

## ПАРНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НА КУРИЛАХ

*Н. Г. Томилин*

*Физико-технический институт им. А.Ф. Иоффе РАН, г. Санкт-Петербург*

Поступила в редакцию 20 января 2009 г.

Определены области подготовки сильных парных землетрясений Курильской дуги, включая Симуширские. Для этого использовались кинетические представления о прочности твердых тел, многоуровневости структуры горных пород и сформулированная на их основе иерархическая модель разрушения горных пород. Анализ пространственно-временной кинетики этих областей показал отсутствие каких-либо физических особенностей по сравнению с подготовкой одиночных событий.

**Ключевые слова:** область подготовки землетрясений, постшоковое коррелированное разрушение, Курильские о-ва.

### ВВЕДЕНИЕ

В сейсмологии для описания пространственно-временной кластеризации землетрясений со сравнимыми магнитудами используется термин “рой”. Если же в такой последовательности имеется событие с существенно большей магнитудой, то его признают основным событием, предшествующие сейсмические явления называют форшоками, а последующие – афтершоками. Для их выделения используют формальные статистические критерии [1, 4, 5]. Если же в рассматриваемой последовательности таких событий с большими сравнимыми магнитудами оказывается два, то вводится еще один термин – парные (doublet) землетрясения [15–17, 20, 21]. Критерием парности является пространственно-временная локализация событий. Степень временной локализации составляет от нескольких месяцев [7], часов [15] до фактического временного слияния сейсмограмм парных событий [20]. На практике, если рассматривать весь диапазон магнитуд, а не только максимальные, то ситуация, когда в пространстве и во времени локализируются события с близкими по значению магнитудами, не является редкой. Встречаются тройные и т.д. сейсмические события (табл. 1, № 1). Но именно парные события составляют предмет самостоятельных исследований, а для объяснения их возникновения привлекается, как правило, триггерная модель. В работе [2] критерием парности событий в пределах Тихоокеанского сейсмического пояса является только их временная локализация, при этом расстояния между землетрясениями могут достигать тысяч километров, подчиняясь полимодальному распределению. Для интерпретации полимодального характера

такого распределения привлекаются представления о стоячих волнах, природа которых не обсуждается.

В настоящей работе предпринята попытка выделить пространственные области подготовки парных землетрясений Курильской дуги и проанализировать их кинетику. Автор вводит термин – “область подготовки землетрясений” (ОПЗ), который в физике разрушения твердых тел соответствует понятию очага разрушения [10], чтобы отличать от аналогичного, используемого в сейсмологии и имеющего другой физический смысл.

### ФИЗИЧЕСКИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О РАЗРУШЕНИИ ГОРНЫХ ПОРОД И МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ОЧАГОВОЙ СТАДИИ ПРОЦЕССА

До середины 50-х годов в физике прочности общепринятым являлось представление о разрушении твердых тел как о достижении напряжением или деформацией предельных значений. Принципиально новый подход к вопросам физики разрушения открыла кинетическая концепция прочности твердых тел [3]. На основе обширного экспериментального материала доказано, что макроскопическое разрушение происходит не только при достижении предела прочности, но и при более низких нагрузках в случае их длительного воздействия. Основное время жизни нагружаемого объема приходится на развитие процесса накопления повреждений. Макроразрушение наступает при достижении критической концентрации дефектов в зоне будущего разрыва. Термофлуктуационная природа разрушения горных пород подтверждена в работе [8]. Важным следствием, вытекающим из кинетических представлений о прочности, является

Таблица 1. Параметры анализируемых землетрясений.

| № | Дата       | λ в.д. φ с.ш. |       | Н, км | М   | t <sub>пр</sub> | t <sub>рСФ</sub> |
|---|------------|---------------|-------|-------|-----|-----------------|------------------|
|   |            | градусы       |       |       |     |                 |                  |
| 1 | 10.06.1975 | 147.73        | 43.02 | -15   | 7   |                 |                  |
|   | 13.06.1975 | 147.71        | 43.49 | -19   | 6.6 |                 |                  |
|   | 15.06.1975 | 147.8         | 43.67 | -38   | 6.5 |                 |                  |
| 2 | 04.10.1994 | 147.32        | 43.77 | -14   | 8.3 | 51              | 92               |
|   | 23.03.1978 | 148.97        | 44.21 | -46   | 6.8 |                 |                  |
| 3 | 23.03.1978 | 148.44        | 44.93 | -33   | 7.5 | 123             | 6                |
|   | 24.03.1978 | 148.86        | 44.24 | -33   | 7.6 |                 |                  |
| 4 | 28.11.2004 | 145.12        | 43.01 | -39   | 7.0 | 12              | 43               |
|   | 06.12.2004 | 145.23        | 42.9  | -35   | 6.8 |                 |                  |
| 5 | 15.11.2006 | 153.27        | 46.59 | -10   | 8.3 | 46              | 79               |
|   | 13.01.2007 | 154.52        | 46.24 | -10   | 8.2 |                 |                  |

стохастический характер разрушения, который определяется статистикой тепловых флуктуации [18]. Кроме того, случайность процесса вытекает из существования статистического разброса локальных значений физико-механических свойств гетерогенных материалов.

Кинетические подходы к прочности твердых тел, обширный экспериментальный материал о зарождении трещин позволили сформулировать модель развития разрушения гетерогенных материалов, в том числе горных пород [10–12]. Структурная неоднородность материала приводит к неравномерному распределению приложенной внешней нагрузки. В результате этого появляются элементы, вероятность разрушения которых в силу пониженного термоактивационного барьера выше средней для всего тела. Возникающие при разрушении таких случайно распределенных в пространстве объемов трещины стабилизируются на границах гетерогенности. Таким образом, первая стадия процесса заключается во множественном дисперсном накоплении невзаимодействующих трещин, размер которых определяется данным уровнем структуры неоднородности  $j$ . В процессе накопления дефектов в некоторой области их концентрация случайным образом превышает среднее для всего тела значение. При локальном достижении трещинами в некоторой области, называемой очагом разрушения, пороговой концентрации между трещинами возникает взаимодействие, что, в свою очередь, стимулирует дальнейшее дефектообразование. Формируются условия, при которых очаговая зона теряет устойчивость и образуется дефект  $(j+1)$ -го ранга, соответствующего следующему размеру гетерогенности. Если в материале существует иерархия размеров гетерогенности, присущая горным породам [6], то модель предполагает подобное развитие процесса разрушения на всех имеющихся масштабных уровнях.

Случайный характер разрушения горных пород определяет выбор статистических методов его опи-

сания. Появляющиеся в процессе нагружения дефекты можно представить в виде потока дискретных событий, каждое из которых характеризуется координатой на временной оси и в пространстве, а также размером соответствующего дефекта. Такому потоку можно сопоставить сейсмическую последовательность, в которой характеристикой размера дефекта служат магнитуда или энергетический класс сейсмического события. Переформулируя двухстадийную модель с позиций статистики потока дискретных событий, считаем первую стадию удовлетворяющей условиям квазистационарного пуассоновского процесса, а нарушения этих условий являются критерием формирования очага разрушения. В качестве параметров, характеризующих пространственно-временные особенности разрушения, можно выбрать средние значения временных интервалов  $\Delta t$  (1) между хронологически последовательными событиями и их коэффициент вариации  $V_{\Delta t}$  (2), которые рассчитываются для скользящих выборок фиксированного размера. В этом случае критерием перехода процесса разрушения на очаговую стадию будет одновременное уменьшение  $\Delta t$  (ускорение процесса) и увеличение  $V_{\Delta t}$  (нарушение условия некоррелированности появления событий). Обратное синхронное изменение рассматриваемых статистических параметров свидетельствует о начале восстановления некоррелированности появления дефектов в очаговой зоне.

$$\Delta t = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \Delta t_i, \quad (1)$$

где  $\Delta t_i$  – временной интервал между событиями,

$$V_{\Delta t} = \frac{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\Delta t_i - \Delta t)^2}}{\Delta t}. \quad (2)$$

В общем случае разрушение реализуется одновременно на различных масштабных уровнях и на каждом из них в виде последовательно сменяющихся стадий. Поэтому для обнаружения рассматриваемых трендов статистических параметров необходимо выполнение трех условий. Они заключаются в том, что в анализ должны входить только события, попадающие в пространственную область подготовки землетрясения (тем самым определяется ОПЗ), их энергия соответствует иерархическому уровню процесса, а временная дискретность анализа гарантирует выявление всех особенностей процесса. Первые два условия заключаются в двойной, пространственно-энергетической селекции потока сейсмических событий, где критерием является получение трендов в описанном характерном изменении статистических параметров. Третье условие достигается, если статисти-

ческие параметры рассчитывать для скользящих выборок фиксированного размера с шагом смещения 1.

Алгоритм выделения ОПЗ демонстрируется на примере Шикотанского землетрясения [14] (табл. 1, № 2). Выбирается пространственное поле сейсмичности вокруг основного события (каталог NEIC), заведомо большее предполагаемой ОПЗ (рис. 1б). Далее методом последовательных приближений варьируем параметрами пространственного окна и энергетическим диапазоном сейсмических событий, последовательно отсекая нижние значения магнитуд. Полученные при этом оптимизированные тренды представлены на рис. 1а как функции номера выборки. К моменту времени  $T_1$  (14.08.1994) в ОПЗ (рис. 1б) достигается концентрация дефектов с  $M_j$ , достаточная для их дальнейшего стимулированного зарождения, что нарушает условия пуассоновского процесса. Разрушение переходит на вторую, очаговую стадию, что отражается в одновременном увеличении параметра  $V_{\Delta t}$  и уменьшении  $\Delta t$ . Образование дефекта следующего иерархического ранга (момент времени  $M_{j+1} = 8.3$ ) не обязательно завершает вторую, нестационарную стадию. Критерием ее окончания является появление обратных тенденций, т.е. одновременное увеличение  $\Delta t$  и уменьшение  $V_{\Delta t}$  в момент времени  $T_2$  (4.01.1995). Обозначим длительность начальной фазы очаговой стадии процесса от момента времени  $T_1$  до основного толчка, которую для краткости обозначим PRED, —  $t_{pr}$ , а длительность завершающей фазы от основного толчка до момента времени  $T_2$  —  $t_{PCF}$  (табл. 1).

ОПЗ Шикотанского землетрясения выделяется за 51 день ( $t_{pr}$ ) до основного толчка, а завершение очаговой стадии процесса происходит через 92 дня ( $t_{PCF}$ ) после него. В промежутке от основного толчка до момента времени  $T_2$ , который является начальной стадией афтершоковой последовательности, сейсмический процесс является сильно коррелированным. В дальнейшем, для краткости, эту фазу очаговой стадии процесса будем называть пространственно-временной зоной постшокового коррелированного разрушения (ПКР, PCF). Перестройка структуры и сопровождающее ее перераспределение напряжений в зоне ПКР зависит от локальных условий и в этом смысле случайны, что может приводить, в том числе, к возникновению мощных землетрясений ( $M = 7.3$ ). Именно поэтому в работе [13] в качестве момента времени снятия сейсмической тревоги выбрано не формально время основного толчка, а физически обоснованный момент  $T_2$ . Наличие зоны ПКР не зависит от масштаба процесса разрушения горных пород, что подтверждается результатами лабораторных исследований [12] и анализом кинетики области подготовки горных ударов [9].

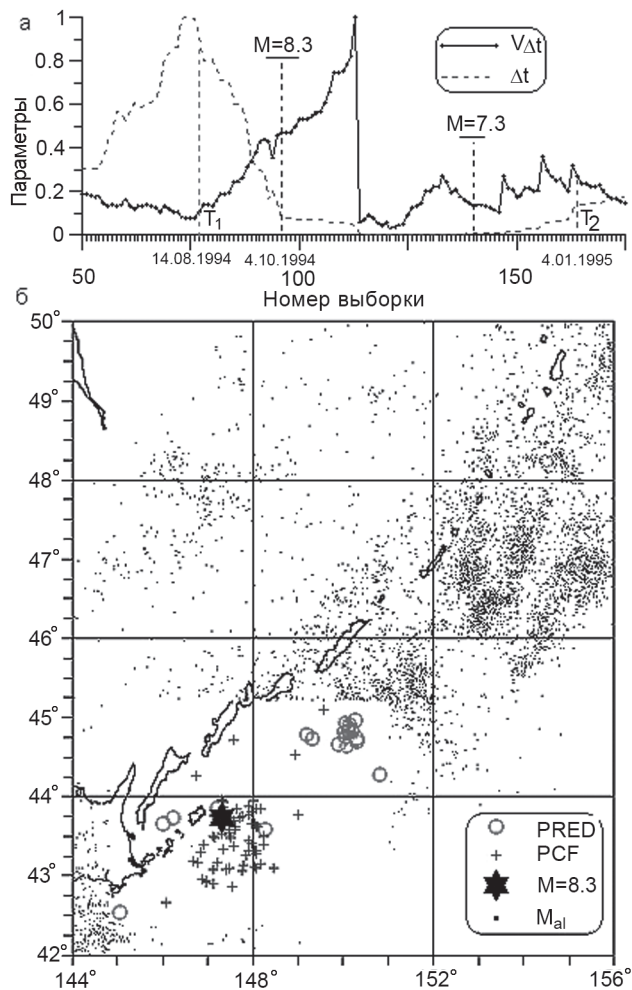


Рис. 1. Изменение статистических параметров (а) и пространственное распределение землетрясений ( $M \geq 5.2$ ) (б) в ОПЗ Шикотанского землетрясения.  $M_{al}$  — землетрясения всех магнитуд.

Представляет интерес пространственное распределение сейсмических событий, которые формируют очаговую стадию процесса (рис. 1б). В рассмотренном примере обращает на себя внимание удаленность местоположения основного толчка относительно максимальной концентрации событий, составляющих фазу PRED. При этом события, относящиеся к ПКР, расположены более компактно в зоне основного толчка. Соотношение двух соседних рангов разрушения в рассмотренном примере удовлетворяет условию:  $M_{j+1} - M_j \approx 3$ .

#### ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОБЛАСТИ ПОДГОТОВКИ ПАРНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КУРИЛЬСКОЙ ДУГИ

Для определения ОПЗ парных землетрясений Курильской дуги в работе использовался каталог землетрясений NEIC за период 1975–2007 гг. Критерием выделения парных сейсмических событий, как

и в работах [15, 17, 20, 21], была их пространственно-временная локализация. Поэтому из базы данных (БД) были выбраны близкие во времени события, различие по магнитуде которых не превышало бы 0.5, а по координатам – 1°. Энергетический диапазон,  $M > 7$ , выбираемых пар ограничивался условием  $M_{j+1} - M_j \approx 3$  при достоверном уровне регистрации в этом районе, не превышающем  $M = 4$ . В результате выполнения вышеперечисленных условий были выбраны три пары землетрясений, параметры которых представлены в табл. 1, № 3, 4, 5.

На рис. 2а представлено изменение предложенных статистических параметров в ОПЗ (рис. 2б) парных землетрясений 1978 года, которые характеризуются наименьшим временным интервалом следования из выбранных. Особенностью рассматриваемого примера является то обстоятельство, что потеря устойчивости ОПЗ (фаза одновременного увеличения  $V_{\Delta t}$  и уменьшения  $\Delta t$ ) во времени связана с появлением события с  $M = 6.8$ , которое менее чем на 3 часа предваряет событие с  $M = 7.5$ . Оба парных сейсмических явления происходят уже на стадии ПКР, длительность которой составляет 6 суток. Поэтому, строго говоря, в данном случае надо считать события не парными, а тройными, где основным толчком является землетрясение с  $M = 6.8$ . Пространственное распределение эпицентров демонстрирует: зона событий, относящихся к стадии PRED, вытянута вдоль дуги, а первое из парных от них удалено. События стадии ПКР расположены более компактно, в ту же зону попадают землетрясения с  $M = 6.8$  и  $M = 7.6$ . Таким образом, все три рассмотренных события объединены единой пространственно-временной зоной ПКР.

Особенность парных землетрясений 2004 года заключается в том, что их эпицентры расположены в зоне сочленения Курило-Камчатской и Японской дуг, а расстояние между ними минимальное из выбранных пар. Из характерного изменения статистических параметров, приведенных на рис. 3а, видно, что первое событие с  $M = 7$  является основным толчком, а второе попадает во временной интервал ПКР длительностью 43 дня. Специфика “узлового” местоположения ОПЗ отражается в том, что события фаз PRED и ПКР смещены в область, параллельную Японскому разлому (рис. 3б). При этом их пространственные зоны практически накладываются.

Особый интерес представляют Симуширские землетрясения (табл. 1, № 5) не только большим значением магнитуд, но и фактом их пространственного разделения относительно желоба (рис. 4б). Основной толчок ( $M = 8.3$ ) произошел в зоне субдукции, а второй с магнитудой 8.2 определен как внутриплитовый [16, 19]. Длительность фазы PRED составила 46

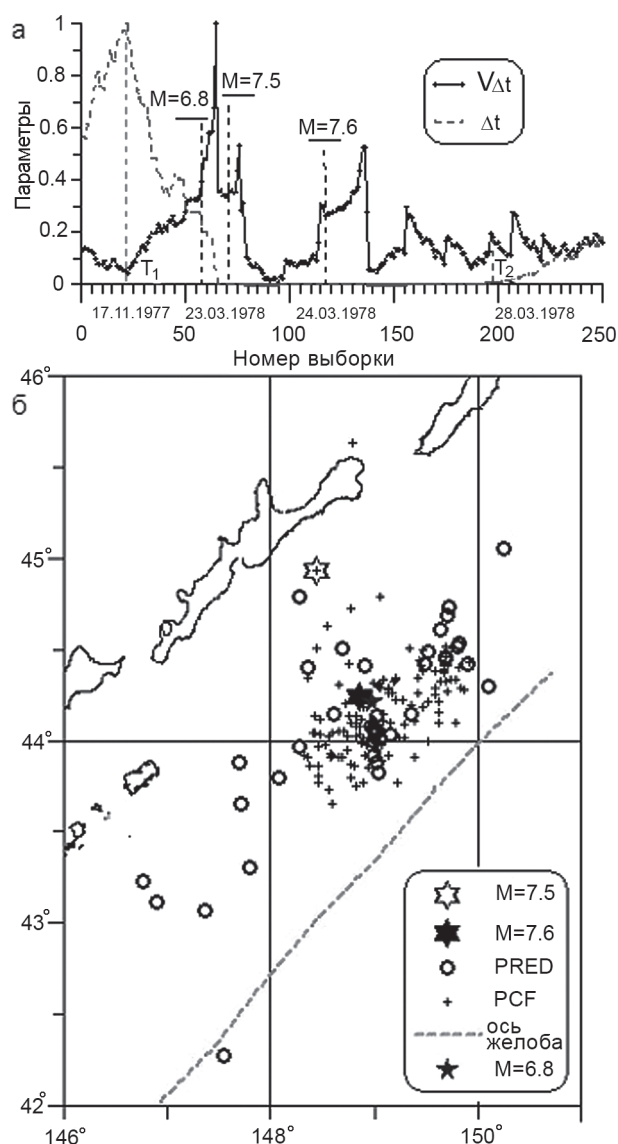
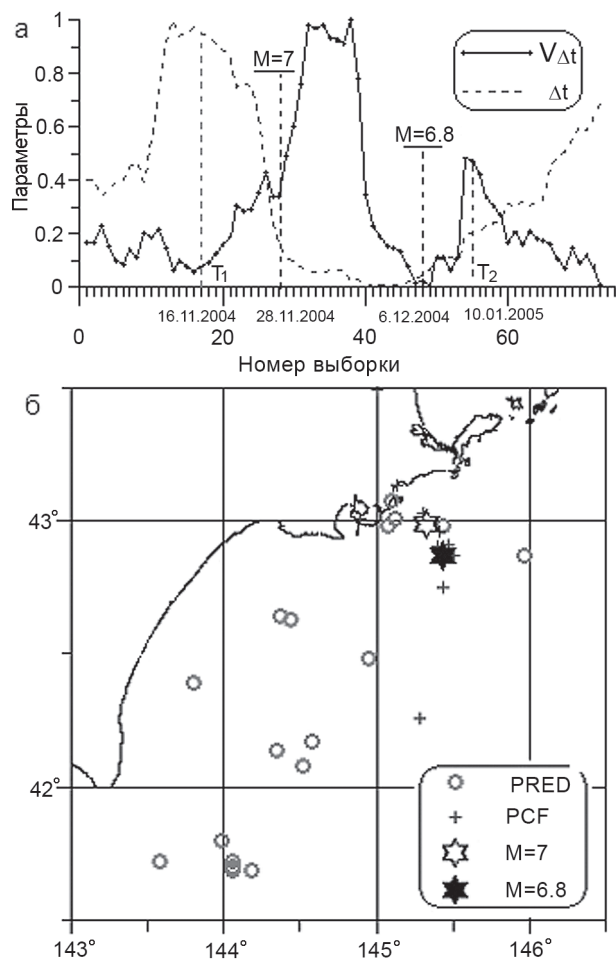


Рис. 2. Изменение статистических параметров (а) и пространственное распределение землетрясений ( $M \geq 4.5$ ) (б) в ОПЗ пары сейсмических событий  $M = 7.5$  и  $M = 7.6$  (1978).

суток, а интервала ПКР, куда попадает второе парное событие, – 79 суток (рис. 4а). Пространственное распределение событий фазы PRED, в отличие от распределения эпицентров событий ПКР, свидетельствует, что они относятся только к зоне субдукции (рис. 4б). Потеря устойчивости ОПЗ по механизму stick-slip [16] привела к перераспределению упругих напряжений и трансляции их в зону будущего второго толчка с околозвуковой скоростью, о чем свидетельствует появление там первого постшокового события из рассматриваемого диапазона  $M \geq 5.2$  менее чем через 9 минут (табл. 2). Это позволяет говорить, что сейсмофокальная зона и внутриплитовая область



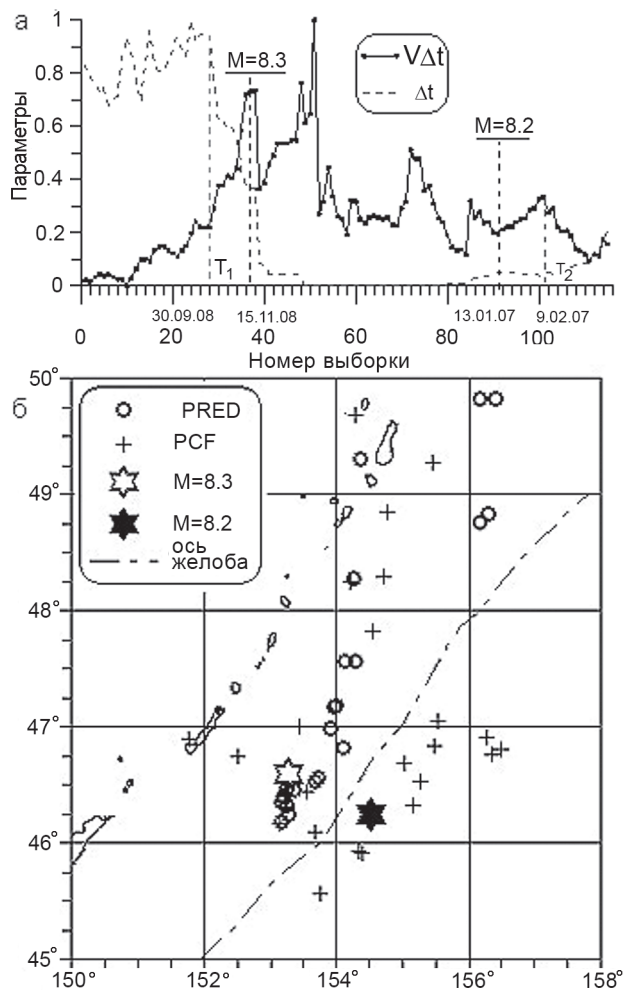
**Рис. 3.** Изменение статистических параметров (а) и пространственное распределение землетрясений ( $M \geq 4$ ) (б) в ОПЗ пары сейсмических событий  $M = 7$  и  $M = 6.8$  (2004).

второго толчка составляют единую пространственную зону ПКР.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Используя кинетические представления о прочности твердых тел и сформулированную на их основе иерархическую модель разрушения горных пород, предложена методика выделения областей подготовки землетрясений. Методика позволяет не только прогнозировать сейсмические события в широком диапазоне энерговыделения: горные удары [9] и землетрясения [13], но и предлагает физически обоснованный критерий снятия тревоги – момент времени  $T_2$ . Для района Курильской дуги соотношение между магнитудами землетрясений, относящихся к двум соседним рангам разрушения, удовлетворяет условию:  $M_{j+1} - M_j \approx 3$ .

Анализ пространственно-временной кинетики пространственных зон подготовки парных землетря-



**Рис. 4.** Изменение статистических параметров (а) и пространственное распределение землетрясений ( $M \geq 5.2$ ) (б) в ОПЗ Симуширских землетрясений.

**Таблица 2.** Параметры постшоковых сейсмических явлений в зоне Симуширских землетрясений.

| час | мин | с     | $\lambda$ в.д. | $\phi$ с.ш. | $H_z$<br>км | M   |
|-----|-----|-------|----------------|-------------|-------------|-----|
|     |     |       | градусы        |             |             |     |
| 11  | 14  | 13.57 | 153.27         | 46.59       | -10         | 8.3 |
| 11  | 23  | 6.92  | 154.61         | 46.3        | -10         | 5.6 |
| 11  | 24  | 29.86 | 154.52         | 46.27       | -10         | 5.6 |
| 11  | 24  | 57.49 | 153.18         | 47.77       | -10         | 5.5 |
| 11  | 25  | 9     | 152.65         | 47.52       | -10         | 6   |
| 11  | 28  | 38.46 | 154.1          | 46.09       | -10         | 6   |
| 11  | 29  | 22.79 | 154.48         | 46.37       | -10         | 6.2 |
| 11  | 33  | 23.8  | 153.73         | 46.86       | -10         | 5.5 |
| 11  | 34  | 58.13 | 155.3          | 46.65       | -10         | 6.4 |
| 11  | 40  | 3.87  | 151.52         | 47.67       | -10         | 5.3 |
| 11  | 40  | 55.05 | 154.73         | 46.48       | -10         | 6.4 |
| 12  | 9   | 17.43 | 155.36         | 47.32       | -10         | 5.4 |
| 12  | 15  | 23.8  | 154.41         | 46.3        | -10         | 5.3 |
| 12  | 16  | 5.54  | 154.42         | 47.11       | -10         | 5.7 |
| 12  | 16  | 44.15 | 154.67         | 46.19       | -10         | 5.9 |
| 12  | 26  | 15.76 | 153.86         | 47.42       | -10         | 5.7 |
| 12  | 28  | 21.33 | 155.53         | 47.06       | -10         | 5.5 |
| 13  | 38  | 23.71 | 155.19         | 47.03       | -10         | 5.4 |

сений показал, что в рассмотренных примерах, отличающихся энергетическим диапазоном событий, пространственно-временным интервалом следования, разделенных или неразделенных зоной субдукции, парные землетрясения объединены единой ОПЗ и являются одним из возможных способов ее релаксации. С позиций физики разрушения горных пород подготовка одиночных, парных, тройных и т.д. событий не имеет принципиальных особенностей, а их реализация определяется локальными, и в этом смысле случайными, значениями физико-механических параметров горных пород.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 07-05-00542, № 09-05-00639-а).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арефьев С.С. Форшоки, афтершоки и рои землетрясений // *Физика Земли*. 2002. Т. 38. № 1. С. 55–71.
2. Викулин А.В., Викулина С.А., Водичар Г.М. Землетрясения-дуплеты и пары землетрясений – закономерность сейсмического процесса // *Труды регион. науч.-техн. конф. “Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России”*. Петропавловск-Камчатский, 2008. Т. 1. С. 145–149.
3. Журков С.Н. Кинетическая концепция прочности твердых тел // *Вестн. АН СССР*. 1968. № 3. С. 42–46.
4. Молчан Г. М., Дмитриева О. Е. Идентификация афтершоков: обзор и новые подходы // *Вычислительная сейсмология*. М.: Наука, 1991. Вып. 24. С. 19–50.
5. Прозоров А.Г. Динамический алгоритм выделения афтершоков для мирового каталога землетрясений // *Вычислительная сейсмология*. М.: Наука, 1986. Вып. 19. С. 58–62.
6. Садовский М.А., Голубева Т.В., Писаренко В.Ф. и др. Характерные размеры горной породы и иерархические свойства сейсмичности // *Изв. АН СССР, Физика Земли*. 1984. № 2. С. 3–15.
7. Тихонов И.Н., Василенко Н.Ф., Прытков А.С. и др. Катастрофические Симуширские землетрясения 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. // *Тез. докл. междунар. науч. симпоз. “Проблемы сейсдобезопасности Дальнего Востока и Восточной Сибири”*. Южно-Сахалинск, 2007. С. 27.
8. Томашевская И.С., Хамидулин Я.Н. Предвестники разрушения образцов горных пород // *Изв. АН СССР, Физика Земли*. 1972. № 5. С. 12–20.
9. Томилин Н. Г., Воинов К. А. Контроль состояния породного массива на основе анализа вариации временных интервалов (ВВИ) между сейсмическими событиями // *Методические основы контроля состояния породного массива и прогноза динамических явлений*. М.: Национ. геофиз. ком. РАН, 1994. С. 7–24.
10. Томилин Н.Г., Куксенко В.С. Статистическая кинетика разрушения горных пород: энергетическая иерархия процесса // *Физика Земли*. 2004. № 10. С. 16–25.
11. Томилин Н.Г., Дамаскинская Е.Е., Павлов П.И. Разрушение горных пород как многоуровневый процесс // *Физика Земли*. 2005. № 8. С. 69–78.
12. Томилин Н.Г., Дамаскинская Е.Е., Павлов П.И. Статистическая кинетика разрушения горных пород и прогноз сейсмических явлений // *Физика твердых тел*. 2005. Т. 47, № 5. С. 955–959.
13. Томилин Н.Г., Куксенко В.С. Прогнозирование землетрясений Камчатки. // *Труды регион. науч.-техн. конф. “Геофизический мониторинг и проблемы сейсмической безопасности Дальнего Востока России”*. Петропавловск-Камчатский, 2008. Т. 2. С. 84–88.
14. Шикотанское землетрясение 1994 г. Эпицентральные наблюдения и очаг землетрясения / Ред. С.С. Арефьев, Н.В. Шебалин. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 142 с.
15. Astiz Luciana; Kanamori Hiroo. An earthquake doublet in Ometepec, Guerrero, Mexico // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1984. V. 34, Issue 1-2. P. 24–45.
16. Charles J. Ammon, Hiroo Kanamori, Thorne Lay. A great earthquake doublet and seismic stress transfer cycle in the central Kuril islands // *Nature*. 2008. 451. P. 561–565.
17. Nakano M., Kumagai H., Yamashina T., Inoue H., Toda S. Earthquake doublet that occurred in a pull-apart basin along the Sumatran fault and its seismotectonic implication // *American Geophysical Union, Fall Meeting 2007, abstract #S23D-08*.
18. Petrov V.A., Orlov A.N. Contribution of thermal fluctuations to the scattering and the gauge effect of longevity // *Int. J. Fract.* 1975. V. 11, N 5. P. 881–886.
19. Steblov G.M., Kogan M.G., Levin B.L. et al. Coseismic and postseismic deformation from great 2006-2007 Kuril earthquakes revealed by regional GPS observations, 2007 // *EOS Trans, AGU, 88(52), Fall Meet. Suppl., Abstract G13A-0916*.
20. Zahradnik J., Serpetsidaki A., Sokos E., Tselentis G-A. // *Interactive Deconvolution of Regional Waveforms and a Double-Event Interpretation of the 2003 Lefkada Earthquake, Greece / Bull. of the Seismological Soc. of America*, February 1, 2005. 95(1). 159–172.
21. Zhengyu Xu, Susan Y. Schwartz. Large earthquake doublets and fault plane heterogeneity in the northern Solomon Islands subduction zone // *Pure and Applied Geophysics*. 1993. V. 140, N. 2. P. 365–390.

*N.G. Tomilin*

#### Pair earthquakes on the Kurils

Areas of pair strong earthquakes including the Simushir earthquakes along the Kuril trench have been defined based on the kinetic concepts of the strength of solid state, multilevel rock structure and the hierarchical model of rock destruction based on them. The analysis of space-time kinetics of these areas has shown the absence of any physical features compared to those for single event preparation.

**Key words:** area of earthquake preparation, post-shock correlated destruction, Kuril Islands.