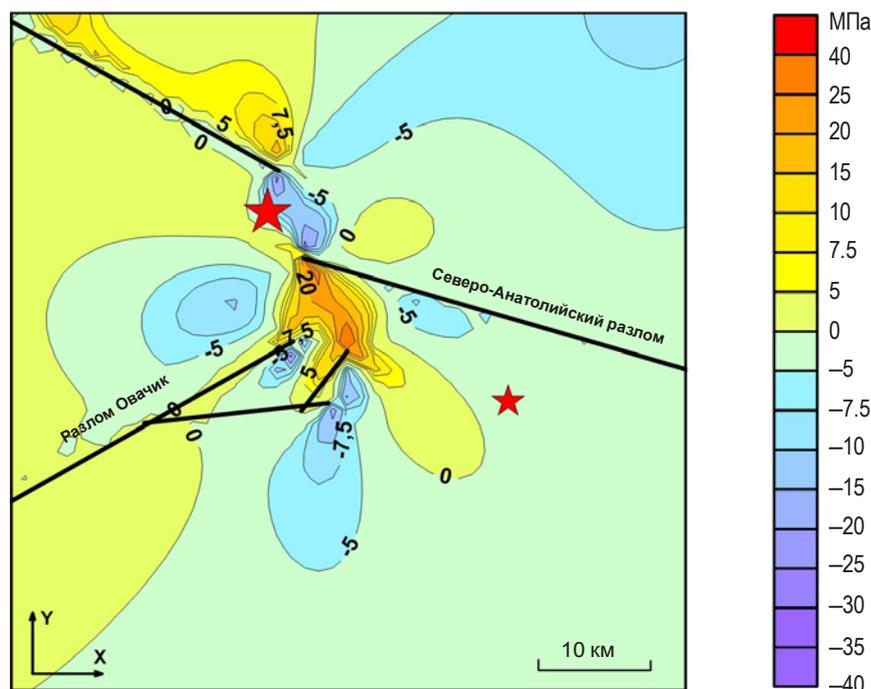
На рис. 3 представлена карта напряжений сдвига в этом районе по состоянию, предшествующему образованию разрыва при землетрясении 13.03.1992 г. Несмотря на наличие некоторых различий, область аномально высоких напряжений сдвига в целом совпадает с областью высокой интенсивности напряжений  $\sigma_i$ .

На приведенных картах большой звездочкой обозначается положение эпицентра Эрзиканского землетрясения, малой – эпицентра сильного ( $M_s = 5.8$ ) афтершока, последовавшего спустя двое суток после основного толчка; черные прямые линии – основные тектонические разломы исследуемого района. Эпицентр главного толчка как проекция места старта разлома на дневную поверхность попадает в область аномально высокой интенсивности напряжений. Полагая, что образовавшийся разрыв ориентирован по направлению от эпицентра главного события к эпицентру сильного афтершока с  $M_s = 5.8$ , можно видеть, что в своей центральной части он пересекает область как высокой интенсивности напряжений, так и максимальных значений напряжений сдвига.

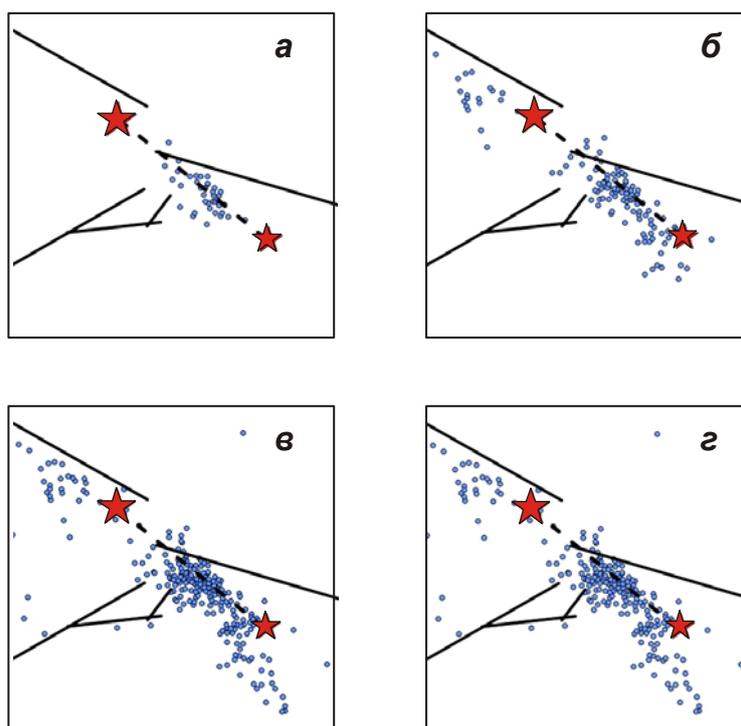
Эпицентры первых афтершоков с  $M > 2$ , зарегистрированные организованной после землетрясения локальной сейсмической сетью в период 21.03–02.04.1992 г., оказались локализованными в зоне, вытянутой между эпицентрами сильного афтершока и главного толчка (рис. 4, а). Эпицентры большинства последующих афтершоков (более 3000), зарегистрированных в течение трех месяцев, расположены в области повышенной интенсивности напряжений  $\sigma_i$  и высоких значений напряжений сдвига до образования разрыва.



**Рис. 2.** Карта интенсивности напряжений  $\sigma_i$  эпицентральной зоны до Эрзинканского землетрясения 13.03.1992 г. Здесь и далее звездочками отмечено местоположение эпицентров главного толчка 13.03.1992 г. (большая звездочка) и сильного афтершока 15.03.1992 г. (малая)



**Рис. 3.** Карта напряжений сдвига до Эрзинканского землетрясения 13.03.1992 г.

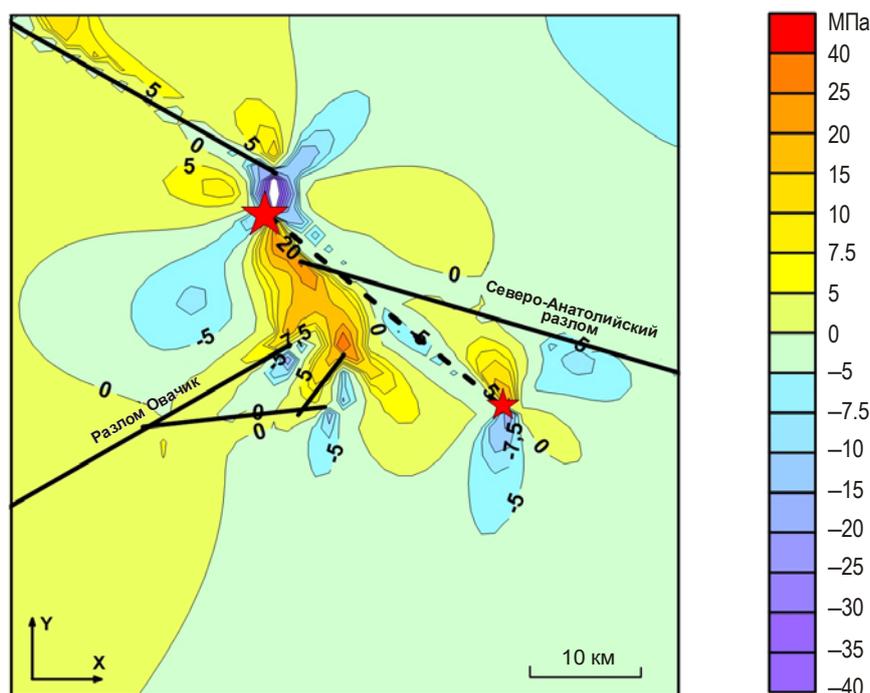


**Рис. 4.** Схемы распределения эпицентров последовательностей афтершоков, зарегистрированных в разные периоды: *а* – 21–22.03.1992 г.; *б* – 21.03–02.04.1992 г.; *в* – 21.03–06.06.1992 г.; *г* – 21.03.–16.06.1992 г. Здесь и далее штриховая линия между обозначенными звездочками эпицентрами главного толчка и сильного афтершока – положение образовавшегося разлома. Отрезки прямых линий – разломы района. По [Grosser et al., 1998] с изменениями

Ограничимся только этим результатом и будем рассматривать его как наиболее достоверный, поскольку НДС эпицентральной зоны моделируется на основании данных до возникновения разрыва (так как модель разрыва далеко не однозначна). В таком случае можно утверждать, что области высокой интенсивности напряжений  $\sigma_1$  и высоких значений напряжений сдвига ответственны как за образование главного разрыва, так и за последующую локализацию афтершоков. В области максимального вклада напряжений сдвига в интенсивность напряжений (энергонасыщенность элемента объема геологической среды) формируются не только очаг землетрясения, но и последующий процесс афтершоковой активности.

Понимая под вновь образовавшимся разрывом зону диспергированного материала протяженностью 30 км и шириной 0.5 км, расположенную между гипоцентрами главного толчка и последовавшего за ним сильного афтершока, авторы смоделировали НДС эпицентральной зоны при сохранении граничных условий.

Карта напряжений сдвига после образования разрыва представлена на рис. 5. При сравнении этой карты с аналогичной, построенной до образования разрыва (см. рис. 3), можно видеть, что напряженно-деформированное состояние эпицентральной зоны значительно изменилось – к северо-западу от эпицентра главного толчка напряжения сдвига существенно возросли; одновременно зона их высоких значений распространилась к юго-востоку, в сторону эпицентра сильного афтершока. С 21.03. по 02.04.1992 г. в этих локальных областях зарегистрированы новые афтершоки, число которых возросло до 16.06.1992 г. (см. рис. 4, д). Можно предположить, что образовавшийся разрыв и новое поле напряжений внесли свой вклад в афтершоковую активность.



**Рис. 5.** Карта напряжений сдвига после Эрзинканского землетрясения 13.03.1992 г. Условные обозначения те же, что на рис. 2–4

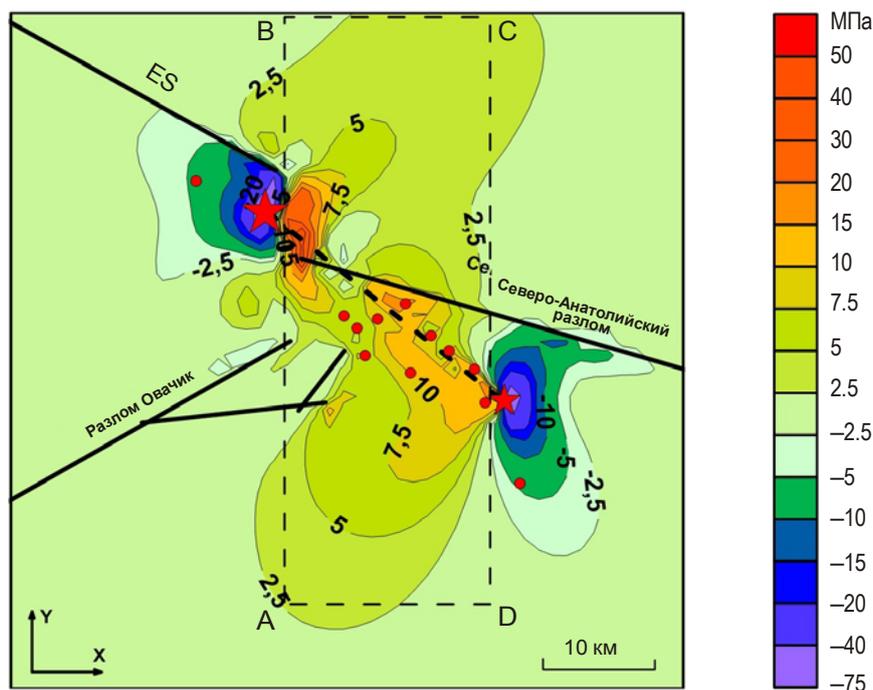
На рис. 6 приведена карта разности интенсивности напряжений до и после землетрясения, т.е. до и после образования разрыва. В центральной части сброшенные “статические” напряжения ( $\sigma_i \approx 7.5$  МПа) совпадают с областью высокой плотности афтершоков. В зонах окончания нового разлома интенсивность напряжений возрастает, но площадь их распространения значительно меньше площади (объема) сброшенных напряжений.

На карту сброшенной интенсивности напряжений (см. рис. 6) вынесены эпицентры самых сильных афтершоков с  $M > 3.7$ , восемь из которых локализованы в области максимально сброшенной интенсивности напряжений, два ассоциируются с зонами возросшей интенсивности напряжений, возникшими после образования тектонического разлома.

Принимая среднюю мощность сейсмогенерирующего слоя равной 5 км и зная площадь сброшенной интенсивности напряжений, можно определить величину сброшенной энергии деформации в результате вновь образовавшегося тектонического разрыва.

Для площади, ограниченной на рис. 6 прямоугольником  $ABCD$ , при принятой мощности сейсмогенерирующего слоя в 5 км и средней величине  $\Delta\sigma_i = 5$  МПа сброшенная энергия деформации составляет  $\Delta U \approx 1.9 \cdot 10^{17}$  Дж. В названную величину  $\Delta U$  при распространении тектонического разрыва входит “мгновенно” сброшенная упругая энергия, а также энергия “статических” (нелинейно-упругих) напряжений, сбрасываемая в ходе афтершокового процесса. Длительность затухающего афтершокового процесса для Эрзинканского землетрясения 1992 г. составляет около трех месяцев.

Следует ожидать, что диспергация геологической среды (в виде криппа) должна приводить к изменению физико-механических характеристик сейсмогенерирующего слоя, по крайней мере, в области высокой плотности афтершоков.



**Рис. 6.** Карта разности интенсивности напряжений до и после землетрясения 13.03.1992 г. (до и после образования разрыва). Красные кружки – эпицентры афтершоков с  $M > 3.7$

Если в области высокой плотности афтершоков возникает “мягкое включение” (в терминологии И.П. Добровольского [1991]), то это должно приводить к релаксации напряжений в эпицентральной зоне и их концентрации за ее пределами. Метод моделирования НДС эпицентральной зоны позволяют смоделировать эту ситуацию.

### Заключение

Моделирование НДС эпицентральной зоны Эрзинканского землетрясения 13.03.1992 г. базируется на исходных данных, которые требуют определенной коррекции. Это касается как достоверности схемы разломной тектоники района эпицентральной зоны, поскольку используемые схемы имеют существенные различия, так и реальной геометрии тектонического разрыва, образовавшегося в результате землетрясения. Следует учитывать, 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 (см. рис. 3) дают некоторое априорное представление о возможной области развития тектонического процесса.

Локализация афтершоков в зоне 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 образования главного разрыва.

Реальная структура разлома является достаточно сложной, и нет уверенности в действительной структуре разлома при анализе сечений области афтершоков [Grosser

*et al.*, 1998]. В качестве модели разрыва, образовавшегося во время главного толчка, была выбрана зона объемной диспергации геоматериала между главным толчком и последующими сильными афтершоками, которая соответствует зоне первых афтершоков, зарегистрированных локальной сетью сейсмических наблюдений, организованной после землетрясения. В этом случае совпадение направлений нодальных плоскостей механизмов главного очага и очага последовавшего за ним сильнейшего афтершока служит дополнительным основанием для предположения генетической связи этих двух высокоэнергетических событий на фоне дальнейшей афтершоковой активности.

Центральные области сброса интенсивности напряжений ( $\Delta\sigma_i > 7.5$  МПа) соответствуют зоне максимальной плотности более чем 3000 афтершоков, зарегистрированных в течение трех месяцев после главного события. Частичный сброс напряжений шарового тензора в реальных условиях стимулирует развитие афтершоков в постепенно затухающем сейсмотектоническом процессе.

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 сейсмотектонического процесса.

В заключение, ограничиваясь изложенным, выразим надежду, что результаты, получаемые с использованием метода моделирования НДС геологической среды, нарушенной системой тектонических разломов, могут быть полезны в решении проблемы оценки сейсмической опасности и прогноза сильных коровых землетрясений.

## Литература

- Активные разломы и их значение для оценки сейсмической опасности: современное состояние проблемы // Материалы XIX научно-практической конференции с международным участием. Воронеж: Издательско-полиграфический центр “Научная книга”, 2014. 488 с.
- Динник А.Н. О давлении горных пород и расчет крепи круглой шахты // Инж. работник. 1925. № 7. С.7–23.
- Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. М.: Наука, 1991. 218 с.
- Кочарян Г.Г. Масштабный эффект в сейсмотектонике // Геодинамика, тектонофизика. 2014. Т. 5. С.353–385.
- Морозов В.Н., Каган А.И. Прогнозирование мест локализации углеводородов в градиентных полях тектонических напряжений // Нефть и газ. 2012. № 5 (23). С.57–60.
- 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. № 6. 2011. С.524–542.
- Морозов В.Н., Колесников И.Ю., Белов С.В., Татаринов В.Н. Напряженно-деформированное состояние Нижнеканского массива – района возможного захоронения радиоактивных отходов // Геоэкология. 2008. № 3. С.232–243.
- Морозов В.Н., Маневич А.И. Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентрального района землетрясения 26.01.2001 г.,  $M=6.9$  (Индия) // Геофизические исследования. 2016. Т. 17, № 4. С.23–36.
- Рогожин Е.А. Тектоника очагов сильных землетрясений Северной Евразии XX столетия // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2, № 1. С. 37–62.
- 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.

- 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.
- Barka A., Reilinger R. Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data // *Annals of Geophysics*. 1997. V. 40, N 3. P.587–609.
- Erdik M., Yuzugullu O., Karakoc C. March 13, 1992 Erzincan (Turkey) earthquake // *Earthquake engineering, Tenth World Conference*. 1994. P.7045–7051.
- Fuenzalida H., Dorbath 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. V. 129, Issue 1. P.1–28. DOI: 10.1111/j.1365-246X.1997.tb00935.x
- Grosser H., Baumbach M., Berckheimer H., Baier B., Karahan A., Schelle H., Krüger F., Paulat A., Michel G., Demirtas R., Gencoglu S., Yilmaz R. The Erzincan (Turkey) earthquake (Ms 6.8) of March 13, 1992 and its aftershock sequence // *Pure and Applied Geophysics*. 1998. V. 152, N 3. P.465–505.
- Mazzolani F. M. Urban Habitat Constructions Under Catastrophic Events // *Proceedings of the COST C26 Action Final Conference*. 2010. P.1036–1037.
- 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, Issue 7. P.756–769.
- Süleyman S.N., Barka A.A., Ömer A. Failure stress change caused by the 1992 Erzincan Earthquake ( $M_s=6.8$ ) // *Geophys. Res. Lett.* 1996. V. 23. P.1561–1564.

#### Сведения об авторах

**МОРОЗОВ Владислав Николаевич** – доктор технических наук, профессор, главный научный сотрудник, Геофизический центр РАН. 119296, Москва, ул. Молодежная, д. 3. Тел.: +7(495) 930-56-39. E-mail: morozov@wdcb.ru

**МАНЕВИЧ Александр Ильич** – младший научный сотрудник, Геофизический центр РАН. 119296, Москва, ул. Молодежная, д. 3. Тел.: +7(495) 930-51-39. E-mail: alm-94@yandex.ru

## MODELING STRESS-STRAIN STATE IN THE EPICENTRAL ZONE OF THE EARTHQUAKE 13.03.1992, $M_s = 6.8$ (TURKEY)

V.N. Morozov, A.I. Manevich

*Geophysical Center RAS, Moscow, Russia*

**Abstract.** The strong Erzincan earthquake ( $M_s = 6.8$ , hypocentral depth of ~10 km) occurred in Turkey on March 13, 1992 in the area of the North Anatolian fault and was followed by the strong aftershock ( $M_s=5.8$ ) two days after. In total, more than 3000 aftershocks were recorded in the epicentral region. Aftershock area is densely concentrated within the joint area of segments of the North Anatolian and adjoining tectonic faults.

The stress-strain state (SSS) of the epicentral zone is modeled before and after the earthquake. The software utilized allows SSS modeling of the block heterogeneous geological medium disrupted by a system of tectonic faults in 2-D formulation (plane stress condition). Faults are modeled as extended zones of dispersed geological material whose elastic modulus is significantly lower than the elastic modulus of surrounding medium. The structural-tectonic scheme of the Erzincan earthquake area is used together with geological and geophysical data on the tectonics and seismicity of the area.

The results of SSS modeling of 60×60 km area before and after the earthquake are analyzed. It is shown that zones of high stress intensity and the maximum shear stress values correspond to the area of high density of following aftershocks. The strongest aftershocks with  $M > 3.7$  are located in the area of the maximum stress drop

after the rupture formation. Stress drop after the rupture formation stimulates the discharge of accumulated “secular” tectonic stresses in the subsequent aftershocks.

The results obtained may be useful in the deterministic approach to seismic hazard assessment and formulation of geophysical observations focused on the forecast of strong crustal earthquakes in continental areas.

**Keywords:** modeling, stress-strain state, strong tectonic earthquakes, earthquake, aftershocks, forecast of earthquakes, Erzincan Earthquake.

## References

- Aktivnyye razlomy i ikh znachenie dlya otsenki seysmicheskoy opasnosti: sovremennoye sostoyaniye problemy. Materialy XIX nauchno-prakticheskoy konferentsii s mezhdunarodnym uchastiyem* (Active faults and their implications for seismic hazard assessment. Proc. Conf., Voronezh: Nauchnaya kniga, 2014.
- Barka A. and Reilinger R. Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data, *Annals of Geophysics*, 1997, vol. 40, no. 3.
- Dinnik A.N. On rock pressure and calculating the support of a round well, *Inzhenernyi rabotnik* (Engineer), 1925, no. 7, pp. 7-23.
- Dobrovolsky I.P. *Teoriya podgotovki tektonicheskogo zemletryaseniya* (The theory of tectonic earthquake preparation), Moscow: Nauka, 1991.
- Mazzolani Federico M. Urban Habitat Constructions Under Catastrophic Events, *Proc. COST C26 Action Final Conf.*, 2010, pp. 1036-1037.
- Grosser H., Baumbach M., Berckhemer H., Baier B., Karahan A., Schelle H., Krüger F., Paulat A., Michel G., Demirtas R., Gencoglu S., and Yilmaz R. The Erzincan (Turkey) earthquake (Ms 6.8) of March 13, 1992 and its aftershock sequence, *Pure Appl. Geophys.*, 1998, vol. 152, no. 3, pp. 465-505.
- Fuenzalida H., Dorbath L., and Cisternas A. Mechanism of the 1992 Erzincan earthquake and its aftershocks, tectonics of the Erzincan Basin and decoupling on the North Anatolian Fault, *Geophys. J. Int.*, 1997, vol. 129, no. 1, pp. 1-28; DOI: 10.1111/j.1365-246X.1997.tb00935.x.
- Kocharyan G.G. The scale effect in seismotectonics, *Geodynamics and Tectonophysics*, 2014, no. 5, pp. 353-385.
- Erdik M., Yuzugullu O., and Karakoc C. March 13, 1992 Erzincan (Turkey) earthquake, *Earthquake engineering, Tenth World Conf.*, 1994, pp. 7045-7051.
- Morozov V.N. and Kagan A.I. Prediction localization of hydrocarbons in gradient fields of tectonic stresses, *Neft' i gaz* (Oil & Gas), 2012, no. 5, pp. 57-60.
- Morozov V.N., Kolesnikov I.Yu., Belov S.V., and Tatarinov V.N. Stress-strain state Nizhnekansky massif – the area of possible disposal of radioactive waste, *Geoekologiya* (Geoecology), 2008, no. 3, pp. 232-243.
- Morozov V.N., Kolesnikov I.Yu., and Tatarinov V.N. Modeling of hazard levels of the stress-strain state in structural units Nizhnekansky granitoid massif (to the choice of radioactive waste disposal sites), *Geoekologiya* (Geoecology), 2011, no 6, pp. 524-542.
- Morozov V.N., Kolesnikov I.Yu., and 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, no. 7, pp. 756-769.
- Morozov V.N., Manevich A.I. Modeling stress-strain state in the epicentral zone of the earthquake 26.01.2001, M=6.9 (India), *Geofizicheskie issledovaniya* (Geophysical Research), 2016, vol. 17, no. 4, pp. 23-36. DOI: 10.21455/gr2016.4-2.
- Rogozhin Ye.A. Tectonics of strong earthquakes of Northern Eurasia XX century, *Rossiyskiy zhurnal nauk o Zemle* (Russian Journal of Earth Sciences), 2000, vol. 2, no. 1, pp. 37-62.
- Süleyman S.N., Barka A.A., and Ömer A. Failure stress change caused by the 1992 Erzincan Earthquake (M<sub>s</sub>=6.8), *Geophys. Res. Lett.*, 1996, vol. 23, pp. 1561-1564. DOI: 10.1029/96GL01323
- Annali di geofisica.
- Shebalin N.V., Dorbat K., and Tatevosyan R.E. The size, shape and position of the Spitak earthquake source: aftershocks and macroseismics, *Izv. AN SSSR. Fizika Zemli*, 1991, no. 11, pp. 18-26.
- Sherman S.I., Seminskii S.A., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu., Lobatskaya R.M., Adamovich A.N., Truskov V.A., and Babichev A.A. *Razlomoobrazovaniye v litosfere: zony sdviga* (Faulting in the lithosphere: Shear zones), Novosibirsk: Nauka, 1992.