

ГЕОФИЗИКА

УРАВНЕНИЕ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ПОЛЯ С КОНВЕРГЕНТНЫМ РЕШЕНИЕМ

В.А. Потапов, **Е.А. Чернов**

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Получено макросейсмическое уравнение, дающее сходящееся решение при гипоцентральной расстоянии $D \sim 0$ (независимо от магнитуды) для относительной интенсивности. Выявлено, что зависимость интенсивности от расстояния в логарифмическом масштабе кусочно-линейная как в представлении относительными единицами (баллами), так и в логарифмических единицах колебательных скоростей. Сделано заключение о надежной корреляции макросейсмической интенсивности с величинами колебательных скоростей. Получена зависимость преобладающих периодов скоростей колебаний грунтов от магнитуды сильных землетрясений.

Сейсмическая интенсивность, сейсмическое воздействие, кинематические параметры колебаний.

A MACROSEISMIC EQUATION WITH A CONVERGENT SOLUTION

V.A. Potapov and **E.A. Chernov**

We obtained a macroseismic equation with a convergent solution at a hypocentral distance $D \sim 0$ (irrespective of magnitude) for relative intensity. The distance dependence of intensity in the logarithmic scale turned to be piecewise linear no matter whether it is represented in relative units or in logarithmic units of oscillation velocities. The macroseismic intensity shows good correlation with oscillation velocities. We also obtained a relationship between the dominant periods of ground oscillation velocities and the magnitude of large earthquakes.

Seismic intensity, seismic effects, kinematic parameters of oscillation

ВВЕДЕНИЕ

В проблеме прогноза (задания) сейсмических воздействий и опасности имеется ряд принципиальных вопросов, не получивших до настоящего времени окончательного решения.

Уравнение макросейсмического поля Блейка и Шебалина [Шебалин, 1975; Ризниченко, 1985] в баллах и их „региональные“ модификации остаются единственным инструментом определения исходной интенсивности землетрясений для планирования сейсмостойкого строительства. Поскольку в обеспечении динамической устойчивости сооружений относительных единиц интенсивности недостаточно, то инженерной сейсмологией решается обратная задача. Выполняется корреляция макросейсмической величины балла с различными элементами движения грунта при землетрясениях, включая как сильные и опасные сотрясения, так и ощутимые.

Отметим, что само уравнение Н.В. Шебалина не дает адекватного физике процесса разрушения решения для ближних расстояний. Действительно, при диапазоне магнитуд 5—8 расчетная величина балла при гипоцентральной расстоянии $D \sim 0$ км будет изменяться от 10.5 до 15. При взрывах установлено, что масштабным параметром постоянства их сейсмического эффекта является приведенное расстояние ($R_{\text{прив}}$):

$$R_{\text{прив}} = R/Q^{1/3},$$

где Q — масса заряда, определяющая потенциальную энергию взрыва, R — расстояние от очага [Мосинец, 1976; Садовский, 1999]. Для сейсмических событий аналог приведенного расстояния должна представлять величина D/M^b , показатель степени $b < 1$. Однако оценка величины исходного балла в плейстосейсмических областях, примыкающих к эпицентральной зоне сильных землетрясений, остается нерешенной проблемой.

В инженерной сейсмологии и сейсмостойком проектировании при оценках воздействия на здания и сооружения исходят из того, что главную ответственность за повреждения зданий несут ускорения и перерезывающие силы. При анализе ускорений используется, по существу, статический принцип инерционных сил Даламбера, динамика колебаний учитывается через эффективную вязкость. Максимальные значения спектров ускорений при землетрясениях с $M = 6—8$ на эпицентральных расстояниях до 40 км на

уровне 90 % заключены в диапазоне частот 1—10 Гц [Штейнберг, 1988]. Спектры скоростей смещены в область низких частот (≤ 0.3 Гц) [Медведев, 1978]. Таким образом, имеет место смещение этих частотных диапазонов относительно друг друга. Колебательные системы (сооружения) обладают спектральной избирательностью. В этих условиях по расчетным величинам ускорений в элементах сооружений нельзя дать однозначного ответа: достигают ли при этом колебательные скорости и, соответственно, напряжения пределов упругости, текучести, несущей способности. Отсюда формальное применение принципа Даламбера с использованием ускорений может приводить к значительным несоответствиям прогнозируемых нагрузок с наблюдаемыми макросейсмическими последствиями землетрясений. Использование же скоростей колебаний привело к созданию надежных способов сейсмической защиты от взрывов [Мосинец, 1976; Садовский, 1999].

В задачи настоящей статьи входили: получение сходящегося решения макросейсмического уравнения, определение корреляции макросейсмической интенсивности с различными кинематическими элементами движения, определение преобладающих периодов колебаний грунтов в зависимости от магнитуды.

СХОДЯЩЕЕСЯ РЕШЕНИЕ УРАВНЕНИЯ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ПОЛЯ

Принципиально важным при определении уровня опасной интенсивности является то обстоятельство, что снижение динамического уровня колебаний на малых гипоцентральных расстояниях D_i от источника с его размером R_0 определяется величиной $R_0/(D_i + R_0)$ [Иванов, 1998; Потапов, Дзись, 2001]. Магнитуда землетрясений (M) коррелируется с размерами источников и средним его радиусом R_0 . Используя корреляцию магнитуды и размера очага, по [Ризниченко, 1985], находим, что

$$R_0, \text{ км} = 0.0185 \cdot 10^{0.43M}. \quad (1)$$

Важно отметить, что корреляция геометрических и энергетических (магнитуды и энергетических классов) параметров очагов выполняется вплоть до настоящего времени как для отдельных регионов, так и по сводкам мировых данных. Детальные исследования связей геометрических параметров очагов с магнитудой и достаточно полный обзор накопленных данных приведены в работах [Wells, Coppersmith, 1994; Well, 1994]. Большинство корреляционных связей магнитуды с длиной и шириной разрывов, полученных рядом авторов, в том числе в [Wells, 1994] по данным наблюдений о 250 сильных землетрясениях, согласуются с обобщенными данными Ю.В. Ризниченко [1985]. Им выполнена наиболее полная корреляция размеров очагов (длины (L), ширины (W) разлома, остаточного смещения (d) по разлому, среднего радиуса (R_0)) с магнитудой и сейсмическим моментом.

В соответствии с изложенным выше и равенством (1), классическое уравнение макросейсмического поля [Шебалин, 1975]

$$J = 1.5M - 3.5 \lg D_i + 3, \quad (2)$$

где $D_i = \sqrt{R_i^2 + h_0^2}$ (R_i — эпицентральный расстояние, h_0 — глубина очага) должно быть заменено уравнением

$$J = 1.5M - 3.5 \lg (D_i + 0.0185 \cdot 10^{0.43M}) + 3. \quad (3)$$

Отсюда следует, что на гипоцентральных расстояниях $D_i = 0$ величина интенсивности постоянна, не зависит от магнитуды и равна 9 баллам. Важно подчеркнуть, что при $D_i \sim 0$ уравнение (2) дает решение для J , изменяющееся от 12 до 15 для магнитуд в пределах 6—8 (рис. 1). В действительности же, при равнопрочности горных пород, что принято в сейсмологии, объемы (размеры) областей равных разрушений определяются размерами очагов.

Изучение прочностных свойств горных пород Прибайкалья и Монголии с привлечением литературных данных позволило оценить эквипотенциальную поверхность очага землетрясения. На внешней ее границе колебательная скорость частиц среды (пород коренной основы при переходе упругопластических деформаций в упругие) составляет 0.7—0.8 м/с. На этой основе установлено постоянство интенсивности землетрясения на границе очага — излучателя упругих волн в земной коре. Это дало возможность перейти от основного параметра землетрясения — его магнитуды — к количественному расчету интенсивности с удалением от источника [Иванов, Потапов, 1994; Иванов, 1998; Потапов, Иванов, 1999; Потапов, Дзись, 2001]. Здесь укажем, что для величины граничной массовой скорости излучателей упругих волн при землетрясениях и взрывах в работах [Аптикаев, 1969; Садовский, 1999] получены значения 0.05—0.1 м/с. Очаги как излучатели акустических волн имеют несколько зон [Аптикаев, 1969; Мосинец, 1976]. Ниже

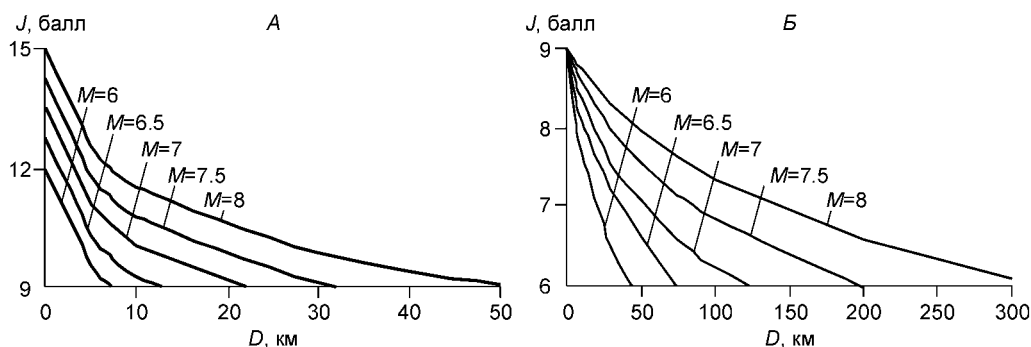


Рис. 1. Зависимость интенсивности от гипоцентрального расстояния.

А — по уравнению Н.В. Шебалина; Б — по уравнению (3).

нами будет отмечено, что при анализе интенсивности волновых полей землетрясений выявляется граница со скоростью ~ 0.1 м/с.

Совместное изучение влияния физической и геометрической нелинейности на интенсивность сейсмических волн привело к необходимости разделения волнового поля на три зоны [Потапов, Иванов, 1999; Потапов, Дзись, 2001]. Массовая скорость в упругопластической зоне деформирования в случае выхода очага на свободную поверхность относится к участкам недопустимых сейсмических нагрузок согласно СНИП-II-7-81* [Строительные нормы..., 2000]. Здесь требуется специфическое проектирование сооружений.

На основании экспериментальных результатов, полученных в Байкальском сейсмическом регионе, с привлечением литературных данных [Иванов, Потапов, 1994; Иванов, 1998; Потапов, Иванов, 1999; Потапов, Дзись, 2001] и теоретического обобщения определена зависимость изменения интенсивности с удалением от очага землетрясения в области опасных и ощутимых сейсмических нагрузок

$$I_{\max} = 1/2(0.125 u_{\max})^2 \rho b / [R_0 / (8R_0 + R_i)]^p, \quad (4)$$

где u_{\max} — значение скорости, равное 0.7—0.8 м/с, ρb — среднее волновое сопротивление среды, составляющее $\sim 10^7$ кг/(м²с), R_0 — размер очага в сферическом приближении, $R_i = R_0 + D$, D — гипоцентрального расстояние. Показатель $p = 2$ при $R_i < 8R_0$, $p = 3$ при $R_i > 8R_0$. Таким образом, на основе последнего равенства интенсивность землетрясений можно оценивать в абсолютных или относительных единицах. Мы используем шкалу MSK-64 и соответствие: $u_{\max} \approx 0.70$ м/с есть 10 баллов [Потапов, Дзись, 2001], что является справедливым для Прибайкалья. Отметим, что при коэффициенте расхождения, равном двум, расчет обеспечивает соответствие с формулой Н.В. Шебалина для интенсивности $J > 7$ баллов.

При магнитудной классификации используют как амплитуды смещений, так и скоростей. Уравнение имеет вид

$$M = \lg w + k \cdot \lg R + C, \quad (5)$$

где w — максимальная амплитуда смещения или скорости, R — эпицентрального расстояние, C — постоянный коэффициент, значение которого определяется размерностью величин w , R . Значение коэффициента k , по литературным данным, находится в пределах 1.4—1.66 [Аки, Ричардс, 1983; Землетрясения..., 1983]. Принципиально важным обстоятельством приведенного уравнения является то, что оно применимо для больших расстояний, когда глубина очага пренебрежимо мала в сравнении с эпицентрального расстоянием.

В ближней зоне в формуле (5) используем относительное расстояние $(D + R_{\text{эфф}}^0)/D$, где $R_{\text{эфф}}^0$ — эффективный размер источника в дальней зоне. Вновь используя корреляцию магнитуды и радиуса очага R_0 , по [Ризниченко, 1985], для поверхности $\lg u = \text{const}$ при $D \sim 0$, получим

$$\lg R_{\text{эфф}}^0 = (0.58 - 0.7) \lg R_0 + C_1, \quad (6)$$

где C_1 — постоянный член. Уравнение (5), используя $R = nR_{\text{эфф}}^0$, где n — есть целые последовательные числа, можно переписать в форме

$$M = \lg w + 2.4 \lg (nR_{\text{эфф}}^0 + R_{\text{эфф}}^0) + C_2. \quad (7)$$

При $n \gg 1$ второй член суммы при \lg в равенстве (7) пренебрежимо мал в сравнении с первым членом.

Важным следствием равенств (6), (7) является то, что эффективные размеры источников сейсмических волн $R_{\text{эфф}}^0$ на далеких от очага расстояниях становятся меньше реальных размеров очагов R_0 . В [Иванов, 1998; Потапов, 2001] показано, что такая трансформация происходит в результате рассеяния на неоднородностях среды. Соответственно, на телесеизмических расстояниях граничные периоды сейсмических волн уменьшаются и сближаются между собой для очагов разных магнитуд в сравнении с их теоретическими значениями. Экспериментальные данные о преобладающих периодах колебаний грунтов будут рассмотрены ниже.

Отметим следующее принципиальное обстоятельство. Энергетические параметры очагов (магнитуда, сейсмический момент) определяются их размерами. Упругие и прочностные свойства среды принимаются в среднем постоянными, по меньшей мере — для коровых землетрясений [Аки, Ричардс, 1983; Ризниченко, 1985]. Как уже отмечалось выше, наиболее полно корреляция размеров очагов (длины (L), ширины (W) разлома, остаточного смещения (d) по разлому) с магнитудой и сейсмическим моментом рассмотрена в работе [Ризниченко, 1985]. Введена величина среднего радиуса R_0 излучателя.

В работах [Потапов и др., 1998; Потапов, 2001] показано, что очаг как излучатель упругих волн характеризуется не только пространственными параметрами разломной зоны (L , W , d), но и размером области пластического деформирования пород полупространства, соизмеримым с длиной и шириной разлома. Очаг представляет собой эллипсоид. С использованием в качестве единицы измерения радиуса R_0 получены осредненные величины полуосей: $a = 1.8R_0$; $b = 0.95R_0$; $c = 0.3R_0$. В пределах точности определения геометрических параметров разрывов размер упругопластической зоны мало значим в сравнении с величинами L , W . Что же касается третьего пространственного размера излучателя, то сама зона полного разрушения (подвижка d) пренебрежимо мала в сравнении с линейным размером упругопластической зоны, определяемым как часть длины волны и составляющим $\sim(0.2—0.3)R_0$. Площадь поверхности определенного таким образом эллипсоида составляет $\sim 4\pi R_0^2$ [Потапов и др., 1998]. Видно, что третье измерение сопоставимо с двумя другими, т. е. излучатель упругих волн представляет часть объема, а не „пластинку“ средней толщины, равной удвоенному остаточному смещению. При этом простая сферическая аппроксимация тем достаточнее, чем удаленнее источник от пункта наблюдения. Существование энергетического параметра подобия обуславливает равную интенсивность на внешней поверхности такого излучателя независимо от его размеров. Для средних радиусов очагов землетрясений, определенных по [Ризниченко, 1985], величина граничной массовой скорости составляет в среднем 0.7—0.8 м/с.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О СИЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЯХ ПРИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

Сначала рассмотрим экспериментальные данные о снижении интенсивности с расстоянием. Для выявления соответствия полученной расчетно-аналитической зависимости экспериментальным данным мы воспользовались каталогом сильных сейсмических движений Национального геофизического центра данных США. Нами был проведен анализ записей сильных землетрясений ($M_L = 5 - 7.6$) в основном с очагами в Калифорнии и на Аляске. Подавляющее количество использованных записей ($\sim 85\%$) было получено на осадочных породах, $\sim 15\%$ — на выходах магматических пород (трещиноватые граниты и базальты). Более 80% всех осадочных пород представлены аллювиальными отложениями. В ряду других осадочных пород имеются песчаники, сланцы, меловые отложения, вулканические брекчии.

Были использованы данные о колебательных скоростях и ускорениях. Мы вновь воспользовались связью магнитуды с размером очага R_0 в соответствии [Ризниченко, 1985]. Относительное расстояние находим в форме $R_{\text{отн}} = (D_i - R_0)/R_0$.

Зависимость колебательных скоростей от относительного расстояния приведена на рис. 2, А. При линейной аппроксимации функция $u = f(R_{\text{отн}})$ распадается на две ветви, характеризующие ближнюю и дальнюю к очагу зоны. Уравнение имеет вид

$$\lg(u, \text{ см/с}) = 0.81 - p \cdot \lg(R_{\text{отн}}/6.4). \quad (8)$$

Коэффициент $p = 0.95$ при $R_{\text{отн}} < 6.4$ (в ближней зоне) и $p = 1.6$ при $R_{\text{отн}} > 6.4$ (в дальней зоне). Коэффициент корреляции равен 0.65. Уравнение (8) хорошо согласуется с приведенной выше расчетно-аналитической зависимостью (4). В уравнении (4) коэффициент $p = 1$ и 1.5 для ближней и дальней зон соответственно, а свободный член в этом уравнении равен единице. Близки и значения величины относительного расстояния для точки перегиба билинейной зависимости: 8 — по уравнению (4), 6.4 — по уравнению (8).

Таким образом, по мере расширения волнового фронта очага, уровень максимальных напряжений ($u_{\text{рб}}$) в полупространстве (земной коре) понижается обратно пропорционально относительному расстоя-

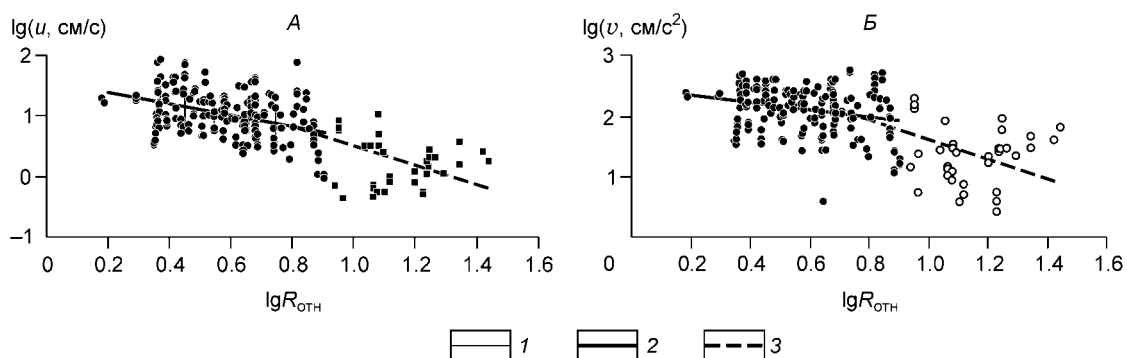


Рис. 2. Зависимость пиковых величин колебательных скоростей (А) и ускорений (Б) от относительного расстояния до очага.

1 — 67-процентный доверительный интервал величин колебательных скоростей в ближней зоне; 2 — линейный ряд для ближней зоны; 3 — линейный ряд для дальней зоны.

нию до очага $R_{отн} < 6 - 8$. При дальнейшем увеличении расстояния уровень напряжений понижается обратно пропорционально $(R_{отн})^{(1.5 - 1.6)}$. Следует отметить, что билинейная в логарифмическом представлении зависимость величины колебательной скорости от расстояния была получена ранее Ф.Ф. Аптикаевым [Штейнберг и др., 1993]. Величина колебательной скорости точки перегиба билинейной зависимости согласуется с диапазоном скоростей (5—10 см/с), определенным для излучателя М.А. Садовским [1999].

Зависимость ускорений от относительного расстояния приведена на рис. 2, Б. При линейной аппроксимации функция $v = f(R_{отн})$, как и зависимость колебательных скоростей от расстояния, распадается на две ветви при $R_{отн} \sim 6.4$

$$v, \text{ см/с}^2 = 102.8 - p \cdot \lg(R_{отн}/6.4). \quad (9)$$

Коэффициент $p = 0.61$ при $R_{отн} < 6.4$ (в ближней зоне) и $p = 1.6$ при $R_{отн} > 6.4$ (в дальней зоне).

Коэффициент корреляции для зависимости в ближней зоне равен 0.19, для зависимости в дальней зоне — 0.57. Учитывая, что коэффициент корреляции регрессии (9) для ближней зоны имеет крайне низкое значение, находим среднюю величину $\lg(v, \text{ см/с}^2)$, составляющую 2.14 со стандартным отклонением 0.17. Отсюда следует, что в ближней зоне среднее значение ускорений постоянно и составляет $\sim 138 \text{ см/с}^2$ с 67-процентным доверительным диапазоном $93 \div 204 \text{ см/с}^2$. Этот диапазон практически соответствует 7-, 8-балльному диапазону инструментальной шкалы MSK-64, на основе которой разработаны СНИП-II-7-81* [Строительные нормы..., 2000].

Уровень ускорений в дальней зоне, как и уровень напряжений, понижается обратно пропорционально $(R_{отн})^{1.6}$. Однако согласно СНИП-II-7-81*, зоны с уровнем ускорений до 100 см/с^2 относятся к сейсмически неопасным.

Принципиально важным результатом является определение интенсивности не только в относительных единицах (баллах), но и в энергетическом представлении (по величинам массовых скоростей и плотности потока энергии (4)). Отличие от относительной интенсивности акустических волн, выражаемых в белых с основанием 10, составляют основания логарифмов (для баллов — 4 при использовании значений интенсивности и, соответственно, 2 — по значениям массовых скоростей), что обусловлено значимым уровнем интенсивности и различием частотных диапазонов.

В работе [Голенецкий, 1997] систематизированы сведения о макросейсмических проявлениях ощутимых землетрясений на территории Иркутска более чем за 200 лет. Отмечается их удовлетворительное соответствие расчетно-аналитической зависимости (4) в диапазоне интенсивностей 3—7 баллов, т. е. при $p = 3$ (рис. 3). Полученные результаты свидетельствуют, с одной стороны, об адекватности предлагаемой модели, с другой — о неправомочности формального перенесения данных, полученных по сравнительно слабым нагрузкам, в область сильных и опасных воздействий ($J > 7$ баллов).

Снижение интенсивности волн в однородной диссипативной среде определяется расхождением волнового фронта и поглощением энергии. Поскольку в среднем добротность данных для Прибайкалья постоянна [Иванов, 1998; Потапов, 2001], то кривая снижения интенсивности должна быть гладкой и монотонной. Кусочно-линейная (в логарифмическом масштабе) зависимость интенсивности от расстоя-

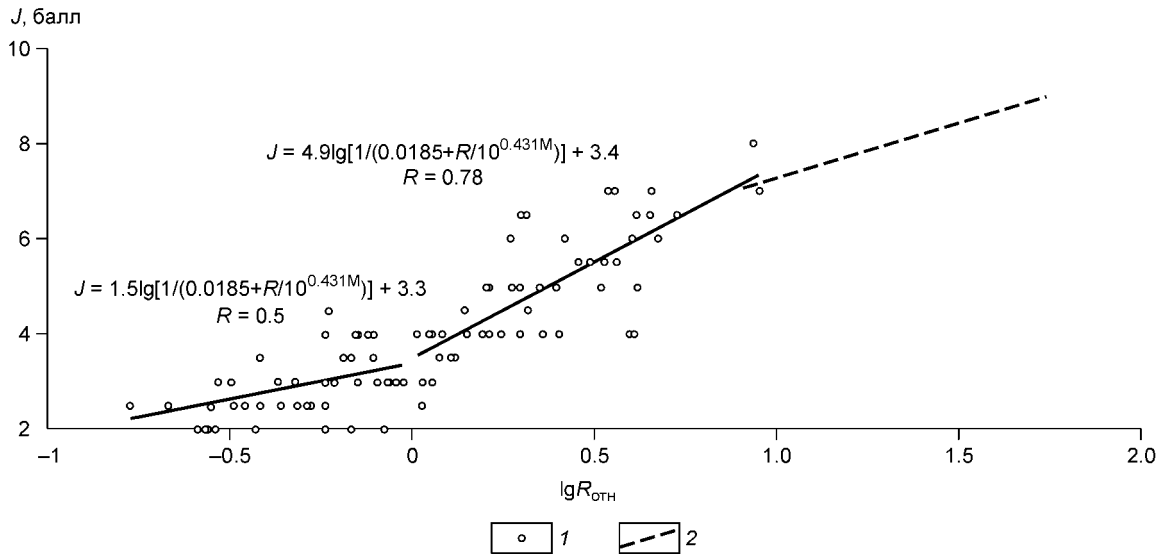


Рис. 3. Зависимость балльности от приведенного расстояния до очагов сильных землетрясений Прибайкалья.

1 — эмпирические данные, 2 — расчет по формуле (3).

ния может быть объяснена явлениями сейсмической дифракции и формированием вторичных волн с измененной частотой. Угловые коэффициенты этих ветвей относятся как 1/1.5. Экспериментальные данные, представленные выше, удовлетворительно согласуются с этим. Следует подчеркнуть, что величина $8R_0$ в равенстве (4) представляет осредненный размер эквипотенциальной референт-сферы реального источника, в отличие от условной референт-сферы $R_{\text{реф}} = 10$ км. Укажем также, что третья ветвь интенсивности на рис. 4 обусловлена влиянием поверхностных волн.

ПРЕОБЛАДАЮЩИЕ ПЕРИОДЫ КОЛЕБАНИЙ ПРИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

Ландау Л.Д., Лифшицем Е.М. [1965], Саваренским Е.Ф. [1972], Тимошенко С.П., Гудьером П. [1979] рассмотрены различные источники акустических волн и показано, в частности, что период волн сдвига определяется формулой

$$T_{\text{теор}} = 4\pi/\sqrt{3} R_0/b. \quad (10)$$

Приняв значение скорости $b \approx 3550$ м/с, соответствующее действительной для Прибайкалья, получим период волны $T_{\text{теор}} = 2 \cdot 10^{-3} R_0$, где R_0 — размер очага, приведенного к сферической форме. Отметим, что граничные периоды спектров очагового излучения, согласно К. Аки, П. Ричардсу [1983], пропорциональны размерам очагов и имеют сопоставимые значения с приведенными здесь величинами (см. рис. 4).

Экспериментальные исследования зависимости периодов от магнитуды выполнены В.В. Штейнбергом [1988]. Автор для длительности колебаний дает выражение

$$\lg T = 0.207M - 0.62.$$

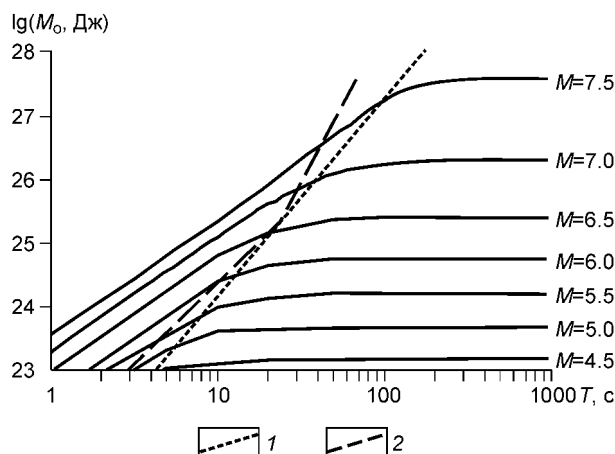


Рис. 4. Очаговые спектры смещений (сплошная линия) и граничные периоды колебаний грунтов при сильных землетрясениях:

1 — граничные периоды по [Аки, Ричардс, 1983] (модель ω^{-2});
2 — преобладающие периоды по формуле (10).

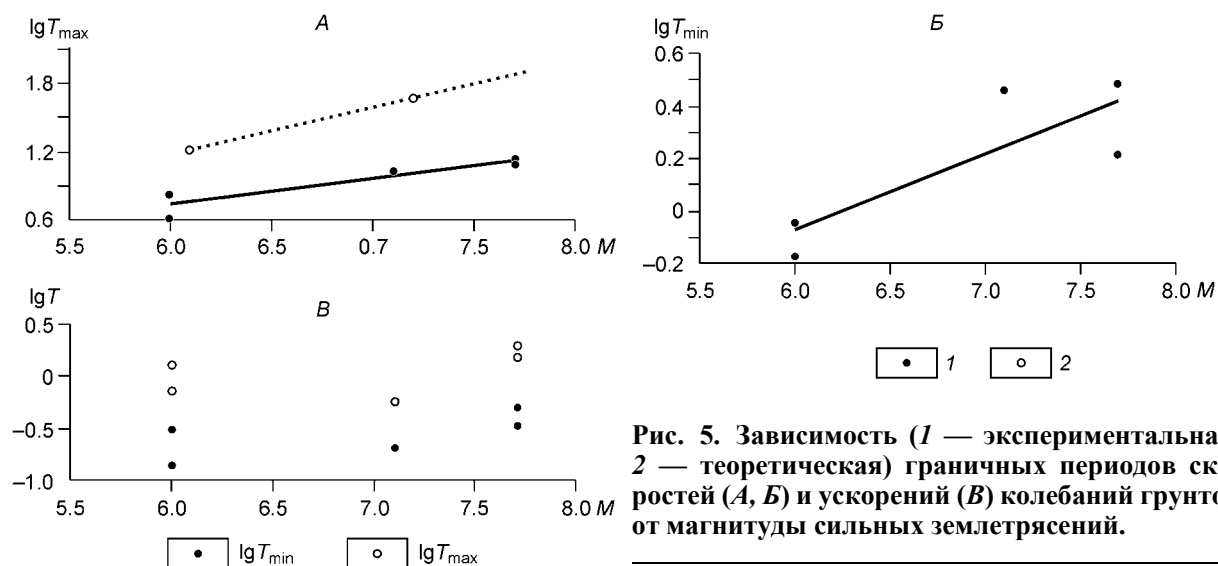


Рис. 5. Зависимость (1 — экспериментальная, 2 — теоретическая) граничных периодов скоростей (А, Б) и ускорений (В) колебаний грунтов от магнитуды сильных землетрясений.

Если воспользоваться связью магнитуды и размера источника по [Ризниченко, 1985], то получим

$$T = 0.054 R_0^{0.49}.$$

Мы использовали записи сильных движений каталога Национального геофизического центра данных США (EARTHQUAKE STRONG MOTION, 3-VOLUME CD-ROM COLLECTION, National Geophysical Data Center, 325 Broadway, E/GC1, Boulder, Colorado 80303 USA). Нами был проведен спектральный анализ записей сильных землетрясений ($M_L = 5 - 7.6$) в основном с очагами в Калифорнии и на Аляске. Зависимости граничных периодов скоростей и ускорений от магнитуды даны на рис. 5. Длиннопериодная граница спектров скоростей определяется формулой

$$T_{\max} = 0.26 \cdot 10^{0.22M}.$$

С учетом формул (1), (10) и реальной величины скорости b получим

$$T_{\max} \approx 1.5(T_{\text{теор}})^{0.5}. \quad (11)$$

Зависимость короткопериодной границы спектров скоростей также определяется степенной функцией от $T_{\text{теор}}$. Величина степени составляет 0.58. Длиннопериодная и короткопериодная границы спектров ускорений оказываются практически независимыми от магнитуды и в логарифмическом масштабе составляют (0.05 ± 0.22) и (-0.56 ± 0.22) соответственно.

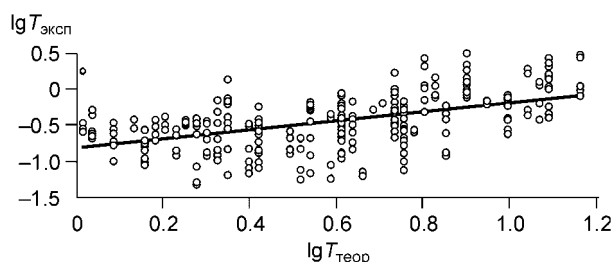
Рисунок 6 представляет соотношение теоретических и экспериментальных преобладающих периодов скоростей колебаний грунтов при ощутимых (3—5-балльных) землетрясениях Прибайкалья. Следует отметить, что запись землетрясений проводилась короткопериодной аппаратурой. По этой причине абсолютный уровень зарегистрированных периодов не соответствует действительным их значениям. Вместе с тем общий характер связи теоретических и экспериментальных периодов согласуется с аналогичной зависимостью при сильных землетрясениях:

$$T_{\text{эксп}} \sim 0.64 T_{\text{теор}}$$

с коэффициентом корреляции 0.7.

Таким образом, по равенству (11) можно определять преобладающие периоды колебаний грунтовых оснований при задании сейсмических воздействий на сооружения.

Рис. 6. Связь экспериментальных и теоретических периодов скоростей колебаний грунтов при ощутимых землетрясениях Прибайкалья.



ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложено макросейсмическое уравнение, дающее сходящееся решение на гипоцентральных расстояниях $D \sim 0$ независимо от магнитуды. Выявлено, что зависимость интенсивности от расстояния в логарифмическом масштабе кусочно-линейная как в представлении относительными единицами (баллами), так и в логарифмических единицах плотности потока энергии и колебательных скоростей. Сделано заключение о надежной корреляции макросейсмической интенсивности с величинами колебательных скоростей. Получена зависимость преобладающих периодов скоростей колебаний грунтов от магнитуды.

Предложенный метод количественного прогноза сильных сейсмических воздействий на основе массовых скоростей как меры интенсивности землетрясений и их опасности дает единую основу для выбора конкретных расчетных схем при проектировании сейсмостойких сооружений и подготовки оснований под строительство. Количественное представление интенсивности макросейсмического поля в сейсмологическом аспекте является одним из возможных подходов к обеспечению детального районирования.

ЛИТЕРАТУРА

- Аки К., Ричардс П.** Количественная сейсмология. М., Мир, 1983, 880 с.
- Аптикаев Ф.Ф.** Сейсмические колебания при землетрясениях и взрывах. М., Наука, 1969, 104 с.
- Голенецкий С.И.** Землетрясения в Иркутске. Иркутск, Имя, 1997, 96 с.
- Землетрясения в СССР / Ред. Н.В. Кондорская.** М., Наука, 1983, 280 с.
- Иванов Ф.И.** Интенсивность и сейсмическое воздействие землетрясений в условиях структурной неоднородности среды: Автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук. М., 1998, 30 с.
- Иванов Ф.И., Потапов В.А.** Введение в инженерную сейсмологию (нелинейные приближения). Иркутск, Изд-во Иркут. ун-та, 1994, 97 с.
- Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М.** Теория упругости. М., Наука, 1965, 204 с.
- Медведев С.В.** Определение интенсивности землетрясений // Эпицентральная зона землетрясений. М., Наука, 1978, с. 108—117.
- Мосинец В.Н.** Дробящее и сейсмическое действие взрыва в горных породах. М., Недра, 1976, 272 с.
- Потапов В.А.** Параметры и энергия очагов землетрясений в структурно-неоднородной земной коре // Вулканология и сейсмология, 2001, № 3, с. 53—62.
- Потапов В.А., Иванов Ф.И.** Интенсивность и сейсмическое воздействие землетрясений // Сейсмостойкое строительство, 1999, № 5, с. 40—42.
- Потапов В.А., Дзись Л.В.** Интенсивность макросейсмического поля для прогноза воздействий на системы грунт—сооружение // Сейсмостойкое строительство, 2001, № 5, с. 17—21.
- Потапов В.А., Иванов Ф.И., Масленникова Г.Н.** Проблемы количественной оценки сейсмических воздействий в плейстосейстовых областях сильных землетрясений // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (8), с. 1441—1450.
- Ризниченко Ю.В.** Проблемы сейсмологии: Избр. труды. М., Наука, 1985, 408 с.
- Саваренский Е.Ф.** Сейсмические волны. М., Недра, 1972, 296 с.
- Садовский М.А.** Геофизика и физика взрывов: Избр. труды. М., Наука, 1999, 335 с.
- Строительные нормы и правила РФ (СНИП-П-7-81*).** М., 2000, 44 с.
- Тимошенко С.П., Гудьер Дж.** Теория упругости. М., Наука, 1979, 560 с.
- Шебалин Н.В.** Об оценке сейсмической интенсивности // Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М., Наука, 1975, с. 87—109.
- Шерман С.И., Бержинский Ю.А., Павленов В.А., Аптикаев Ф.Ф.** Региональная шкала сейсмической интенсивности для Прибайкалья (РШСИ-2000). Новосибирск, Наука, 2003, 121 с.
- Штейнберг В.В.** Количественные характеристики колебаний грунтов при сильных землетрясениях // Оценка влияния грунтовых условий на сейсмическую опасность. М., Наука, 1988, с. 12—35.
- Штейнберг В.В., Сакс М.В., Аптикаев Ф.Ф., Алказ В.Г., Гусев А.А., Ерохин Л.Ю., Заградник И., Кендзера А.В., Коган Л.А., Лутиков А.И., Попова Е.В., Раутиан Т.Г., Чернов Ю.К.** Методы оценки сейсмических воздействий (пособие) // Вопросы инженерной сейсмологии, Вып. 34. М., Наука, 1993, с. 5—94.
- Wells D.L., Coppersmith K.J.** New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // BSSA, 1994, v. 84, № 4, p. 974—1002.