

УДК 550.344

ХАРАКТЕРИСТИКИ СЕЙСМИЧНОСТИ И ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ S-ВОЛН В РАЙОНЕ ОЧАГА СУМАТРИНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 26 ДЕКАБРЯ 2004 г.

© 2008 г. Ю. Ф. Копничев, И. Н. Соколова

Представлено академиком В.Н. Страховым 17.03.2008 г.

Поступило 18.03.2008 г.

Исследованы характеристики сейсмичности и поля поглощения короткопериодных поперечных волн в районе очага Суматринского землетрясения 26.12.2004 ($M_w = 9.0$). К западу от о. Суматра выделена кольцевая структура, сформированная эпицентрами неглубоких землетрясений с $M \geq 5.5$, произошедших в период 01.01.1969–25.12.2004 в области между 1° и 7° N. Подавляющая часть относительно сильных ($M \geq 5.5$) глубоких афтершоков Суматринского землетрясения приурочена к границам этой структуры. По записям станции PSI на эпицентральных расстояниях ~250–700 км проведено картирование поля поглощения в очаговой зоне и ее близких окрестностях. Использован метод, основанный на анализе скорости затухания ранней коды Sn и Lg , с помощью которого можно выделять горизонтальные неоднородности поля поглощения в верхней мантии. К восточной части кольцевой структуры приурочены две линейные полосы повышенного поглощения. Внутри структуры наблюдается пониженное и промежуточное поглощение. Отсутствие современного вулканизма в районе кольцевой структуры говорит о том, что обнаруженные эффекты связаны с высоким содержанием свободных флюидов в мантийном клине и погружающейся плите. Этот вывод согласуется с установленным ранее фактом подъема флюидов из верхов мантии после сильных и сильнейших землетрясений.

Известно, что перед многими сильными землетрясениями в разных районах земного шара формируются кольца сейсмичности, оконтуривающие области относительного сейсмического затишья [1–3]. Для выяснения природы таких колец существенное значение имеет изучение тонкой

структуры земной коры и верхов мантии в районах их проявления, в первую очередь выделение зон с относительно высоким содержанием флюидов. (Согласно полученным в последние годы данным, свободные флюиды в земной коре и верхней мантии играют важнейшую роль в процессах подготовки сильных землетрясений [4–6].) Одним из наиболее эффективных параметров, позволяющих выделять зоны, насыщенные флюидами, служит поглощение короткопериодных поперечных волн, очень чувствительных к присутствию жидкой фазы [7, 8]. В настоящей работе сопоставляются характеристики сейсмичности и неоднородности поля поглощения S-волн в южной части очаговой зоны Суматринского землетрясения 26 декабря 2004 г. ($M_w = 9.0$), вызвавшего грандиозное цунами в Индийском океане.

На рис. 1 показаны эпицентры неглубоких ($h \leq 33$ км) относительно сильных ($M \geq 5.5$) землетрясений, произошедших в рассматриваемом районе в период с 01.01.1969 по 25.12.2004. Видно, что в области между 1° и 7° N эпицентры, в частности, формируют кольцевую структуру с большой осью размером ~700 км, вытянутую в северо-западном направлении. Эпицентр Суматринского землетрясения находится вблизи восточного края кольца. Существенно, что подавляющая часть относительно сильных ($M \geq 5.5$) афтершоков этого события с глубинами 34–60 км, зарегистрированных до 28.03.2005, когда в районе Суматры произошло еще одно сильнейшее землетрясение с $M_w = 8.3$, приходится на границу кольцевой структуры (рис. 1).

Для изучения неоднородностей поля поглощения S-волн в верхах мантии рассматриваемого района использован метод, основанный на анализе скорости затухания амплитуд в ранней коде Sn и Lg [8]. Ранее показано, что на частотах около 1 Гц коды Sn и Lg сформирована главным образом поперечными волнами, отраженными от многочисленных субгоризонтальных границ в верхней мантии [7, 9]. При увеличении времени t , прошед-

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта
Российской Академии наук, Москва*

*Институт геофизических исследований
Национального ядерного центра
Республики Казахстан, Алма-Ата*

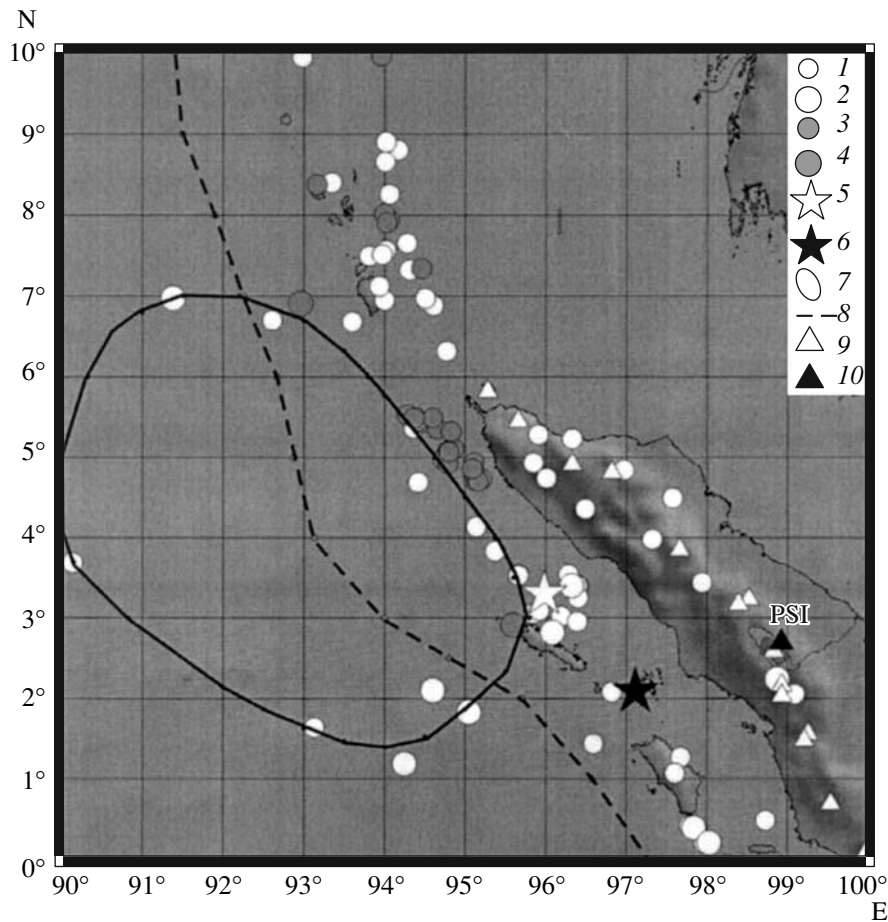


Рис. 1. Характеристики сейсмичности в районе очага Суматринского землетрясения: 1, 2 – землетрясения за период 01.01.1969–25.12.2004, глубины 0–33 км; 3, 4 – землетрясения за период 26.12.2004–27.03.2005, глубины 34–60 км; $5.5 \leq M < 6.5$ (1, 3), $M \geq 6.5$ (2, 4); 5, 6 – соответственно эпицентры землетрясений 26.12.2004 и 28.03.2005 ($M_w = 8.3$); 7 – кольцо сейсмичности перед Суматринским землетрясением 26.12.2004; 8 – ось глубоководного желоба; 9 – вулканы; 10 – сейсмическая станция.

шего от начала излучения, в коде приходят волны, все более круто пересекающие верхи мантии в районе очага. По скорости затухания амплитуд в ранней коде можно выделять горизонтальные неоднородности поля поглощения в верхней мантии на глубинах приблизительно до 200 км [8]. Определялась эффективная добротность Q_s в интервале длительностью 70 с непосредственно после группы L_g . Использовалась формула

$$A_c(t) \sim \exp\left(-\frac{\pi t}{Q_s T}\right) \frac{1}{t},$$

где T – период колебаний. При анализе записей применяли узкополосную частотную фильтрацию (использовался фильтр с центральной частотой 1.25 Гц и полосой пропускания шириной 2/3 октавы [7, 8]).

Проанализированы записи неглубоких землетрясений ($h \leq 30$ км), полученные станцией PSI (в основном в 2004–2006 гг.) на эпицентральных

расстояниях ~250–700 км (отметим, что толщина континентальной коры в районе о. Суматра около 30 км [10]). В общей сложности обработано более 200 записей событий с магнитудами $M \leq 5.5$.

На рисунке 2 показаны примеры общих огибающих коды для разных участков очаговой зоны и ее окрестностей (для профиля, пересекающего желоб и вулканический фронт). Видно, что скорость затухания амплитуд в ранней коде существенно варьируется. В данном случае пологий наклон в начальной части коды соответствует районам глубоководного желоба и районам, расположенным к востоку от вулканического фронта. Значительно более крутой наклон огибающих наблюдается в вулканической области. Необходимо отметить, что самое сильное затухание амплитуд коды для этого профиля соответствует району к западу от о. Суматра, на расстояниях ~180 км от желоба.

На рисунке 3 представлена карта поля поглощения в рассматриваемом районе. Весь диапазон

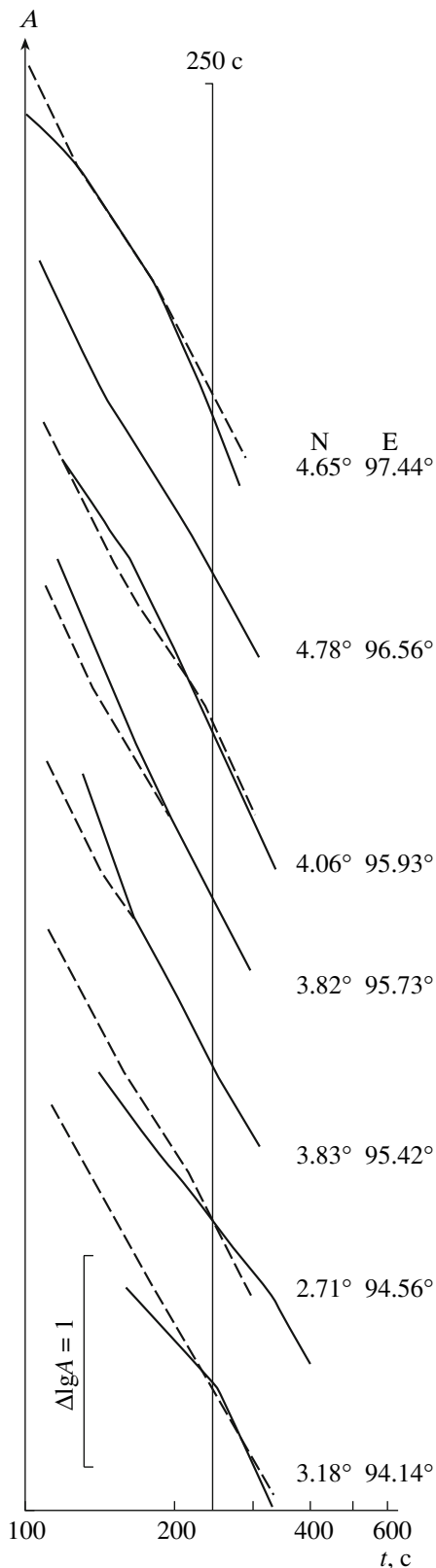


Рис. 2. Огибающие коды для разных участков очаговой зоны и ее близких окрестностей. Указаны координаты центров участков, для которых строились общие огибающие. Штриховая линия – огибающая для района вулканического фронта.

изменения величин Q_s разбит на три уровня, соответствующие повышенному ($Q_s = 150\text{--}220$), промежуточному (230–330) и пониженному (370–1000) поглощению. Каждый значок относится к центру небольшой зоны (размером, как правило, в несколько десятков километров), для которой строились общие огибающие коды и, следовательно, производилось осреднение данных. Видно, что в районе между желобом и о. Суматра выделяются две линейные полосы сильного поглощения, простирающиеся в северо-западном и северо-северо-восточном направлениях. Эпицентр Суматринского землетрясения находится в области пересечения этих полос. Важно отметить, что восточная часть кольца неглубокой сейсмичности приурочена к северо-западному и юго-западному участкам этих полос. Интересно, что юго-западный край южной полосы сильного поглощения пересекает желоб. К северо-западу от него поглощение резко уменьшается. Внутри кольца сейсмичности наблюдается в основном пониженное и промежуточное поглощение. На западной границе о. Суматра выделяется узкая зона промежуточных величин Q_s . К востоку от нее, в вулканической области, поле поглощения очень неоднородно. Заметим, что в районе самого северного плейстоценового вулкана Пулу-Вех наблюдается слабое поглощение, в то время как более южным молодым вулканам Селавайх Агам, Гередонг и Пезтсагу, извергавшимся в XIX–XX веках, соответствует сильное и отчасти промежуточное поглощение. К востоку от вулканического фронта (между 97° и 98° N) величины Q_s резко возрастают.

На рисунке 4 показана зависимость эффективной добротности от расстояния для профиля, нормального к желобу (рис. 3). В целом величины Q_s уменьшаются от желоба к вулканическому фронту. На этом фоне выделяется яркая аномалия Q_s при пересечении полосы сильного поглощения (на расстояниях ~130–200 км от желоба). В среднем величины Q_s здесь даже ниже, чем в вулканическом районе.

Полученные данные свидетельствуют о том, что восточной и юго-восточной границам кольца сейсмичности, проявившегося перед Суматринским землетрясением, соответствует высокое поглощение S-волн в верхах мантии. Отсутствие в этом районе современного вулканизма говорит о том, что данный эффект связан со значительным содержанием свободных флюидов в мантийном клине и погружающейся плите. Этот вывод подтверждается и приуроченностью большинства сильных относительно глубоких афтершоков к кольцу сейсмичности, сформировавшемуся до Суматринского землетрясения. (Есть основания считать, что они связаны с охрупчиванием материала верхней мантии в результате процессов дегидратации [5, 6].)

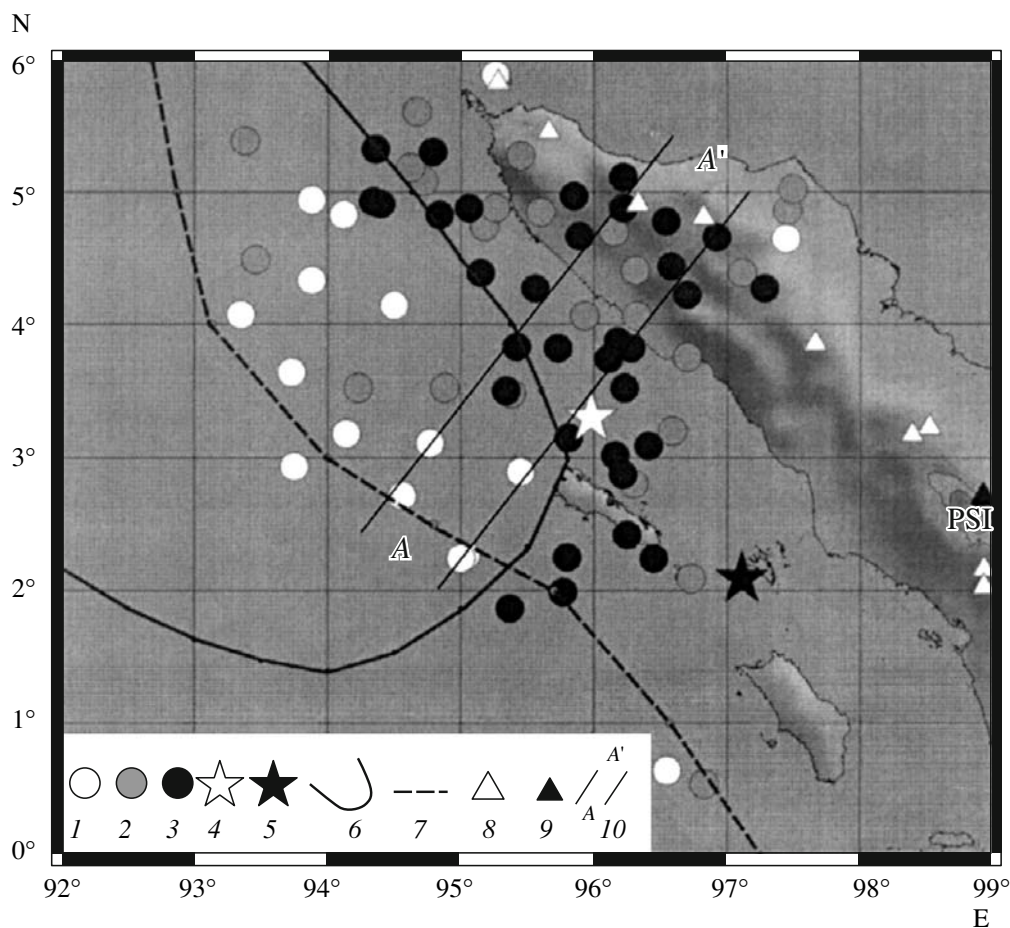


Рис. 3. Неоднородности поля поглощения поперечных волн в районе очага Суматринского землетрясения. Поглощение: 1 – пониженное, 2 – промежуточное, 3 – повышенное; 4, 5 – соответственно эпицентры землетрясений 26.12.2004 и 28.03.2005; 6 – кольцо сейсмичности перед землетрясением 26.12.2004; 7 – ось глубоководного желоба; 8 – вулканы; 9 – сейсмическая станция; 10 – профиль, для которого рассматривается зависимость эффективной добротности от расстояния до желоба.

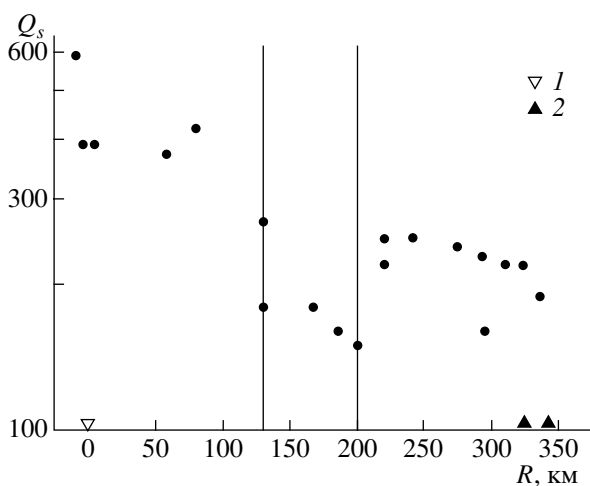


Рис. 4. Зависимость величин Q_s от расстояния до желоба для профиля А–А' (рис. 3); 1 – ось глубоководного желоба; 2 – вулканы; вертикальные линии – границы полосы сильного поглощения.

Ранее было показано, что после сильных и сильнейших землетрясений в разных районах земного шара наблюдается подъем мантийных флюидов в земную кору, причем интенсивность этого процесса существенно зависит от механизма очага [8, 11]. Можно полагать, что данный эффект наряду с установленным в работе высоким содержанием мантийных флюидов в области кольца сейсмичности перед Суматринским землетрясением служит отражением самоорганизации геодинамических процессов [12] в земной коре и верхней мантии, в конечном счете приводящих к уменьшению потенциальной энергии Земли.

Авторы выражают признательность IRIS DMC за предоставление цифровых данных станции PSI [13].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Соболев Г.А.* Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 313 с.

2. *Jaume S., Sykes L.* // Pure and Appl. Geophys. 1999. V. 155. P. 279–306.
3. *Копничев Ю.Ф., Михайлова Н.Н.* // ДАН. 2000. Т. 373. № 1. С. 93–97.
4. Role of Water in Earthquake Generation / J. Kasahara, M. Toriumi, K. Kawamura. Eds. // Bull. Earthquake Res. Inst. Spec. Iss. 2001. V. 76. № 3/4.
5. *Yamasaki T., Seno T.* // Geophys. Res. 2003. V. 109. № B4. doi: 10.1029/2002JB001918.
6. *Nakajima J., Hasegawa A.* // Geophys. Res. Lett. 2006. V. 33. L16309. doi: 10.1029/2006GL026773.
7. *Копничев Ю.Ф.* Короткопериодные сейсмические волновые поля. М.: Наука, 1985. С. 176.
8. *Гордиенко Д.Д., Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* // ДАН. 2006. Т. 408. № 2. С. 238–242.
9. *Копничев Ю.Ф., Аракелян А.Р.* // Вулканология и сейсмология. 1988. № 4. С. 77–92.
10. *Simoes M., Avouac J., Cattin R. et al.* // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. № B10. doi: 1029/2003JB002958.
11. *Husen S., Kissling E.* // Geology. 2001. V. 29. № 9. P. 847–850.
12. *Николис Г., Пригожин И.* Самоорганизация в неравновесных системах. М.: Мир, 1979. 512 с.
13. *Butler R., Lay T., Creager K. et al.* // EOS. 2004. V. 85. № 23. P. 225–229.