

УДК 550.34

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ РАЗРЫВА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ХАНСИН-АВАДЗИ (г. КОБЕ, ЯПОНИЯ) 17.01.1995 М 6.9

© 2021 г. В. Н. Морозов¹, А. И. Маневич^{1,2,*}

Представлено академиком РАН А.Д. Гвишиани 19.04.2021 г.

Поступило 19.04.2021 г.

После доработки 29.04.2021 г.

Принято к публикации 30.04.2021 г.

Изложены результаты моделирования напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны сильного корового землетрясения Хансин-Авадзи, произошедшего в районе г. Кобе (Япония) 17 января 1995 г. с магнитудой M 6.9. Используется разработанный авторами метод моделирования и анализа напряженно-деформированного состояния эпицентральных зон коровых землетрясений. В качестве исходных данных и граничных условий для моделирования используются геолого-тектонические и сейсмологические данные по району землетрясения. Показано, что магистральный разрыв, возникающий в очаге землетрясения, зарождается в зоне высокой интенсивности напряжений при определенном соотношении главных тектонических напряжений и распространяется через области аномально высокой концентрации напряжений, вызывая максимальные смещения в этих зонах. Полученные результаты дают новые представления о механизме очага землетрясения, ориентированные на прогнозирование места и магнитуды сильных коровых землетрясений в сейсмоактивных районах.

Ключевые слова: землетрясение, напряжения, напряженно-деформированное состояние, очаг, тектонический разлом, разрыв, магнитуда

DOI: 10.31857/S2686739721080089

ВВЕДЕНИЕ

Разломная тектоника сейсмоактивных районов является определяющим фактором в генезисе сильных, зачастую катастрофических, землетрясений. Взаимодействие активных разломов в поле тектонических напряжений создает локальные зоны концентрации высокоградиентных полей напряжений, вызывающих развитие протяженных разрывов в земной коре (землетрясений) [2]. Тектонические разломы, как объемные зоны разномасштабного диспергированного материала при протяженности более 100 км, представляют собой “гигантско-глыбовый меланж” шириной в несколько километров [3, 7]. При этом физико-механические характеристики (прочность, упругие свойства горных пород) разломов существенно ниже пород окружающей геологической среды. Тектонические напряжения, формирующие разломную тектонику верхней части земной коры, достигающие 100 МПа [9], являются основой

для задания граничных условий моделирования напряженно-деформированного состояния (НДС) эпицентральных зон сильных коровых землетрясений.

17 января 1995 г. в Японии (район г. Кобе) произошло землетрясение Хансин-Авадзи (в литературе также встречаются названия “землетрясение в Кобе”, “землетрясение Хёго-Кен” и “Великое землетрясение Хансин”) с магнитудой M 6.9 [12], с координатами эпицентра 34.61° с.ш. и 135.04° в.д. и глубиной гипоцентра 14.3 км [10]. Эпицентр землетрясения находился в Осацком заливе, севернее острова Авадзи, практически попадая в пролив Акаси. На рис. 1 приведена структурно-тектоническая схема района землетрясения, составленная по материалам Японских неотектонических карт, обобщенных в работе [12]. Большинство местных тектонических структур определены как активные разломы в поздне-четвертичном периоде. Развитие сейсмического разрыва в результате землетрясения произошло одновременно в двух направлениях — к южной части острова Авадзи и в направлении г. Кобе [9, 11], трасса разрыва показана на рис. 1 пунктирной линией. Механизм очага землетрясения представляет собой правосторонний сдвиг, ось сжатия которого ориентирована в субширотном направлении. По-

¹ Геофизический центр Российской академии наук, Москва, Россия

² Горный институт НИТУ “МИСИС”, Москва, Россия

*E-mail: a.manevich@gcras.ru

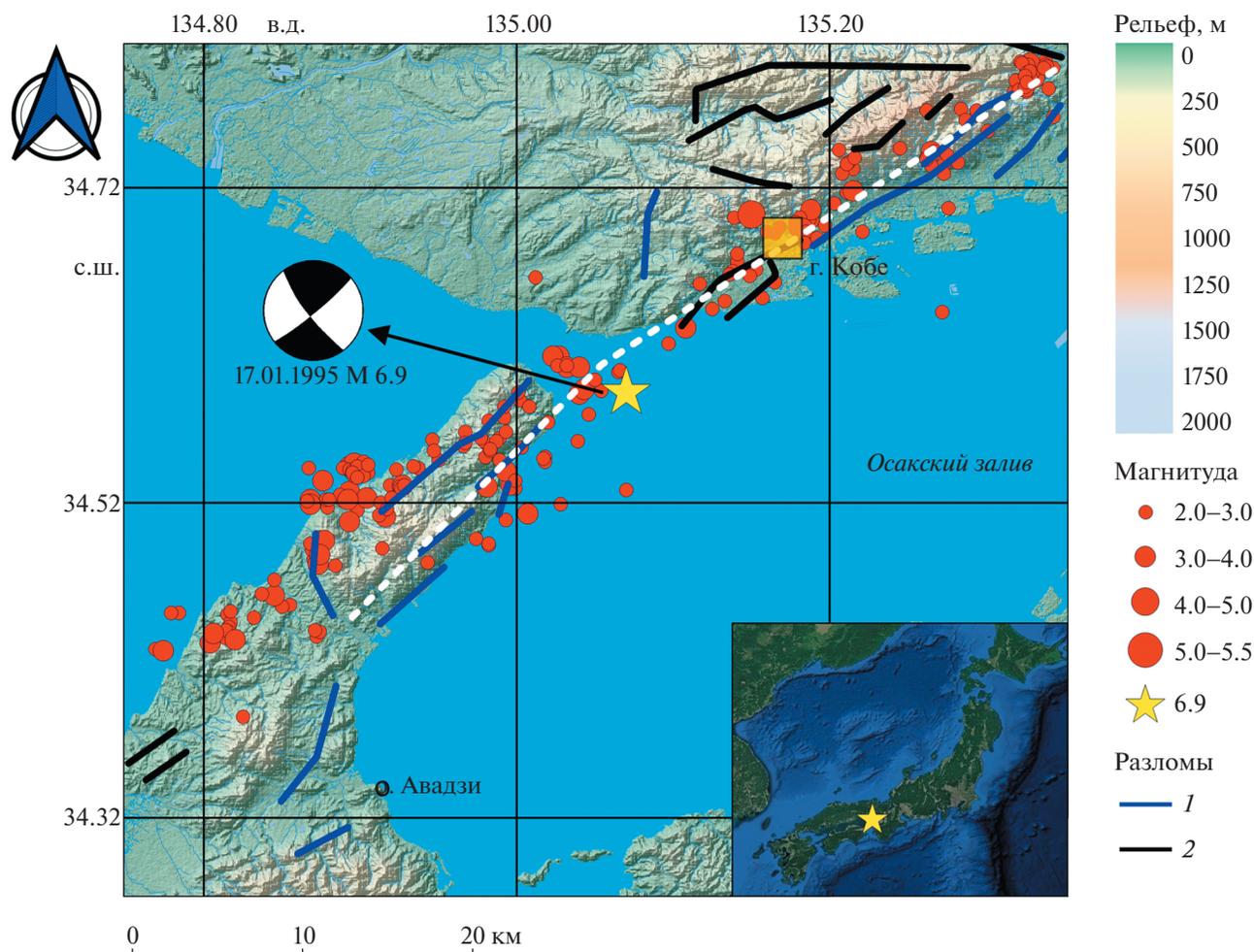


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема района землетрясения Хансин-Авадзи, составленная по материалам (Holzer, 1995; Yamanaka, et al., 2002; Hashimoto, et al., 1996; Guo, et al., 2013). 1 – активные разломы позднечетвертичного периода; 2 – разломы раннечетвертичного или кайнозойского периода активности. В правом нижнем углу приведено положение эпицентра землетрясения по отношению ко всей территории Японии.

сле землетрясения в течение 4 мес было зафиксировано более 200 афтершоков с магнитудой от 2.5 до 3.5 и 19 сильных афтершоков с магнитудой более 4 [14].

МЕТОД МОДЕЛИРОВАНИЯ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ

Используемый авторский метод моделирования НДС блочного гетерогенного упруго-изотропного массива, нарушенного системой тектонических разломов, подробно изложен в ранее опубликованной работе [5]. Верхняя часть земной коры в интервале глубин до 20–25 км, соответствующая сейсмогенерирующему (“сейсмогенетическому”) слою сильных землетрясений с $M > 6$, моделируется упруго-изотропным слоем, нарушенным произвольно ориентированными тектоническими разломами с эффективным упругим модулем, существенно более низким по

сравнению с окружающей геологической средой. Внешнее поле тектонических напряжений задается, исходя из геолого-геофизических данных, механизмов очагов сильных землетрясений, результатов геодезических исследований, включая GPS-измерения.

При моделировании НДС эпицентральных зон сильных коровых землетрясений используются фрагменты верхней части земной коры площадью в пределах $\sim 100 \times 100$ км. При этих размерах можно пренебречь сферичной формой Земли и считать выбранный фрагмент горизонтальным слоем в предположении, что на глубине 17–20 км под ним существует слой пластической деформации (слой Гутенберга) [1] с низкими скоростями сейсмических волн, для отдельных районов подтвержденный сейсмическими исследованиями.

Слой моделируется идеальной упругой средой, находящейся под действием тектонических на-

пряжений, заданных на его границе. Соотношения между напряжениями и деформациями принимаются осредненными по толщине слоя (обобщенное плоско-напряженное состояние) в форме закона Гука. Вычисления производились при следующих принятых параметрах: модуль Юнга геологической среды $E = 5 \times 10^4$ МПа, эффективный упругий модуль тектонических разломов $E_p = 5 \times 10^2$ МПа, коэффициент Пуассона $\nu = 0.25$.

Граничные условия моделирования заданы, основываясь на данных о механизме землетрясения [14] и смещений земной поверхности по данным геодезических измерений [11]. Ориентация компрессионной оси в эпицентральной области принята субширотной при величине $\sigma_{Hmax} = -30$ МПа. Соотношение между главными напряжениями σ_{Hmax} и напряжениями отпора σ_{hmin} принято по А.Н. Диннику:

$$\sigma_{hmin} = \frac{\nu}{1-\nu} \sigma_{Hmax}.$$

Для расчета НДС эпицентральной зоны землетрясения Хансин-Авадзи была использована структурно-тектоническая схема, приведенная на рис. 1.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

На рис. 2 представлены результаты расчета интенсивности тектонических напряжений σ_i и отношения главных напряжений $\frac{\sigma_{xx}}{\sigma_{yy}}$ в эпицентральной зоне землетрясения Хансин-Авадзи. Можно видеть, что зона активных разломов, шириной ~7–8 км, ориентированная в северо-восточном–юго-западном направлениях, представляет собой совокупность отдельных разломов протяженностью до 20 км. В пределах разломных зон возникают локальные поля (аномалии) высокой и низкой интенсивности напряжений в сравнении с фоновыми значениями (рис. 2а). Фоновому полю интенсивности напряжений соответствуют значения около 25 МПа (при заданных граничных условиях). Аномально высоким зонам соответствуют значения более 30 МПа. Зоны аномально высокой интенсивности напряжений возникают в межразломных интервалах (в зонах окончания разломов), а зоны аномально низкой интенсивности напряжений в зонах, непосредственно прилегающих к тектоническим разломам.

В пределах центральной части района (как это видно на рис. 2а) образовалась протяженная зона высокой интенсивности напряжений с большей осью субширотного направления, протяженностью около 20 км и шириной около 4 км. В центральную часть этой зоны попадает эпицентр главного толчка землетрясения Хансин-Авадзи

(в пределах погрешности определения эпицентра землетрясения ± 3 км).

При этом разрыв зарождается в области высокой интенсивности напряжений при отношении главных действующих напряжений $\sigma_{xx}/\sigma_{yy} \geq 4$ (рис. 2б), т.е. в области относительно высокого компрессионного сжатия и минимальных напряжений отпора по сравнению с фоновыми значениями.

При дальнейшем распространении на северо-восток и юго-запад магистральный разрыв пересекает зоны высокой интенсивности напряжений, а также максимальных значений σ_{xx}/σ_{yy} , т.е. распространяется в оптимальных условиях для образования сдвига (рис. 2). По данным работ [8, 11], образовавшийся разрыв северо-восточного–юго-западного простирания имеет протяженность около 60 км и угол падения в пределах $\sim 75^\circ$ – 85° . Ориентация разрыва соответствует общей ориентации разломной зоны.

Если исходить из результатов моделирования НДС эпицентральной зоны землетрясения Хансин-Авадзи, априори можно было бы предположить, что разрыв зарождается в области, обозначенной диагональной штриховкой на рис. 2б, и распространяется в направлении северо-восток и юго-запад, в соответствии с генеральным направлением азимута ориентации выявленных тектонических разломов.

Неоднократно наблюдаемое снижение фоновой сейсмической активности в сейсмоактивных районах перед сильными землетрясениями (время “затишья”) способствует накоплению упругой потенциальной энергии в эпицентральной зоне и росту площади критической изобары (около 30 МПа), достигающей в момент землетрясения области аномально высоких значений отношения главных напряжений $\sigma_{xx}/\sigma_{yy} \geq 3$ – 5 .

Разрыв первоначально формируется в объеме диаметром до 1 км и получает свое дальнейшее развитие в направлении максимального градиента интенсивности напряжений $|\text{grad}(\sigma_i)|$ (стрелки на рис. 2а), корректируемое доминирующим направлением простирания разломной зоны.

Для эпицентральной зоны землетрясения Хансин-Авадзи даже высокая точность определения координат эпицентра дает основание варьировать его положением в радиусе 3 км, что позволяет сместить его на северо-запад на 2 км ближе к изобаре в 40 МПа (рис. 2а). Таким образом, как в ряде аналогичных ситуаций при моделировании НДС эпицентральных зон сильных коровых землетрясений [4–6] в рамках использованных граничных условий, условие возникновения разрыва в очаге землетрясения соответствует соотношениям:

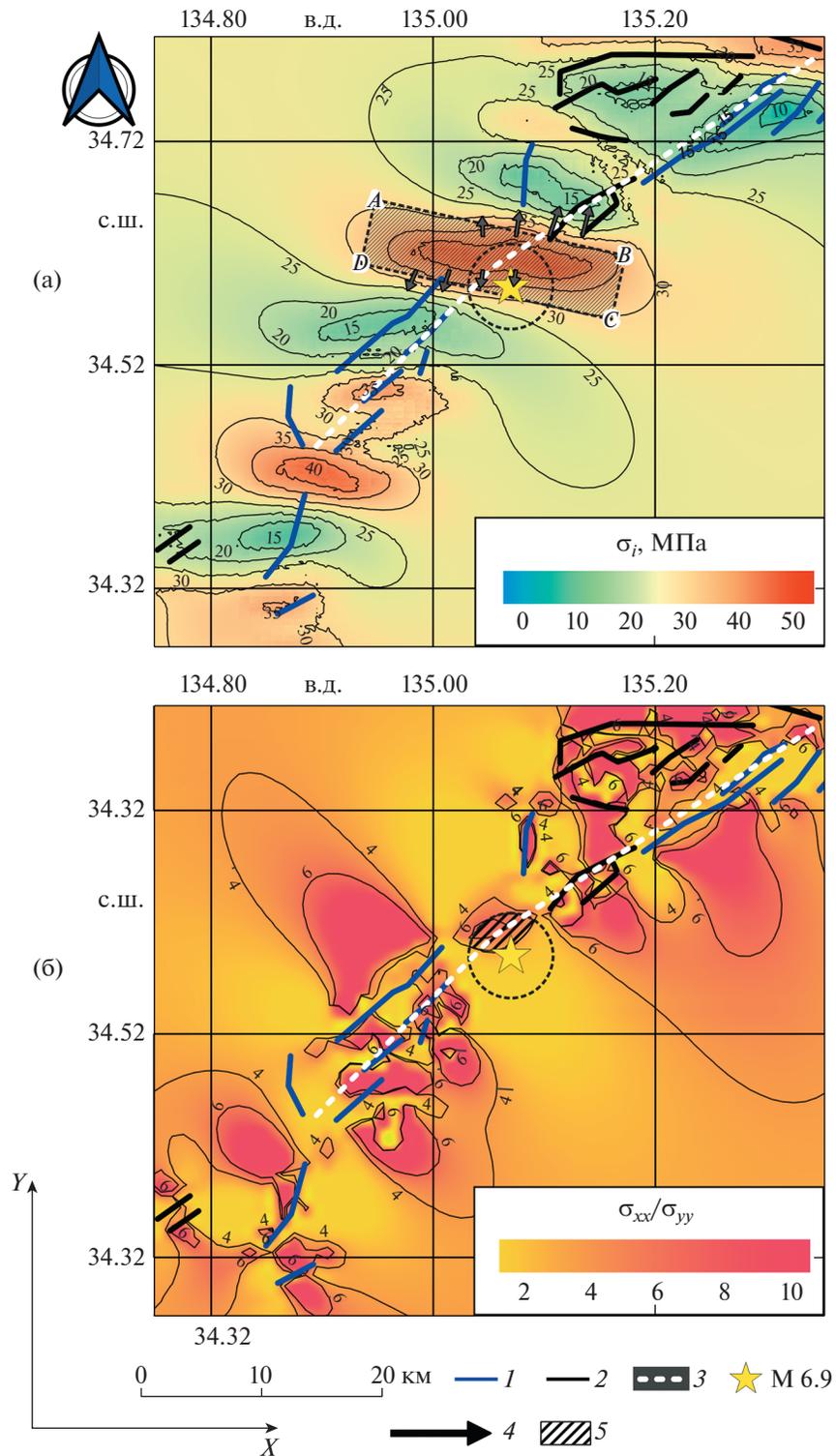


Рис. 2. Напряженно-деформированное состояние эпицентральной зоны землетрясения Хансин-Авазди 17.01.1995 M 6.9. а – интенсивность напряжений σ_i , МПа; б – отношение главных действующих напряжений $\frac{\sigma_{xx}}{\sigma_{yy}}$; 1 – активные разломы позднечетвертичного периода; 2 – разломы раннечетвертичного или кайнозойского периода активности; 3 – образовавшийся разрыв; 4 – направление максимального градиента интенсивности напряжений (а); 5 – область зарождения разрыва (б). Круг, показанный пунктиром, – ошибка определения положения эпицентра землетрясения. Прямоугольник ABCD – зона аккумуляции энергии для формирования разрыва.

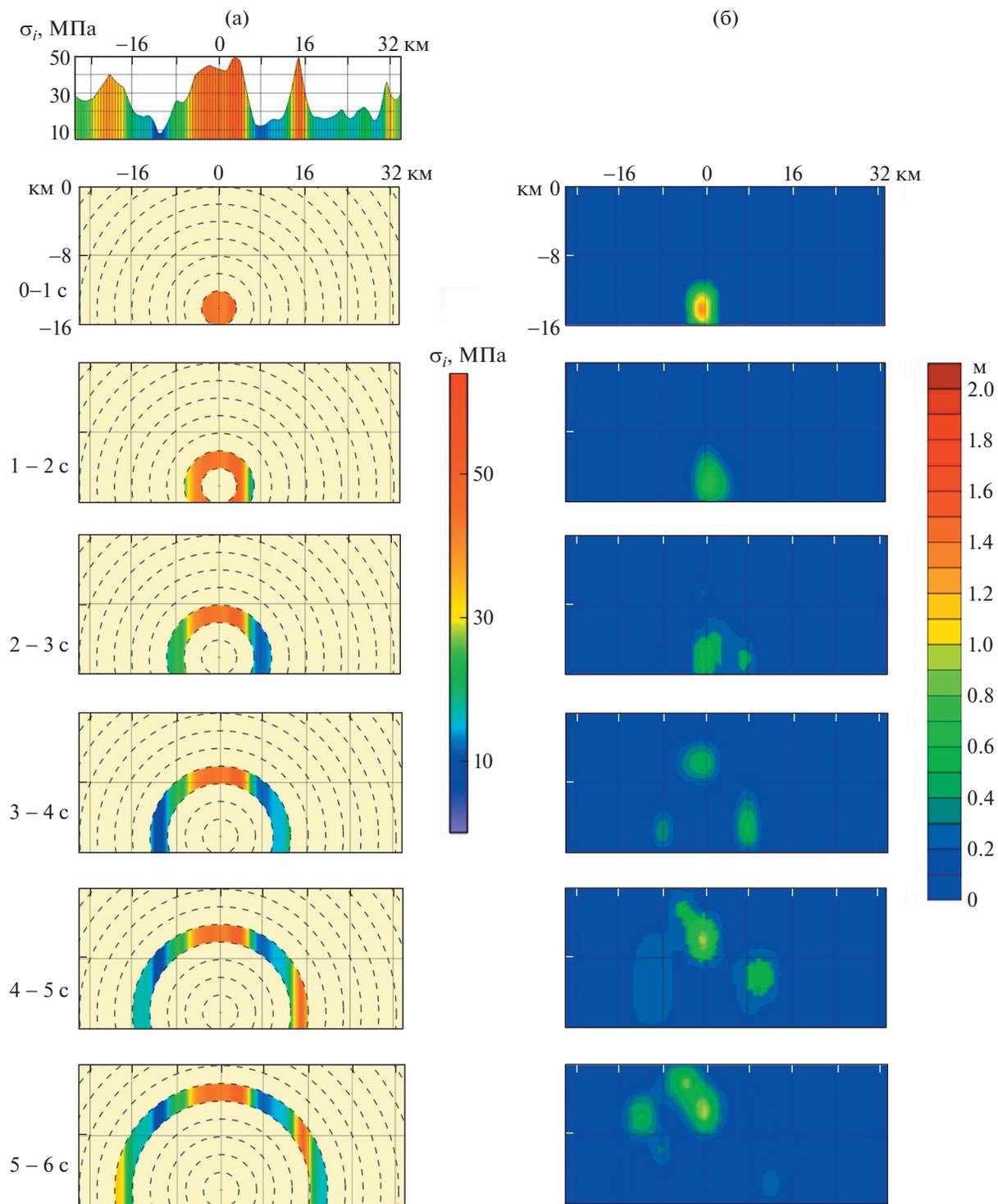


Рис. 3. Модель профиля распространения разрыва в сопоставлении с экспериментальными данными (Guo et al., 2013) в интервале 0–6 с от начала землетрясения. Построенные профили соответствуют трассе сейсмического разрыва, показанного на рис. 1 и 2 пунктирной линией. Вертикальная нулевая линия – соответствует эпицентру землетрясения и месту старта разрыва. а – интенсивность напряжений σ_i , МПа (пунктирные изолинии соответствуют скорости распространения разрыва 3 км/с); б – экспериментальные данные смещений в плоскости разрыва, м.

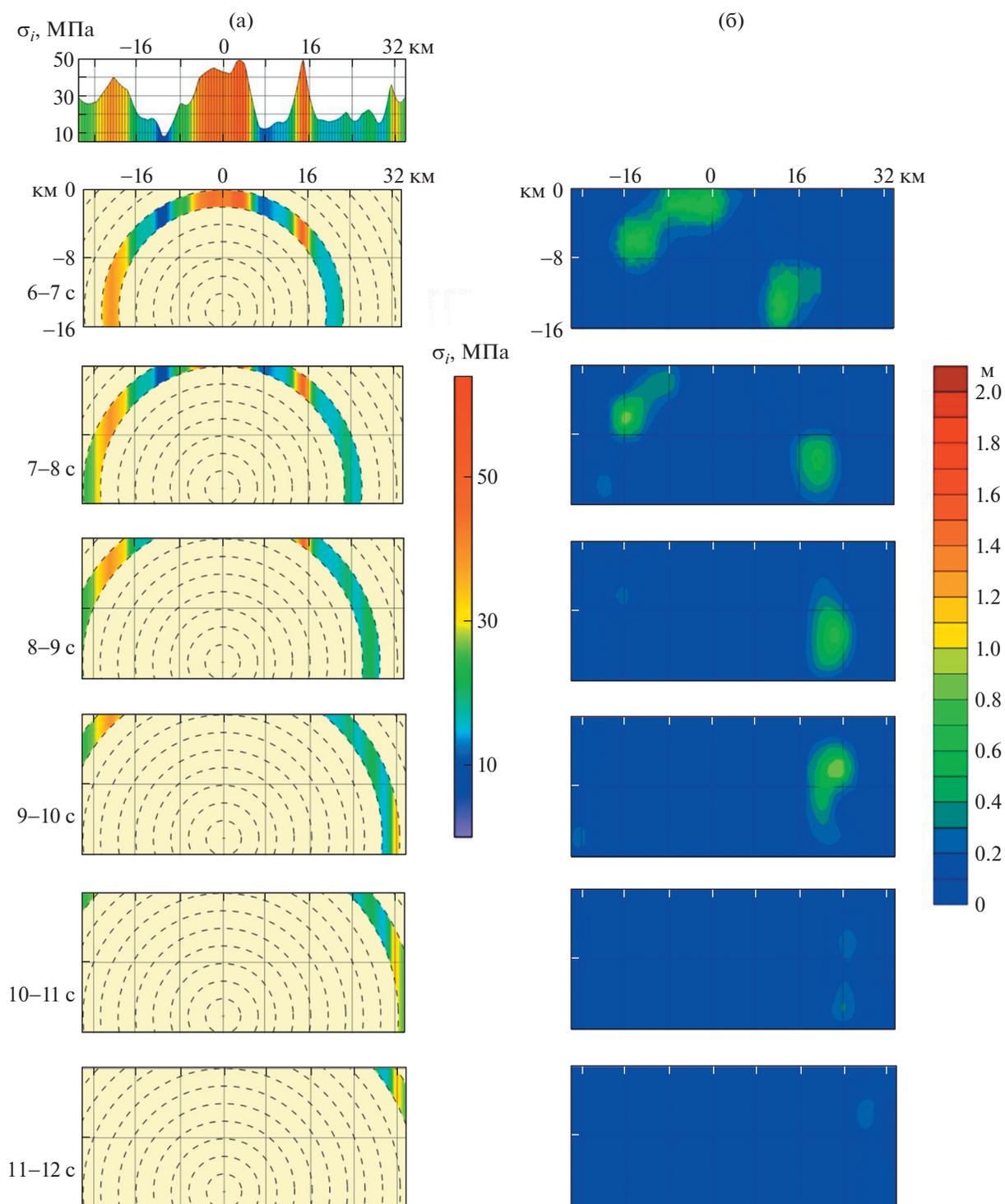


Рис. 4. Модель профиля распространения разрыва в сопоставлении с экспериментальными данными (Guo, et al., 2013) в интервале 6–12 с от начала землетрясения. Построенные профили соответствуют трассе сейсмического разрыва, показанного на рис. 1 и 2 пунктирной линией. Вертикальная нулевая линия – соответствует эпицентру землетрясения и месту старта разрыва. а – интенсивность напряжений σ_i , МПа (пунктирные изолинии соответствуют скорости распространения разрыва 3 км/с); б – экспериментальные данные смещений в плоскости разрыва, м.

$$\left\{ \begin{array}{l} (\sigma_i)_{\text{кр}} \geq 30 \text{ МПа} \\ \left(\frac{\sigma_{xx}}{\sigma_{yy}} \right)_{\text{кр}} \geq 3-5 \end{array} \right. .$$

Полагая, что причиной возникновения разрыва является аккумулярованная энергия в пределах площади ABCD, то она определяется формулой (при средней мощности сейсмогенерирующего слоя 20 км и средней интенсивности напряжений $\sigma_i = 35$ МПа):

$$U_{\phi} = \frac{1 + \bar{\nu}}{3\bar{E}} \sigma_i^2 \Delta V = 2.86 \times 10^{16} \text{ Дж},$$

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

Принимая коэффициент полезного действия землетрясения (seismic efficiency) равным 1%, расчетная магнитуда землетрясения составит $M = 6.4$, что соответствует протяженности разрыва порядка 15 км (по регрессионным уравнениям [13]). Ближайшие зоны высокой интенсивности напряжений на северо-востоке и юго-западе от эпицентра землетрясения находятся на расстоянии ~15 км (рис. 2) и реализуют свою накопленную энергию для его дальнейшего распространения.

На рис. 3–4 показаны области максимальных смещений при распространении разрыва из очага землетрясения по результатам сейсмологических исследований [8] и модель этого процесса с использованием результатов моделирования НДС вдоль профиля, пересекающего “плоскостью” разрыва, аномальную зону ABCD (верхняя часть рис. 3а и 4а), со скоростью приблизительно 3 км/с.

Протяженность разрыва зависит от удаленности зон высокой концентрации потенциальной энергии тектонических напряжений, способных поддержать его распространение. Разрыв землетрясения Хансин-Авадзи, распространяясь к поверхности в аномально напряженной зоне, вызывает максимальный сброс напряжений, сопровождающийся максимальными смещениями по разрыву. При достижении разрывом аномальных зон высокой интенсивности напряжений максимальные смещения были зарегистрированы именно в зонах северо-восточнее и юго-западнее эпицентра землетрясения (рис. 3–4), которые находятся на расстоянии 15–20 км, и им соответствуют аномально высокие отношения σ_{xx}/σ_{yy} .

Таким образом, формирование межразломной зоны высокой интенсивности напряжений (рис. 2а) согласуется с сейсмологическими данными и дает новое представление о механизме очага землетрясения, объясняя наличие областей максимальных смещений в косейсмическом эффекте сильных землетрясений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разумеется, не требуя абсолютного совпадения при сопоставлении результатов моделирования напряженного состояния (рис. 3а–4а) и экспериментальных данных (рис. 3б–4б), можно утверждать, что модель распространения разрыва создает основу для интерпретации сейсмологических данных и физического объяснения причин распространения разрыва.

Результаты моделирования НДС эпицентральной зоны землетрясения в районе г. Кобе (о. Авадзи, Япония) 17 января 1995 г. с магнитудой $M 6.9$, в сочетании с ранее полученными результатами для других регионов [4–6] дают возможность сделать следующие основные выводы:

- тектонические разломы являются причиной возникновения локальных высокоградиентных полей тектонических напряжений, локальная концентрация упругой потенциальной энергии внешнего поля тектонических напряжений возникает в зонах окончания тектонических разломов;

- концентрация упругой потенциальной энергии, значительно превышающая фоновую в этих зонах, при внешней “подкачке” региональных тектонических напряжений приводит к образованию сейсмогенерирующего разрыва;

- высокая концентрация и аккумуляция упругой потенциальной энергии тектонических напряжений возможны только при определенных соотношениях между главными действующими напряжениями;

- разрыв в эпицентре землетрясения возникает в зоне повышенной концентрации интенсивности напряжений по отношению к фону и при отношении главных напряжений $\sigma_{xx}/\sigma_{yy} \geq 3$;

- протяженность разрыва (следовательно, и магнитуда землетрясения) определяется объемом накопленной сейсмогенерирующим слоем упругой энергии в локальной зоне (как самостоятельным центром), поддерживающим его распространение или совокупности таких взаимодействующих центров при его распространении.

Приведенные результаты моделирования НДС эпицентрального района сильного корового землетрясения Хансин-Авадзи дают новые возможности в реальном прогнозе места и магнитуды сильных коровых землетрясений, включая эффективную постановку геофизических исследований, ориентированных на поиск предвестников землетрясений в локальных зонах наиболее вероятного зарождения сейсмического разрыва.

БЛАГОДАРНОСТИ

В работе использовались оборудование и материалы, предоставленные ЦКП “Аналитический центр

геомагнитных данных” Геофизического центра РАН (<http://ckp.gcras.ru/>).

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Беньофф Г.* Механизм и характеристики деформаций разрыва Уайт-Вулф, выявленные при изучении последовательности афтершоков / Слабые землетрясения. М. 1961. С. 211–219.
2. *Гзовский М.В.* Физическая теория образования тектонических разрывов // Проблемы тектонофизики. 1960. М.: Госгеоллиздат. С. 78–89.
3. *Забродин В.Ю., Рыбас О.В., Гильманова Г.З.* Разломная тектоника материковой части Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2015. 132 с.
4. *Морозов В.Н., Кафтан В.И., Татаринов В.Н., Колесников И.Ю., Маневич А.И., Мельников А.Ю.*, Численное моделирование напряженно-деформированного состояния и результаты GPS-мониторинга эпицентральной зоны землетрясения 24 августа 2014 (г. Напа, шт. Калифорния, США) // Геотектоника. 2018. № 5. С. 90–102. <https://doi.org/10.1134/S0016853X18040069>
5. *Морозов В.Н., Татаринов В.Н., Колесников И.Ю., Маневич А.И.* Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны сильного землетрясения в Иране (26 декабря 2003 г. Mw = 6.6) // Физика Земли. 2018. № 4. С. 68–78. <https://doi.org/10.1134/S0002333718040087>
6. *Морозов В.Н., Татаринов В.Н., Маневич А.И.* Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны сильного землетрясения в Турции (Измит, 1999 г., M 7.4) // Вулканология и сейсмология. 2020. № 2. С. 43–54. <https://doi.org/10.31857/S0203030620020042>
7. *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.
8. *Guo Y., Koketsu K., Ohno T.* Analysis of the rupture process of the 1995 Kobe earthquake using a 3D velocity structure // Earth, Planets and Space. 2013. V. 65. № 12. P. 1581–1586. <https://doi.org/10.5047/eps.2013.07.006>
9. *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>
10. *Kanamori Y., Kawakami S.I.* The 1995 7.2 Magnitude Kobe Earthquake and the Arima-Takatsuki Tectonic Line: Implications of the Seismic Risk for Central Japan // Engineering Geology. 1996. V. 43. P. 135M150. [https://doi.org/10.1016/0013-7952\(96\)00056-7](https://doi.org/10.1016/0013-7952(96)00056-7)
11. *Hashimoto M., Sagiya T., Tsuji H., Hatanaka Y., Tada T.* Co-seismic Displacements of the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake // Journal of Physics of the Earth. 1996. V. 44. Iss. 4. P. 255–279. <https://doi.org/10.4294/jpe1952.44.255>
12. *Holzer T.L.* The 1995 Hanshin-Awaji (Kobe), Japan, Earthquake / Geological Society of America. 1995. V. 5. № 8. P. 153–155, 165–167.
13. *Wells D.L., Coppersmith K.J.* New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement // Bulletin of the Seismological Society of America. 1994. V. 84 (4). P. 974–1002.
14. *Yamanaka H., Hiramatsu Y., Katao H.* Spatial Distribution of Atypical Aftershocks of the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake // Earth, Planets and Space. 2002. V. 54. P. 933–945. <https://doi.org/10.1186/BF03352441>

MECHANISM OF THE HANSHIN-AWAJI EARTHQUAKE RUPTURE FORMATION (KOBE, JAPAN) 17.01.1995 M 6.9

V. N. Morozov^a and A. I. Manevich^{a, b, #}

^a *Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

^b *Mining Institute NUST “MISiS”, Moscow, Russian Federation*

[#] *E-mail: a.manevich@gcras.ru*

Presented by Academician of the RAS A.D. Gvishiani April 19, 2021

The paper presents the results of the modeling of the stress-strain state of the epicentral zone of the strong crustal Hanshin-Awaji earthquake, which occurred in the area of Kobe (Japan) on 17 January 1995 with a magnitude of M 6.9. In this work we used the author’s method for modelling and analyzing the stress-strain state of the epicentral zones of crustal earthquakes. The geological, tectonic, and seismological data for the earthquake region are used as input data and boundary conditions for modeling. In this work we have shown that the main rupture arising in the earthquake origin is generated in a zone of high stress intensity at a certain ratio of main tectonic stresses and propagates through areas of abnormally high stress concentration, causing maximum displacements in these zones. The results provide new insights into the focal mechanism of an earthquake, aimed at predicting the location and magnitude of strong crustal earthquakes in earthquake-prone areas.

Keywords: earthquake, stress, stress-strain state, focus, tectonic fault, rupture, magnitude