



Math-Net.Ru

Общероссийский математический портал

А. С. Пережогин, Б. М. Шевцов, Р. Н. Сагитова, Г. М. Водинчар, Моделирование зон геоакустической эмиссии, *Матем. моделирование*, 2007, том 19, номер 11, 59–64

Использование Общероссийского математического портала Math-Net.Ru подразумевает, что вы прочитали и согласны с пользовательским соглашением
<http://www.mathnet.ru/rus/agreement>

Параметры загрузки:

IP: 18.97.14.83

23 января 2025 г., 20:23:56



МОДЕЛИРОВАНИЕ ЗОН ГЕОАКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ

© 2007г. А.С. Пережогин, Б.М. Шевцов, Р.Н. Сагитова, Г.М. Водинчар

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

В работе рассмотрена модель формирования зон геоакустической эмиссии в период подготовки сильных землетрясений. Проведены расчеты напряженно-деформированного состояния среды. Выполнено сопоставление результатов расчетов с экспериментальными данными.

GEOACOUSTIC EMISSION'S ZONES MODELING

A.S. Perezhogin, B.M. Shevtsov, R.N. Sagitova, G.M. Vodinchar

Institute of cosmophysical researches and radio wave propagation FEB RAS

In the article geoacoustic emission's zones modeling was considered. Stress-strain state was calculated. The results were collated with observed data.

Введение

При проведении геоакустических наблюдений на Камчатке регистрируются предвестники землетрясений в килогерцовом диапазоне частот за сотни километров от эпицентров [1–3]. В настоящей работе предлагается модель формирования зон геоакустической эмиссии, объясняющая особенности этих наблюдений, которые выражаются в том, что фоновый уровень акустических сигналов соответствует уровню приливных относительных деформаций 10^{-8} , а в период подготовки землетрясений происходит повышение деформаций и интенсивности геоакустической эмиссии примерно за день до события на один-два порядка [1, 2].

Для описания механизма очага землетрясений используются модели, как сосредоточенной силы, так и различных дипольных структур [4]. В данной работе для анализа напряженно-деформированного состояния среды в фазе подготовки землетрясения была использована математическая модель простой сосредоточенной силы в упругом полупространстве [5]. Более реалистичной, на первый взгляд, представляется дипольная структура очага, однако расчеты, аналогичные тем, которые рассмотрены ниже, показали, что напряжения в дипольной модели не согласуются с результатами наблюдений. В данной работе выполнены расчеты полей напряжений и деформаций для произвольно ориентированной простой силы и рассмотрено формирование пространственных зон геоакустической эмиссии с различными уровнями деформаций в районе наблюдений.

В [6] проведены исследования разуплотнения горных пород (дилатансии) в окрестности очагов землетрясений. Ниже использована аналогичная модель для расчета напряжений и деформаций, но не вблизи очага землетрясения, а для описания деформационных процессов в районах наблюдений, значительно удаленных от эпицентра. Для проведения расчетов и визуализации результатов была разработана программа «ДИЛАТЕН» [7], с помощью которой выполнены вычисления всех компонент тензоров напряжений и деформаций и анализ пространственного распределения зон геоакустической эмиссии. Полученные решения позволили определить особенности зон и расстояния, на которых возможна регистрация геоакустических сигналов для реальных сейсмических событий. Предложено объяснение ряда тех случаев, когда сейсмические события реально произошли, но не были «услышаны» в пунктах наблюдений.

Моделирование и анализ зон геоакустической эмиссии

Рассмотрим деформируемую среду как однородное, изотропное и упругое полупространство. Как отмечалось выше, решение задачи Миндлина для сосредоточенной силы в упругом полупространстве может быть использовано при моделировании зон дилатансии [6] и геоакустической эмиссии. Миндлином найдены аналитические выражения для напряжений и деформаций в случае, когда сила действует под углом к границе полупространства. Ниже будем рассматривать единственную отличную от нуля вблизи свободной поверхности недиагональную компоненту тензора напряжений:

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

где ν – коэффициент Пуассона, c – глубина приложения силы, F_x – проекция силы на ось OX, F_z – проекция силы на ось OZ, $R_1 = \sqrt{(x^2 + y^2 + (z-c)^2)}$, $R_2 = \sqrt{(x^2 + y^2 + (z+c)^2)}$, которая отвечает за сдвиговые деформации.

Диагональные компоненты тензора напряжений описывают сжатия и растяжения. По отношению к первым прочность пород значительно выше, поэтому сжатия можно не рассматривать. А растяжения в интересующей нас области пространства, которая будет рассмотрена ниже, не возникают.

Будем предполагать возникновение простой силы на сочленении двух тектонических плит, рис. 1. Такую модель источника напряжений можно использовать для описания деформаций в области движения океанической плиты под континент у берегов Камчатки.

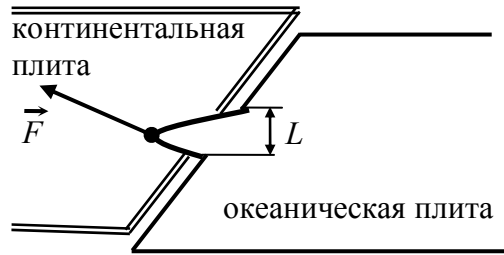


Рис. 1. Зона субдукции.

Определим значения силы, вызывающей землетрясения с энергией 10^{11} – 10^{16} Дж (энергетический класс $K = 11$ – 16). Для этого используем связь сейсмического момента M с энергией землетрясения E [8]:

$$E = 6.3 \cdot 10^{-5} \cdot M, \quad (2)$$

а сейсмический момент представим в виде

$$M = FL, \quad (3)$$

где F – модуль силы, L – характерный размер выступа океанической плиты. Предельное значение давления, при котором сохраняются упругие свойства среды, определяется соотношением

$$P_{кр} = \frac{F}{L^2}. \tag{4}$$

Используя выражения (2)–(4) и задавая E , можно получить оценку параметров F и L . Величина $P_{кр}$ предельной прочности базальта на сжатие равна $2.6e8$ Па. Результаты расчетов приведены в табл.1.

Таблица 1

Энергетический класс землетрясения, K	Модуль силы F , Н	Величина выступа L , м
11	8.59E+12	179
12	3.99E+13	386
13	1.85E+14	831
14	8.59E+14	1790
15	3.99E+15	3856
16	1.85E+16	8308

Для событий с $11 < K < 12$ геоакустические сигналы во многих случаях оставались на уровне фоновых шумов, либо имели не очень выраженный предвестник, а наиболее заметное повышение интенсивности геоакустической эмиссии происходило перед сейсмическими событиями с $K > 12$ [1-3]. Рассмотрим зоны относительных сдвиговых деформаций для землетрясений, перед которыми геоакустические сигналы уверенно регистрировались в пунктах наблюдения (табл.2).

Таблица 2

Дата	Координаты, град		Глубина, км	Энергетический класс	Расстояние до пункта наблюдения, км	Сила F , Н
	Широта	Долгота				
15.03.2003	52.1	160.63	4.73	13.8	179	6.39e14
29.05.2003	50.83	157.83	9.51	13	186	1.87e14
09.11.2003	52.76	160.86	10.92	12.3	189	6.39e13

Выберем параметры упругой среды аналогично работе [6]: коэффициент Пуассона $\nu = 0.25$, модуль Юнга – $8.7e10$ Па. Результаты вычислений по формуле (1) модуля недиагональной компоненты тензора напряжений τ_{xy} представлены на рисунках 2, 3, 4, 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. Изменение угла действия силы к горизонтальной поверхности не меняет существенно ни формы, ни размеров зон. Видно, что зоны относительных сдвиговых деформаций по уровню больше 10^{-8} , который выше фоновых, для сейсмических событий с $K > 12$ простираются на расстоянии до 200 км, что хорошо согласуется с наблюдениями. Однако столь простая модель не может дать описание всех особенностей распространения деформаций. Так, например, геоакустические эффекты наблюдались у событий с $K=13$ и на удалении до 600 км от эпицентров [1, 2]. Это

может быть связано с пространственной неоднородностью сейсмического полигона или распространением тектонических волн. Кроме того, может сказываться влияние верхних осадочных пород, существенно отличающихся по своим физическим свойствам от базальтов, параметры которых были использованы в данной работе. Но самое главное, о пространственных зонах геоакустической эмиссии, отличающихся по своей интенсивности, нельзя судить только по уровню относительных сдвиговых деформаций, ведь интенсивность эмиссии, кроме этого, зависит еще и от скорости изменения деформаций, а также и от предыстории деформационного процесса.

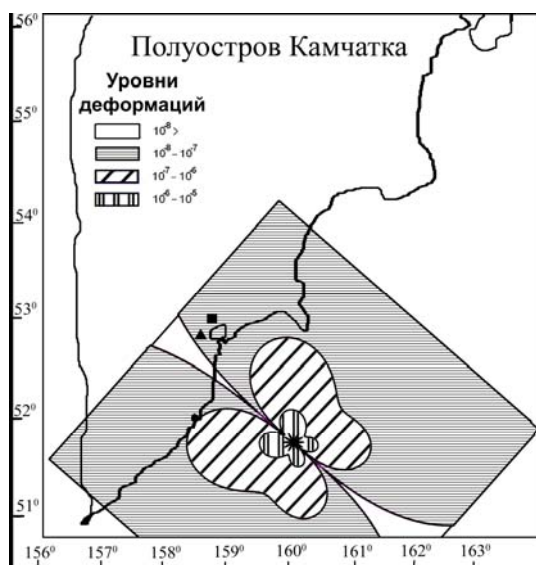


Рис.2. Зоны относительных сдвиговых деформаций. * – землетрясение 15.03.2003 с $K=13.8$, ▲ и ■ – пункты наблюдений, расстояние от которых до эпицентра 179км

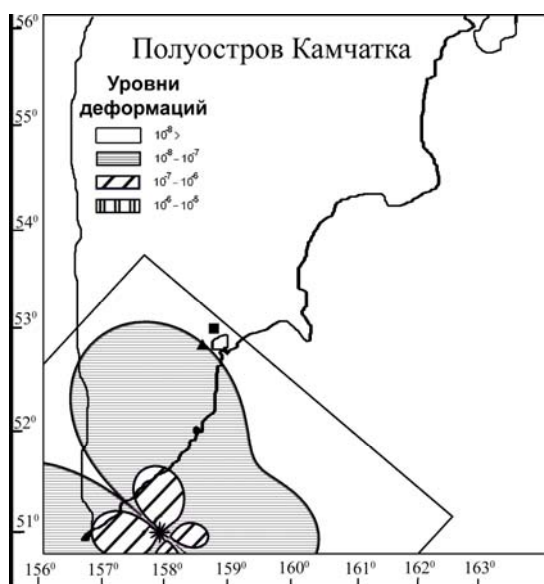


Рис.3. Зоны относительных сдвиговых деформаций. * – землетрясение 29.05.2003 с $K=13$, ▲ и ■ – пункты наблюдений, расстояние от которых до эпицентра 186 км

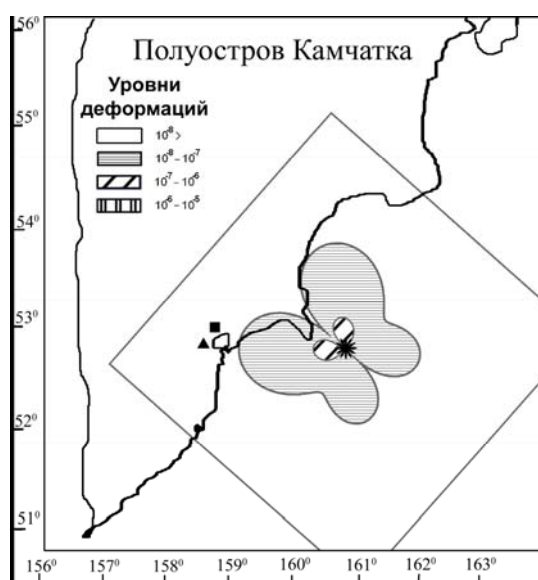


Рис.4. Зоны относительных сдвиговых деформаций. * – землетрясение 09.11.2003 с $K=12.3$, ▲ и ■ – пункты наблюдений, расстояние от которых до эпицентра 189 км

При всей простоте модели следует отметить ее существенную особенность, связанную с тем, что зоны относительных сдвиговых деформаций обладают ярко выраженной анизотропией, которая может объяснить парадоксальные случаи отсутствия геоакустических эффектов в близких пунктах наблюдений, которые располагаются недалеко от оси симметрии зон. Данное явление долго не находило объяснения, пока не были выполнены эти деформационные расчеты.

Один из примеров ослабления геоакустических эффектов в зависимости от положения пунктов наблюдений представлен на рис. 5.

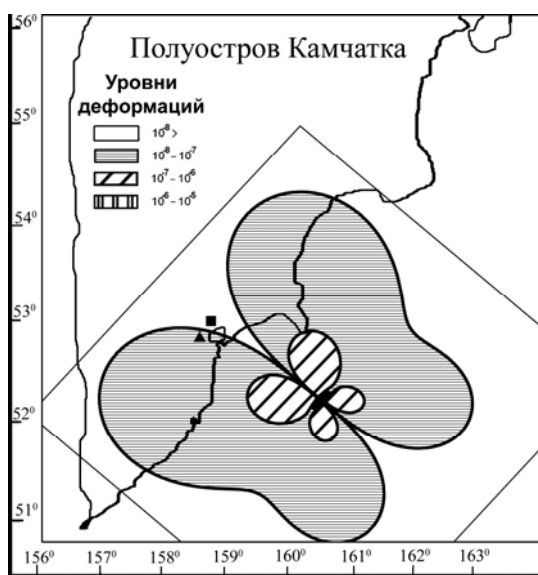


Рис.5. Зоны относительных сдвиговых деформаций. ▲ и ■ – пункты наблюдений

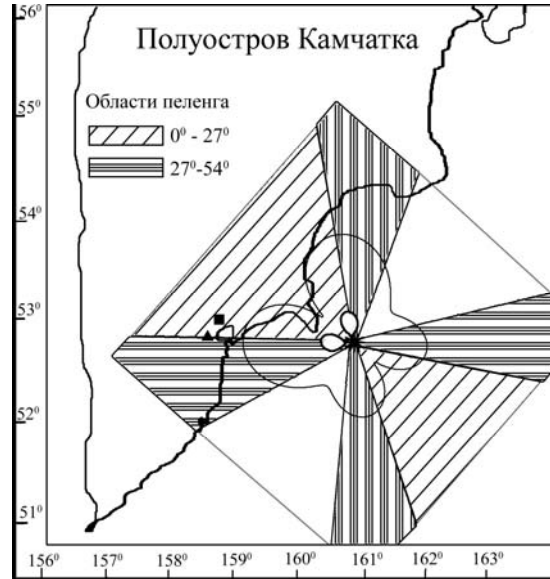


Рис.6. Области отклонения пеленга акустических сигналов от направления на источник деформаций. ▲ и ■ – пункты наблюдений, расстояние от которых до эпицентра 189 км

Согласно свойствам сдвиговых источников в упругой среде, максимум углового распределения их акустического излучения совпадает с вектором смещения. В рамках модели Миндлина были проведены расчеты векторов смещений. Затем было найдено отклонение направлений векторов смещений от направлений радиус-векторов точек пространства. Результаты расчетов представлены на рис. 6. Они показывают, насколько пеленг акустических сигналов отклоняется от направления на источник деформаций. Показаны только две зоны отклонения пеленга, а на самом деле он меняется плавно в зависимости от азимутального угла примерно по линейному закону. При анализе наблюдений геоакустической эмиссии [1,3] установлено, что отклонение пеленга акустического сигнала от направления на источник деформаций меняется в пределах от 2 до 54 градусов (среднее значение 27.8°). Видно, что расчеты неплохо согласуются с результатами наблюдений. Это замечательное свойство пеленга акустического сигнала позволяет осуществлять локацию областей подготовки землетрясений [3].

Выводы

1. Предложена модель зон геоакустической эмиссии, определяемой по уровням относительных деформаций, перед сильными сейсмическими событиями.
2. Разработана программа «ДИЛАТЕН» для выполнения расчета и визуализации зон относительных сдвиговых деформаций.

3. На основе модельных расчетов показано, что относительные деформации, вызываемые простой силой, действующей в очаге сильных землетрясений, превышают уровень 10^{-8} на расстояниях 200 км и более.
4. Для сильных сейсмических событий Камчатки построены зоны геоакустической эмиссии, которые хорошо согласуются с наблюдаемыми данными.
5. На основе анализа отличной от нуля у земной поверхности недиагональной компоненты тензора деформаций рассмотрены эффекты анизотропии сдвиговых напряжений, которые позволили объяснить особенности пространственного распределения землетрясений, не вызывающих сигналов геоакустической эмиссии в пунктах наблюдений.
6. Найден отклонения пеленга акустических сигналов от направления на эпицентр землетрясения в зависимости от азимутального угла.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Купцов А. В., Ларионов И. А., Шевцов Б. М.* Особенности геоакустической эмиссии при подготовке камчатских землетрясений. // Вулканология и сейсмология. 2005, № 5, с. 45-59.
2. *Купцов А. В.* Изменение характера геоакустической эмиссии в связи с землетрясением на Камчатке. // Физика Земли, 2005, № 10, с. 59-65.
3. *Гордиенко В. А., Гордиенко Т. В., Купцов А. В., Ларионов И. А., Марпулец Ю. В., Рутенко А. Н., Шевцов Б. М.* Геоакустическая локация областей подготовки землетрясений. // Доклады академии наук, 2006, т. 407, с. 669 – 672.
4. *Касахара К.* Механика землетрясения. – М.: Мир, 1975.
5. *Mindlin R., Cheng D.* – The unit force in elastic half-space // J. Appl. Phys. 1950 Vol. 20, No 9, p. 118-133.
6. *Алексеев А. С., Белоносов А. С., Петренко В. Е.* О концепции многодисциплинарного прогноза землетрясений с использованием интегрального предвестника // Проблемы динамики литосферы и сейсмичности: Сб. науч. тр.–М.:ГЕОС, 2002 (Вычислительная сейсмология, вып. 32), с. 81-97.
7. Программа для ЭВМ «ДИЛАТЕН» / *Пережогин А. С.*; № гос. рег. 50200600307, 13 марта 2006, Национальный информационный фонд неопубликованных документов, Москва.
8. *Голицын Г. С.* Место закона Гутенберга-Рихтера среди других статистических законов природы // Проблемы динамики литосферы и сейсмичности: Сб. науч. тр.–М.:ГЕОС, 2002 (Вычислительная сейсмология, вып. 32), с. 138-161.

Поступила в редакцию 20.11.2006