

обоснованием проведения регулярного мониторинга на основе предложенной методики.

Заключение

В результате численного моделирования показано, что для двумерной модели с высокоомным экраном и хорошо проводящим слоем перераспределение плотности полного тока в среде, с учётом предполагаемых представлений о формировании зоны трещиноватости, существенно увеличивается за счёт эффекта «проводящей щели». При этом ам-

плитуда электромагнитного поля для продольной поляризации возрастает на большом удалении от зоны «проводящей щели».

Полученный результат может являться базой для разработки методики мониторинга электромагнитных полей, измеряемых на поверхности земли на удалении от очага землетрясения и непосредственно над разломом, с целью контроля степени готовности разлома к возникновению сейсмического события, что открывает новые возможности для прогноза землетрясений на основе электромагнитных предвестников.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гуфельд И.Л., Матвеева М.И., Новоселов О.Н. Почему мы не можем осуществить прогноз сильных коровых землетрясений // Геодинамика и тектонофизика. 2011. Т. 2. № 4. С. 378–415.
2. Киссин И.Г. Фильтрационные эффекты — новая разновидность предвестников землетрясений // Докл. АН. 2014. Т. 459. № 2. С. 232–236.
3. Соколов Б.А., Егоров В.А., Накаряков В.Д., Битнер А.К., Жуков Ю.А., Кузнецов Л.Л., Скоробогатых П.П., Захарян А.З. Геолого-геохимические условия формирования нефтегазовых месторождений в древних толщах Восточной Сибири / Под ред. Б.А. Соколова. М.: Изд-во МГУ, 1989. 192 с.
4. Шимелевич М.И., Оборнев Е.А. Быстрая нейросетевая инверсия МТ данных в задачах мониторинга параметров геоэлектрических разрезов // Тез. док. 3-го Межд. симп. «Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке». Бишкек, 24.10–30.10.2005. Бишкек, 2005. С. 145–146.
5. Шимелевич М.И., Оборнев Е.А., Гаврюшов С.А. Применение нейросетевой аппроксимации для решения задач мониторинга параметров геоэлектрических разрезов // Изв. вузов. Геология и разведка. 2003. № 4. С. 70–71.
6. Bakun W.H., Aagaard B., Dost B., Ellsworth W.L., Hardebeck J.L., Harris R.A., Ji C., Johnston M.J.S., Langbein J., Lienkaemper J.J., Michael A.J., Murray J.R., Nadeau R.M., Reasenberg P.A., Reichle M.S., Roeloffs E.A., Shakal A., Simpson R.W., Waldhauser F. Implications for prediction and hazard assessment from the 2004 Parkfield earthquake // Nature. 2005. Vol. 437. No 13. P. 969–974.
7. Gershenzon N., Bambakidis G. Modeling of seismo-electromagnetic phenomena // Russian Journal of Earth Sciences, 2001, No. 3(4), P. 247–275.
8. Giger S.B., Tenthorey E., Cox S.F., and FitzGerald J.D. Permeability evolution in quartz fault gouges under hydrothermal conditions // J. Geophys. Res. 2007, 112, B07202, DOI: 10.1029/2006JB004828.
9. Johnston M.J.S. Review of Electrical and Magnetic Fields Accompanying Seismic and Volcanic Activity // Surv. In Geophys. 1997. V.18. P. 441–475.
10. McCaig A.M. Deep fluid circulation in fault zones // Geology. 1988. 16(10). P. 867–870.
11. Shimelevich M.I., Osborne E.A., Gavryushov S. Rapid neuronet inversion of 2D magnetotelluric data for monitoring of geoelectrical section parameters // Annals of Geophysics. 2007. Vol. 50. N. 1, Febr. P. 105–109.

К 550.34.06; 550.34.01

МОДЕЛИРОВАНИЕ НАПРЯЖЁННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ ЭПИЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ (КУМАМОТО, ЯПОНИЯ) 16 АПРЕЛЯ 2016 Г. М 7,3

В.Н. МОРОЗОВ, А.И. МАНЕВИЧ

Геофизический центр РАН

119296, Россия, г. Москва, ул. Молодежная, д. 3; e-mail: v.morozov@gcras.ru, ai.manevich@yandex.ru

Землетрясение 16 апреля 2016 г. с М 7,3, в префектуре Кумамото (остров Кюсю, Япония) является сильнейшим за последние 30 лет в этом районе. За сутки перед главным толчком было зарегистрировано два форшока с М 6,4. В течение семи дней после главного толчка афтершоковая активность распространилась на северо-восток и юго-запад, большинство гипоцентров афтершоков с М < 6,4 локализовано в пределах сейсмогенерирующего слоя на глубинах от 5 до 10 км. Авторами смоделировано напряженно-деформированное состояние (НДС) эпицентральной зоны до землетрясения и после него. С этой целью используется программный комплекс, позволяющий в 2D постановке (условие плоского напряженного состояния) моделировать НДС блочной гетерогенной среды, нарушенной системой разломов. Разломы моделируются в виде протяженных зон диспергированного геоматериала, упругий модуль которых существенно ниже упругого модуля окружающей среды. Используется структурно-тектоническая схема района землетрясения Кумамото. Выполнен анализ результатов моделирования НДС района площадью 30 40 км² до и после землетрясе-

ния. Показано, что площадь и величина интенсивности напряжений в аномальных зонах являются прогнозными признаками места и интенсивности возможного сильного корового землетрясения, а вектор быстрого убывания потенциальной энергии деформации является наиболее вероятным направлением разрыва во время корового землетрясения. 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 (НДС); сильные тектонические землетрясения; землетрясение; афтершоки; прогноз землетрясения; землетрясение Кумамото.

MODELING OF THE STRESS-STRAIN STATE IN THE EARTHQUAKE EPICENTER AREA (KUMAMOTO EARTHQUAKE, JAPAN), 16.04.2016 M 7.3

V.N. MOROZOV, A.I. MANEVICH

Geophysical Center of RAS (GC RAS)

119296, Russia, Moscow, Molodezhnaya St. 3; e-mail: v.morozov@gcras.ru, ai.manevich@yandex.ru

On the 16th of April, 2016, a strong earthquake with M 7.3 occurred in the Kumamoto prefecture (Kyushu, Japan). This earthquake is the strongest in the last 30 years in this area. For a day before the main shock, two foreshocks with M 6.4 were registered. For seven days after the main shock, aftershocks activity spread to the north-east and south-west, most of the hypocentres of the aftershocks with M 6.4 were localized within the seismogenic layer in the depth interval from 5 to 10 km. The authors have modeled a stress-strain state (SSS) of the epicentral area before the earthquake and after it (after the formation of the main fault). For this purpose, a software package is used, that allows 2-D formulation (plane strain condition), for modeling SSS block heterogeneous geological environment, disrupted by a system of tectonic faults. The faults are modeled in the form of extended zones of the dispersed geomaterial, which elastic modulus are significantly lower than the elastic modulus of the environmental media. A structural-tectonic scheme of the Kumamoto earthquake area is used. An analysis of the results of SSS modeling has been done for the area 30–40 km before and after the earthquake. It is shown that the area and magnitude of the stress intensity in anomalous zones are the predictive signs of the location and intensity of a possible strong crustal earthquake, and the vector of the rapid decrease in the potential energy of deformation could be a guide for the most probable direction of tectonic rupture during a crustal earthquake. The results received can be useful in a deterministic approach to seismic hazard assessment and carrying out the geophysical observations focused on the forecast of the strong crustal earthquakes in the continental areas.

Keywords: modeling; stress-strain state, SSS; strong tectonic earthquakes; earthquake; aftershocks; forecast of earthquakes; Kumamoto earthquake.

16 апреля 2016 г. в Центральной части о. Кюсю (Япония) произошло землетрясение с M 7,0–7,3, сильнейшее за последние 30 лет в этом районе [8, 12]. За сутки до главного толчка зарегистрированы два форшока с M 6,4, предположительно явившиеся спусковым механизмом для главного удара. Эпицентр землетрясения 16 апреля 2016 г. расположен восточнее г. Кумамото (32°46'55.2 с.ш. 130°43'00 в.д.). Последующая серия афтершоков, включающая два сильных с M 5,5, сформировала протяженный кластер северо-восточного и юго-западного направлений протяженностью свыше 20 км (рис. 1). В результате землетрясения разрушена часть зданий в г. Кумамото и его окрестностях, 90 000 жителей было эвакуировано из домов, расположенных в эпицентральной зоне.

О. Кюсю является сейсмоактивным районом на юге Японии. Сейсмическую и вулканическую активность острова связывают с механизмом тектонического сжатия с компрессионной осью широтной ориентации [6, 7]. Эпицентральная зона землетрясения 14 апреля 2016 г. M 7,3 приурочена к

этим двум активным разломам (Футогава и Хинагу), образующих единую зону (рис.1). Предполагается, что разломная зона (зоны Футогава и Хинагу, рис. 1) возникла под действием тектонического сжатия в четвертичный период [6, 7, 11]. Падение плоскостей разломом близко к вертикальному в пределах 60–80°, преимущественно с правосторонним сдвигом [12]. Эпицентры главного толчка и двух сильных форшоков находятся на площади между окончаниями этих двух разломов. Ось сжатия в механизме главного толчка имеет субширотное направление, согласное с направлением оси регионального сжатия. Глубина гипоцентра 10 км. Гипоцентры двух сильных форшоков находятся в интервале глубин 10–12 км. В течение семи дней после главного толчка афтершоковая активность распространялась на северо-восток и юго-запад, большинство гипоцентров афтершоков с M < 6,4 локализовано в пределах сейсмогенерирующего слоя в интервале глубин от 5 до 10 км. На поверхности в эпицентральной зоне образовались трещины и разрывы, смещения по которым достигали

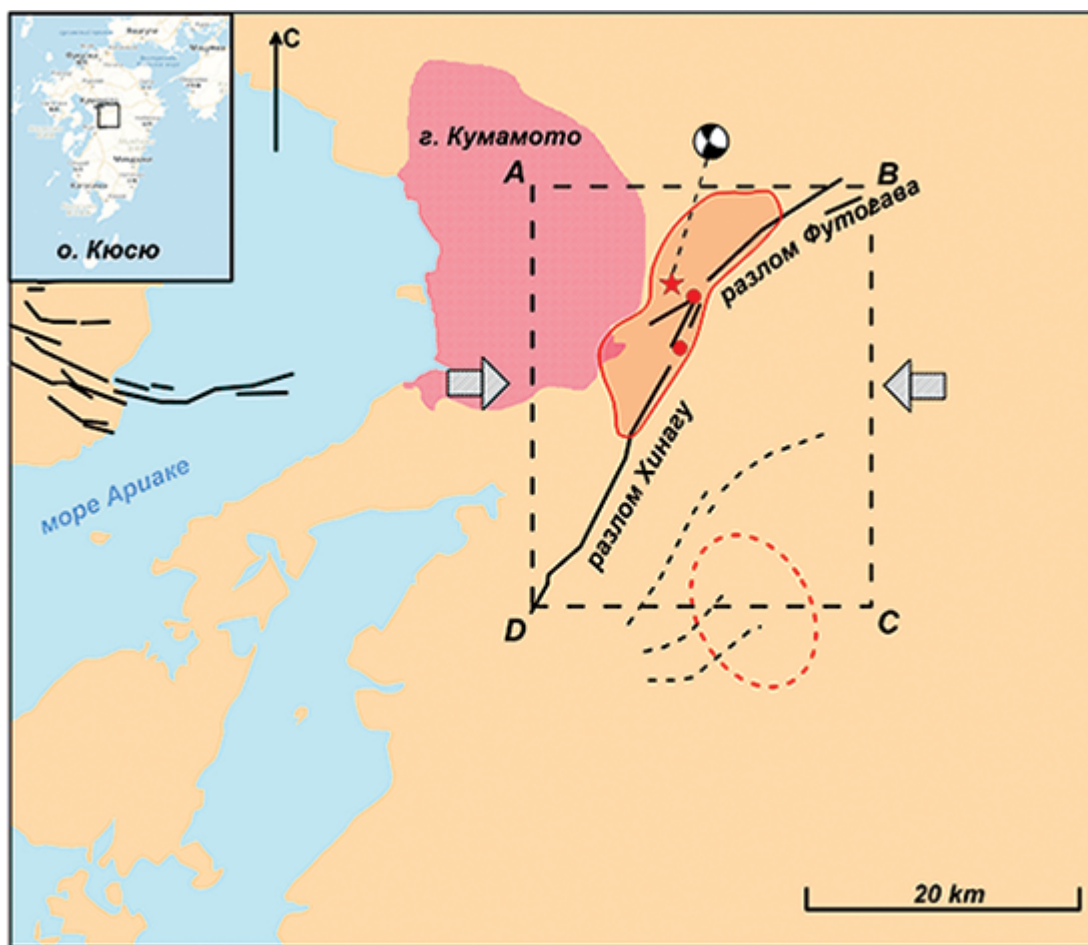


Рис. 1. Схема разломной тектоники эпицентральной зоны землетрясения 14.04.2016 [6, 7], площадь ABCD — область моделирования; звездочка — эпицентр землетрясения 14 апреля 2016 г., кружки — эпицентры форшоков с М 6,4; заштрихованные стрелки — направление оси компрессионного сжатия; красная линия оконтуривает область зарегистрированных афтершоков; в первые трое суток после главного толчка, красная пунктирная линия — ограничивает область возможного эпицентра сильного корового землетрясения; черные пунктирные линии — разломы, не подтвержденные геолого-геофизическими методами

5 м. Зарегистрирован эффект смещения поверхности, результаты радарной интерферометрии эпицентральной зоны до и после землетрясения приведены на рис 4. Данная информация использовалась для моделирования напряженно-деформированного состояния (НДС) эпицентральной зоны (сейсмогенерирующего слоя) до и после землетрясения 16 апреля 2016 г.

Метод расчёта НДС

Метод расчёта НДС блочных гетерогенных массивов, нарушенных разломами, в 2D постановке изложен в [2—4]. Среда внутри блока принимается изотропно-упругой, внешнее поле тектонических напряжений задается исходя из геолого-геофизических предпосылок. Разлом моделируется упруго-изотропной средой с модулем упругости ниже пород окружающего массива.

Соотношения между напряжениями и деформациями принимаются осредненными по толщине

слоя (согласно модели обобщенного плоского напряженного состояния в форме закона Гука):

$$\begin{matrix} xx & & xx \\ yy & [D(E^{(m)}, \nu^{(m)})] & yy \\ xy & & xy \end{matrix}, \quad (1)$$

где $\sigma_{xx}, \sigma_{yy}, \sigma_{xy}$ — компоненты осреднённых интегральных напряжений; $\epsilon_{xx}, \epsilon_{yy}, \epsilon_{xy}$ — 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 упруго-изотропную модель слоя в виде:

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

При моделировании НДС геологического массива в системе координат x, y (совпадающих с направлением север—юг и запад—восток) задаётся внешнее поле тектонических напряжений (исходя из имеющихся геолого-геофизических данных). Предметом анализа являются карты распределения величины $\sigma_{xx}, \sigma_{yy}, \sigma_{xy}$ и интенсивности напряжений i :

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

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

$$U = \frac{1}{3} \bar{v} \bar{E} i^2 V, \quad (4)$$

где $\bar{E}$ и $\bar{v}$ — средние модули упругости, V — объём.

Изменение НДС эпицентральной зоны землетрясения представлено в виде разности интенсивности напряжений до и после образования разрыва:

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

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

При формировании нового разлома происходит сброс энергии (в упругой постановке задачи):

$$U = \frac{(1 - \nu)}{3 \bar{E}} \int_{S_0} \langle i \rangle_I^2 dx dy - \int_{S_0} \langle i \rangle_{II}^2 dx dy, \quad (5)$$

где $\langle i \rangle_I, \langle i \rangle_{II}$ — интенсивность напряжений до и после образования разлома, h — мощность сейсмогенерирующего слоя, S — площадь области сброшенной энергии деформации.

В рамках упругой постановки задачи моделируется НДС упругого изотропного слоя (условие обобщенного плоского напряжённого состояния) с упругим модулем $E = 8 \cdot 10^3$ МПа, нарушенного системой разломов с упругим модулем на два порядка ниже и общим коэффициентом Пуассона

0,25. Под разломом (в отличие от сейсмодислокации) понимается механически диспергированная среда с вертикальным падением и мощностью до 500 м [2]. Внешнее поле напряжений задано доминирующим напряжением сжатия σ_{xx} с осью широтной ориентации (S_{Hmax}). Напряжение отпора принято по А.Н. Диннику:

$$\sigma_{yy} = \frac{1}{3} \sigma_{xx} = 0,3 \sigma_{xx}.$$

Результат может быть получен в относительных единицах. Нами использованы значения действующих тектонических напряжений:

$$\sigma_{xx} = -30 \text{ МПа}, \quad \sigma_{yy} = -10 \text{ МПа}.$$

Расчёт НДС производился методом конечных элементов (МКЭ). При этом предполагалось, что напряжения массива в пределах слоя постоянны и разрушение в форме землетрясения (т. е. образования нового разрыва) определяется аномальной высокой интенсивностью напряжений в локальных зонах эпицентральной области.

Обсуждение результатов моделирования НДС

Для моделирования НДС эпицентральной зоны землетрясения в Центральной части о. Кюсю использованы схемы разломной тектоники, приведённые в [8, 12] (рис. 1). Два активных разлома (Футогава и Хинагу) разделены областью локализации трёх разломов значительно меньших по протяжённости, достоверность которых подтверждён геологически [12]. Падение разломов принято вертикальным, что не вносит существенных искажений при интерпретации полученных результатов. В пределах сейсмогенерирующего слоя внешнее поле тектонических напряжений, исходя из изложенного выше, задано доминирующим напряжением сжатия σ_{xx} с осью, ориентированной в широтном направлении. Как и в [5, 10], значения главных действующих тектонических напряжений приняты равными: $\sigma_{yy} = 10$ МПа, $\sigma_{xx} = 30$ МПа, (главные напряжения могут быть выражены и в относительных единицах). Для моделирования НДС эпицентральной зоны землетрясения использован авторский программный комплекс расчёта НДС блочных гетерогенных массивов, нарушенных системой разломов, под действием тектонических напряжений [2—4].

Предметом анализа являются карты компонент тензора напряжений ($\sigma_{xx}, \sigma_{yy}, \sigma_{xy}$) и интенсивности напряжений i в пределах эпицентральной зоны до и после землетрясения 14 апреля 2016 г. На рис. 2 представлена карта напряжений широтного сжатия σ_{xx} . Как и следовало ожидать, в приразломных зонах напряжения σ_{xx} существенно ниже фоновых, в то время как между разломами (Футогава и Хинагу) напряжения σ_{xx} достигают максимальных значений (превышающие 50 МПа).

Доминирующие напряжения широтного сжатия формируют аномальные области интенсивности напряжений (рис. 3), т. е. области аномально высокой концентрации энергии упругой деформации, способные вызвать развитие сеймотектонического процесса. Можно видеть, что между разломами сформировались две эллиптические зоны напряжений высокой интенсивности. Априори можно

предположить, что именно эти зоны ответственны за развитие последующего сейсмического процесса, включающего два сильных форшока и главный удар с формированием нового протяженного разрыва (пунктирная красная линия на рис. 6).

На рис. 4 приведена карта напряжений σ_{yy} — области аномально высоких значений этой компоненты напряжений также локализованы в межразломной области. Ранее нами было показано, что разрыв зарождается в области аномально высокой интенсивности напряжений при максимальном отношении доминирующего напряжения сжатия к напряжению бокового отпора (σ_{xx}/σ_{yy}), [4, 5, 9, 10].

На рис. 5 приведена карта отношения σ_{xx}/σ_{yy} . На карту вынесены эпицентры главного толчка и форшоков. Можно видеть, что эпицентр одного из форшоков и эпицентр главного толчка попадают в зоны отношений (σ_{xx}/σ_{yy}), вдвое и более превышающие фоновые значения, равные трём. Можно предположить, что гипоцентры главного толчка и форшоков возникают в условиях низких значений напряжений бокового отпора, возможно, переходящих в напряжения растяжения. Форшоки, последовавшие один за другим (в течение 1 ч), сформировали новый разрыв, вероятно, соединяющий разломы Футогава и Хинагу, вызывая частичное (в течение 1 сут.) перераспределение напряжений и стимулируя начало разрыва в гипоцентре главного толчка, где отношение σ_{xx}/σ_{yy} больше шести (рис. 5). Новый разрыв в эпицентральной зоне приводит к постепенному изменению НДС.

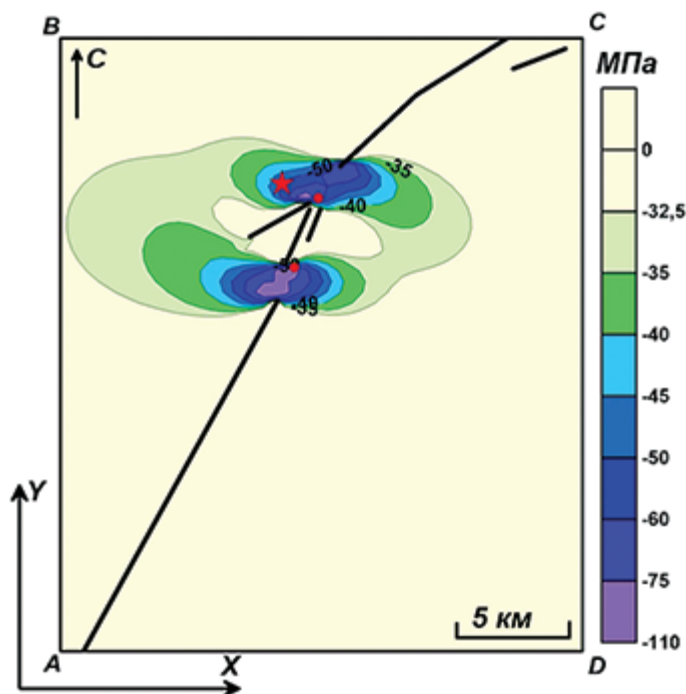


Рис. 2. Карта напряжений σ_{xx} до образования разлома (звездочка — эпицентр главного толчка, кружки — эпицентры форшоков)

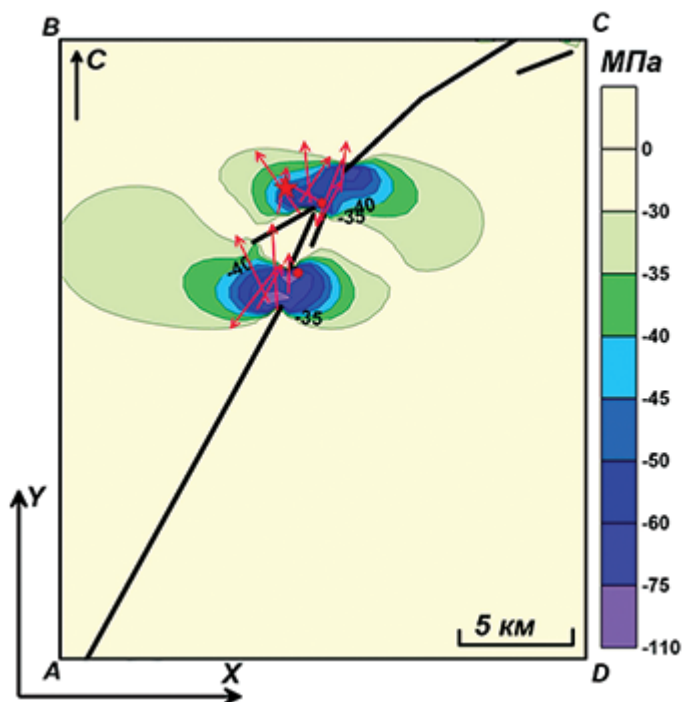


Рис. 3. Карта интенсивности напряжений $\langle \sigma_i \rangle$ до землетрясения 14 апреля 2016 г. (звездочка — эпицентр главного толчка; красные кружки — эпицентры форшоков), красные стрелки — наиболее вероятное направление векторов нового разрыва

На рис. 6 приведена карта разности интенсивности напряжений σ_i до и после главного разрыва (пунктирная линия) во время землетрясения 14 апреля 2016 г. Положительные значения σ_i соответствуют зонам сброшенной энергии деформации и соответственно высокой плотности эпицентров последовавших афтершоков. В то же время на концах разломов возникают зоны высокой интенсивности напряжений.

В рамках упругой модели геологической среды этот процесс протекает мгновенно (со скоростью, несколько меньшей скорости распространения поперечных волн). В реальной геологической среде необходимо время. Вместе с тем следует допустить, что часть напряжений шарового тензора в прилегающей геологической среде снимается во время распространения нового разрыва между разломами (Футогава и Хинагу), стимулируя новый разрыв в гипоцентре главного толчка (рис. 6). Новый разрыв, образовавшийся во время землетрясения 14 марта 2016 г., протяжённостью более 50 км, изменяет напряжённое состояние эпицентральной зоны в течение времени. Вместе с тем проявление косейсмического эффекта деформации поверхности эпицентральной зоны представляет определённый интерес в анализе НДС.

Результаты радарной интерферометрии эпицентральной зоны землетрясения в сопоставлении с картой σ_{yy} — напряжений обнаруживают площадное и морфологическое соответствие (рис. 4). Не обсуждая зависимость результатов радарной ин-

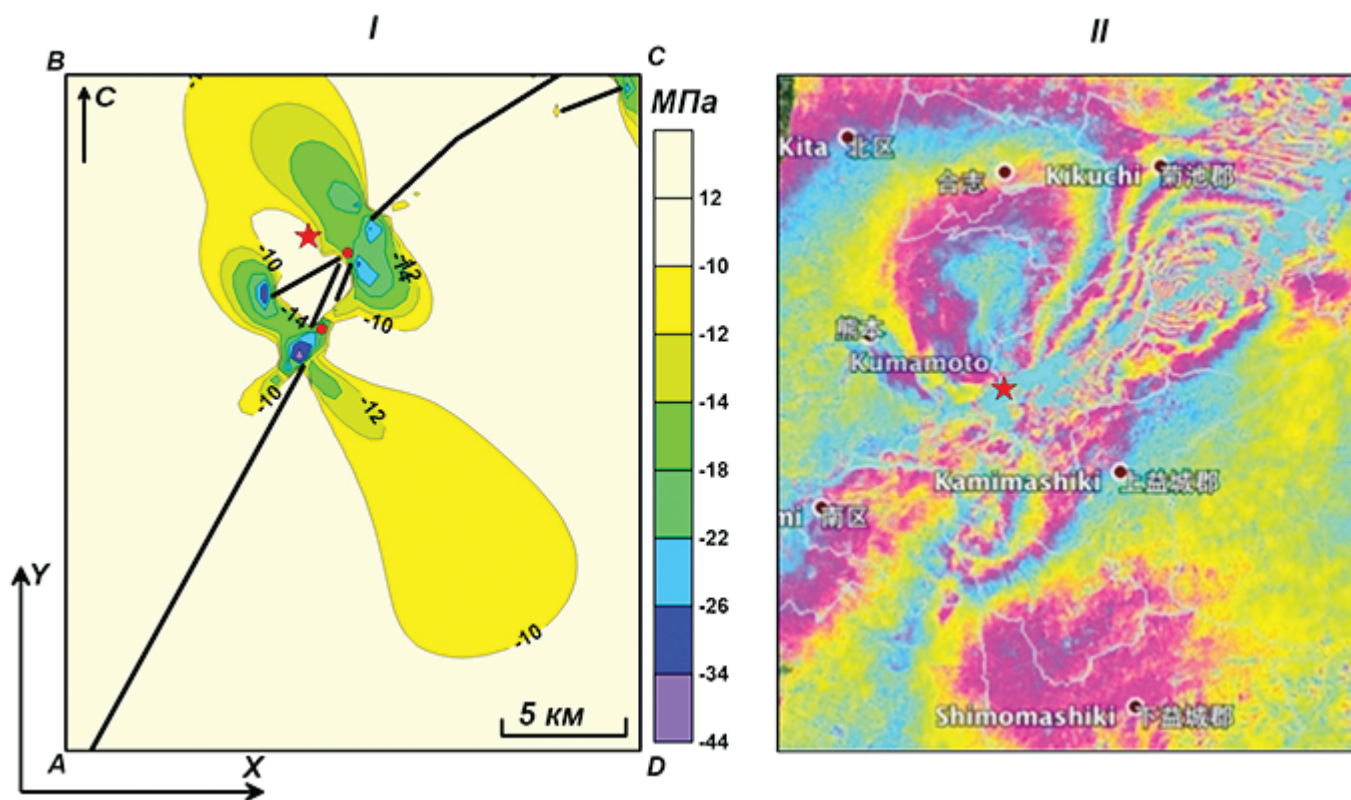


Рис. 4. Карта напряжений до образования разлома (I) и результаты радарной интерферометрии (II) [8] (звездочка — эпицентр главного толчка, красные кружки — эпицентры форшоков)

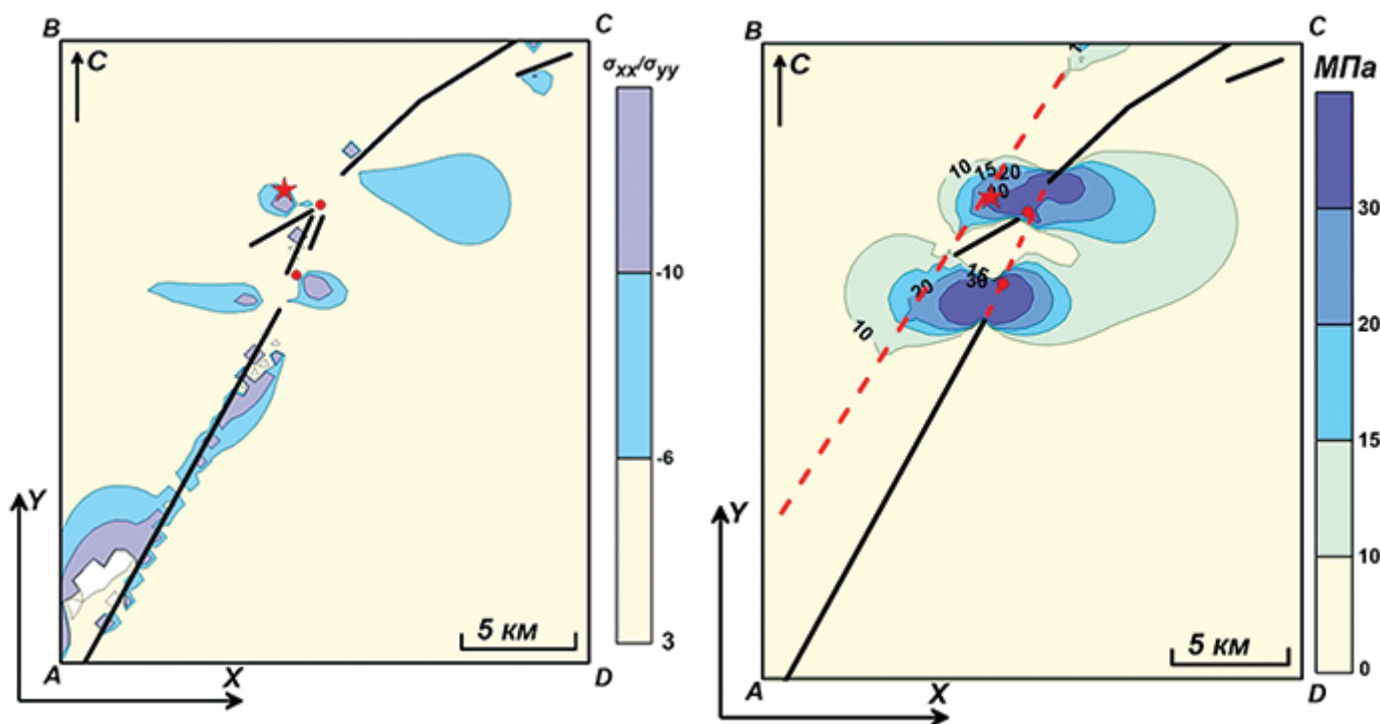


Рис. 5. Карта отношений σ_{xx}/σ_{yy} до землетрясения (звездочка — эпицентр главного толчка, красные кружки — эпицентры форшоков)

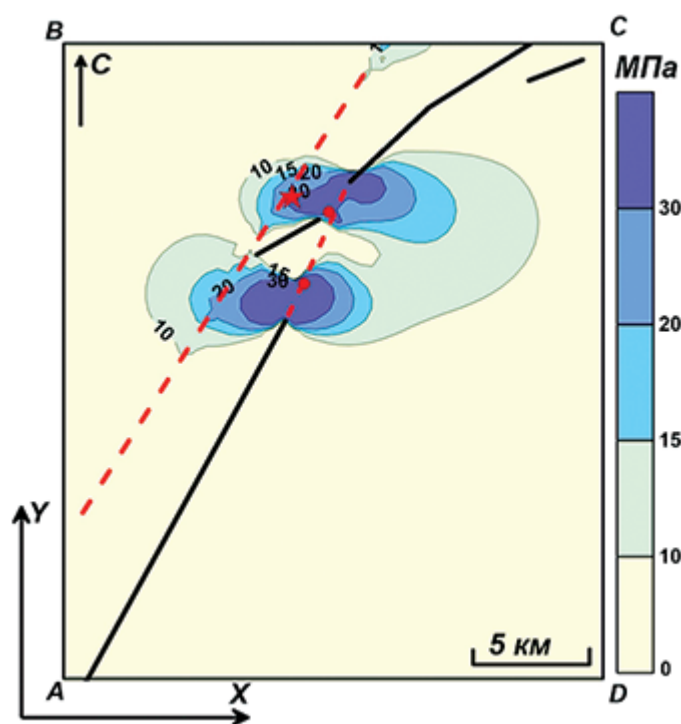


Рис. 6. Карта разности интенсивности напряжений до и после землетрясения 14 апреля 2016 г. (звезда — эпицентр главного толчка, кружки — эпицентры форшоков, красная пунктирная линия — предполагаемый разрыв)

терферометрии от ориентации орбиты спутника, можно видеть, что рисунок интерферограмм после землетрясения соответствует морфологии компоненты y_y до образования разрыва (рис. 4). Вековые статические напряжения снимаются медленно, в то время как мгновенный частичный сброс напряжений в области нового разрыва вызывает смещения поверхности, наблюдаемые на интерферограммах¹. Вместе с тем, важно подчеркнуть определенное площадное соответствие результатов сканирования эпицентральной зоны землетрясения 14 апреля 2016 г. методом радарной интерферометрии с результатами моделирования НДС.

Выводы

Формирование очага сильного корового землетрясения происходит в зоне высокой концентрации энергии деформации, т. е. область высокой интенсивности напряжений является областью зарождения и распространения последующего разрыва. Разрыв, как правило, стартует из периферийной области аномально высокой интенсивности напряжений при условии минимальных напряжений отпора (переходящего в напряжение растяжения), рис. 3, 5 [10].

Площадь и величина интенсивности напряжений в аномальных зонах служат прогнозными признаками места и интенсивности возможного сильного корового землетрясения, а вектор быстрого убывания потенциальной энергии деформации является наиболее вероятным направлением нового разрыва во время корового землетрясения [4, 9].

С использованием карт разломной тектоники, приведённые в [6–8], выполнены расчёты НДС площади расположенной южнее эпицентральной зоны землетрясения 16 апреля 2016 г. (рис. 1, красной пунктирной линией ограничена область возможного эпицентра сильного корового землетрясения с $M = 6$), в предположении достоверности используемых допущений как при моделировании НДС, так и достоверности используемых данных о разломной тектонике в районе.

В связи с изложенным можно заключить что детальное изучение активных разломов и действующих тектонических напряжений в земной коре сейсмоактивных районов имеет практическое значение, так как моделирование НДС области взаимодействия разломов в поле тектонических напряжений, открывает новые возможности в проблеме прогноза места сильных коровых землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Забродин В.Ю., Рыбас О.В., Гильманова Г.З. Разломная тектоника материковой части Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2015. 126 с.
2. Колесников И.Ю., Морозов В.Н., Татаринов В.Н. (Св. о гос. рег. № 2011614290 «GEODYN 1.0») Программа для расчета напряженно-деформированного состояния в массиве горных пород на основе гетерогенного конечно-элементного моделирования.
3. 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.
4. 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. 2011. № 6. С. 524–542.
5. Морозов В.Н., Маневич А.И. Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентрального района землетрясения 26.01.2001 г., $M = 6,9$ (Индия) // Геофизические исследования. 2016. Том 17. № 4. С. 23–36, DOI: 10.21455/gr2016.4-2.
6. Aitaro K., Kouji N., Yohei H. The 2016 Kumamoto earthquake sequence // Proceedings of the Japan Academy, Ser. «B» (Physical and Biological Sciences). Vol. 92 (8). 2016. P. 358–371, DOI:10.2183/pjab.92.359.
7. Aitaro K., Jun'ichi F., Shigeki N., Kazushige O. Foreshock migration preceding the 2016 Mw 7.0 Kumamoto earthquake, Japan // Geophysical Research Letters. Vol. 43, Iss 17. P. 8945–8953, DOI:10.1002/2016GL070079.
8. Kumamoto Earthquake Report 2 (April 17, 2016): Seismic activities and related information in central Kyushu since April 15, 2016 [Geological Survey of Japan]. <https://www.gsj.jp/hazards/earthquake/kumamoto2016/index.html> (28.09.2017).
9. 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. Issue 7. P. 756–769.
10. Morozov V.N., Manevich A.I. Stress-strain state (SSS) of the epicentral area of the 1992 $M = 6,8$ Erzincan earthquake (Turkey) // Book of Abstracts of the International Conference “Data Intensive System Analysis for Geohazard Studies”, Sochi. 2016. P. 41, DOI:10.2205/2016BS08Sochi.
11. Okada Y. The 2016 Kumamoto earthquake (rapid report) // Earthquake. 2016. Vol. 61. P. 1–10.
12. Yagi Y., Okuwaki R., Okuwaki R., Kasahara A., Miyakawa A., Otsubo M. Rupture process of the 2016 Kumamoto earthquake in relation with the thermal structure around Aso volcano // Earth, Planets and Space. 2016. Vol. 68. Issue 1. P. 68–74. DOI:10.1186/s40623-016-0492-3.

¹ Результаты радарной интерферометрии зависят от ориентации орбиты спутника и учёта сканирования поверхности земли.