

МОДЕЛИРОВАНИЕ ЗОН ГЕОАКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ

Водинчар Г.М., Пережогин А.С., Сагитова Р.Н., Шевцов Б.М.

Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, Паратунка, Елизовский район, Камчатский край, drew72156@yandex.ru

Введение

При проведении геоакустических наблюдений на Камчатке регистрируются предвестники землетрясений в килогерцовом диапазоне частот за сотни километров от эпицентров [3, 5, 6]. Фоновый уровень акустических сигналов соответствует уровню приливных относительных деформаций 10^{-8} . В период подготовки землетрясений происходит деформация горных пород. При этом интенсивность геоакустической эмиссии возрастает за 1-2 дня до сейсмического события на порядки [5]. В настоящей работе предложена модель зон геоакустической эмиссии на основе расчета напряженно-деформированного состояния земной коры.

В качестве механизма очага землетрясений используются модели сосредоточенной силы и различных дипольных структур [4]. В работе [1] проведены исследования разуплотнения горных пород при подготовке землетрясений, вызываемого простой сосредоточенной силой*. Следует отметить, что дилатансия в горных породах возникает при уровнях деформаций, близких к разрушительным. Геоакустическая эмиссия очень чувствительна к изменению деформированного состояния горных пород и может генерироваться на уровнях деформаций, которые на порядки меньше критических.

При расчете напряжений и деформаций на значительном удалении от эпицентров землетрясений использовалась модель простой сосредоточенной силы. Для проведения расчетов и визуализации результатов была разработана программа «ДИЛАТЕН» [7], с помощью которой выполнялись вычисления компонент тензоров напряжений и деформаций по модели Миндлина [8] и анализ пространственного распределения зон геоакустической эмиссии. Полученные решения позволили определить особенности распределения зон и расстояния, на которых возможна регистрация геоакустических сигналов для реальных сейсмических событий.

Моделирование зон геоакустической эмиссии

Рассмотрим земную кору как однородное, изотропное и упругое полупространство. Как отмечалось выше, решение задачи Миндлина для сосредоточенной силы в упругом полупространстве [8] может быть использовано при моделировании зон дилатансии [1] и геоакустической эмиссии. В [8] приводятся аналитические выражения для напряжений и деформаций в случае, когда сила действует под углом к границе полупространства. Сдвиговые деформации τ_{xy} определяются недиагональной компонентой тензора напряжений:

$$\begin{aligned} \tau_{xy} = & \frac{F_x y}{8\pi(1-\nu)} \left(-\frac{1-2\nu}{R_1^3} + \frac{1-2\nu}{R_2^3} - \frac{3x^2}{R_1^5} - \frac{3x^2(3-4\nu)}{R_2^5} - \frac{4(1-\nu)(1-2\nu)}{R_2(R_2+z+c)^2} \right) \times \\ & \times \left(1 - \frac{x^2(3R_2+z+c)}{R_2^2(R_2+z+c)} - \frac{6cz}{R_2^5} \left(1 - \frac{5x^2}{R_2^2} \right) \right) + \frac{F_z xy}{8\pi(1-\nu)} \left(-\frac{3(z-c)}{R_1^3} - \frac{3(3-4\nu)(z-c)}{R_2^5} + \right. \\ & \left. + \frac{4(1-\nu)(1-2\nu)}{R_2^2(R_2+z+c)} \left(\frac{1}{R_2+z+c} + \frac{1}{R_2} \right) - \frac{30cz(z+c)}{R_2^7} \right), \end{aligned} \quad (1)$$

где ν – коэффициент Пуассона, c – глубина приложения силы на оси OZ, F_x – проекция силы на ось OX, F_z – проекция силы на ось OZ, $R_1 = \sqrt{(x^2 + y^2 + (z-c)^2)}$, $R_2 = \sqrt{(x^2 + y^2 + (z+c)^2)}$. Остальные недиагональные компоненты тензора будут нулевыми, так как поверхность $z=0$ является свободной.

Диагональные компоненты тензора напряжений описывают сжатие и растяжение. По отношению к первым прочность пород значительно выше, поэтому сжатие можно не рассматривать, а растяжение в интересующей нас области пространства, которая будет рассмотрена ниже, не возникает.

* Общепринятой моделью землетрясения является двойная пара сил без момента – Прим. ред.

Если предположить возникновение простой силы на сочленении двух тектонических плит (рис. 1), то такую модель источника напряжений можно использовать для описания деформаций в области движения океанической плиты под континент у берегов Камчатки.

Значение сосредоточенной силы F , вызывающей землетрясение с энергетическими классами $K=11-16$, определим по сейсмическому моменту [2] и предельному сжатию породы.

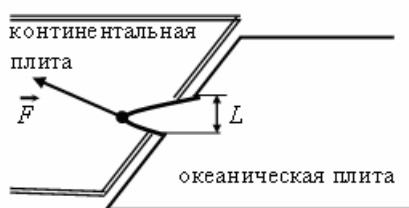


Рис. 1. Зона субдукции. F – сосредоточенная сила, L – линейный размер выступа.

Выберем параметры упругой среды аналогично работе [1]: коэффициент Пуассона $\nu=0.25$, модуль Юнга – $8.7 \cdot 10^{10}$ Па. Результаты вычислений модуля недиагональной компоненты тензора напряжений τ_{xy} по формуле (1) представлены на рис. 2а и 2б, на которых штриховкой показаны пространственные зоны по уровням относительных сдвиговых деформаций: $10^{-8}-10^{-7}$, $10^{-7}-10^{-6}$, $10^{-6}-10^{-5}$ и $10^{-5}-10^{-4}$. Напряжения пересчитываются в деформации по линейному закону.

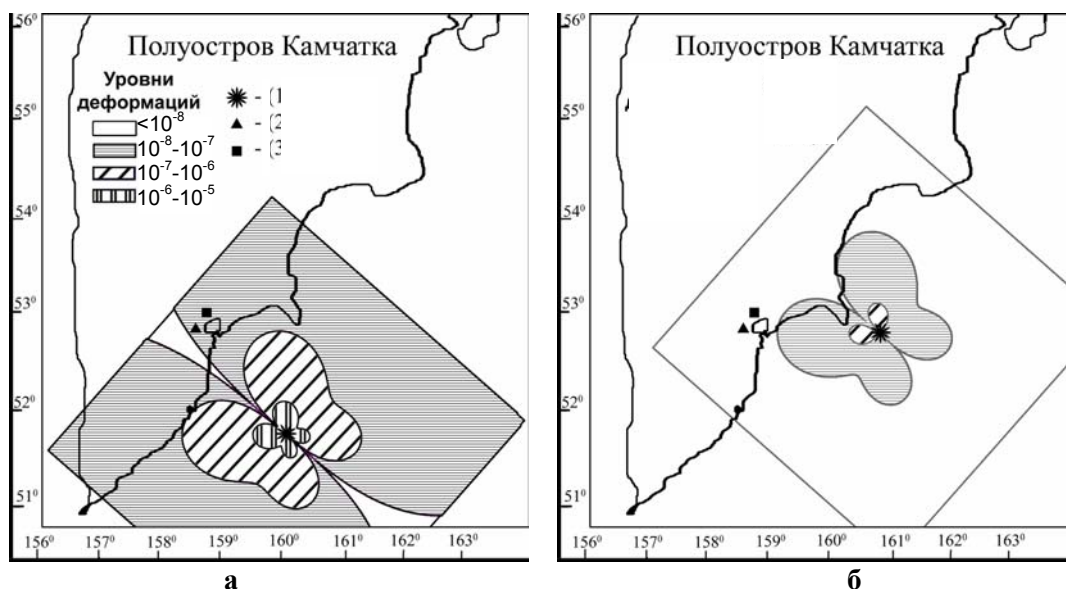


Рис. 2. Зоны относительных сдвиговых деформаций: а – для землетрясения 15.03.2003 г., $K=13.8$; б – для землетрясения 09.11.2003 г., $K=12.3$. Условные обозначения: 1 – эпицентры землетрясений, 2 – пункт геоакустических наблюдений «Карымшина», 3 – пункт геоакустических наблюдений «Микижа».

Для сейсмических событий с $K>12$ зоны относительных сдвиговых деформаций по уровню $>10^{-8}$ простираются на расстояния до первых сотен км от эпицентра, что согласуется с наблюдениями. Однако такая простая модель не может дать описание всех особенностей распространения деформаций. Так, например, геоакустические эффекты наблюдались перед событиями с $K=13$ на удалении до 600 км от эпицентров [6]. Это может быть связано с пространственной неоднородностью строения полигона, наличием осадочных пород, существенно отличающихся по своим физическим свойствам от базальтов, параметры которых были использованы в данной работе, или с распространением тектонических волн. О пространственных зонах геоакустической эмиссии, отличающихся по своей интенсивности, нельзя судить только по уровню относительных сдвиговых деформаций, т. к. интенсивность эмиссии может зависеть также от скорости изменения деформаций и от предыстории деформационного процесса.

Зоны относительных сдвиговых деформаций обладают ярко выраженной анизотропией, которая может объяснить парадоксальные случаи отсутствия геоакустических эффектов в близких пунктах наблюдений, расположенных недалеко от оси симметрии зон. Один из примеров ослабления геоакустических эффектов в зависимости от положения пунктов наблюдений представлен на рис. 3а.

Согласно свойствам сдвиговых источников в упругой среде, максимум углового распределения их акустического излучения совпадает с вектором смещения. В рамках модели Миндлина проведены расчеты векторов смещений и найдено их отклонение от направлений радиус-векторов точек на свободной поверхности. Результаты расчетов представлены на рис. 3б. Они показывают, насколько пеленг акустических сигналов отклоняется от направления на источник деформаций. Показаны только две зоны отклонения пеленга, а на самом деле оно меняется плавно в зависимости от азимутального угла. При анализе наблюдений геоакустической эмиссии [3] установлено, что отклонение пеленга акустического сигнала от направления на источник деформаций меняется в пределах 2-54° (среднее значение 27.8°). Видно, что расчеты неплохо согласуются с результатами наблюдений. Это свойство пеленга акустического сигнала позволяет осуществлять локацию областей подготовки землетрясений [3].

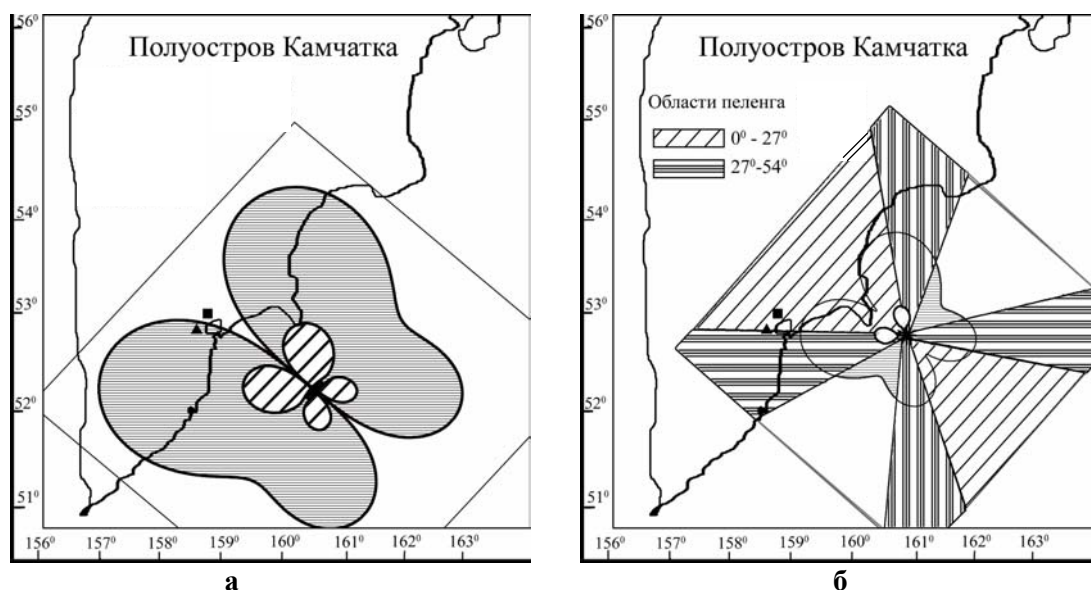


Рис. 3. Зоны относительных деформаций (а) и области отклонения пеленга акустического сигнала от направления на эпицентр (б). Условные обозначения см. рис. 2а.

Заключение

Предложена модель зон геоакустической эмиссии перед сильными сейсмическими событиями, которые определяются по уровням относительных деформаций. На основе модельных расчетов показано, что относительные деформации, вызываемые простой силой, действующей в очагах сильных землетрясений, превышают уровень 10^{-8} на расстояниях в первые сотни километров от эпицентра. Анализ недиагональной компоненты тензора деформаций позволил объяснить особенности пространственного распределения землетрясений, подготовка которых не сопровождается сигналами геоакустической эмиссии в пунктах наблюдений. Найдены отклонения пеленга акустических сигналов от направления на эпицентр землетрясения в зависимости от азимутального угла. Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН, грант 06-1-0-00-070

Список литературы

1. Алексеев А.С., Белоносов А.С., Петренко В.Е. О концепции многодисциплинарного прогноза землетрясений с использованием интегрального предвестника // Проблемы динамики литосферы и сейсмичности. М.:ГЕОС, 2001. С. 81-97.
2. Голицын Г.С. Место закона Гутенберга-Рихтера среди других статистических законов природы // Проблемы динамики литосферы и сейсмичности. М.: ГЕОС, 2001. С.138-161.
3. Гордиенко В.А., Гордиенко Т.В., Купцов А.В. и др. Геоакустическая локация областей подготовки землетрясений // ДАН. 2006. Т. 407. С. 669–672.
4. Касахара К. Механика землетрясения. М: Мир, 1981. С. 264.
5. Купцов А.В. Изменение характера геоакустической эмиссии в связи с землетрясением на Камчатке // Физика Земли. 2005. № 10. С. 59-65.
6. Купцов А.В., Ларионов И.А., Шевцов Б.М. Особенности геоакустической эмиссии при подготовке камчатских землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2005. № 5. С. 45-59.
7. Пережогин А.С. «ДИЛАТЕН» (Визуализация компонент тензора напряжений и зон дилатансии для упругого полупространства). Москва: ВНИИЦ, 2006. № гос. рег. 50200600307.
8. Mindlin R., Cheng D. Nuclei of strain in the semi-finite solid // J. Appl. Phys. 1950. V. 21. № 9. P. 926-930.