

УДК 550.344

## НЕОДНОРОДНОСТИ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ КОРОТКОПЕРИОДНЫХ S-ВОЛН В ОЧАГОВОЙ ЗОНЕ АССАМСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 15 АВГУСТА 1950 Г.

© 2007 г. Ю. Ф. Копничев, Д. Д. Гордиенко, И. Н. Соколова

Представлено академиком В.Н. Страховым 15.01.2007 г.

Поступило 17.01.2007 г.

Исследованы характеристики поля поглощения S-волн в верхах мантии очаговой зоны Ассамского землетрясения. Использован метод, основанный на анализе огибающих короткопериодной коды волн Lg и Sn. Установлено, что поглощение в верхах мантии закономерно увеличивается от центральной части очаговой зоны к ее периферии и далее на расстояниях до 200 км от афтершоковой области. В целом поглощение в очаговой зоне существенно слабее, чем во многих районах, где не было сильных землетрясений с  $M \geq 6.5$  в течение последних 100 лет. Полученные данные свидетельствуют о подъеме мантийных флюидов в земную кору в очаговой зоне, вероятно, связанном с резким увеличением проницаемости горных пород в результате сильнейшего землетрясения.

Великое Ассамское землетрясение 15 августа 1950 г. ( $M_w = 8.6$ ) было сильнейшим тектоническим событием во внутриконтинентальных областях и самым крупным землетрясением вне зон субдукции за последние 105 лет [1, 2]. Согласно [2], с этим событием связано существенное изменение сейсмического режима на всем азиатском континенте. В связи с этим представляет большой интерес изучение особенностей строения литосферы и астеносферы, а также геодинамических процессов в очаговой зоне Ассамского землетрясения. В настоящей работе рассматриваются неоднородности поля поглощения короткопериодных поперечных волн в большом районе Гималаев и Южного Тибета, включающем очаговую зону этого сейсмического события.

Обрабатывались цифровые записи коровых землетрясений с  $M \sim 4.0$ – $5.5$ , полученные станциями LSA и KMI в 1987–2004 гг. (рис.1). В общей

сложности рассмотрено более 70 сейсмограмм, зарегистрированных в диапазоне эпицентральных расстояний  $\sim 300$ – $600$  км. Неоднородности поля поглощения наиболее ярко проявляются на частотах около 1 Гц [3,4], поэтому производилась предварительная частотная фильтрация записей (использовался фильтр с центральной частотой 1.25 Гц и шириной пропускания  $2/3$  октавы на уровне 0.7 от максимума).

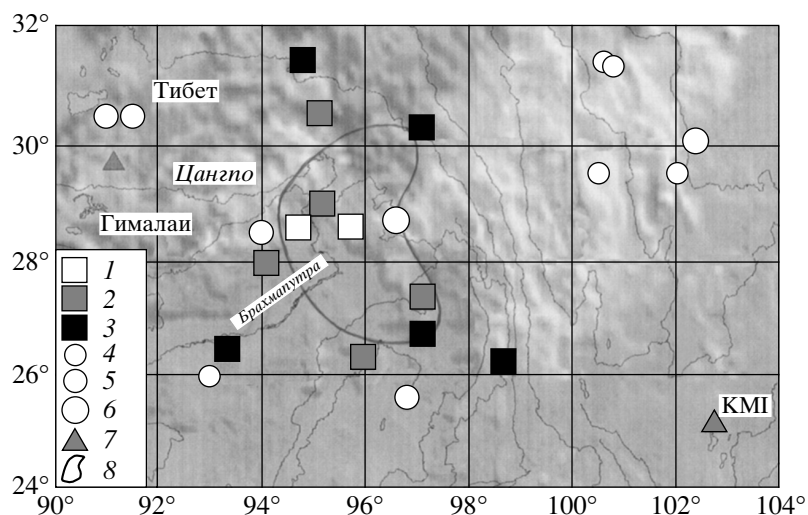
Применялся метод, связанный с анализом короткопериодной коды волн Lg и Sn [5]. Ранее было показано, что на частотах  $\sim 1$  Гц кода сформирована в основном S-волнами, отраженными от субгоризонтальных границ в верхней мантии [3, 4, 6]. С ростом времени  $t$ , прошедшего от начала излучения, в коде приходят волны, падающие на границу M все более круто и проникающие на большие глубины в верхней мантии. На расстояниях  $\sim 300$ – $600$  км в начальной части коды вступают волны, для которых со временем резко возрастает длина пути, проходимого в самых верхах мантии в области эпицентра, где наиболее ярко проявляются неоднородности поля поглощения (на глубинах до 200–250 км [5]). Позже приходят волны, проникающие на большие глубины в верхней мантии, где поле поглощения характеризуется большей однородностью [3]. Таким образом, по отношению эффективных добротностей, определяемых по затуханию амплитуд в “ранней” и “поздней” коде, можно судить о неоднородностях поля поглощения в верхах мантии рассматриваемой области. По формуле

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

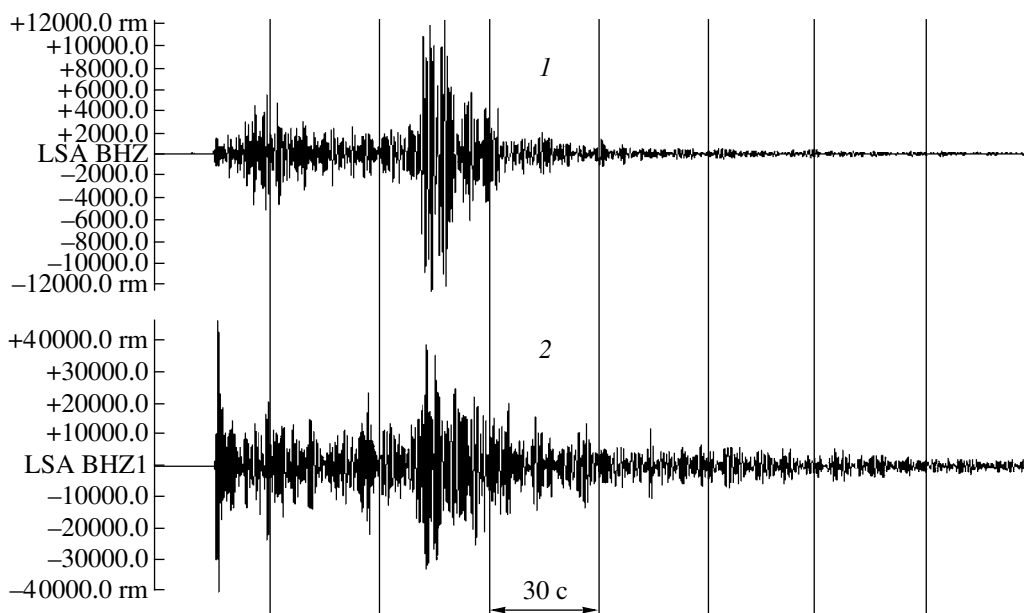
( $T$  – период колебаний [3]) определяли эффективную добротность в двух интервалах времени: первом сразу после волны Lg длительностью 70с и втором – при  $t = 250$ – $400$  с (для краткости обозначим их соответственно  $Q_1$  и  $Q_2$ ). В тех случаях, когда на записях отсутствовала 1-герцовая группа Lg, измерения проводили после момента ее вступления по годографу.

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

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



**Рис. 1.** Карта района исследований. Величины  $\frac{Q_1}{Q_2}$ : 1 –  $>2.00$ , 2 –  $0.90 - 1.25$ , 3 –  $0.50 - 0.85$ . Эпицентры сильных землетрясений: 4 –  $7.0 \leq M < 7.5$ , 5 –  $7.5 \leq M \leq 8.0$ , 6 –  $M = 8.6$ . 7 – сейсмические станции, 8 – область афтершоков Ассамского землетрясения [1].



**Рис. 2.** Примеры сейсмограмм, полученных станцией LSA (вертикальная компонента, фильтр 1.25 Гц). 1 – 05.08.2000,  $31.85^\circ \text{ N}$ ,  $94.43^\circ \text{ E}$ ,  $h = 33 \text{ км}$  (к северу от очаговой зоны); 2 – 30.11.2002,  $28.62^\circ \text{ N}$ ,  $95.07^\circ \text{ E}$ ,  $h = 31 \text{ км}$  (центральная часть очаговой зоны).

На рис. 2 показаны примеры записей двух землетрясений: из очаговой зоны и района к северу от нее. Эпицентры обоих событий находились примерно на одинаковых расстояниях от станции LSA (390–400 км). Видно, что в интервале времени длительностью около 70 с после волны Lg кода затухает гораздо медленнее в очаговой зоне.

На рис. 3 представлены огибающие коды Lg, построенные для разных участков очаговой зоны и ее близких окрестностей по данным станции LSA. Видно, что огибающие существенно различаются по форме. В целом для очаговой зоны по сравнению с ее окрестностями характерно более медленное затухание коды Lg в начальной части.

Для более далекой коды вариации формы огибающих гораздо менее заметны.

Из табл. и рис. 1 следует, что величины  $Q_1$  и  $Q_2$  в пределах очаговой зоны варьируются соответственно от 440 до 790 и от 340 до 380, а в ее близких окрестностях – от 190 до 490 и от 320 до 430. (Отметим, что район 12 из-за сноса лучей в верхах мантии не относится к области очага). Параметр  $\frac{Q_1}{Q_2}$  в самой очаговой зоне изменяется в пределах 1.19 – 2.32, а вне ее – от 0.50 до 1.21. Отметим, что

в афтершоковой области величины  $\frac{Q_1}{Q_2}$  находятся

в пределах  $(7-19)\sigma$  для среднего значения и стандартного отклонения  $\sigma$ , полученных в районах со слабым уровнем сейсмичности за последние 100 лет  $(0.45 \pm 0.10 [5])$ . Интересно, что максимальные ве-

личины  $\frac{Q_1}{Q_2}$  соответствуют области “перегиба”

очаговой зоны, где простираение области афтершоков меняется с северо-восточного на юго-восточное. Вместе с тем существенно повышенные значения параметра  $(0.66-1.21)$  наблюдаются и для близких окрестностей очаговой зоны (на расстояниях приблизительно до 100 км от афтершоковой области). В то же время на расстояниях

$\sim 100-200$  км к северу от нее величины  $\frac{Q_1}{Q_2}$  снижа-

ются до “нормального” уровня ( $\sim 0.50$ ), соответствующего слабосейсмичным районам. На юго-восточной границе очага (по данным ст. КМІ) ве-

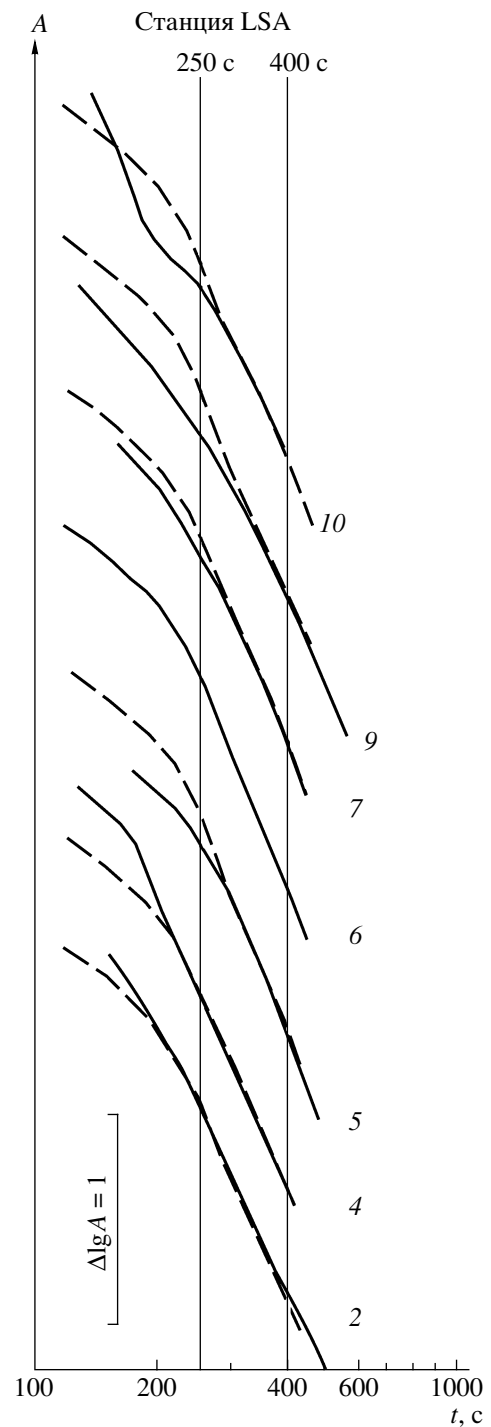
личина  $\frac{Q_1}{Q_2}$  лишь немного превышает средний уро-

вень  $(0.66)$ ; при удалении от границы на расстояние до 150 км она падает еще больше (до 0.53). Следует

отметить, что наиболее высокие величины  $\frac{Q_1}{Q_2}$

вне области очага наблюдаются вблизи от северо-западной, западной и южной ее границ. Интересно, что к западу и к югу от очага расположены эпицентры наиболее сильных землетрясений, произошедших на расстояниях приблизительно до 350 км от его границ, начиная с 1900 г. ( $M_s = 7.0-8.0$ , см.рис.1).

Таким образом, очаговая зона Ассамского землетрясения через  $\sim 40-55$  лет после этого события характеризуется существенной неоднородностью поля поглощения. В целом в ней наблюдаются очень высокие величины параметров  $Q_1$  и  $\frac{Q_1}{Q_2}$  по сравнению с нормальными значениями для слабосейсмичных территорий. Кроме того, об-



**Рис. 3.** Огибающие коды для разных участков очаговой зоны и ее близких окрестностей (станция LSA). Числа на рисунке соответствуют номерам районов (табл. 1). 5, 6, 7 – данные для очаговой зоны, 2, 4, 9, 10 – вне ее. Штриховая линия – огибающая для района 6.

ласть повышенных значений этих параметров заметно превышает размеры очаговой зоны.

Сравнительно слабое поглощение S-волн в очаговой зоне Ассамского землетрясения свиде-

**Таблица 1.** Величины  $Q_1$ ,  $Q_2$  и  $\frac{Q_1}{Q_2}$  в очаговой зоне Ассамского землетрясения и ее окрестностях

Номер района	$\varphi^\circ$ , с.ш.	$\lambda^\circ$ , в.д.	$Q_1$	$Q_2$	$\frac{Q_1}{Q_2}$	Станция
1	25.9–26.7	95.5–96.5	410	340	1.21	LSA
2	26.1–26.8	93.0–93.7	310	370	0.84	»
3	27.1–27.6	96.8–97.4	440	370	1.19	»
4	27.7–28.2	93.3–94.3	340	360	0.94	»
5	28.3–28.9	95.4–96.1	740	340	2.18	»
6	28.2–29.02	94.4–95.1	790	340	2.32	»
7	28.6–29.3	95.0–95.3	470	380	1.24	»
8	30.3–30.5	96.8–97.4	240	350	0.69	»
9	30.3–31.0	94.7–95.5	490	430	1.14	»
10	31.0–31.9	94.1–95.5	210	420	0.50	»
11	26.0–26.1	98.7–98.9	190	360	0.53	КМІ
12	26.6–26.9	97.0–97.2	210	320	0.66	»

тельствует об относительной “сухости” верхов мантии, связанной с малым содержанием частично расплавленного материала и (или) флюидов. Полученные данные согласуются со сделанными ранее выводами о подъеме мантийных флюидов в земную кору после сильных и сильнейших землетрясений [5, 7, 8]. Новые данные показывают, что область, где происходит подъем мантийных флюидов, может значительно превышать по размеру очаговую зону. Возможно, этот эффект связан с тем, что флюиды могут мигрировать в формирующуюся зону относительного растяжения и по горизонтали [9]. Кроме того, стимулировать подъем флюидов к западу и к югу от очага могло и увеличение проницаемости коры в результате ряда сильных землетрясений 1931–1952 гг. [10] (рис.1). Можно предполагать, что максимальные величины  $\frac{Q_1}{Q_2}$  соответствуют области пересечения

крупных разрывов различного простирания, которая характеризуется относительно повышенной проницаемостью земной коры [11]. Отметим, что очень высокие величины  $\frac{Q_1}{Q_2}$ , полученные для очаговой зоны, не противоречат заключениям о том, что подвижка в очаге имела значительную сдвиговую компоненту [1, 12], поскольку для чистых надвигов и взбросов они, как правило, существенно ниже [5].

Авторы выражают признательность IRIS DMC за предоставление цифровых данных станций LSA и КМІ [13].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Chen W., Molnar P.* // J. Geophys. Res. 1977. V. 82. № B20. P. 2945–2969.
2. *Triep E., Sykes L.* // I. Geophys. Res. 1997. V. 102. № B5. P. 9923–9948.
3. *Копничев Ю.Ф.* Короткопериодные сейсмические волновые поля. М.: Наука. 1985. 176 с.
4. *Артикаева О.И., Копничев Ю.Ф.* // J. Earthquake Predict. Res. 1993. V. 2. № 4. P. 497–514.
5. *Гордиенко Д.Д., Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* // ДАН. 2006. Т. 408. № 2. С. 238–242.
6. *Копничев Ю.Ф., Аракелян А.Р.* // Вулканология и сейсмология. 1988. № 4. С. 77–92.
7. *Husen S., Kissling E.* // Geology. 2001. V. 29. № 9. P. 847–850.
8. *Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* // Физика Земли. 2003. № 7. С.35–47.
9. *Велихов Е.П., Голубчиков Л.Г., Каракин А.В.* // ДАН. 2005. Т. 401. № 2. С. 238–241.
10. *Rojstaczer S., Wolf S.* // Geology. 1992. V. 20. P. 211–214.
11. *Curewitz D., Karson J.* // J. Volcan. Geotherm. Res. 1997. V. 79. P. 149–168.
12. *Holt W., Li M., Haines A.* // Geophys. J. Intern. 1995. V. 122. P. 569–593.
13. *Butler R., Lay T., Creager K. et al.* EOS. Trans. AGU. 2004. V. 85. № 23. P. 225, 229.