

ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ СЛАБЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ИХ СИГНАЛОВ

© 2010 г. Б. В. Левин¹, Е. В. Сасорова², С. А. Борисов¹, А. С. Борисов¹¹Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, 693022²Институт океанологии РАН, Москва, 117997

Поступила в редакцию 29.04.2008 г.

Сделана попытка связать воедино на теоретическом уровне такие параметры землетрясений, как линейный размер и объем источника разрушения, энергию, магнитуду, класс события, период и частоту излученного сигнала. Получена оценка зависимости периода сигнала (T) от энергии (E) сейсмического события для очень широкого класса событий: от крупных землетрясений до микроразрушений (наноземлетрясений). Впервые показано, что энергия землетрясения связана с периодом сейсмического сигнала степенной зависимостью с показателем степени, равным 6, что находит объяснение в рамках теории размерности. Далее проанализирован большой наблюдательный материал как наземных, так и гидроакустических наблюдений за сейсмическими событиями различных энергетических уровней. В том числе использовались наблюдения за слабыми сейсмическими событиями в диапазоне частот 50–1000 Гц, выполненные авторами на Камчатке и в Сахалино-Курильском регионе. На этой основе получена экспериментальная зависимость $T = f(E)$, которая показала хорошее совпадение с теоретическими оценками. Исследована степень затухания сейсмического сигнала от частоты и расстояния до приемника для разных сред (в том числе и комбинированных) и при учете затухания не только на поглощение в среде, но и на геометрическое рассеяние. Показано, что сигналы с частотой более 200 Гц практически полностью затухают в твердых средах на расстоянии менее 1 км от источника. Предложен формальный количественный критерий для разделения слабых сейсмических событий на подклассы: слабые землетрясения (магнитуда $1 \leq M \leq 3$ и диапазон частот $3 \text{ Гц} \leq f \leq 10 \text{ Гц}$); микроземлетрясения (магнитуда $-4 \leq M \leq 0$ и диапазон частот $20 \text{ Гц} \leq f \leq 170 \text{ Гц}$); и микроразрушения или наноземлетрясения (с $M \leq -5$ и частотами $f \geq 200 \text{ Гц}$). Ранее такое разделение существовало только на описательном уровне.

ВВЕДЕНИЕ

В соответствии с современными представлениями специалистов по физике землетрясений и по физике разрушения процесс генерации сейсмической волны при землетрясении и процесс излучения упругой волны при возникновении трещины (системы трещин) следует рассматривать как явления, различающиеся по масштабам, но сходные (идентичные) по физическим механизмам, лежащим в их основе. Сейсмологам хорошо известно, что весь спектр сейсмических событий от микроземлетрясений до катастрофических землетрясений перекрывает диапазон энергий величиной в 18 порядков, а период излучаемых при этом сигналов изменяется лишь на три порядка. Известно также, что энергия землетрясения зависит от объема очага, в котором выделяется энергия данного сейсмического события. Однако до настоящего времени многие аспекты физики слабых землетрясений продолжают оставаться предметом дискуссий, несмотря на то, что эти события вызывают большой интерес в связи с техногенными процессами, повышением точности измерений и возможностей регистрации, многочисленными попытками интерпретации геодинамических явлений и перспективами реализации практического прогноза землетрясений.

Поскольку слабые землетрясения происходят значительно чаще, чем сильные явления, а их сиг-

налы несут большой суммарный объем информации о сейсмическом процессе, то изучение параметров этих землетрясений и особенностей распространения сигналов от таких источников может предоставить научному и техническому сообществу новые сведения о генерации землетрясений для решения многих практических задач. В настоящей статье поставлена цель: сопоставить параметры очагов слабых землетрясений с характеристиками излучаемых сигналов на основе анализа исторических и современных данных (включая проведенные недавно авторами измерения в Дальневосточном регионе), получить количественную оценку зависимости периода сейсмического сигнала от энергии события и предложить критерии для классификации слабых землетрясений.

ЭМПИРИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ
ДЛЯ ПАРАМЕТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Опыт, накопленный сейсмологами за последние столетия, позволяет выделить несколько важных эмпирических соотношений, связывающих основные параметры землетрясений. Некоторые материалы содержатся в сборнике “Слабые землетрясения”, [18], включающем ряд основополагающих работ.

Японский сейсмолог Цубои [23] впервые обосновал и предложил формулу, связывающую энер-

гию землетрясения E с объемом очага V в виде соотношения

$$E(\text{эрг}) = 1000V(\text{см}^3). \quad (1)$$

Эмпирическая зависимость аналогичного вида была предложена М.А. Садовским с соавторами [15] при обработке размеров областей афтершоков подземных ядерных взрывов. Авторами показано, что при коровых землетрясениях и подземных взрывах плотность сейсмической энергии и объемы источников упругих сейсмических волн близки по величине и описываются выражением $\lg E = \lg V + 3$, где используются размерности формулы (1).

В этой же работе приведена формула для оценки линейных размеров источника по величине объема сейсмического очага. Разумеется, приведенные зависимости следует рассматривать как первое приближение. Следуя Садовскому, отметим, что чрезвычайное разнообразие механизмов очагов землетрясений (сбросы, сдвиги, надвиги и др.), а также различия в свойствах горных пород нельзя полностью исключить из рассмотрения. Однако опыт показывает, что в первом приближении пренебрежение этими параметрами вполне допустимо.

В публикации В.Б. Смирнова [19] приведена как общепринятая зависимость энергии землетрясения от линейного размера очага L

$$E = eL^3, \quad (2)$$

где E выражено в эргах, величина плотности накопленной упругой энергии “ e ” определяется средним значением 1000 эрг/см^3 , а размер очага выражается в см. Приведенные эмпирические соотношения устанавливают однозначную связь между энергией и размером источника излучения упругих волн.

Большое значение для данной работы имеет зависимость между размером источника (трещины, излучателя, генератора акустических волн) и периодом излучаемого сигнала. Обработка большого объема зарегистрированных сигналов от землетрясений, горных ударов и геоакустической эмиссии, выполненная ранее авторами статьи [16, 27], позволила обнаружить связь между размером источника излучения и периодом сигнала в виде:

$$L \approx B_1 T^2, \quad (3)$$

где $B_1 = 2500 \text{ м/с}^2$.

В дальнейшем при анализе параметров слабых землетрясений будет использоваться эмпирическое соотношение между энергией источника и периодом излучаемой волны. Такие соотношения для землетрясений с магнитудой $M > 0$ представлены в виде эмпирических формул, приведенных известными сейсмологами [3, 5].

$$\lg T = -0.82 + 0.22M \text{ (Гутенберг, Рихтер)}, \quad (4)$$

$$\lg T = -0.78 + 0.28M \text{ (Казахара)}. \quad (5)$$

Анализ параметров землетрясений с помощью независимых соотношений (1)–(3) позволяет уста-

новить зависимость периода излучаемого сигнала от энергии землетрясения. Эта зависимость может быть сопоставлена с эмпирическими соотношениями (4, 5) после их проверки и уточнения. Для уточнения соотношения, связывающего энергию источника с периодом волны, был проведен специальный анализ публикаций по слабым землетрясениям, а затем были поставлены эксперименты в сейсмоактивных зонах Дальнего Востока для детектирования очень слабых событий с помощью гидроакустической регистрации в натуральных условиях.

КРАТКИЙ АНАЛИЗ НАБЛЮДАТЕЛЬНЫХ ДАННЫХ ПО СЛАБЫМ СЕЙСМИЧЕСКИМ СОБЫТИЯМ

Следует отметить, что в последнее время интерес к слабым сейсмическим событиям (слабым землетрясениям, микроземлетрясениям и микроразрушениям) постоянно возрастает. В то же время регистрация этих событий и определение их параметров (магнитуда, линейные размеры источника, частотные характеристики и др.) и закономерностей, связывающих эти параметры, в большой степени остается проблематичной.

Для сигналов от малых источников характерны высокие частоты и, следовательно, быстрое затухание сигналов в твердых и особенно осадочных средах, до их полного поглощения в этих средах. Однако слабое затухание этих сигналов в воде делает возможной их регистрацию в водном слое с помощью гидроакустических наблюдений. В связи с этим возникает вопрос об оценке параметров сейсмических сигналов по гидроакустическим записям или по совокупности сейсмических и гидроакустических записей. Целью данной части работы является выработка общей методики для оценки энергетических и частотных параметров сейсмических событий.

Ниже приведены основные результаты аппаратной регистрации слабых сейсмических событий с помощью электромеханических и гидроакустических датчиков по литературным данным и по материалам наблюдений.

Определение магнитуды для слабых сейсмических событий M_I , зарегистрированных с помощью гидроакустических датчиков в водном слое, как правило, проводилось по длительности сейсмического события τ (длительности более, чем 10% превышения записи над фоновым уровнем). Для этого использовалась либо формула Брочера [25] $M_b = 2.30 + \lg \tau$, либо калибровочная таблица Соловьева–Ковачева [20]. Формула Брочера дает хорошие оценки только для событий с длительностью сигнала 100 с и более. Так как в большинстве случаев мы имели дело с более слабыми событиями, то для энергетической оценки событий использовалась таблица Соловьева–Ковачева.

Для этой таблицы авторами статьи была определена логарифмическая линия регрессии:

$$M_I = 1.38 \ln(\tau) - 3.63, \quad (6)$$

для которой значение несмещенной оценки коэффициента детерминации — $R^2 = 0.9996$. Т.е. остаточная дисперсия, определяемая случайной компонентой, чрезвычайно мала. Следует отметить, что гидрофонные записи слабых сейсмических событий, удаленных от места регистрации, как правило, сильно искажены шумами и определение периода сигнала в фазе максимальной амплитуды представляет серьезное затруднение. Именно поэтому при оценке магнитуды сигнала при анализе наблюдаемого материала предпочтение в цитируемых ниже работах отдавалось формуле (6), построенной по таблице Соловьева—Ковачева.

В публикации К. Моги [11] представлены записи гидроакустических сигналов, зарегистрированных системой гидрофонов в океане с борта судна, находящегося над эпицентром подводного землетрясения. Толчки с магнитудой порядка $M = -3$, получившие название упругих ударов, характеризовались периодами около 0.1–0.3 с. Моги выделил микроземлетрясения трех типов: А, В и С. Микроземлетрясения типа А, как правило, имеют длительность от 1 до 1.7 с, а типа В и С от 6 до 7 с. Магнитуда таких сигналов (M_I по соотношению Соловьева—Ковачева) определяется от -2.9 до -3.6 (для типа А) и от -0.9 до -1.2 (для типов В и С).

В [29] приведены микроземлетрясения длительностью от 5 до 90 с; магнитуда M_I для них определяется от -1.4 до $+2.6$. К сожалению, определить частоту сигнала в фазе максимальной амплитуды для сигналов, представленных в этой работе, не представляется возможным.

Слабые события, описанные в [30] и названные авторами наноземлетрясениями (название, насколько нам известно, было применено впервые в 1980 г.), были зарегистрированы гидрофонами в водозаполненных скважинах в Калифорнии вблизи разлома Сан-Андреас. Зафиксированные периоды сигналов составляли около 0.001 с., а магнитуда события, вычисленная авторами на основе экстраполяции малоизвестных эмпирических формул, оценивалась значением не более $M = -7$.

В [7, 23] с помощью чувствительных сейсмографов регистрировались слабые толчки с магнитудой около $M = -4$, при этом характерные периоды сигналов составляли 0.05–0.30 с. Приведенные работы и еще несколько более ранних публикаций [13, 24] позволяют построить зависимость преобладающих периодов от энергии землетрясения.

С целью уточнения такой зависимости в высокочастотной части спектра авторами было выполнено несколько серий гидроакустических измерений, с использованием различных гидроакустических приемников, установленных в различных акваториях Тихоокеанского побережья и специальных экспе-

риментов в сейсмоактивных районах Сахалино-Курильского региона.

Первая серия — это данные, обработанные авторами [17] и полученные при постановке глубоководных донных автономных станций (ГДАС) в районе Камчатки, Курильских островов, Охотского и Японского морей. В этих станциях использовался гидрофон с круговым обзором, записывались два диапазона частот: 2 Гц–100 Гц и 100 Гц–1400 Гц (продолжительность непрерывных записей до 24 ч).

На гидроакустических записях удалось выделить землетрясения и серии микроземлетрясений, которые предшествовали землетрясениям. Длительность отдельных микроземлетрясений варьировалась от 0.8 до 103 с, их магнитуда M_I по соотношению (6) определяется в интервале от -4.0 до $+2.8$. Однако большая часть микроземлетрясений (85%) имела длительность в пределах от 2 до 4 секунд (магнитуда M_I соответственно от -1.8 до -2.8). Частотная характеристика сигнала (в фазе максимальной амплитуды) определялась от 20 до 120 Гц.

Вторая серия экспериментов — это впервые выполненная авторами обработка данных с гидроакустической антенны АГАМ [4, 9], которая представляла собой матрицу из 2400 гидрофонов. Антенна была заглублена в водный слой и находилась в непосредственной близости от дна океана (6–10 м). Обработано 162 гидроакустические записи, длительностью 1323.73 с каждая, частота дискретизации сигнала 300 отсчетов в секунду; на входе — полосовой аппаратный фильтр (40 Гц–110 Гц); период наблюдения — 276 сут [9, 12, 28].

Анализ этих записей позволил выделить два типа сигналов.

1. Микроземлетрясения с акустическими сигналами в диапазоне 40–75 Гц, длительностью от 3 до 4 с и очень резкими амплитудными скачками (за первые 1–2 с наблюдается 20-ти кратное увеличение амплитуды гидроакустического сигнала записи над фоновым уровнем). Высокоамплитудная часть сигнала имеет частоту 75–60 Гц, а затем период сигнала увеличивается, а амплитуда уменьшается. Микроземлетрясения, как правило, возникают пакетами из 5–15 событий, следующих друг за другом через незначительные интервалы времени из различных, но близко расположенных источников. Значения M_I , определенные по длине записи τ для них, варьировались в диапазоне от -2.1 до -1.8 .

2. Сигналы второго типа — это сигналы от микроразрушений, которые характеризуются достаточно большой амплитудой, сравнимой с амплитудами сигналов от микроземлетрясений, и также имеют тенденцию возникать пачками. Длительность сигналов τ от микроразрушений очень незначительна — сотые доли секунды, следовательно, значение M_I можно оценить приблизительно в пределах от -10 до -8 . Высокие частоты, характерные для этих сиг-

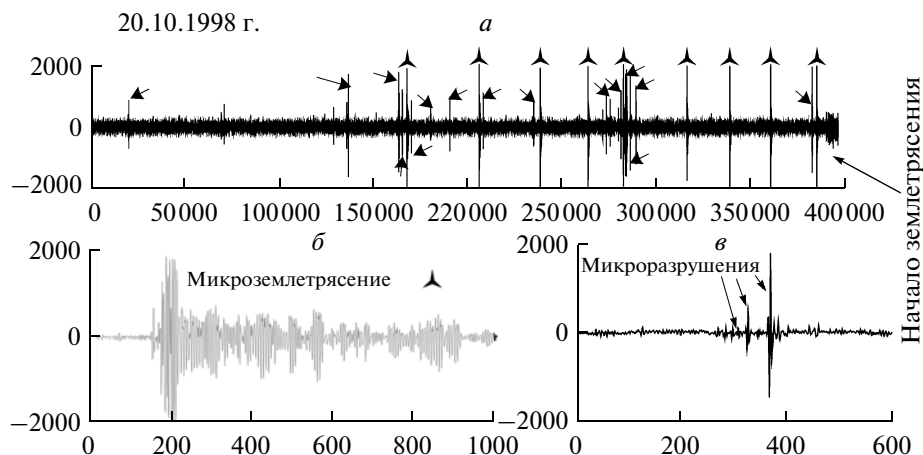


Рис. 1. Гидроакустическая запись, содержащая 9 микроземлетрясений и серию микроразрушений и совпавшая по времени с землетрясением (фрагмент *a*); участок записи из фрагмента *a* длительностью 3.3 с с одним микроземлетрясением (фрагмент: *б*); участок записи из фрагмента *a* длительностью 2 с с серией микроразрушений (фрагмент: *в*). По горизонтальным осям всех фрагментов – время в отсчетах (300 отсчетов в с), по вертикальным осям амплитуда сигнала в мВ. Длительность фрагмента *a* – 1323.73 с (около 400 000 отсчетов). Микроразрушения обозначены стрелками, а микроземлетрясения – треугольными звездочками.

налов (более 110 Гц), были срезаны полосовым фильтром на входе.

На рис. 1 приведены: пример гидроакустической записи, совпавшей по времени с землетрясением (фрагмент *a*), которое пришлось на самый конец записи; и два фрагмента *б* и *в*, растянутые по временной оси и содержащие микроземлетрясение и микроразрушения из записи на фрагменте *a*. Параметры землетрясения: дата – 20.10.1998 г.; время – 03:15:46; энергетический класс – $K = 10.3$; координаты эпицентра: 52.51°N и 158.07°E ; глубина – 119 км; расстояние от эпицентра до приемника – 50.4 км. На фрагменте *a* выделены девять микроземлетрясений (отмечены треугольными звездочками), предшествующих основному толчку и серия микроразрушений (отмечены стрелками). Нижние частоты (менее 40 Гц) срезаны входным фильтром, поэтому сигнал от самого землетрясения имеет незначительную амплитуду.

Третья серия – данные, полученные группой исследователей на Камчатке [8]. Гидрофоны помещались в озере или в искусственном водоеме, непрерывная регистрация гидроакустических сигналов проводилась несколькими приемниками градиентного типа, ориентированными по сторонам света и вниз в нескольких частотных диапазонах (от 0.1–10 Гц до 3000–6000 Гц). Использовались полосовые фильтры.

В период подготовки землетрясений были получены картины хаотического возникновения сигналов от отдельных микроразрушений, при этом сохранялась структура сейсмического сигнала и появлялась возможность оценки параметров отдельных микроразрушений (размер источника, глубина его

залегания и энергетические характеристики сигналов). Средняя длительность сигнала была определена, как 1.5×10^{-2} с; следовательно, значение M_l можно оценить приблизительно в пределах от -11 до -8 (по соотношению b), а глубину залегания источников H_s от 3 до 20 м.

Четвертая серия работ. С 11 августа 2006 г. в замкнутом водоеме вблизи г. Холмска, Сахалин, была установлена станция параллельной регистрации сейсмического и гидроакустического сигналов для выделения импульсов, генерируемых в критической стадии подготовки землетрясения [10]. Гидроакустическая подсистема содержала 2 гидрофона кругового обзора (частотный диапазон от 1 до 70 Гц, частота дискретизации 200 Гц). Сейсмические и гидроакустические каналы синхронизированы, всего регистрировалось 5 каналов.

На гидроакустических каналах, начиная с 16.08.2006 г. во временном интервале от 3:30:00 до 19:30:00 (время по Гринвичу), появляются серии однотипных сигналов (цуги). Характерный фрагмент гидроакустической записи с цугом сигналов приведен на рис. 2*a* (запись за 17.08.2006 г., начало фрагмента – в 01:30:40, длительность – 50 с), а на рис. 2*б* выделены три сигнала из этого цуга (начало фрагмента в 01:30:45, длительность – 2.5 с).

Количество сигналов в цугах менялось в достаточно широких пределах (от 7 до 130). Первые сигналы в каждом цуге имеют значительное превышение амплитуды над фоновым значением (в 3–7 раз). В спокойном состоянии амплитуда фона достаточно стабильна. Высокочастотные составляющие сигнала были срезаны, однако длительность сигнала в цуге определить можно и она практически постоян-

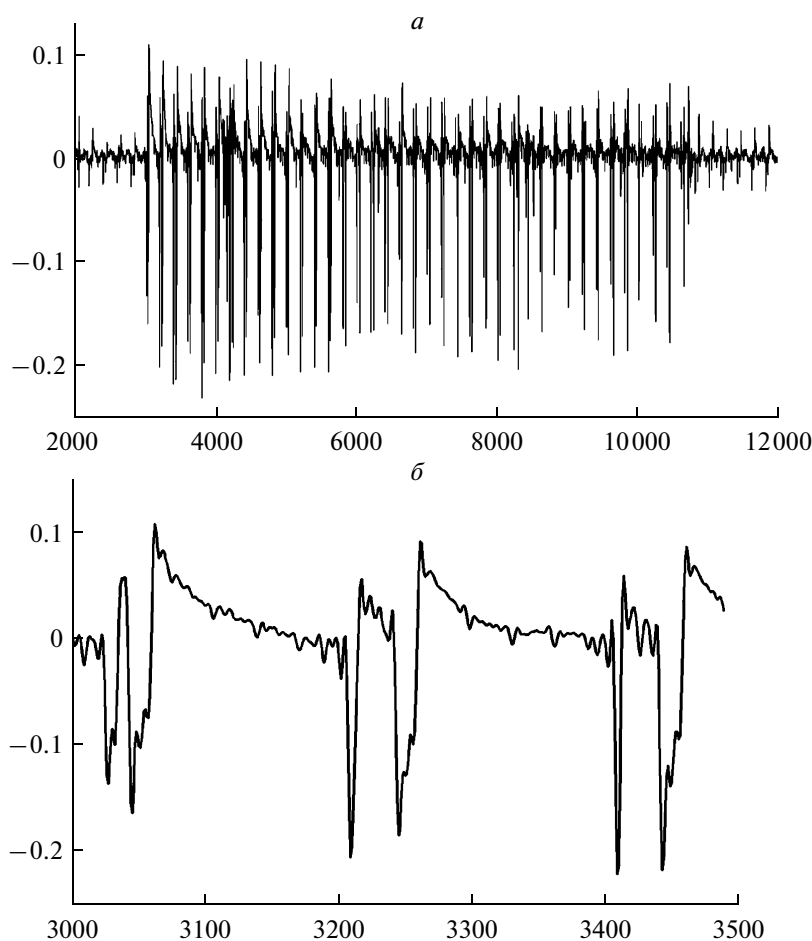


Рис. 2. Фрагмент гидроакустической записи с цугом сигналов — (а), несколько сигналов из начальной части цуга — фрагмент (б). На всех фрагментах по горизонтальной оси — количество отсчетов (длительность отсчета — 0.005 с), по вертикальной оси амплитуда сигнала в мВ. Пример взят из записи за 17.08.2006 г.; начало фрагмента (а) в 01:30:40, его длительность — 50 с; начало фрагмента (б) в 01:30:45, длительность — 2.5 с.

на в пределах цуга. Каждый сигнал в цуге состоит из пары связанных импульсов длительностью около 0.075 с и 0.1 с соответственно. Общая длительность пары импульсов — 0.2 с. Таким образом, магнитуа отдельного микроразрушения М1 может быть оценена величиной от -6 до -7 .

Пятая серия работ была проведена авторами на острове Кунашир в августе и в сентябре 2007 г. в озере Лагунном, недалеко от Охотского побережья. Использовался цифровой регистратор Дельта-Геон 02М. Аналого-цифровой преобразователь регистратора имеет 22 разряда, что дает возможность записи с достаточно большим мгновенным динамическим диапазоном. Частота дискретизации сигнала 250 Гц. Регистрировались как землетрясения, отмеченные сейсмостанцией “Южно-Курильск”, (4 события), так и микроземлетрясения. Класс землетрясений по шкале Раутиан [26] K_R варьировался от 9.2 до 11.7. Записи землетрясений в хвостовой части об-

резаны, поэтому корректно оценить длительность записи и получить оценку для М1 нельзя.

На рис. 3 представлены: фрагмент а — гидроакустическая запись одного землетрясения; фрагмент б длительностью 25 мин — серия микроземлетрясений и фрагмент в — растянутый участок записи из фрагмента б с несколькими микроземлетрясениями.

Длительности микроземлетрясений варьируются от 0.6 до 3–4 сек, что соответствует оценкам магнитуд М1 от -4.3 до -1.7 . Часто записи микроземлетрясений имеют сложную структуру связанных между собой импульсов. Частотный диапазон сигналов лежит в пределах от 20 до 80 Гц.

Шестая серия наблюдений была проведена одним из авторов (Борисовым С.А.) на о. Сахалин в районе активного разлома в 8 км от грязевого вулкана (20 км от Южно-Сахалинска). Гидрофон с чувствительностью 200 мкВ/Па был установлен в небольшом озере. Запись проводилась с

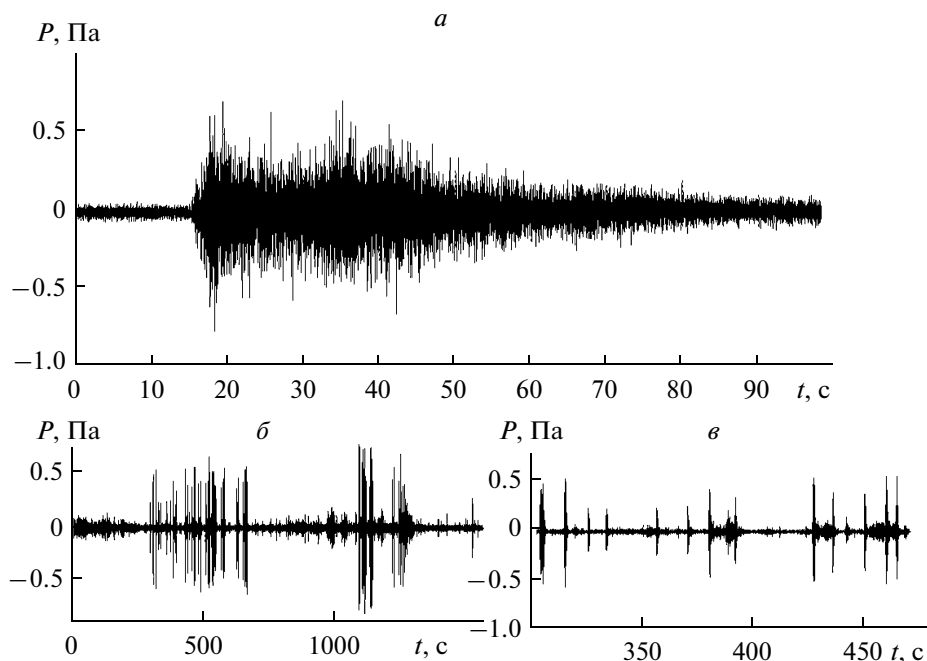


Рис. 3. Фрагмент (*a*) – гидроакустическая запись землетрясения (№ 1511 по нумерации сейсмостанции “Южно-Курильск”); фрагмент (*b*) длительностью 25 мин – серия микроземлетрясений (начало записи: 18:51:09 местного времени, 12.08.2007 г.) и фрагмент (*c*) – участок записи из фрагмента (*b*) с несколькими микроземлетрясениями, начиная с 300 с. По оси ординат на всех фрагментах – время в секундах относительно начала записи, а по оси абсцисс – давление в Па.

помощью микроминиатюрной системы регистрации, состоящей из 16-разрядного АЦП и встроенной флеш-памяти.

Сигналы геоакустической эмиссии представляют собой непрерывный хаотический поток импульсов (микроразрушений). Основные частотные составляющие энергетического спектра сосредоточены в диапазонах ~ 360 и ~ 160 Гц.

На рис. 4 представлены: фрагмент *a* – гидроакустическая запись хаотически возникающих во времени микроразрушений (длительность фрагмента 540 с); фрагменты *b* и *c* – отдельные сигналы от микроразрушений, выделенные из фрагмента *a*, длительность этих фрагментов меньше 1 с.

Длительности сигналов от микроразрушений варьируются от 0.18 до 0.035 с, что соответствует оценкам магнитуд M_L от -6 до -8 . Характерной особенностью зарегистрированных сигналов является мощное высокочастотное вступление с последующим затуханием сигнала по частоте и амплитуде. Близкая для всех импульсов высокочастотная составляющая может означать, что образуемые микроразрушения имеют приблизительно одинаковые размеры.

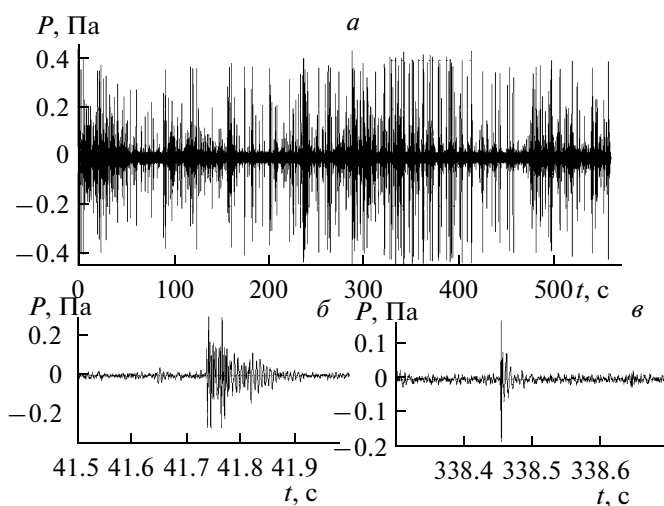


Рис. 4. Фрагмент (*a*) – гидроакустическая запись хаотически возникающих во времени импульсов геоакустической эмиссии (длительность фрагмента 540 с). На фрагментах (*b*) и (*c*) (каждый длительностью меньше секунды) представлены отдельные сигналы от микроразрушений, выделенные из фрагмента (*a*). Фрагмент (*b*) – с двумя импульсами, а фрагмент (*c*) – с одним высокочастотным импульсом. По оси ординат на всех фрагментах – время в секундах относительно начала записи, а по оси абсцисс – давление в Па.

Параметры землетрясений и характеристики излучаемых сигналов

| Линейн. размер источника L , см | Объем источника V , см ³ | Энергия источн. E , эрг | Магнитуда землетр. | Класс землетр. K_R , Дж | Период сигнала, расчетн., с. | Частота сигнала, Гц | Период сигнала, эксперим. с. |
|-----------------------------------|---------------------------------------|---------------------------|--------------------|---------------------------|------------------------------|---------------------|------------------------------|
| 1.00E-02 | 1.00E-06 | 1.00E-03 | -9.87 | -10.00 | 2.0E-04 | 5.0E + 03 | 2.00E-04 |
| 1.00E-01 | 1.00E-03 | 1.00E + 00 | -7.87 | -7.00 | 6.3E-04 | 1.6E + 03 | 6.31E-04 |
| 1.00E + 00 | 1.00E + 00 | 1.00E + 03 | -5.87 | -4.00 | 2.0E-03 | 5.0E + 02 | 2.00E-03 |
| 1.00E + 01 | 1.00E + 03 | 1.00E + 06 | -3.87 | -1.00 | 6.3E-03 | 1.6E + 02 | 6.31E-03 |
| 1.00E + 02 | 1.00E + 06 | 1.00E + 09 | -1.87 | 2.00 | 2.0E-02 | 5.0E + 01 | 2.00E-02 |
| 1.00E + 03 | 1.00E + 09 | 1.00E + 12 | 0.13 | 5.00 | 6.3E-02 | 1.6E + 01 | 6.31E-02 |
| 1.00E + 04 | 1.00E + 12 | 1.00E + 15 | 2.13 | 8.00 | 2.0E-01 | 5.0E + 00 | 2.00E-01 |
| 1.00E + 05 | 1.00E + 15 | 1.00E + 18 | 4.13 | 11.00 | 6.3E-01 | 1.6E + 00 | 6.31E-01 |
| 1.00E + 06 | 1.00E + 18 | 1.00E + 21 | 6.13 | 14.00 | 2.0E + 00 | 5.0E-01 | 2.00E + 00 |

АНАЛИЗ ПАРАМЕТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ОСОБЕННОСТЕЙ ЗАТУХАНИЯ СИГНАЛОВ

Для оценки параметров слабых землетрясений собранные материалы натуральных наблюдений были скомпонованы в виде табл. 1, в которой заданы значения размеров источника в диапазоне от 0.01 см до 10 км. Для этих значений размеров вычислены объемы источника ($V=L^3$) и значения энергии по соотношению (1) (столбцы 2 и 3 табл. 1). Далее в табл. 1 (столбцы 4 и 5) приведены соответствующие значения магнитуды и класса землетрясения [3, 11, 20, 26], вычисленные с применением формул

$$\lg E = 1.5M + 11.8 \text{ (эрг)} \quad (7)$$

и

$$K_R = \lg E \text{ (Дж)}. \quad (8)$$

Отметим, что класс Раутиан (K_R) использован здесь в связи с удобством оценки энергии события, энергетический класс землетрясения по Соловьеву K_S , используемый в Сахалино-Курильском регионе, связан с классом Раутиан соотношением

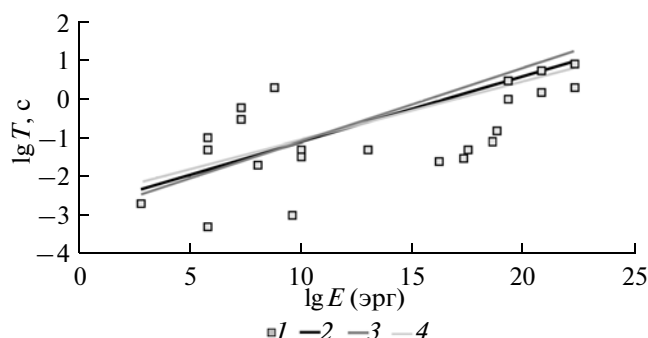


Рис. 5. Диаграмма рассеивания для зависимости периода сейсмического сигнала от энергии ($T=f(E)$) по наблюдательным данным и эмпирические функции в двойном логарифмическом масштабе для $T=f(E)$, полученные различными авторами.

$K_R = K_S + 1.7$. Расчетное значение преобладающего периода сейсмического сигнала, излученного определенным источником (столбец 6 табл. 1), получено на основании формулы (3).

Для проверки полученного расчетного значения периода T было предпринято специальное исследование, в котором были проанализированы эмпирические данные из сейсмологической литературы [14, 21], материалы собственных гидроакустических наблюдений и результаты обработки наблюдений ряда станций Сахалинского филиала ГС РАН. По результатам проведенного анализа составлена диаграмма рассеивания для зависимости периода сейсмического сигнала от энергии (рис. 5), а значения периодов, полученные из эмпирических данных, приведены в 8-м столбце табл. 1.

На рис. 5 приведены также линейные аппроксимации, полученные Гутенбергом и Рихтером по формуле (4) [3], и Касахарой [5] (по формуле (5)) и авторами настоящей статьи. Отметим, что эта зависимость выполняется для большого диапазона энергий (от 10^3 до 10^{22} эрг). Эмпирические соотношения

$$\lg T = 0.15 \lg E - 2.56 \quad (9)$$

и

$$\lg T = 0.19 \lg E - 3.0, \quad (10)$$

пересчитанные из формул Гутенберга, Рихтера (4) и Касахары (5), хорошо согласуются с соотношением, полученным авторами статьи

$$\lg T = 0.17 \lg E - 3.2. \quad (11)$$

На рис. 6 приведены отдельно диаграмма рассеивания для зависимости периода сейсмического сигнала от магнитуды, полученная по наблюдениям ряда станций Сахалинского филиала ГС РАН (Южно-Сахалинск YYS, Северо-Курильск SKR, и Тымовское TYV), а также ее линейная аппроксимация: $\lg T = 0.195 \lg E - 3.2$, которая практически совпадает с данными Касахары (формула (10)).

Сопоставление значений периодов, полученных расчетным путем и на основании эмпирического со-

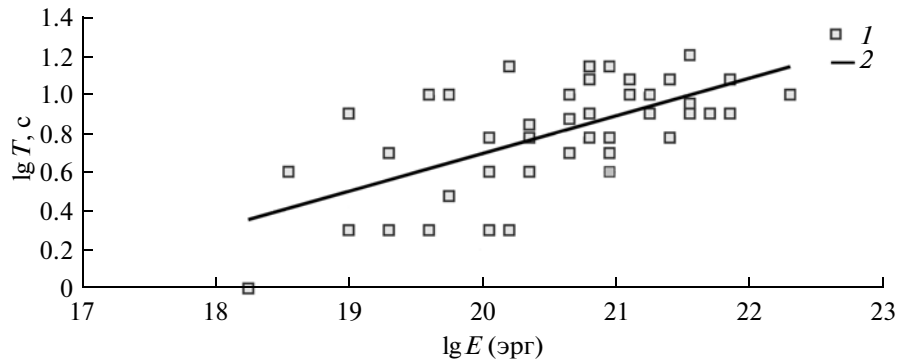


Рис. 6. Диаграмма рассеивания для зависимости периода сейсмического сигнала от энергии ($T=f(E)$) по наблюдательным данным трех станций Сахалинского региона и уравнение регрессии.

отношения (11) (табл. 1 столбцы 6 и 8), показывает вполне удовлетворительные результаты и подтверждает правомочность развитого в работе подхода.

Установленная зависимость периода излучаемого сигнала от энергии землетрясения (11) позволяет получить оценки характера затухания сигнала в породах при различных энергиях источника и соответствующих частотах.

Затухание сигнала при прохождении через скальные и осадочные породы определяется поглощением энергии в среде, геометрическим расхождением и рассеянием. Поглощение звука в среде для плоской звуковой волны подчиняется закону [22]:

$$I(x) = I_0 \exp(-\beta x), \quad (12)$$

где β – энергетический коэффициент затухания, I_0 – энергия волны в источнике, а $I(x)$ – энергия волны на расстоянии x от источника. Коэффициент затухания измеряется в 1/м или в 1/км. Поглощение сигнала в осадках и в скальных грунтах пропорционально частоте: $\beta = k \times f$, где f – частота в Гц.

Значение коэффициента затухания k (1/км) составляет для скальных пород – 0.0023; для осадочных пород – 0.0230; для песка – 0.1152 [6, 22]. На практике при прохождении сигнала в сложных средах, из-за переотражения на границах сред, приходится иметь дело с комбинированными случаями сферических, цилиндрических и плоских волн, поэтому реальное затухание значительно сильнее, чем для плоской волны. Для сейсмических источников при расстояниях от источника до приемника $x \geq 5 \times L$, где L линейный размер источника, волна распространяется по сферическому закону.

По зависимости (12) можно определить относительное уменьшение сигнала ($I(x)/I_0$) за счет поглощения в зависимости от расстояния между приемником и источником. Применение более точных методов, развиваемых в сейсмологии, должно привести только к увеличению степени затухания сигнала в реальных средах.

Расчеты показывают, что при $f \geq 100$ Гц волны полностью затухают в осадочном слое с толщиной

менее 1 км. При комбинированных условиях только волны с частотой 200 Гц и менее могут пройти скальную породу и осадочный слой в 0.5 км. На рис. 7 приведены графики в двойном логарифмическом масштабе для расстояний с 95% затуханием для скальных и осадочных пород отдельно при условии плоской волны.

На рис. 8 для нескольких значений частот приведены графики степени затухания от расстояния (в логарифмическом масштабе). Толстая пунктирная линия соответствует 95% затуханию сигнала. Таким образом, сигналы с частотами 200 Гц и выше не пройдут даже через осадочный слой. Приведенные соотношения для степени затухания сигнала следует рассматривать как нижние оценки максимального расстояния, пройденного сигналом до его полного затухания в среде.

Если аппаратура регистрирует сигналы геоакустической эмиссии с частотой выше 200 Гц, то эти сигналы должны возникать в непосредственной близости от приемника, а не приходиться из источника будущего землетрясения, расположенного за не-



Рис. 7. Зависимость расстояния в км (от источника сигнала), на котором происходит 95% затухание сигнала от частоты для скальных и осадочных пород отдельно при условии плоской волны. Графики даны в двойном логарифмическом масштабе.

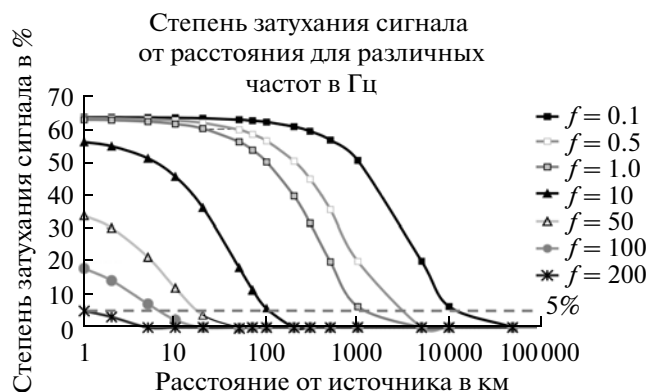


Рис. 8. Степень затухания сигнала от расстояния до источника для различных частот (в логарифмическом масштабе) для комбинированной среды (при учете геометрического рассеяния). Толстая пунктирная линия — соответствует 95% затуханию сигнала (оставшийся сигнал составляет 5% от сигнала в источнике).

скольких десятков километров до приемника. В случае существования временной корреляции между акустической эмиссией и процессом подготовки землетрясения, то, повидимому, изменяется состояние среды на больших площадях, которое и регистрируется измеряющей аппаратурой.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенный анализ эмпирической зависимости преобладающего значения периода сигнала от энергии (или магнитуды) землетрясения позволяет расширить наши представления о физике очага землетрясения. Принимая допущение о предельно допустимой величине объемной плотности энергии в очаге корового землетрясения и пропорциональности суммарной энергии кубу линейного размера очага (2), приходим к необходимости представить зависимость периода сигнала от размера очага в виде некоторого соотношения, например, (3). Многочисленные наблюдения в широком диапазоне энергий подтверждают существование степенной зависимости $E(T)$ в форме (11) или соответственно, как:

$$\lg E = 6 \lg T + 19.2. \quad (11a)$$

Это соотношение справедливо при выражении энергии в эргах. Выразив энергию в джоулях, получаем

$$\lg E = 6 \lg T + 12.2. \quad (13)$$

Используя представления теории размерностей [2], на основании физических соображений несложно построить безразмерный комплекс, связывающий энергию землетрясения E , объемную плотность энергии $e = \rho g H$, и период сигнала $T = (L/g)^{0.5}$ в виде

$$\Pi = \rho g H L^3 / E = \rho g H (g T^2)^3 / E = \rho H g^4 T^6 / E.$$

Отсюда получаем:

$$E = \Pi_1 \rho H g^4 T^6. \quad (14)$$

Положив $\rho = 3 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$, $g^4 = 10^4 (\text{м/с}^2)^4$, $H = 3 \times 10^4 \text{ м}$, находим $E = \Pi_1 \times 10^{12} T^6$. Сравним этот результат с эмпирическим соотношением (13), получаем $\Pi_1 \approx 1$. Отсюда следует вывод о физической правомерности предложенного подхода. Приведенная интерпретация разумеется не претендует на единственно возможную реализацию, однако позволяет развивать представление о физическом сценарии явления.

Далее сопоставим оценки магнитуд M_I по длительности записи сигнала (τ), полученные при анализе гидроакустических наблюдательных данных, с магнитудами M , определенными по частотным характеристикам сигналов согласно табл. 1 и формуле (11). Отметим, что ошибка в определении величины магнитуды обычно составляет ± 0.5 .

Для 1-ой серии работ (данные по глубоководным автономным станциям) оценка M_I от +2.8 до -4.0, а оценка M от -0.4 до -3.5. Для 2-ой серии работ (данные по антенне АГАМ): для микроземлетрясений оценка M_I от -1.8 до -2.1, а оценка M от -1.6 до -2.7; а для микроразрушений оценка M_I от -7 до -8, а оценка M от -3.2. Следует отметить, что высокие частоты более 150 Гц были в этом эксперименте срезаны, чем и может объясняться такая разница в оценках магнитуд. Для третьей серии работ (работы группы Купцова, Камчатка) — оценка M_I от -8 до -11, а оценка M от -9 до -11. Для четвертой серии работ мы имели только огибающую сигнала (высокие частоты были недоступны) и оценить период по записи не представляется возможным. Для пятой серии экспериментов оценка M_I от -1.7 до -4.3, а оценка M от -2.5 до -2.8. Для шестой серии экспериментов оценка M_I от -7 до -8, а оценка M от -5.5.

Сравнительный анализ двух шкал магнитуд для слабых событий, вычисленных независимо друг от друга по разным параметрам (периоду сигнала и общей длительности записи сигнала), показал достаточно хорошее соответствие, за исключением тех случаев, когда некоторые необходимые параметры не могли быть получены по имеющимся записям.

Следует отметить, что при разделении слабых сейсмических событий на подклассы (слабые землетрясения, микроземлетрясения, микроразрушения или наноземлетрясения) в настоящее время не существует ни единой терминологии, ни формальных количественных критериев. Большая часть авторов просто использует термин микроземлетрясения или модное сейчас название наноземлетрясение, формально не определяя границы этих понятий. В [28] было предложено деление событий по степени их регистрируемости наземными датчиками и по длительности записываемого сигнала (τ). При этом для слабых землетрясений $\tau > 100 \text{ с}$ и такие события могут регистрироваться наземными станциями. Микроземлетрясения ($1 \text{ с} \leq \tau \leq 100 \text{ с}$) и микроразруше-

ния ($\tau \leq 0.1$ с) не регистрируются наземными станциями (в настоящее время).

Так как технические возможности измерительной аппаратуры все время увеличиваются, а потребность в изучении слабой сейсмичности постоянно возрастает, то необходимо разработать формальный критерий для разграничения этих понятий. Выполненная оценка параметров землетрясений, основанная на зависимости суммарной энергии события от объема источника или от линейного размера очага землетрясения, позволяет получить представления об энергетических характеристиках события и частотных особенностях сигнала.

Предлагаются следующие границы разделения событий на подклассы:

- слабые землетрясения — это события с магнитудой $1 \leq M \leq 3$, чему соответствуют: частота сигнала $3 \text{ Гц} \leq f \leq 10 \text{ Гц}$ и линейный размер источника $10 \text{ м} \leq L \leq 100 \text{ м}$ (табл. 1);
- микроземлетрясения — события с магнитудой от 0 до -4 , чему соответствует частота сигнала $20 \leq f \leq 170 \text{ Гц}$ и размер источника $3 \text{ см} \leq L < 800 \text{ см}$;
- микроразрушения (или наноземлетрясения) — события с магнитудой $M \leq -5$, со значениями $f \geq 200 \text{ Гц}$ и $L < 3 \text{ см}$.

Между слабыми землетрясениями и микроземлетрясениями рассматривается переходная (буферная) зона с магнитудой $-0 < M < 1$ и диапазоном частот $10 < f < 20 \text{ Гц}$, такая же зона предусмотрена между микроземлетрясениями и микроразрушениями: с магнитудой $-4 < M < -5$ и диапазоном частот $170 < f < 200 \text{ Гц}$.

Согласно предложенному разделению энергия слабых землетрясений составляет от 2×10^{13} эрг до 2×10^{16} эрг, для микроземлетрясений она лежит в пределах от 6×10^5 до 6×10^{11} эрг, а для микроразрушений (наноземлетрясений) — не превышает 2×10^4 эрг.

Выполненный анализ совокупности данных, ранее опубликованных и впервые приведенных в настоящей статье, позволяет уточнить эмпирическую зависимость магнитуды землетрясения от периода излученного сигнала, развить методологию надежной оценки магнитуды слабых (высокочастотных) сейсмических событий и предложить теоретическую интерпретацию (14) рассмотренных эмпирических закономерностей сейсмического процесса (на основе теории размерности). Эти результаты могут быть использованы в дальнейшем для решения проблем региональной сейсмогеодинамики.

Данная работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 06-05-08098, 07-05-00142, 07-05-02111). Авторы выражают благодарность В.В. Адушкину и И.Н. Тихонову за полезные обсуждения, Г.А. Соболеву за ценные замечания, Ч.У. Киму и Н.С. Коваленко за предоставление материалов наблюдений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Асада Т.* Наблюдения близких слабых землетрясений высокочувствительными сейсмографами // Слабые землетрясения. Под ред. Ризниченко Ю.В. М.: Изд-во иностр. лит, 1961. С. 380–420.
2. *Баренблатт Г.И.* Подobie, автомодельность, промежуточная асимптотика. Ленинград.: Гидрометеоздат, 1982. 257 с.
3. *Гутенберг Б., Рихтер К.Ф.* Магнитуда, интенсивность, энергия и ускорение как параметры землетрясений (II) // Слабые землетрясения / Под ред. Ризниченко Ю.В. М.: Изд-во иностр. лит, 1961. С. 72–119.
4. *Карлик Я.С.* Гидроакустическая антенна — мощный инструмент для прогноза цунамигенных землетрясений // Сборник статей международной конференции: Локальные цунами: предупреждение и уменьшение риска. М.: Янус-К, 2002. С. 72–74.
5. *Касахара К.* О природе сейсмических источников. // Слабые землетрясения. Под ред. Ю.В. Ризниченко. М.: Изд-во иностр. лит, 1961. С. 279–316.
6. *Клей К., Медвин Г.* Акустическая океанография. М.: Мир, 1980. 580 с.
7. *Кочарян Г.Г., Спивак А.А.* Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.: Академкнига, 2003. 423 с.
8. *Купцов А.В., Ларионов И.А., Шевцов Б.М.* Особенности гидроакустической эмиссии при подготовке Камчатских землетрясений // Вулканология и Сейсмология. 2005. № 5. С. 45–59.
9. *Лапто С.С., Левин Б.В., Сасорова Е.В. и др.* Гидроакустическая локация области зарождения океанического землетрясения // Докл. РАН. 2003. Т. 388. № 6. С. 805–808.
10. *Левин Б.В., Сасорова Е.В., Ким Ч.У. и др.* Землетрясение 17(18) августа 2006 г. на Сахалине и первая реализация комплексного прогноза // Докл. РАН. 2007. Т. 412. № 3. С. 396–400.
11. *Моги К.* Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1988, 382 с.
12. *Морозов В.Е., Сасорова Е.В.* Высокочастотные сигналы (40–110 Гц), предшествующие землетрясениям, по гидроакустическим данным на Тихоокеанском побережье Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2003. № 1. С. 64–74.
13. *Рыкунов Л.Н., Смирнов В.Б.* Общие особенности сейсмической эмиссии на различных временных масштабах // Физика Земли. 1985. № 6. С. 83–87.
14. *Рыкунов Л.Н., Смирнов В.Б.* Сейсмология микромасштаба // Вулканология и сейсмология. 1992. № 3. С. 3–15.
15. *Садовский М.А., Кедров О.К., Пасечник И.П.* О сейсмической энергии и объеме очагов при коровых землетрясениях и подземных взрывах // Докл. АН СССР. 1985. Т. 263. № 5. С. 1153–1156.
16. *Сасорова Е.В., Левин Б.В.* Низкочастотные сейсмические сигналы, как региональные признаки подготовки землетрясения // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4–5. С. 126–133.
17. *Сасорова Е.В., Морозов В.Е., Лысенко Ю.В., Коровин М.Е.* Гидроакустический мониторинг сейсми-

- ческих событий в океане // *Фундаментальные исследования океанов и морей* Кн. 1. М.: Наука, 2006. С. 254–263.
18. Слабые землетрясения. М.: Изд-во иностр. лит, 1961. 533 с.
 19. *Смирнов В.Б.* Оценка длительности цикла разрушения литосферы Земли по данным каталогов землетрясений // *Физика Земли*. 2003. № 10. С. 13–32.
 20. *Соловьёв С.Л., Ковачёв С.А.* Об определении локальной магнитуды местных землетрясений по наблюдениям донных сейсмографов // *Физика Земли*. 1996. № 5. С. 26–30.
 21. *Федорова И.В., Вандышева Н.В., Голенецкая И.Г. и др.* Анализ записей *P*-волны на станциях ЕССН в связи с определением магнитуды землетрясений // *Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений*. Т. 1. М.: Институт физики Земли АН СССР, 1974. С. 154–162.
 22. *Шерифф Р., Гелдарт Л.* Сейсморазведка. Т. 1. М.: Мир, 1987. 448 с.
 23. *Цубои Ч.* Энергия землетрясений, объем гипоцентральной области, площадь афтершоков и прочность земной коры. // *Слабые землетрясения* / Под ред. Ризниченко Ю.В. М.: Изд-во иностр. лит, 1961. С. 160–164.
 24. *Юдахин Ф.Н., Капустян Н.К., Антоновская Г.Н., Шахова Е.В.* Выявление слабоактивных разломов платформ с использованием наносейсмической технологии // *Докл. РАН*. 2005. Т. 405. № 4. С. 533–538.
 25. *Brocher Th.M.* *T*-phases from the earthquake swarm on the Mid-Atlantic ridge at 31.6°N // *Mar. Geophys. Res.* 1983. V. 6. № 1. P. 39–49.
 26. *Rautian T.G., Khalturin V.I., Fugita K. et al.* Origins and Methodology of the Russian Energy K-Class System and its Relationship to Magnitude Scales // *Seismological Res. Lett.* 2007. V. 78. № 6. P. 579–590.
 27. *Sasorova E.V., Levin B.W.* The Low-Frequency Seismic Signal Foregoing a Main Shock as a Sign of the Last Stage of Earthquake Preparation or Preliminary Rupture // *Physics and Chemistry of the Earth (C)*. 2001. V. 26. № 10–12. P. 775–780.
 28. *Sasorova E.V., Levin B.W., Morozov V.E.* Local tsunami warning problem and the one of possible method of its solving // *Proc. of 22-nd International Tsunami Symposium, Chania, Greece, 27–29 June 2005* / Eds. Papadopoulos G.A., Satake K. Athene: National Observatory of Athens. 2005. P. 204–210.
 29. *Spindel R.C., Devis S.B., Macdonald K.C. et al.* Microearthquake survey of Median Valley of Mid-Atlantic ridge at 36°30'N // *Nature* 1974. V. 248 P. 577–579.
 30. *Teng T., Henyey T.L.* The Detection of Nanoeearthquakes. In *Earthquake Prediction – an International Review* / Ed. Simpson D.W. and Richards P.G. // *American Geophysical Union. Maurice Ewing Series*. USA. 1981. P. 533–542.

Estimating the Parameters of Small Earthquakes and Their Signals

B. W. Levin¹, E. V. Sasorova², S. A. Borisov¹, A. S. Borisov²

¹ *Institute of Marine Geology and Geophysics Far East Division, Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, 693022 Russia*

² *Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117997 Russia*

This study is an attempt at a theoretical synthesis of the following earthquake parameters: the length and volume of the rupture zone, energy, magnitude, energy class, the period and frequency of the seismic signal. We have obtained signal period (T) as a function of event energy (E) for a very broad class of events ranging from great earthquakes to microscopic failures (nanoeearthquakes). It is shown for the first time that earthquake energy is related to the period of the seismic signal in a power-law manner with the exponent equal to 6, which finds explanation in the framework of dimension theory. We have examined a large amount of both on-land and hydroacoustic observations of seismic events of different energy levels, including observations of small seismic events in the frequency range 50–1000 Hz conducted by ourselves in Kamchatka and in the Sakhalin-Kuril Is. region. This has been the basis for deriving an experimental relation $T = f(E)$ showing a good agreement with theoretical estimates. We examined the degree of seismic signal attenuation versus frequency and distance to receiver for different media (including combined media) where the attenuation involves, not only adsorption in the medium, but also geometrical spreading. It is shown that signals at frequencies above 200 Hz are nearly completely attenuated in solids at distances below one kilometer from the source. We propose a formal quantitative criterion for classifying small seismic events into categories: small earthquakes (magnitude $1 \leq M \leq 3$, frequency range $3 \leq f \leq 10$ Hz); microearthquakes (magnitude $-4 \leq M \leq 0$, frequency range $20 \text{ Hz} \leq f \leq 170$ Hz), and microscopic failures or nanoeearthquakes $M \leq -5$, frequency $f \geq 200$ Hz). This classification was previously existent on a descriptive level only.