

*SEISMIC  
RISK  
AND ENGINEERING  
DECISIONS*

---

by

C. LOMNITZ and E. ROSENBLUETH (Editors)

Instituto de Geofisica, Universidad Nacional Autónoma de Mexico

Instituto de Ingenieria, Universidad Nacional Autónoma de México



ELSEVIER SCIENTIFIC PUBLISHING COMPANY

AMSTERDAM — OXFORD — NEW YORK 1976

# СЕЙСМИЧЕСКИЙ РИСК И ИНЖЕНЕРНЫЕ РЕШЕНИЯ

---

Под редакцией Ц. ЛОМНИЦА и Э. РОЗЕНБЛЮТА

Перевод с английского М. М. МЕШКОВА, Б. Г. СЛЕПЦОВА, Н. М. ХАЙМЕ.

Редакторы перевода: д-р геол.-минер. наук проф. И. С. КОМАРОВ, д-р техн.-наук В. М. ФРЕМД

**Сейсмический риск и инженерные решения.** Пер. с англ./  
Под ред. Ц. Ломнитца, Э. Розенблюта. — М.: Недра, 1981. —  
375 с. — Пер. изд.: Нидерланды.

В составлении монографии принимали участие специалисты США и Мексики.

Рассмотрены различные модели землетрясений, основанные на представлениях плитовой тектоники. Описаны теоретические положения плитовой тектоники, создающие наимболее надежную основу для объяснения закономерностей распределения землетрясений на земном шаре и их концентрации в отдельных зонах. Приведены инженерные решения в зависимости от количественной оценки сейсмичности территорий. Изложены задача определения общего сейсмического риска и пути ее решения на базе стохастических моделей. Приведена характеристика применяемой аппаратуры.

Для специалистов, связанных с проблемами сейсмологии, а также со строительством сооружений в сейсмоопасных районах.

Табл. 24, ил. 230, список лит. — 653 назв.

# Глава 1

## ВВЕДЕНИЕ

Э. РОЗЕНБЛЮТ, Ц. ЛОМНИЦ

Инженерный институт и Институт геофизики,  
Национальный университет Мексики, Мехико

Статьи, написанные в последние несколько лет, существенно обогастили литературу по инженерной сейсмологии. Эта дисциплина развивается и пересматривается быстрее, чем большинство других отраслей науки, связанных с гражданским строительством. Ряд факторов способствовал широкому развитию сейсмостойкого проектирования: рождение и укрепление теоретических позиций тектоники плит в 60-е годы, вызвавшие переворот в представлениях о возникновении землетрясений и открывшие возможность предсказания этих явлений; отчетливая тенденция в направлении оптимизации всей инженерной деятельности, что неизбежно приводит к пересмотру установленных подходов, особенно в тех областях, где решения имеют высокую степень неопределенности; расширение районов жилой застройки и сопутствующих сооружений за счет областей с высокой сейсмичностью, поставившее вопросы о необходимости повышения экономической отдачи используемых земель и учета признаков сейсмичности, которым долгое время не уделялось должного внимания; необходимость строительства уникальных сооружений, разрушение которых может иметь катастрофические последствия, особенно атомных электростанций (в соответствии с требованиями общества они должны быть абсолютно безопасными); разработка эффективных методов анализа проблем механики сплошных сред, а также серийное производство аппаратуры, способной записывать сильные колебания с беспрецедентной точностью, что заставило сейсмологов пересмотреть свои оценки параметров колебаний земной поверхности.

Огромная масса технических статей явилась основой нескольких превосходных учебников и справочников, содержащих сведения по геотектонике, сейсмологии, анализу поведения сооружений и проектированию. Разумеется, не на все вопросы в этих областях получены исчерпывающие ответы, но состояние знаний таково, что вызывает достаточное доверие читателя. Последний чувствует, что ему предлагают здравые идеи относительно того, как и почему возникают землетрясения, как они проявляются в различных геологических условиях и как сооружения реагируют на данные специфические возмущения. Он пока еще находится в замешательстве: какие из возмущений ему следует анализировать и учитывать при проектировании. В этом и заключается цель настоящей работы — помочь читателю построить мост над пропастью, которая существует между характеристиками землетрясений и поведением сооружений, что необходимо для рационального принятия решений.

Когда мы говорим «следует» анализировать и принимать решения, мы подразумеваем этический аспект. Этого мы будем избегать. Ведь так или иначе каждый инженер устанавливает свой масштаб ценностей и на этой основе выбирает путь рационального поведения, т. с. стремится создать оптимальный проект в рамках этого масштаба ценностей. Подобные масштабы у разных людей различны и зависят от той меры ответственности, которую они принимают на себя. Это видно из тех предварительных соображений, которые изложены в главе 9. Они

# Глава 2

## ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И ИХ ПРОГНОЗ

Ц. ЛОМНИЦ, С. К. СИНГХ

Институт геофизики, Национальный университет Мексики, Мехико

### 2.1. СЕЙСМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

С развитием гипотезы спрединга — расширения морского дна — сейсмическая активность стала рассматриваться как глобальный процесс. До 1960 г. доминирующей тенденцией в сейсмологии было деление литосферы на сейсмические регионы, в каждом из которых анализировалась сейсмическая активность с использованием принятых специфических характеристик. Комплекс этих характеристик, включающий локализацию, магнитуду и глубину очагов исторических землетрясений, назывался сейсмичностью региона. Считалось, что краткость и малая продолжительность периода исторических записей являются единственным реальным препятствием для полного понимания сейсмичности данного региона в той степени, в какой это необходимо для практических целей.

В настоящей главе мы обсудим некоторые современные методы, которые используются для прогноза землетрясений. Предсказание землетрясений, возможно, — одна из древнейших проблем сейсмологии; однако существенного прогресса в этой области не было достигнуто в течение более чем столетия. В наши дни, хотя и сообщалось о нескольких успешных примерах предсказания отдельных землетрясений, эти результаты пока еще не очень устойчивы. Систематический прогноз землетрясений представляется сейчас задачей, которая может быть решена в течение ближайших нескольких лет, хотя точные методы прогноза и границы их применимости остаются пока еще в стадии разработки и обсуждения.

### 2.2. МОДЕЛИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Физический процесс — это последовательность явлений, управляемых временными и пространственными закономерностями.

Рассматривая землетрясение как один из физических процессов, мы можем представить его в виде двух типов моделей: динамических и стохастических. Эти два вида теоретических построений взаимодополняются: чем больше мы знаем о динамике процесса, тем меньше требуется статистических исследований.

Точные инструментальные наблюдения за землетрясениями ведутся с начала века — это слишком короткий период по сравнению с масштабом геологических событий. Точная регистрация и локализация многочисленных слабых землетрясений, происходящих ежегодно в сейсмических районах, также не имеют большой ценности для статистики, так как 96% сейсмической энергии в глобальном масштабе высвобождается при крупных землетрясениях — с магнитудой 6,5 и выше. Иными словами, характер сейсмических процессов почти полностью определяется событиями, весьма редкими в масштабах человеческой жизни. В этих

обстоятельствах построение работоспособной модели прогноза землетрясений зависит в значительной степени от успехов в исследовании динамики процесса, включая общий механизм возникновения землетрясений и физические изменения, которые происходят в районе очага перед землетрясением.

### 2.2.1. МЕХАНИЗМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ: ТЕОРИЯ РИДА

Землетрясение — это транзит энергии в литосфере, локализованный взрыв механической энергии, которая распространяется в стороны от фокальной области в виде сейсмических волн. Фокальные области недоступны для прямого наблюдения, поскольку располагаются внутри земли, на глубинах до 700 км. Большая часть информации о механизме землетрясений, которой мы располагаем, основана на анализе сейсмических волн, записанных станциями на поверхности.

Одна из наиболее ранних динамических моделей механизма землетрясений родилась в результате сотрудничества геолога Эндрю С. Лоусона и инженера-строителя Гарри Ф. Рида. Составленная ими в 1908 г. модель разлома Сан-Андреас базируется на следующих положениях.

1. Землетрясения происходят в тот момент, когда литосфера раскалывается вдоль определена как геологический разлом.

2. Землетрясению предшествует постепенное нарастание упругих напряжений по обе стороны разлома.

3. Во время землетрясения две стороны разлома взаимно перемещаются на величину, которая точно соответствует полному снятию упругих напряжений вдоль разлома (рис. 2.1).

Происхождение энергии, аккумулирующейся у разлома, подробно не обсуждалось в работе Рида — отсюда и обвинения в «мистицизме», выдвинутые против него некоторыми геологами, например, Матузава. Однако примерно с 60-х годов остается все меньше сомнений в том, что основные модели плитотектоники уже содержались в теории Рида: «Единственный путь, которым могут разрядиться указанные напряжения, — это относительное перемещение земли на противоположных сторонах разлома и на некотором расстоянии от него. Мы приходим к выводу, что напряжения разрядились посредством медленного относительного смещения земли на противоположных сторонах разлома и практически параллельно ему и что эти смещения распространялись на значительное расстояние от разлома» [Reid, 1910].

Материал, использованный Ридом для построения своей модели, был почти полностью основан на геодезических измерениях. Рис. 2.2 обобщает геодезические наблюдения за перемещениями поверхности земли, использованные Ридом для воспроизведения начального распределения напряжений вдоль разлома Сан-Андреас. Эти наблюдения ба-

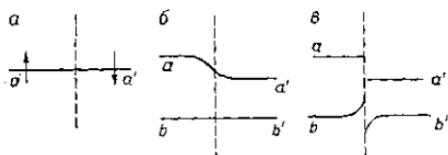


Рис. 2.1. Модель упругой отдачи для землетрясения со сдвиговым смещением (план). По Риду [1910].

*a* — в условиях отсутствия деформации: прямая *a*—*a'* перпендикулярна к линии разлома; *b* — в условиях наклонящейся деформации: линия *a*—*a'* асимметрично деформирована, *b*—*b'* перпендикулярна к линии разлома; *a* — деформации высвобождены в результате подвижки по разлому и упругой отдачи, *b*—*b'* показывает сейсмическую подвижку. Пунктиром показана линия разлома

поверхности, которая может быть разлом.

1. Землетрясения происходят в тот момент, когда

литосфера раскалывается вдоль определена как геологический

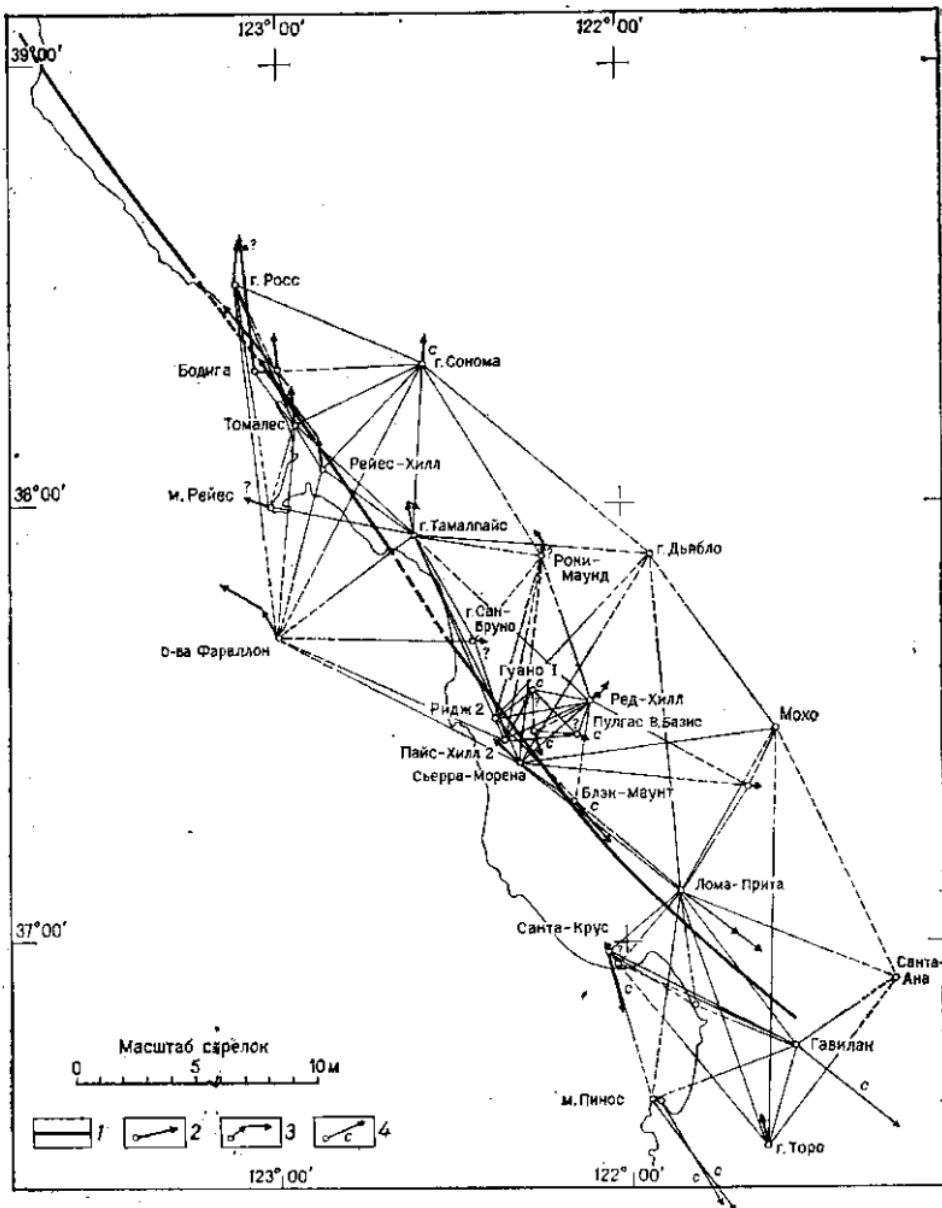


Рис. 2.2. План геодезических перемещений относительно базовой линии гора Мохо — гора Дьябло (Береговые хребты, Средняя Калифорния) («Отчет о землетрясении в Сан-Франциско», 1910).

1 — разлом 1906 г.; 2 — движения 1906 г.; 3 — последовательные движения 1898 и 1906 гг.; 4 — суммарные движения 1898 и 1906 гг.

зировались на различиях в положении реперов между триангуляциями 1874—1892 и 1906—1907 гг.

Репера расположены не в одну линию, а размещены на значительной площади к северу и югу от широты Сан-Франциско. Рид предположил, что разброс наблюдений может быть аппроксимирован гладкой кривой, как показано на рис 2.3. Возможность существования вторич-

ных разрывов в то время не исследовалась. В наши дни представляется более естественным рассматривать общие перемещения как комбинацию смещений, произошедших в результате сейсмических толчков и крипа по разлому Сан-Андреас и системе вторичных разрывов, секущих весь район. Смещения по боковым разрывам могут быть направлены под разными углами к основному вектору, поэтому оказалось, например, что триангуляционный пункт Маунт-Тамалис сдвинулся как бы назад (к югу) за период между съемками 1851—1866 и 1874—1892 гг. Подобные наблюдения показывают, что распределение напряжений в районе было более сложным, чем представляли себе Рид и Лоусон.

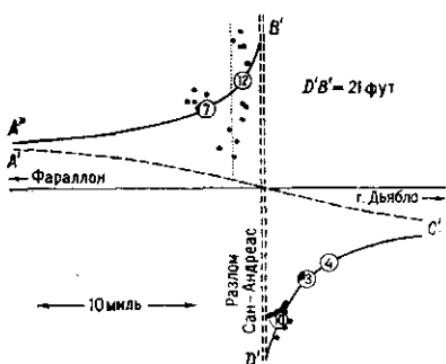


Рис. 2.3. Геодезические смещения при землетрясении 1906 г., спроектированные на плоскость, перпендикулярную к разлому Сан-Андреас. По Риду (1910). Цифры в кружках — среднее значение из  $n$  измерений

упрощенным. Это видно особенно четко из сравнения рис. 2.3, где относительные смещения неопределенного числа блоков и плоскостей разломов описываются гладкой кривой, с рис. 2.2, содержащим геодезические измерения. Смещения спроектированы на базовую линию гор Мохо—Дьябло. Несоответствия в географическом распределении смещений, как отмечал Рид (например, движения к югу от залива Монтерей), имеют не случайный, а систематический характер.

Упрощенную модель накопления напряжений, предложенную Ридом, можно считать допустимой в той мере, в какой она позволяет описать долговременные деформации вдоль границ плит. Для оценки локального сейсмического риска необходим более детальный анализ, о чем свидетельствуют сейсмическая активность вторичных разрывов системы Сан-Андреас и географическое размещение второстепенных источников сейсмичности и крипа в северной и центральной Калифорнии [Bolt et al., 1968; Nason et al., 1974].

## 2.2.2. ТЕКТОНИКА ПЛИТ

Согласно Ле Пишону [Le Pichon et al., 1973] «тектоника плит» — это унифицированная рабочая гипотеза, дающая кинематическую модель верхних слоев Земли. Она исходит из того, что внешние слои Земли, называемые литосферой, обладают значительно большей жесткостью, чем подстилающая астеносфера. Предполагается, что литосфера разделена на небольшое число плит, способных перемещаться как по поверхности мантии, так и относительно друг друга. В первом приближении внутрив плитовыми деформациями можно пренебречь по сравне-

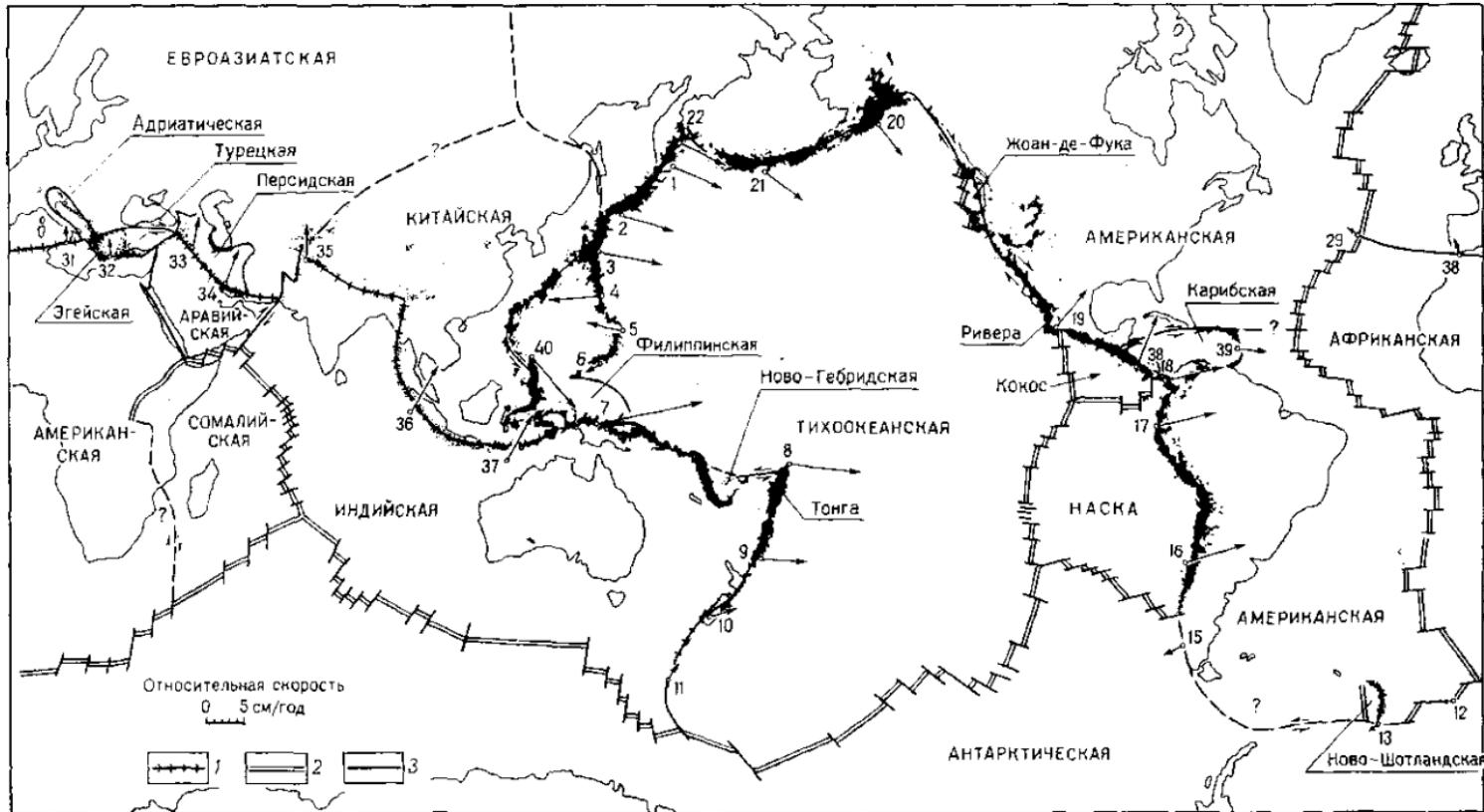


Рис. 2.4. Схема современной кинематики плит на земной поверхности. [Le Pichon et al., 1973].

В отдельных точках изображены векторы дифференцированных движений. Кроме первоначальных шести больших плит модели Ле Пишона дополнительно показаны штриховкой еще шесть плит. Отражена также сейсмичность с 1961 по 1967 гг.

Плиты: 1 — поглощающиеся; 2 — расширяющиеся; 3 — трансформные. Масштаб векторов: 1 мм — 1 см/год

нию с дифференцированными подвижками на границах плит, где именно и происходит большая часть землетрясений.

Благодаря жесткости плит мы можем использовать для описания их движений кинематику твердых тел на поверхности сферы. Существует три типа границ между плитами:

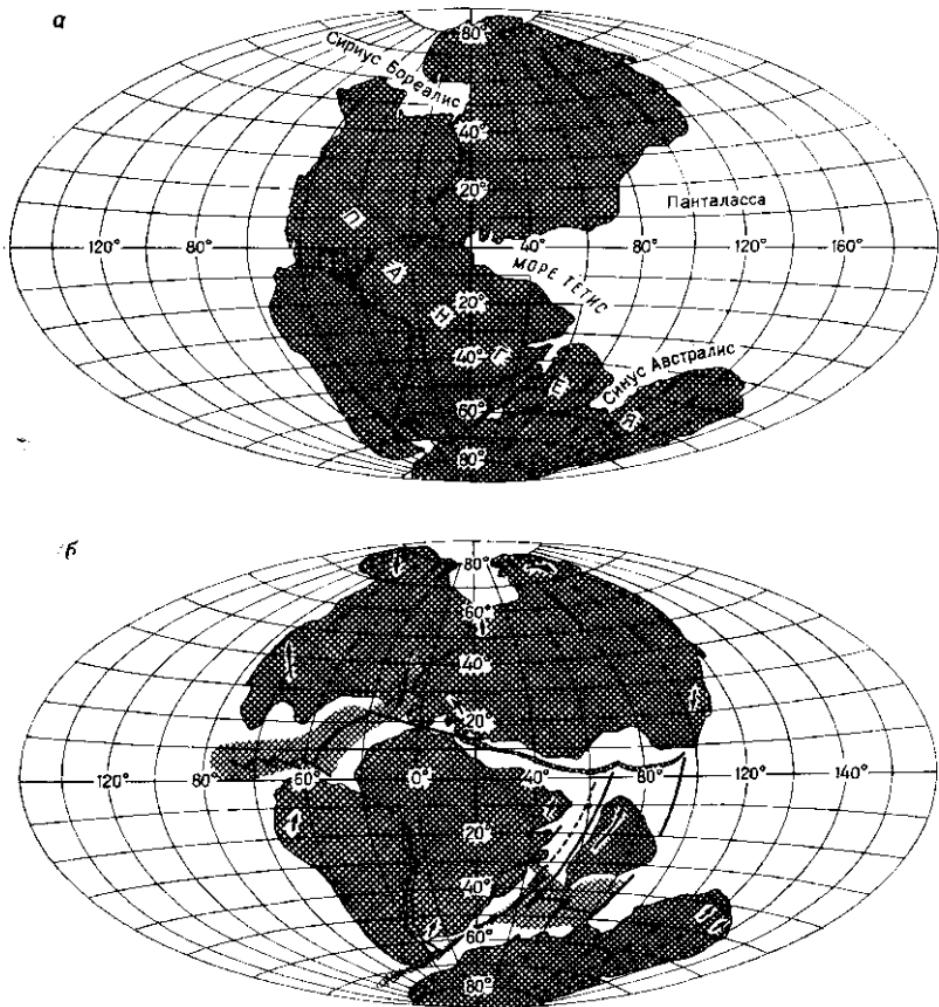


Рис. 2.5. Раскол древнего материка Пангеи. [Dietz and Holden, 1970].

а — 200 млн. лет назад; б — 135 млн. лет назад, после дрейфа, продолжающегося 65 млн. лет. Стрелками изображено движение континентов, редким штриховка — новое океаническое дно, образовавшееся за предшествующие 40 млн. лет; в — современная география мира. Показаны движение континентов и новое океаническое дно, возникшее за прошедшие 65 млн. лет

1) расхождения плит — в срединно-океанических хребтах, где создается новая кора, симметрично растекающаяся от оси, вдоль которой она выжимается;

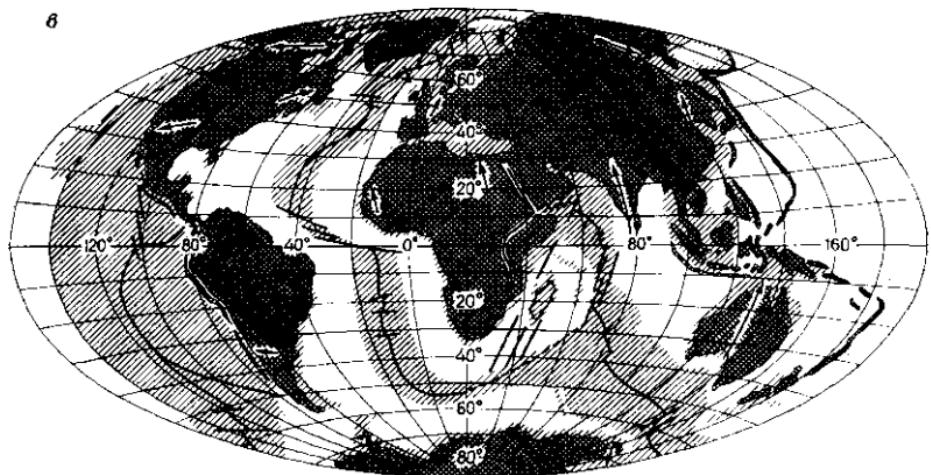
2) схождения плит — в глубоководных желобах, где древняя кора разрушается, асимметрично погружаясь под соседнюю плиту;

3) транскуррентные — по системам трансформных разломов. Трансформный разлом — это участок границы между плитами, парал-

ельный вектору относительных перемещений, где площадь обеих плит остается неизменной.

Вопреки возражениям некоторых из ее первых сторонников плитотектоника не может существовать как чисто кинематическая гипотеза. Движение плит должно быть связано с глобальной системой сил, и соз-

6



дание и поглощение литосферы на гребнях хребтов и в глубоководных желобах должно соответствовать обратному течению материала на глубине. Следовательно, плитотектоника включает и динамическую модель циркуляции внешней оболочки Земли. Литосфера — лишь внешняя твердая часть циркулирующей мантии; ее толщина принимается обычно равной 80—100 км, однако это предмет реологических исследований.

В случае, если одна плита поддвигается под другую, она становится сейсмически активной. На небольших глубинах ( $h < 70$  км) землетрясения происходят на поверхности раздела между двумя плитами вдоль всей границы верхней плиты, особенно если она континентальная. На больших глубинах, иногда более 700 км, фокусы землетрясений находятся в зоне шириной 20—50 км, которая очерчивает центр пододвинутой плиты. Изучение фокального механизма этих землетрясений показывает, что они генерируются сжимающими или растягивающими напряжениями, которые обычно ориентированы по падению плиты [Isacks and Molnar, 1971]. Эти наблюдения наиболее состоятельно объясняет гипотеза гравитационного погружения литосферной плиты; последнее, возможно, является частью общего механизма циркуляции земной мантии.

Главных плит шесть: Тихоокеанская, Американская, Индийская, Африканская, Евроазиатская, Антарктическая. Имеется несколько более мелких плит, существование которых принимается многими исследователями: Кокос, Карибская, Аравийская, Филиппинская, Сомалийская и др. (рис. 2.4). Некоторое число других мелких плит выделено на основе тектонических предпосылок в различных сложных регионах мира: Иране, Красном и Средиземном морях, Калифорнийском заливе, море Бисмарка и т. п. На рис. 2.4 показаны их границы, а также относительные скорости перемещений. Таким образом, глобальная схема движения плит представляет видимую часть общей циркуляции мантии Земли. Зигзагообразный рисунок ортогональных отрезков хребтов и

трансформных разломов может быть воспроизведен экспериментально на модели из горячего воска [Oldenburg and Brune, 1972].

Лишь немногие из субдуктивных, или поддвиговых зон достигают глубин порядка 700 км: Тонга, Япония, Чили, Индонезия, Филиппины, Новые Гебриды и Соломоновы острова. Другие зоны поддвигания достигают меньших глубин, возможно, потому, что они моложе, или потому, что границы плит были смешены в течение геологического времени.

Наиболее древние зоны поддвигания, сейсмически активные в настоящее время, имеют триасовый возраст (около 200 млн. лет). Это было время, когда древний суперконтинент Пангея начал раскалываться на крупные континенты, существующие в наше время (рис. 2.5). Известно, что «ископаемые» субдуктивные зоны как древние, так и более позднего возраста существуют под континентами.

Около 75% землетрясений соответствуют субдуктивным границам Тихоокеанской плиты и примыкающих к ней главных плит. Остальная часть сейсмической активности проявляется вдоль границ плит, протягивающихся в сложной последовательности от Гималаев в Центральную Азию и Китай и далее к западу через Афганистан, Иран, Турцию и Средиземное море к Азорским островам. Менее 3% сейсмической энергии высвобождается в пределах срединно-океанических поднятий и во внутренних частях плит. Практически 99% всех землетрясений приурочено к границам плит [Lomnitz, 1974].

### 2.2.3. СТОХАСТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ КРУПНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Данные о землетрясениях очень неоднородны в связи с неравномерностью распределения сейсмических станций. Большая часть землетрясений происходит вдоль границ Тихоокеанской плиты, где расположено мало сейсмических станций. Общая плотность станций на земном шаре с каждым десятилетием существенно увеличивается. В начале века их были десятки, сейчас насчитываются тысячи. Вполне вероятно, что трехбуквенный код, который сейчас используется для обозначения сейсмографических станций, будет исчерпан в ближайшие несколько лет. Таким образом, полнота данных о землетрясениях в большой мере зависит от географического положения района и особенно от продолжительности периода наблюдений.

Тем не менее установлены в общих чертах определенные типы эмпирических распределений отдельных параметров сейсмичности. На рис. 2.6 представлена сводная таблица соотношений между обычно употребляемыми характеристиками сейсмичности — магнитудой, эпицентрическим расстоянием, интенсивностью, скоростью и ускорением на поверхности Земли для неглубоких землетрясений. Схема основана на средних значениях величин, предложенных Розенблютом и Эстева [Rosenbluth and Esteve, 1964]. Магнитуда  $M$ , по Рихтеру, — это параметр, который описывает общую энергию  $E$  (в эргах) сейсмических волн, излучаемых источником. Существует следующее приближенное соотношение [Richter, 1958, p. 366]:

$$\log_{10} E = 11,4 + 1,5 M. \quad (2.1)$$

Другие авторы принимают значение константы равной 11,8 вместо 11,4, что увеличивает получаемую величину энергии более чем вдвое; однако эта разница находится в пределах интервала возможной погрешности определения магнитуды.

Магнитуда упругих волн  $t$  определяется амплитудами продольной и поперечной упругих волн ( $P$ - и  $S$ -волн), а не амплитудами поверхно-

стных волн, которые зависят от фокальной глубины землетрясения. Обычно используется следующее соотношение между двумя магнитудами [Richter, 1958, p. 348]:

$$M = 1,59 m - 3,97. \quad (2.2)$$

Поскольку масштабы двух магнитуд непосредственно не сопоставимы, уравнение (2.1) может быть использовано лишь для приближенных энергетических расчетов.

Сейсмический эффект от взрыва может быть сопоставлен с землетрясением, если известен TNT-эквивалент взрыва. Магнитуда упругой волны при подземном взрыве приблизительно равна

$$m = 0,67 \log_{10} Y + K \pm 0,3, \quad (2.3)$$

где  $Y$  — энергия взрыва, кт. Константа  $K$  равна 4,25 для гранитов и 3,25 для сухого аллювия.

При отсутствии инструментальных данных лучший из известных способов описания эффекта от землетрясений — применение модифицированной шкалы интенсивности Меркалли (ММ). Эта шкала основана на учете ряда наблюдений и физических ощущений, характеризующих 12 уровней сотрясения земной поверхности. Широта индивидуальных толкований, допускаемая шкалой ММ, может привести к расхождениям порядка одного балла между наблюдениями в равной степени компетентных исследователей. Некоторые используют какой-либо один, наиболее показательный эффект, наблюдавшийся в районе землетрясения, другие мысленно осредняют эффекты, наблюдавшиеся в различных сооружениях, или иные характерные признаки. В каждом случае оценка интенсивности зависит от интервала времени, проведенного исследователем в районе землетрясения, и от его предыдущего опыта.

Шкала ММ нелинейна. Интервал интенсивности от I до V практически не используется при оценках сейсмического риска. Около 90% всех сейсмических повреждений соответствуют по шкале ММ интенсивностям VI, VII и VIII; эти интенсивности покрывают интервал горизонтальных скоростей от 5 до 50 см/с, которые представляют наибольший интерес для инженеров.

Сейсмические ускорения, сопоставимые с ускорением силы тяжести, распределены в эпицентralной области разрушительных землетрясений неравномерно, в виде отдельных местных сгущений. Большая из-

Магнитуда $M$	Энергия $E$	Эпицент- ральное ускорение $a_0$	Интервалы	
			$I_0$	$v_0$
I	2	3	4	5
	эрг	см/с <sup>2</sup> $a_0/g$		см/с
	$10^{14}$	2	I	
		4	II	
M=3	$10^{16}$	6	III	
		8	IV	
	$10^{18}$	10	V	1
M=4		20		
		40	VI	5
M=5		60		
	$10^{20}$	80	VII	10
		100	VIII	20
Класс D		200		50
M=6		400	IX	100
Класс C		600		
	$10^{22}$	800	X	500
M=7		1000		
Класс B		2000	XI	
M=8		4000		
Класс A		3g		
	$10^{24}$			

Рис. 2.6. Сводная таблица примерных соотношений между магнитудой, энергией и эпицентральным ускорением, а также между ускорением, интенсивностью и скоростью (приблизительный порядок величин).

менчивость интенсивности, наблюдаемая в седиментационных бассейнах, подверженных землетрясениям, может объясняться разнообразием грунтовых условий и влиянием усиливающей или ослабляющей интерференции на нормальные моды собственных колебаний бассейна. Среди других шкал интенсивности в настоящее время используются японская 5-балльная шкала и шкала MSK, аналогичная шкале MM.

Частота повторяемости магнитуд при землетрясениях, особенно в интервале  $0 < M < 7$ , хорошо аппроксимируется экспоненциальным распределением

$$f(M) = \beta e^{-\beta M}, M \geq 0, \quad (2.4)$$

где  $f(M)$  — функция плотности вероятности  $M$  в данном объеме земной коры; параметр  $\beta$ , связанный со средним значением  $M$ , — региональная константа. Исторически сложилось, что вместо  $\beta$  обычно употребляется величина  $b = \beta \log_{10} e$ . В зависимости от региона, фокальной глубины и уровня напряжений значение  $b$  может изменяться от 0,3 до 1,5.

Низкие значения  $b$  обычно связаны с высокими значениями сброшенного напряжения и наоборот. Для афтершоков характерны высокие значения  $b$ , поскольку значительная часть существующих тектонических напряжений сбрасывается при главном толчке. Землетрясения в районах океанических хребтов имеют обычно более высокие значения  $b$ , чем в зонах поддвигания, очевидно, вследствие меньшей величины напряжений, накапливающихся в районах хребтов.

Крупные землетрясения — редкие события в статистическом смысле. Поскольку распределение независимых редких событий во времени стремится к распределению Пуассона, мы можем в первом приближении использовать модель Пуассона для аппроксимации сильных землетрясений [Epstein and Lomnitz, 1966]

$$p(n) = \frac{\lambda^n}{n!} e^{-\lambda}, \quad (2.5)$$

где  $p(n)$  — вероятность того, что  $n$  крупных землетрясений произойдут в течение данной единицы времени;  $\lambda$  — среднее число крупных землетрясений в единицу времени. Параметр  $\lambda$  зависит от региона и уровня магнитуды или интенсивности, выбранного для решения конкретной задачи.

Таким образом, если в среднем три разрушительных землетрясения в столетие происходят в данном районе, то вероятность одного разрушительного землетрясения в 10 лет согласно модели Пуассона  $p(1) = 0,3 \exp(-0,3) = 0,22$ . Разумеется, вероятность по крайней мере одного разрушительного землетрясения будет больше, а именно:  $p(1) + p(2) + \dots = 1 - p(0) = 0,26$ . Такие оценки полезны, так как дают ориентировочный прогноз сейсмического риска, который может быть использован в процессе принятия инженерных решений.

Если распределение магнитуд известно, можно вывести распределение максимальных магнитуд. Для экспоненциальной модели Пуассона, представленной уравнениями (2.4) и (2.5), функция плотности распределения вероятностей  $G(y)$  землетрясений с максимальными магнитудами  $y$  за  $D$  лет может быть получена из выражения

$$\ln [-\ln G(y)] = \ln \alpha - \beta y, \quad (2.6)$$

где  $\alpha$  — оценка среднего числа землетрясений с  $M \geq 0$  в течение рассчитываемого периода  $D$ ;  $\beta$  — параметр, полученный из уравнения (2.4). Тогда «сейсмический риск», т. е. вероятность того, что за  $D$ -летний пе-

ройд времени произойдет землетрясение с магнитудой  $y$  или более [Lomnitz, 1974], равен

$$R_D(y) = 1 - \exp(-\alpha D e^{-\beta y}). \quad (2.7)$$

Временной интервал, охваченный наблюдениями, является серьезным ограничением, поскольку период наблюдений за землетрясениями почти всегда оказывается слишком коротким по сравнению с планируемым периодом работы ответственных сооружений  $D$ . Недостаток статистической информации может быть компенсирован путем обращения к байесовой статистике. Используя этот подход, начнем с концептуальной (стохастической) модели процесса, которая даст нам априорные вероятности. Затем, применяя теорему Байеса, получим апостериорные скорректированные вероятности [Newmark and Rosenbluth, 1971, chapter 8]. Когда количество данных достаточно велико, частотный (классический статистический) и байесовский подход дают хорошо согласующиеся результаты,

В настоящее время не существует апробированных методов оценивания прогнозируемого сейсмического риска  $R_D$  в определенной точке, хотя для этой цели предложено несколько различных способов (см. гл. 6). Другие виды информации, обычно используемые при оценке сейсмического риска, включают данные изучения геологических и тектонических условий (см. гл. 3) и исследований, относящихся к физике очага (см. гл. 5).

## 2.3. ПОИСКИ ПРЕДВЕСТИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

### 2.3.1. ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НА ГРАНИЦАХ ПЛИТ: СЕЙСМИЧЕСКИЕ БРЕШИ

Если гипотеза тектоники плит верна, вероятность возникновения землетрясений, грубо говоря, должна быть равномерно распределена вдоль границы плит. Однако края континента часто можно подразделить на отдельные геотектонические единицы, которые могут иметь различный сейсмический режим. Края континентов за субдуктивными зонами построены из фрагментов первичной континентальной коры или щита, выведенных на поверхность Земли предшествующими этапами поддвигания на протяжении геологической истории. Границы плит сместились или изменили свое положение, и относительное перемещение плит изменило скорость и направление.

Океаническая плита может сочленяться с континентом двумя различными способами: а) «заклиниванием» осадков, срезанных с поверхности океанической плиты и образующих континентальный шельф; б) внедрением материала литосферы, поднимающегося от подвижной плиты в виде расплавленной магмы, которая вторгается в континентальную кору снизу. Там, где край континента находится в напряженном состоянии, более легкая составляющая магмы может подниматься в гравитационном поле и изливаться через вулканические аппараты.

Эта категория процессов изучается геологами под широко известными названиями — орогения, магматизм, вулканизм, метаморфизм, плутонизм и т. п. Гравитационное оползание масс горных пород с приподнятых участков усложняет картину. Большая часть таких тектонических процессов сопровождается слабыми мелкофокусными землетрясениями, в то время как сильные толчки на средних и больших глубинах тяготеют к подвижным океаническим плитам. Поскольку скользже-

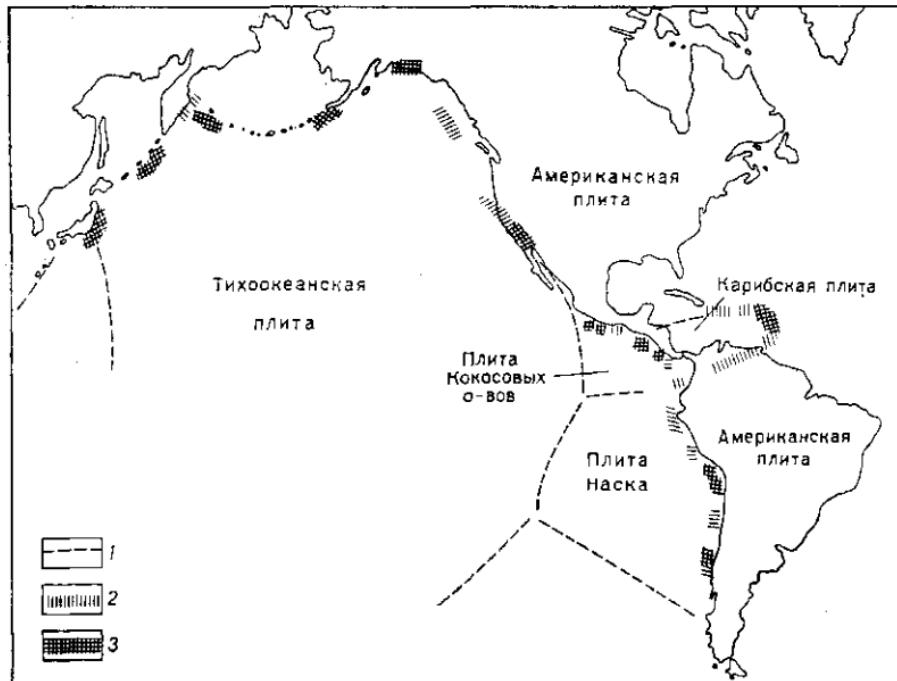


Рис. 2.7. Районы с повышенным сейсмическим потенциалом в отношении сильных мелкофокусных землетрясений вдоль главных границ Тихоокеанской и Карибской плит, выделенные на основе системы критерииев [Kelleher et al., 1973].

1 — примерные границы плит; 2 — районы, где выполняются основные критерии; 3 — районы, где выполняются основные критерии и хотя бы один из дополнительных

ние вдоль края плиты должно быть непрерывным, исподвижные участки — бреши — между активными сегментами границы представляют собой потенциально опасные районы.

С. А. Федотов [Fedotov, 1965], Д. Тобин и Л. Р. Сайкс [Tobin and Sykes, 1968; Sykes, 1971] и К. Моги [Mogi, 1968] выявили подобные бреши в районе Японо-Курильско-Камчатской дуги, в северной части Тихого океана, восточной части Японии и на Алеутской дуге. С 1965 г. три крупных толчка произошли в пределах брешей, которые были предварительно выявлены Федотовым.

Дальнейшее развитие идеи сейсмических брешей получила в трудах Келлехера [Kelleher, 1970, 1972]. Оказалось, что границы плит имеют тенденцию к повторному раскалыванию вдоль дискретных зон, которые вдруг все разом активизируются. Наиболее ранняя работа, посвященная идентификации таких районов «повышенной активности», принадлежит С. Цубои [Tsuboi, 1958]. Гайярдо и Ломнитц [Gajardo and Lomnitz, 1960] выделили четыре таких района вдоль Чилийской субдуктивной зоны. Келлехер и др. [Kelleher et al., 1973, 1974] предложили набор критерийев, которые, как они надеются, могут способствовать прогнозу сильных мелкофокусных землетрясений в пределах сейсмических брешей. По существу, это критерии двух видов: исторические свидетельства сильных землетрясений в прошлом и наличие периода покоя продолжительностью порядка 30 лет и более. Имеются также факты, указывающие на то, что землетрясения вдоль неровных границ

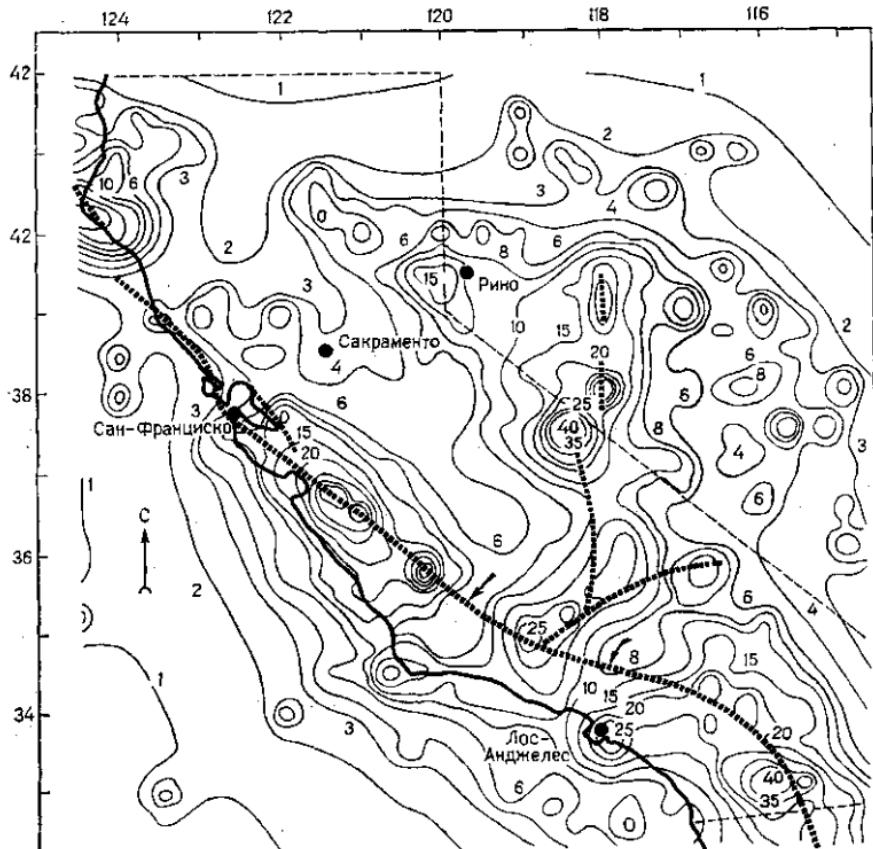


Рис. 2.8. Изолинии вычисленных вероятностей землетрясений в Калифорнии с ускорением  $0.1g$  за 30-летний период (с 1932 по 1962 г.) [Lomnitz, 1974]. Стрелками показаны два минимума у Паркфилда и Сан-Фернандо, где впоследствии произошли сильные землетрясения

плит (Чили, Анатолия) могут возникать периодически в пространстве и во времени. Эти критерии использовались при составлении карт сейсмических брешей (рис. 2.7).

Идея сейсмических брешей оказалась плодотворной также и в случае транскуррентных границ, когда сочленение плит происходит по трансформным разломам. Два наиболее крупных современных землетрясения на разломе Сан-Андреас произошли именно в пределах сейсмических брешей (рис. 2.8). С другой стороны, в районах непрерывного крипа, изобилующих слабыми сейсмическими толчками (например, в таких, как Холлистер), не зафиксировано сильных землетрясений за историческое время. Возможно, одна из главных целей сейсмических исследований — определение границ плит и разработка специальных критерий, позволяющих выявлять эти границы.

Прогностическое значение сейсмических брешей связано со множеством нерешенных вопросов. Интервалы менее чем в 30 лет между крупными землетрясениями передки; было бы опасным предполагать, что крупный сейсмический толчок гарантирует несколько десятилетий спокойствия в данном секторе. Другие сейсмические швы имеютperi-

од за этия порядка 100 лет; следовательно, сравнительную оценку сейсмического риска различных секторов границы плиты нельзя рассматривать как прямую функцию сейсмической активности в пределах брешей в недавнем прошлом.

### 2.3.2. ПРЕДШЕСТВУЮЩИЕ ТОЛЧКИ: ФОРШОКИ

Считается, что следующие параметры представляют интерес как предвестники землетрясений: наклоны и воздымания земной поверхности, тектонические напряжения, изменения скоростей сейсмических волн, аномалии электромагнитного поля, электросопротивления пород и положения уровня грунтовых вод. Сообщалось также о наблюдениях, свидетельствующих об изменении поведения животных, эффектах люминесцентного свечения неба и т. п. [Degg, 1973].

Единственный предупредительный сигнал, который установлен вполне надежно, — это возникновение форшоков. Подавляющему большинству сильных землетрясений предшествовали более слабые форшоки в том же районе: значительное число данных свидетельствует о том, что слабые толчки могут послужить «спусковым механизмом» для главного землетрясения.

Форшоки как предупреждение о надвигающемся землетрясении по традиции использовались населением в сейсмичных районах, таких как Чили и Япония, что спасло тысячи жизней. Нельзя предсказать, последует ли за форшоками главное землетрясение или сейсмическая активность будет постепенно падать. Форшок происходит в период повышенной аккумуляции энергии в районе. В такие моменты каждый мелкий толчок вызывает перераспределение напряжений, что может ускорить или спровоцировать главное землетрясение. В связи с аномально высокими напряжениями в районе будущего землетрясения магнитуды форшоков бывают обычно выше среднего уровня, т. с. величина  $b$  является аномально низкой. Однако число форшоков обычно слишком мало, чтобы в каждом отдельном случае могла быть дана надежная статистическая оценка величины  $b$ .

Форшоки могут иметь собственную последовательность афтершоков: разрушительное Южно-Чилийское землетрясение 21 мая 1960 г. ( $M = 7,5$ ) было принято за главный толчок, пока 33 ч спустя не последовало главное землетрясение. Последовательность форшоков была такой: шесть землетрясений с магнитудой 7—7,5 продолжались в течение 11 ч и непосредственно предшествовали главному толчку.

Рои землетрясений — последовательность землетрясений, происходящих в районах с активной напряженной тектоникой, магматизмом, вулканизмом и гидротермальной активностью. Рои землетрясений обычно бывают мелкофокусными. Значения магнитуд землетрясений роя обычно увеличиваются к концу последовательности, но сильный толчок может произойти в любой момент последовательности. Разрушительное землетрясение 3 мая 1965 г. в Сан-Сальвадоре произошло спустя 3 мес после первого роя сейсмических толчков. Магнитуда крупных землетрясений, объединенных в рой, не превышает обычно 6,5 (очевидно, напряжений, паканливающихся в литосфере при этом типе неглубокой активности, недостаточно для сильного толчка).

### 2.3.3. ПРЕДОСТЕРЕГАЮЩИЕ ПОДВИЖКИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Движение крупных литосферных плит определяется наличием тангенциальных напряжений в земной коре. Существование гравитационных аномалий является косвенным свидетельством таких отклонений от

гидростатического равновесия. Советские ученые (например, Артемьев и др. [1972]) исследовали прогностическое значение изменений силы тяжести. Ими установлены корреляционные связи между распределением землетрясений и изостатической гравитационной аномалией, а также ее горизонтальными градиентами. Подобные корреляции могут быть использованы при оценке сейсмического риска, особенно в районах, где отсутствуют другие данные. Модель упругого последействия, предложенная Ридом [Reid, 1910], постулировала медленное упругое воздымание земной коры в период, предшествующий сильному землетрясению. Современные данные показывают, что в действительности процесс деформации земной коры более сложен [Tsuboi, 1933; Мещеряков, 1968]. Сейчас принято различать четыре стадии сейсмического цикла [Scholes, 1972]: 1) вековые деформации; 2) ускоренные деформации в период «подготовки» землетрясения; 3) землетрясение; 4) деформации после землетрясения.

Вековые деформации, вызываемые медленным и устойчивым накоплением напряжений, наблюдались в Японии, некоторых районах СССР, районе разлома Сан-Андреас в Калифорнии. У границ плит накопление напряжений вызывается относительным перемещением плит, величина которого достаточно хорошо известна из плитотектоники. Это перемещение частично происходит посредством несейсмического плавного скольжения, частично за счет сейсмических толчков. Для оценки сейсмического риска важно знать, какая часть накопившейся энергии расходуется на землетрясения. Зная величину долговременного установившегося относительного перемещения соседних плит и, следовательно, скорость смещения вдоль данной зоны разлома, мы можем выразить возможную величину сейсмического смещения в данное время в следующем виде [Brune and Lomnitz, 1974]:

Возможное сейсмическое смещение в данное время	движение — плит за последние $t$ лет	— сейсмическое смещение	— асейсмическое смещение	(2.8)
--	--------------------------------------	-------------------------	--------------------------	-------

Сейсмическое смещение может быть получено из сейсмических моментов землетрясений [Brune, 1968; Davies and Brune, 1971], произошедших за последние  $t$  лет, в то время как асейсмическое смещение может быть определено только из прямых наблюдений. К сожалению, продолжительность периода наблюдений  $t$ , необходимого для вычисления возможного сейсмического смещения для большинства районов, должна быть порядка 1000 лет и более, что недостижимо.

Рикитаке [Rikitake, 1974] установил на основе геодезических измерений, что предельная величина напряжений в земной коре в эпицентре, при которой происходят землетрясения, имеет среднее значение  $\epsilon = 5,3 \cdot 10^{-5}$  при стандартном отклонении  $\sigma = 3,3 \cdot 10^{-5}$ . Принимая, что напряжение полностью сбрасывается при крупных землетрясениях и что оно линейно увеличивается во времени, вероятность крупных землетрясений может быть вычислена из наблюдаемой скорости деформации и величин  $\epsilon$  и  $\sigma$ , приведенных выше.

О движениях в период «подготовки» землетрясения, характеризующихся увеличением скорости деформации земной коры по сравнению со скоростью вековых деформаций, неоднократно сообщалось перед многими землетрясениями. Различать подобные движения весьма важно для краткосрочного прогнозирования.

Движения во время землетрясений обычно вызываются смещениями в плоскости разрыва, которые могут быть установлены путем пост-

роения модели дислокаций (статической и динамической) и проверки ее на материале наблюдений.

Подвижки после землетрясений часто затухают по логарифмическому закону. Асейсмическое смещение по разлому происходит в том же направлении, что и движение при землетрясении, если оно было быстро затухающим, и в противоположном направлении, если оно было медленно затухающим [Fitch and Scholz, 1971; Scholz, 1972].

### 2.3.4. ИЗМЕНЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ СКОРОСТЕЙ ПЕРЕД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ

Начиная с 1962 г. группой советских сейсмологов [Кондратенко и Нерсесов, 1962; Нерсесов и др., 1969; Семенов, 1969] были замечены изменения в соотношении скоростей продольной  $v_p$  и поперечной  $v_s$  сейсмических волн перед умеренными местными землетрясениями в районе Гарма (Таджикистан). Землетрясения происходили некоторое время спустя после того, как отношение  $v_p/v_s$  возвращалось к своей нормальной величине. Продолжительность аномалии зависела от магнитуды надвигающегося землетрясения, однако амплитуда самой аномалии, казалось, не зависит от магнитуды (рис. 2.9). Сообщалось также о подобных наблюдениях перед низкомагнитудными землетрясениями в штате Нью-Йорк [Aggarwal et al., 1973]. Виткомб и др. [Whitcomb et al., 1973] показали, что аномалия  $v_p/v_s$  сохранялась около 3,5 года перед землетрясением в Сан-Фернандо (Калифорния, 9 февраля 1971 г.), имевшим магнитуду 6,4. Отаке [Otake, 1973] наблюдал подобные явления перед мелкофокусными землетрясениями в Японии.

Все эти результаты получены на материале изучения слабых толчков, приуроченных к районам очагов, где позднее произошли сильные землетрясения. Сейсмостанции также были расположены вблизи очагов. Изменения скорости во времени были получены путем систематических наблюдений за средними значениями времени прохождения телесейсмической волны  $P$  для большого числа землетрясений. С использованием этого метода было обнаружено уменьшение  $v_p$  на сейсмической станции Мацуширо, предшествующее рою Мацуширских землетрясений 1965 г. в Японии [Wyss and Holcomb 1973], что соответствовало результатам Отаке [Otake, 1973]. Висс и Джонстон [Wyss and Johnston, 1974] изучали аналогичные материалы на станциях Новой Зеландии и вновь обнаружили уменьшение  $v_p$  перед сильными землетрясениями.

Результаты изучения аномалии  $v_p/v_s$  можно резюмировать следующим образом:

- 1) продолжительность аномалии, предшествующей землетрясению, увеличивается в соответствии с магнитудой землетрясения;
- 2) амплитуда аномалии не зависит от магнитуды землетрясения;
- 3) величина уменьшения  $v_p/v_s$  составляет порядка 10% и более;
- 4) эффект уменьшения  $v_p/v_s$  достигается за счет уменьшения  $v_p$ , величина  $v_s$  остается почти постоянной;
- 5) отношение  $v_p/v_s$  возвращается к своему нормальному значению (и может даже превысить его) непосредственно перед землетрясением;
- 6) предостерегающее уменьшение величины  $v_p/v_s$  происходит несколько медленнее, чем возвращение к нормальному уровню;
- 7) аномалия  $v_p/v_s$  чаще связана с землетрясениями, приуроченными к взбросам, чем к сдвигам.

Первое подтверждение наблюдений советских ученых было получено Аггарвалом с сотрудниками [Aggarwal et al., 1973] в районе оз. Блю-Маунтин-Лейк (штат Нью-Йорк). Ими было установлено уменьшение величины  $v_p/v_s$  на 13%. Позднее за временем пробега волны в этом районе велись тщательные наблюдения, и второе такое же уменьшение было отмечено после 30 июня 1973 г.; это позволило предсказать, что землетрясение с магнитудой 2,5–3,0 произойдет в течение нескольких дней после 1 августа. Магнитуда была вычислена на основе длительности аномалии, а время — из магнитуды.

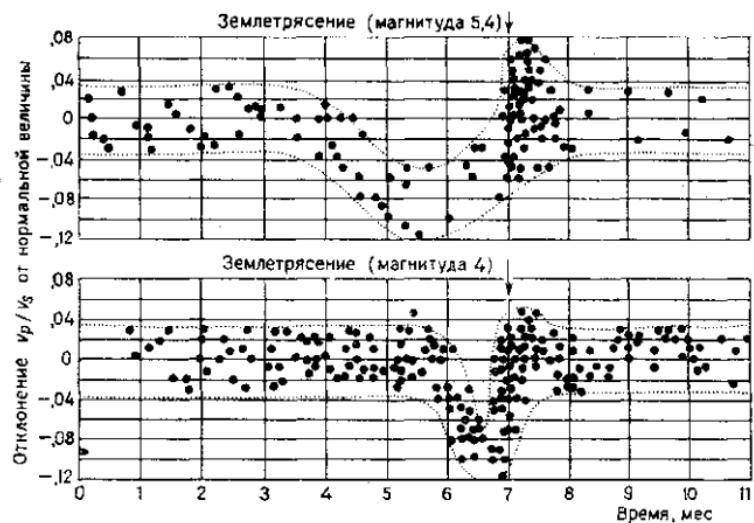


Рис. 2.9. Данные советских ученых об изменении нормальной величины отношения  $v_p/v_s$  перед двумя землетрясениями. [Sadovsky et al., 1972].

Точками показаны мелкие землетрясения в изучавшемся районе. Пунктир — границы разброса наблюдений. Продолжительность аномалии  $v_p/v_s$  увеличивается с ростом магнитуды ожидаемого землетрясения

Действительно, 3 августа 1973 г. в районе оз. Блю-Маунтин-Лейк произошло землетрясение с магнитудой 2,6, подтвердив, таким образом, предсказание [Aggarwal et al., 1975]. Тщательные измерения сейсмических скоростей в этом районе показали, что:

- 1) уменьшение  $v_p$  значительно больше, чем уменьшение  $v_p/v_s$ ;
- 2) аномалия скорости зависит от азимута;
- 3) аномалия скорости зависит от глубины. На небольших глубинах аномалии не наблюдаются.

Работа Аггарвала с сотрудниками [Aggarwal et al., 1973] представляет собой первый документальный случай предсказания времени, места и магнитуды землетрясения. То, что предсказанное землетрясение связано с небольшим взбросом и произошло в районе, активность которого предварительно изучалась и поэтому могла быть установлена корреляция между аномалиями скорости сейсмических волн и надвигающимися землетрясением, в данном случае несущественно.

### 2.3.5. ДРУГИЕ ЭФФЕКТЫ, ПРЕДШЕСТВУЮЩИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМ. МОДЕЛЬ ДИЛАТАНСИИ

К другим предвестникам землетрясений относятся изменения электропроводимости [Садовский и др., 1972; Барсуков, 1972; Mazella and Morrison, 1970], увеличение скорости потока подземных вод вблизи эпицентральной области [Уломов и Мавашев, 1967; Tsuneyoshi and Nakataga, 1970], аномальные изменения геомагнитного поля и теллурических токов. Эти наблюдения в сочетании с признанием важнейшей роли поровых растворов в тектонических процессах (диффузия поровых растворов может быть контролирующим фактором в процессе возникновения афтершоков [Nur and Booker, 1972]) привели к созданию дилатационно-жидкостной диффузационной модели механизма землетрясений.

Эта модель, впервые предложенная Нуром [Nur, 1972] для объяснения наблюдавшейся советскими учеными аномалии  $v_p/v_s$ , основана на лабораторных наблюдениях дилатансии в горных породах под давлением [Brace et al., 1966] и изменений скорости как функции от насыщения пород водой [Nur and Simmons, 1969]. Нур предположил [Nur, 1972], что уменьшение отношения  $v_p/v_s$  может быть результатом дилатансии пород в зоне очага. Последующее увеличение отношения  $v_p/v_s$  может вызываться притоком воды в зону разуплотнения. Под дилатансией горных пород понимается увеличение их объема относительно упругих деформаций [Brace et al., 1966].

Такая модель была использована и получила дальнейшее развитие в трудах Агарвала, Виткомба, Шольца и др. [Aggarwal et al., 1973; Whitcomb et al., 1973; Whitcomb, 1973; Shools and Kranz, 1974].

Дилатационно-жидкостная диффузационная модель может быть описана следующим образом. Накапливание напряжений в районе очага приводит к дилатансии пород. Дилатансия, которая происходит в результате образования и распространения трещин, начинается при давлениях, примерно соответствующих половине прочности породы [Brace et al., 1966]. Если в порах присутствует жидкость и если дилатансия происходит со скоростью, превышающей скорость движения воды в зоне разуплотнения, увеличение пористости приводит к недонасыщению. Расширение в процессе дилатансии должно быть достаточно большим, чтобы разница давлений, вызвавшая обратное течение, и проницаемость массива, претерпевшего дилатансию, были достаточно высокими на протяжении всего аномального периода. Данные наблюдений за поднятиями земной коры перед землетрясениями свидетельствуют об ограниченном размере дилатантных объемных деформаций [Hanks, 1974; Singh, 1973]; это показывает, что отношение  $\Delta v/v$  в массиве по крайней мере на порядок меньше, чем величина объемных деформаций, получаемых в лабораторных условиях [Brace et al., 1966]. Это свидетельствует о сравнительно небольшом увеличении порового пространства на глубине. Для того чтобы объяснить наблюдаемое значительное падение  $v_p/v_s$ , Хэнкс [Hanks, 1974] принимает, что начальный объем породы насыщен водой под давлением, величина которого такова, что жидкая и газообразная составляющие существуют при данной температуре на данной глубине. Как только поровое давление падает ниже критической величины вследствие дилатансии, испарение приводит к резкому падению модуля объемной деформации, вызывая наблюдаемое уменьшение величины  $v_p$ , в то время как  $v_s$  остается почти постоянной.

Предполагается, что увеличение пористости прекращается вследствие упрочнения пород при увеличении эффективного напряжения; это

явление известно под названием дилатантного затвердевания [Frank, 1965]. Приток жидкости в область дилатансии, однако, может продолжаться, вследствие чего породы вновь имеют водонасыщенное состояние, а отношение  $v_p/v_s$  — нормальную величину. Время, в течение которого породы вновь приобретают водонасыщенное состояние, зависит от размеров дилатантного объема, водопроницаемости пород и разности давлений, вызывающей обратное течение воды. По мере роста порового давления прочность породы уменьшается, происходит подготовка землетрясения. Время между концом периода аномалии  $v_p/v_s$  и землетрясением составляет около 15—20% от общей продолжительности аномалии, где  $t$  измеряется от начала уменьшения  $v_p/v_s$ . Если скорость подтока воды настолько велика, что соизмерима со скоростью дилатантного расширения недонасыщения не наблюдается и в результате предупреждающая аномалия  $v_p/v_s$  отсутствует. Отметим также, что величина аномалии  $v_p/v_s$  является функцией водонасыщения и не зависит от дилатантного объема, который определяет силу землетрясения. В то же время продолжительность аномального периода  $t$  (в сут) соотносится с магнитудой землетрясения  $M$  следующим образом:

$$\log_{10} = 0,67 M - 1,35. \quad (2.9)$$

Установлено, что максимальная протяженность зоны афтершоков  $L$  (в км) и продолжительность аномального периода  $t$  связаны постоянной зависимостью  $t = L^2/c$  (где  $c = 5,8 \cdot 10^4$  см<sup>2</sup>/с). Это указывает на наличие причинного механизма явления, включающего распространение трещин и диффузию жидкости в районе очага.

Дилатансия включает деформацию эпицентральной области и подток жидкости в разуплотненную зону; в принятой модели это эффекты первого порядка.

Нур [Nur, 1974], анализируя данные о силе тяжести, деформациях и фильтрации воды по рою Машуширских землетрясений в Японии, нашел подтверждение изложенной модели. Полученные им данные содержат информацию относительно размера, формы, локализации и объемных деформаций массива, претерпевшего дилатансию. Важность накопления таких данных и методы их интерпретации рассмотрены Сингхом и Сабиной [Singh and Sabina, 1975].

Уменьшение кажущегося электросопротивления  $\rho_a$  перед землетрясением объясняется возникновением новых проводящих путей в связи с увеличением порового пространства [Brace and Grande, 1968]. Однако начальное увеличение  $\rho_a$  может происходить в связи с недонасыщением водой объема трещин. Аномалии геомагнитного поля могут вызывать изменениями электросопротивления или псевдомагнитным эффектом в связи с увеличением эффективного напряжения [Stacey, 1964, Shamssi and Stacey, 1969, Nagata, 1972]. В подтверждение модели дилатансии — диффузии жидкости ссылаются также на наблюдаемые значения величины  $b$  в период подготовки землетрясения [Scholz et al., 1973]. На рис. 2.10 схематически показаны изменения различных физических параметров, предшествующие землетрясению, которые вычислены на основе модели дилатансии — диффузии, при условии, что скорость дилатансии больше скорости подтока жидкости. В противном случае, если скорость подтока жидкости выше, чем скорость дилатансии, кривые на рис. 2.10 имели бы иной вид [Nur, 1974].

Ученые Института физики Земли в Москве предложили другую модель, так называемую модель дилатансии — неустойчивости, согласно которой предполагается, что дилатансия приводит к лавинообразному

росту трещин, вызывающему неустойчивость вблизи главного разрыва. Это приводит к уменьшению напряжений, частичному закрытию трещин, в результате чего порода приобретает свои первоначальные свойства. В этой модели диффузия жидкости не играет какой-либо роли и предотвращающие изменения физических параметров

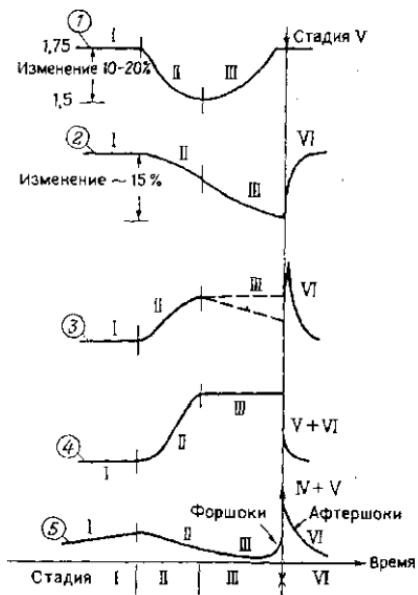


Рис. 2.10. Изменения физических параметров, предшествующие землетрясению, на протяжении одного цикла в соответствии с моделью дилатансии — диффузии жидкости (скорость дилатансии больше, чем скорость подтока жидкости).  
[Scholz, et al., 1973].

Римские цифры — различные стадии цикла. Кратковременные флуктуации (стадия IV), которые наблюдаются перед некоторыми крупными землетрясениями, опущены. Стадии: I — накопление упругих деформаций, II — преобладания дилатансии, III — преобладания подтока воды, IV — землетрясение, V — афтершоков и обрашивания напряжений. Цифры в кружках: 1 —  $v_p/v_s$ , 2 — электросопротивление, 3 — скорость грунтового потока (или радионеводная эмиссия), 4 — геодезические измерения (вертикальные движения — несколько сантиметров, наклон около  $10^{-6}$  рад, объемные деформации  $10^5$ — $10^{-6}$ ), 5 — число сейсмических толчков

ров имеют несколько другой смысл, чем в случае модели дилатансии — диффузии. В связи с недостатком данных трудно сделать выбор между этими двумя моделями.

Утверждение, что модель дилатансии подводит общую физическую основу почти под все наблюдаемые явления, предшествующие мелкофокусным землетрясениям [Scholz et al., 1973], базируется на ее качественном характере. Роль воды недостаточно хорошо изучена. Так, увеличение или уменьшение электросопротивления в фокальном регионе, возможно, связано с изменением относительной роли воды. Множество важных вопросов остаются нерешенными. Насколько универсальна предложенная модель? Хотя, как указывалось, обоим типам землетрясений (как с вертикальным, так и с горизонтальным смещением по разрыву) предшествует аномалия  $v_p/v_s$ , отмечено несколько случаев землетрясений со сдвиговыми смещениями, когда подобной аномалии вообще не наблюдалось [McEvilly and Johnson, 1973; Cramer and Kovach, 1974]. Для того чтобы решить, могут ли аномалии, наблюдаемые в эпицентральных областях, быть соотнесены с процессами в очаге, необходимы наблюдения за аномалиями  $v_p/v_s$  при имитирующих взрывах. Таких данных пока недостаточно.

Известные примеры предсказания землетрясений основаны обычно на каком-либо одном предваряющем эффекте; комбинация эффектов, наблюдавшихся перед Мацуширским роем землетрясений, была вызвана скорее внедрением магмы, чем дилатансией. Имеются также и дру-

гие несоответствия модели наблюдаемым фактам. Вызывает сомнение также справедливость выражения (2.9) для любых геологических условий, поскольку дилатансионно-диффузионная модель предполагает значительную изменчивость продолжительности аномалии  $t$  в зависимости от геологической ситуации. Вопрос о максимальной глубине, на которой может происходить дилатансия, тоже пока неясен.

В последней работе Аггарвалом с сотрудниками [Aggarwal et al., 1975] показано, что эффекты, предшествующие землетрясению, по крайней мере аномалия  $v_p/v_s$ , связаны не с параметрами очага каждого индивидуального мелкого землетрясения, а с долговременным изменением свойств пород в районе очага, при этом  $v_s$  уменьшилась на 12% ниже нормы. Это первый наблюдавшийся случай столь значительного уменьшения  $v_s$ , и если данное явление имеет общий характер, оно должно быть учтено во внимание при теоретических исследованиях физических основ явлений, предшествующих землетрясениям.

Негидростатические напряжения должны также вызывать анизотропию  $S$ -волн. В анизотропной среде  $S$ -волны разделяются на две четкие составляющие, которые имеют разные скорости. Гупта [Gupta, 1973] предполагает, что подобное расщепление  $S$ -волны приводит к рассмотренным выше изменениям, указывающим на приближение землетрясения.

В заключение отметим, что, поскольку модель дилатансии продолжает использоваться для прогнозирования мелкофокусных землетрясений, необходимы дальнейшие лабораторные и полевые исследования для оценки ее достоинства и определения границ применимости.

### 2.3.6. УПРУГАЯ И ВЯЗКОУПРУГАЯ МОДЕЛИ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ

Если большая часть землетрясений — явления разрушения, вызываемые взаимодействием нескольких жестких плит, то представляется возможным прогнозировать эти явления, изучая движение плит и концентрацию напряжения вдоль их общих границ. Каждое землетрясение дает нам сведения о характере напряжений в очаге. Сейсмические подвижки вдоль границ плит можно оценить, исходя из сейсмических моментов [Davies and Brune, 1971]. Эти данные могут быть использованы при моделировании возможных изменений в распределении напряжений в литосфере на ЭВМ.

Артюшков [1973] показал, что неоднородность пластов в плане по мощности и плотности может явиться причиной концентрации значительных напряжений в литосфере. Такие концентрации напряжений могут объяснить приуроченность сейсмичности к определенным формам рельефа (например, предгорьям, краевым частям плато, поднятиям), которая была ранее замечена и классифицирована Монтессю де Баллор [Montessus de Ballore, 1906].

Сейсмический режим внутренних частей плит и других районов с низкой сейсмичностью может, таким образом, представлять значительный интерес для установления зависимости между сейсмическим риском и неоднородностью земной коры. Большая часть используемых моделей литосферы полностью исключает из рассмотрения также изменения мощности земной коры в плане, хотя для тех районов, где строение коры и подкоровых структур сравнительно хорошо известны, можно было бы, по-видимому, относительно легко построить реалистические модели.

Изменения тектонических напряжений могут быть зафиксированы также путем наблюдений за изменениями величины  $b$  [Lomnitz, 1973;

Wyss, 1973]. Предполагается, что уменьшение значений  $b$  коррелируется с увеличением величины магнитуды землетрясения и, следовательно, с увеличением тектонических напряжений. Существование подобной корреляции подтверждено экспериментальными работами Mogi [Mogi, 1962, a, b, 1963] и Шольца [Scholz, 1968, a—c]. Об уменьшении значений  $b$  упоминалось в связи с форшоками, однако Гибович [Gibowicz, 1973] наблюдал ту же закономерность в последовательности афтершоков, которые предшествовали более сильным афтершокам.

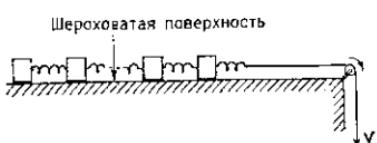


Рис. 2.11. Лабораторная модель серии землетрясений в виде масс и пружин, расположенных в линию на горизонтальной поверхности. [Burridge and Knopoff, 1967].

Ведущая пружина соединена с мотором, который работает с постоянной скоростью и вызывает импульсные смещения масс. Посредством введения элементов вязкости в модель можно генерировать афтершоки, следующие за главным толчком. Результаты показывают, что статистические свойства событий определяются трением о шероховатую поверхность

Барридж и Кнопофф [Burridge and Knopoff, 1967] предложили упрощенную механическую модель, которая может быть использована для моделирования границ между плитами (рис. 2.11). Каждый блок представляет сейсмическую провинцию, регион или брешь (в зависимости от применяемой терминологии). Вариации сейсмичности могут моделироваться различными весами и коэффициентами трения блоков. Отдельные блоки могут быть объединены в геометрические модели зон субдукции или других типов границ между плитами.

В общем имитация тектонических процессов с использованием механических, статистических или расчетных моделей находится пока лишь в качественной стадии. До сих пор развитию этих методов не уделялось большого внимания. Обширные библиографические исследования по вопросу прогноза землетрясений (с особым вниманием к советским и другим восточноевропейским источникам) были выполнены во Фрайбергской Горной Академии [Sehmidt, 1971; 1973].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Aggarwal, Y. P., Sykes, L. R., Armbruster, J. and Sbar, M. L., 1973. Premonitory changes in seismic velocities and prediction of earthquakes. *Nature*, 241: 101—104.

Aggarwal, Y. P., Sykes, L. R., Simpson, D. W. and Richards, P. G., 1975. Spatial and temporal variations in  $t_s/t_p$  and in  $P$  wave residuals at Blue Mountain Lake, New York: application to earthquake prediction. *J. Geophys. Res.*, 80: 718—732.

Anderson, D. L. and Whitcomb, J. H., 1973. The dilatancy-diffusion model of earthquake prediction. In: R. L. Kovach and A. Nur (Editors), *Proceedings of the Conference on Tectonic Problems of the San Andreas Fault Zone*. Stanford University Press, Palo Alto, Calif., pp. 417—426.

Artemjev, M. E., Brune, V. I., Dubrovsky, V. A. and Kambarov, N. Sh., 1972. Seismicity and isostasy. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 6: 256—262.

Artyushkov, E. V., 1973. Stresses in the lithosphere caused by crustal thickness inhomogeneities. *J. Geophys. Res.*, 78: 7675—7708.

Barsukov, O. M., 1972. Variations of electrical resistivity of mountain rocks with tectonic changes. In: E. F. Savarensky and T. Rikitake (Editors), *Forerunners of Strong Earthquakes*. *Tectonophysics*, 14: 273—277.

Bolt, B. A., Lomnitz, C. and McEvilly, T. V., 1968. Seismological evidence on the tectonics of central and northern California and the Mendocino escarpment. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 58: 1725—1767.

Brace, W. F. and Orange, A. S., 1968. Electrical resistivity changes in saturated rocks during fracture and frictional sliding. *J. Geophys. Res.*, 73: 1433—1445.

Brace, W. F., Paulding Jr., B. W. and Scholz, C. H., 1966. Dilatancy in the fracture of crystalline rocks. *J. Geophys. Res.*, 71: 3939—3953.

Brune, J. N., 1968. Seismic moment, seismicity and rate of slip along major fault zones. *J. Geophys. Res.*, 73: 777—784.

# ДИНАМИКА ГРУНТОВ: ПОВЕДЕНИЕ ГРУНТА ПРИ СЕИСМИЧЕСКОМ ВОЗДЕЙСТВИИ, ВКЛЮЧАЯ РАЗЖИЖЕНИЕ

Э. ФАЧЧИОЛИ, д. РЕЗЕНДИЦ

ЮНЕСКО. Проект «Динамика грунтов». Национальный автономный  
университет Мексики, Мехико  
Инженерный институт, Национальный автономный  
университет Мексики, Мехико

## 4.1. ВВЕДЕНИЕ

### 4.1.1. ПРИРОДА ГРУНТОВ: ФАЗЫ И НАПРЯЖЕНИЯ

Грунт представляет собой агрегат отдельных частиц, пустоты между которыми заполнены воздухом и (или) водой. Следовательно, грунт — это двух- или трехфазная субстанция, напряженное состояние которой может быть полностью описано, если заданы напряжения, соответствующие каждой фазе. Если для простоты или из практических соображений рассматриваются только водонасыщенные грунты, необходимо учитывать отдельно напряженное состояние скелета (эффективное напряжение) и воды (поровое давление); лишь в грубозернистых несвязанных сухих грунтах общее напряжение равно эффективному.

Поровое давление может возникнуть в результате установившегося движения воды через поровое пространство (установившееся поровое давление) или в результате движения потока, вызванного изменением объема порового пространства (индивидуированное поровое давление).

Установившееся поровое давление не зависит от свойств грунта, но связано с гидравлическими условиями, которые в свою очередь независимы от реакции грунта на внешние нагрузки. Эта компонента порового давления является, таким образом, с точки зрения механики грунтов независимой переменной. В то же время индуцированное поровое давление зависит от механических свойств грунта, т. е. от его проницаемости и способности изменять объем под нагрузкой.

### 4.1.2. УСЛОВИЯ ДРЕНИРОВАНИЯ И ПРОБЛЕМА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Условия дренирования (т. е. степень рассеивания порового давления в процессе нагружения) зависят от скорости передачи давления, коэффициента водонроницаемости грунта, геометрии и граничных условий массива.

Проницаемость грунтов в естественных условиях такова, что при достаточно большой скорости деформации грунта под нагрузкой миграция воды в массиве ничтожна. Поэтому деформация большей части полностью или частично водонасыщенных грунтов происходит в условиях почти постоянного водонасыщения; для полностью водонасыщенных грунтов это означает, что деформации происходят при постоянном объеме.

Наоборот, благодаря высокой проницаемости грунтов для воздуха и очень высокой сжимаемости воздуха деформация большей части сухих крупнозернистых грунтов происходит в условиях практически свободного дренирования. Аналогичные условия преобладают также в крупнообломочных водонасыщенных грунтах (с размерами частиц порядка 1 дюйма и более).

Очевидно, существуют и промежуточные случаи. К ним относятся сухие грунты с размером частиц порядка 0,1 мм (тонкие пески) и водонасыщенные грунты с водопроницаемостью порядка  $10^{-1}$  см/с. Для этих промежуточных случаев безопасно и, по-видимому, допустимо предположение о постоянном содержании воды при деформациях. В тех случаях, когда такое допущение неприемлемо, можно обойтись вычислением верхней и нижней границ реакции грунта, исходя из альтернативных предположений о полностью дренированием и полностью водонасыщенным грунте. В последнем случае решение достигается с помощью уравнений, описывающих процесс изменения объема грунта под нагрузкой и движения воды в пористой среде. Более детальное рассмотрение последнего подхода находится за пределами круга вопросов, рассматриваемых в настоящей главе.

#### 4.1.3. НЕЗАВИСИМЫЕ ПЕРЕМЕННЫЕ И УСЛОВИЯ ПРОВЕДЕНИЯ ИСПЫТАНИЙ В ДИНАМИКЕ ГРУНТОВ

Механические свойства образца грунта зависят от его начального состояния (коэффициента пористости, степени влажности, структуры, напряженного состояния) в той же мере, как и от применяемого способа увеличения напряжений (траектория напряжения, скорость нагрузки, условия дренажа). Следовательно, механические свойства грунтов в идеале следует определять на образцах, имеющих те же исходные характеристики, что и грунты в массиве.

При проведении лабораторных исследований неоднократно было показано, что учет всех семи переменных с достаточным приближением может быть обеспечен при использовании только трех независимых параметров: скорости деформации, траектории напряжения и величины эффективного напряжения, причем последний параметр является ведущим. На этом основан так называемый принцип эффективного напряжения.

В соответствии с этим принципом всякое свойство грунта может быть определено и выражено через эффективное напряжение. Практическое использование этого принципа зависит от возможности прогнозирования порового давления в полевых условиях. Это сравнительно легко осуществить в грунтах со свободным оттоком воды, как указано в разделе 4.1.2, поскольку в этих грунтах поровое давление не зависит от деформации и дублирование полевых условий в лаборатории может быть обеспечено проведением последовательных опытов с дренажем при соответствующем уровне напряжения. В менее пропицаемых грунтах прогноз порового давления значительно сложнее, за исключением тех случаев, когда действующее напряжение изменяется настолько медленно, что это исключает развитие индуцированного порового давления. Такая картина редко наблюдается в динамике грунтов.

Однако в тех случаях, когда процесс нагружения происходит при постоянном содержании воды, индуцированное поровое давление является по существу функцией начального состояния образца [Bishop and Eldin, 1950] или, другими словами, функцией предыстории разви-

тия эффективных напряжений. Если рассматривать этот факт в соответствии с принципом эффективного напряжения, можно сделать вывод, что индуцированное поровое давление и, следовательно, траектория эффективного напряжения и все поведение двух образцов грунта, деформируемых при постоянном водонасыщении, будут одинаковыми в том случае (и только в том случае), когда идентичны все три определяющих фактора, а именно: начальное состояние, общая траектория напряжения\* и скорость нагружения (хотя большинство экспериментов показывает, что в пределах возможных колебаний скоростей нагрузок, исследуемых в инженерной сейсмологии, последний фактор обычно дает эффект лишь второго порядка). Этот вывод создает основу для выбора соответствующих переменных и условий проведения опыта в инженерных проблемах, связанных с грунтами.

Как показано в разделе 4.1.2, проблемы динамики грунтов могут быть грубо подразделены на две группы: в первой рассматриваются деформации грунтов в условиях свободного оттока воды, во второй — деформации грунтов при постоянном водонасыщении. В первой поровое давление является независимой переменной, и опыты на сухих или водонасыщенных образцах можно использовать для определения соответствующих характеристик грунта. Проблемы второй группы встречаются в инженерной сейсмологии более часто; здесь поровое давление является зависимой переменной и, следовательно, проще, надежнее и более целесообразно не включать его в расчеты реакции грунта \*\*.

Проблемы этой категории требуют проведения опытов на представительных образцах, где по крайней мере два или три из указанных факторов (начальное состояние и траектория напряжения) тщательно контролируются с целью воспроизведения естественных условий в массиве.

#### 4.1.4. СТАБИЛЬНЫЕ И НЕСТАБИЛЬНЫЕ ГРУНТОВЫЕ УСЛОВИЯ

Предположим, два образца несвязного грунта при начальных коэффициентах пористости  $e_1$  и  $e_2$  подвергнуты консолидированно-дренированному трехосному сжатию таким образом, что сдвиг в обоих образцах начинается при одной и той же эффективной уплотняющей нагрузке  $\sigma_c$ . Если значение  $e_1$  оказывается достаточно высоким, а  $e_2$  — достаточно низким, поведение образцов будет качественно различным,

\* В водонасыщенных грунтах воспроизводиться лишь отклоняющая траектория напряжения, поскольку любое увеличение гидростатического давления не изменяет величины эффективного напряжения.

\*\* Точный учет порового давления в проблемах такого рода равнозначен круговой замене переменных. Предположим, мы решили точно учесть поровое давление (т. е. описать процесс в терминах эффективного напряжения) в условиях, когда деформация грунта происходит при постоянной степени водонасыщения. Для того чтобы сделать это, необходимо предсказать индуцированное поровое давление в массиве, что требует проведения недренированных опытов на представительных образцах, в которых воспроизведены начальное состояние и полевая траектория напряжения. Это те же опыты, которые необходимы для анализа общего напряжения, но с дополнительным измерением величины индуцированного порового давления. В дальнейшем результаты опытов используются для оценки величины индуцированного порового давления в полевых условиях, а затем вместе с общим напряжением — для прогноза эффективного напряжения. Таким образом, если измерения порового давления совершенны, метод эффективного напряжения является по существу точным эквивалентом метода общего напряжения, но последний проще и более прямой. Поскольку измерения порового давления недостаточно совершенны, этот метод также и более надежен.

что иллюстрируют графики на рис. 4.1. В образце 1 сдвигающее усилие непрерывно увеличивается одновременно с ростом деформации и достигает максимума в точке  $s_1$ , после чего остается постоянным (см. рис. 4.1, а). В том же образце коэффициент пористости непрерывно уменьшается в процессе проведения опыта, пока не будет достигнута конечная величина коэффициента пористости  $e_s$  (установившийся коэффициент пористости [Poulos, 1975]), которая не изменяется при дальнейшей деформации (см. рис. 4.1, б). Образец 2 более плотный, дает пик в точке  $m$  на кривой напряжение — деформация, после чего сдвигающее усилие по мере роста деформации непрерывно уменьшается до тех пор, пока не достигнет примерно той же величины, что в образце 1 (см. рис. 4.1, а). Что касается изменения объема образца в зависимости от хода деформации, то образец 2 вначале слегка сжимается, а затем непрерывно увеличивается в объеме до тех пор, пока не будет достигнут тот же установившийся коэффициент пористости, что и в образце 1 (см. рис. 4.1, б). Пик на кривой напряжение — деформация для образца 2 отвечает моменту, когда объем образца увеличивается с максимальной скоростью.

Экспериментально можно показать, что образцы одного и того же песка при сдвиге после консолидации с коэффициентом пористости  $e_s$

вначале слегка сжимаются, а затем настолько же увеличивают свой объем, поэтому, когда их подвергают большим сдвиговым деформациям, они в общем не изменяются в объеме. Пик на кривой напряжение — деформация для этих образцов также находится на том уровне деформации, где скорость увеличения объема максимальна.

Описанное выше поведение грунта означает, что при тех же условиях проведения опыта существует такой коэффициент пористости ( $e_L > e_s$ ), при котором образцы, имеющие коэффициенты пористости, равные  $e_L$  или больше него, непрерывно уменьшаются в объеме в процессе опыта. Последовательные серии опытов, аналогичных описанным выше, позволяют определить  $e_L$  и  $e_s$  как функции эффективного уплотняющего давления  $\sigma_c$ , и, следовательно, может быть построен график, аналогичный изображенному на рис. 4.2, который мы назовем диаграммой состояний [Poulos, 1971]. Линия  $e_s$  отвечает критическому коэффициенту пористости, по Казагранде [Casagrande, 1936, 1976; Watson, 1940; Castro, 1969]. Каждый образец, испытываемый на сдвиг при начальных условиях, представленных любой точкой, лежащей над линией  $e_L$ , будет непрерывно сжиматься в процессе проведения опыта; любой образец, сдвигаемый при начальных условиях, представленных точкой, лежащей ниже линии  $e_L$ , будет в процессе опыта в той же мере увеличиваться в объеме.

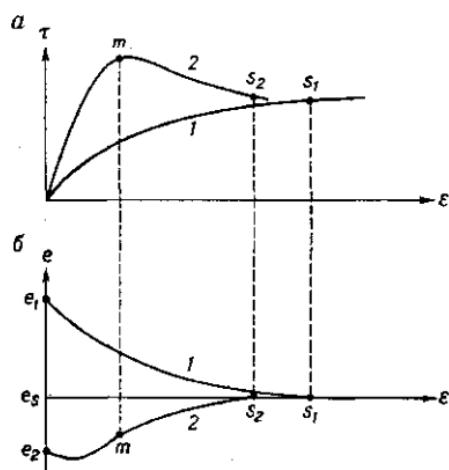


Рис. 4.1. Зависимость сдвигающего напряжения (а) и изменения объема (б) от осевой деформации ( $\varepsilon$ ) — в рыхлых (1) и плотных (2) свободно дренируемых образцах несвязанных грунтов.  
τ — сдвигающее напряжение по наклонной плоскости;  $e$  — коэффициент пористости

τ — сдвигающее напряжение по наклонной плоскости;  $e$  — коэффициент пористости

Вышеизложенные замечания, касающиеся соотношений между начальным коэффициентом пористости и тенденцией изменения объема несвязных грунтов, применимы к монотонным сдвигам и циклическим деформациям большой амплитуды. При вибрационных возмущениях, не вызывающих сдвиговых деформаций или приводящих к деформациям очень небольшой величины, любой несвязный грунт имеет тенденцию уменьшаться в объеме независимо от плотности (см. раздел 4.4.2).



Рис. 4.2. Диаграмма, показывающая области стабильного (I) и нестабильного (II) состояния несвязных грунтов.

Кривые  $e_s$  и  $e_L$  отражают соотношения  $e$  и  $\sigma_3$ , отвечающие установившейся деформации

приводит к возникновению отрицательного индуцированного порового давления.

В несвязных грунтах линию  $e_L$  можно рассматривать как границу между двумя различными типами поведения грунтов в условиях недренированного трехосного сжатия. Выше линии  $e_L$  деформация недренированного образца всегда сопровождается непрерывной потерей прочности, что может привести к разжижению; ниже линии  $e_L$  разжижение невозможно\*, так как развивается отрицательное поровое давление и грунт «затвердевает» независимо от траектории напряжения или деформации.

Будем считать, что грунт находится в стабильных условиях, если значение коэффициента пористости лежит ниже линии  $e_L$  на диаграмме состояний, в противном случае он находится в нестабильном состоянии.

Линия  $e_L$  введена для пояснения изложенной концепции. На практике граница между стабильным и нестабильным состояниями грунта должна определяться [Castro, 1969, 1972] непосредственно по результатам опытов на консолидированно-недренированных образцах, в которых происходит разжижение грунта; такая линия называется линией  $e_f$  (см. раздел 4.4.3). Остается исследовать, совпадают ли линии  $e_f$  и  $e_L$ .

Инженерно-геологические задачи предусматривают изучение грунтов как в стабильных, так и в нестабильных условиях, что требует существенно различных подходов. В грунтах, испытавших значительные напряжения сдвига, в нестабильных условиях легкое возмущение может привести к разжижению; для них детальное изучение зависимости

\* Имеется в виду концепция разжижения Казагранде. Соответственно разжижение может быть определено как состояние стабилизации деформаций при постоянном объеме и постоянной прочности грунта, значительно более низкой, чем та, которой он обладал перед возмущением [Castro, 1969].

напряжение — деформация не имеет значения, и для инженерно-геологических целей достаточно указать, что грунт находится в нестабильном состоянии. Наоборот, для стабильных грунтов соотношения напряжение — деформация весьма важны, поскольку необходимо уметь прогнозировать реакцию сооружения или основания на возможное возмущение.

В тонкозернистых связных грунтах обсуждаемая линия также может быть прослежена, за исключением тех случаев, когда связи между частицами существенно увеличивают прочность породы, обусловленную силой трения и эффективным напряжением. Следовательно, разжжение этих грунтов возможно лишь при коэффициентах пористости достаточно высоких, чтобы ослабить сцепление — одну из двух сдвиговых компонент — до чрезвычайно низкого уровня, т. е. до нескольких граммов на квадратный сантиметр. Таким образом, будем утверждать, что нестабильные условия в связных грунтах определяются неравенством  $e > e_{ll}$ , где  $e_{ll}$  — коэффициент пористости, соответствующий пределу текучести. Вообще говоря,  $e_{ll} \geq e_L$  для каждой стадии напряжения. Этот критерий можно сравнить с условиями, определяющими возможное оползание в глинистых отложениях при их разжении [Rosengqvist, 1953].

## 4.2. ЗАВИСИМОСТЬ НАПРЯЖЕНИЕ — ДЕФОРМАЦИЯ В СТАБИЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ

### 4.2.1. ВВЕДЕНИЕ

Как указывалось выше, структура грунта, определяемая как относительное расположение твердых частиц, является одним из основных факторов, влияющих на механические свойства образца. Более того, относительно слабые связи между различными фазами грунта, а также между самими твердыми частицами приводят к тому, что значительные изменения в структуре грунта происходят даже под влиянием небольших нагрузок. Отсюда следует по существу, что изменения грунта как материала при нагружении таковы, что его свойства являются функцией процесса нагружения. Это препятствует практическому использованию простых основополагающих уравнений общего вида для описания реакции грунта на динамические нагрузки; вместо этого свойства грунтов приходится определять в лабораторных или полевых условиях либо проводить опыты в массиве. Такие условия определены в терминах основных переменных, рассмотренных в разделе 4.1.3. Поскольку грунты в нестабильных условиях неспособны противостоять комбинации статических и динамических касательных напряжений без больших деформаций, в дальнейшем обсуждении мы рассмотрим зависимость напряжение — деформация лишь для стабильных грунтов.

Проанализируем четыре характеристики, которые полностью определяют поведение грунта при динамических нагрузках, а именно: модуль сдвига  $G$  (или модуль упругости  $E$ ) при малоамплитудных циклических деформациях, внутреннее затухание, зависимость напряжение — деформация для циклических деформаций большой амплитуды и прочность при циклической нагрузке. Еще одна характеристика необходима для описания динамической реакции грунта — коэффициент Пуассона; однако он варьирует в относительно узких пределах и в малой степени

Лабораторные методы определения динамических свойств грунта

Условия опыта	Вид испытаний, ссылки	Измеряемые свойства	Условия напряжения или деформации		Амплитуда деформации
			начальные	динамические	
Низкая частота	Циклические трехосные [Seed and Chau, 1966; Castro, 1969]	$E, D$ ; зависимость напряжение—деформация, прочность	Осьсимметрическое уплотнение	Пульсирующее осевое или всестороннее сжатие, напряжение с постоянной амплитудой	От $10^{-4}$ до $10^{-1}$
	Циклическое скручивание [Zeevaert, 1967; Nardin and Drnevich, 1972a, b]	$G, D$ ; зависимость напряжение—деформация	То же	Пульсирующее касательное напряжение; напряжение с постоянной амплитудой или свободная вибрация	От $10^{-4}$ до $10^{-2}$
	Простой циклический сдвиг [Seed and Wilson, 1967]	$G, D$ ; зависимость напряжение—деформация, прочность	$K_0$ -уплотнение	Пульсирующее касательное напряжение; напряжение (деформация) с постоянной амплитудой или свободная вибрация	От $10^{-4}$ до $3 \cdot 10^{-2}$
Высокая частота	Ультразвуковые испытания [Lawrence, 1965; Nacci and Taylor, 1967]	$c_p$ или $c_s$	Осьсимметрическое уплотнение	Дилатация или сдвиг; единичная импульсная волна	$10^{-6}$
	Резонансная колонна [Afifi, 1970]	$c_p$ или $c_s$ ; $E$ или $G$ ; $D$	Равномерное или осьсимметрическое уплотнение	Пульсирующее осевое или касательное (скручивающее) напряжение; деформация с постоянной амплитудой	От $10^{-6}$ до $10^{-2}$

влияет на сейсмическую реакцию грунта, поэтому детальное исследование этой величины вряд ли оправдано\*.

Таблица 4.1 суммирует лабораторные методы определения интересующих нас динамических характеристик. Полевые методы рассмотрены в разделе 4.5.2. На практике в каждом конкретном случае лучшим методом следует считать тот, который дает максимальное приближение к полевым условиям в отношении исходного состояния, динамической нагрузки и амплитуды деформации (репрезентативность образца в отношении присущих ему исходных характеристик принимается очевидной). Вообще говоря, ни один опыт не удовлетворяет всем требованиям; например, если необходимо построить кривую деформация — напряжение для больших циклических деформаций, удобно использовать малоамплитудные опыты для определения начального модуля и высокоамплитудные опыты для остальной части кривой. Воспользуемся табл. 4.1 как основой для ссылок при дальнейшем изложении.

#### 4.2.2. МОДУЛЬ СДВИГА ПРИ МАЛОАМПЛИТУДНЫХ КОЛЕБАНИЯХ

При первом цикле нагрузки образец грунта, испытываемый на сдвиг, частично претерпевает необратимые деформации, независимо от амплитуды деформации; поэтому кривые напряжение — деформация при нагрузке и разгрузке не совпадают. Если амплитуда деформации мала, разница между последующими кривыми разгрузки после нескольких циклов с близкой амплитудой постепенно исчезает и кривая напряжение — деформация образует замкнутую петлю, которая может быть описана двумя параметрами: средним наклоном и заключенной в ней площадью. Первый параметр определяет модуль сдвига, второй — внутреннее затухание.

Главными факторами, влияющими на модуль сдвига грунтов, являются амплитуда деформаций сдвига, начальное эффективное напряжение, коэффициент пористости и величина сдвигающего напряжения. В дополнение к ним (для связных грунтов) в разной степени влияют предыстория деформаций, степень водонасыщения, частота приложения нагрузок, температура и тиксотропность.

##### 4.2.2.1. Несвязные грунты

Доминирующими факторами являются амплитуда деформации, среднее значение эффективного напряжения  $\sigma_m$  и коэффициент пористости. При амплитудах деформации ниже  $10^{-4}$  несвязные грунты отличаются почти постоянным модулем сдвига  $G_{\max}$ . Хардин, Рихарт и Блэк [Hardin and Richart, 1963; Hardin and Black, 1968] предлагают использовать уравнения (4.1) для определения  $G_{\max}$ , где  $e$  — коэффициент пористости,  $\sigma_m$  — среднее значение эффективного напряжения.

Уравнение (4.1a) применимо для грунтов с частицами окружной

\* Установлено, что коэффициент Пуассона при динамических нагрузках колеблется между 0,25 и 0,35 для несвязных грунтов и между 0,4 и 0,5 — для связных. Он не зависит от частоты в рамках задач инженерной сейсмологии и в отличие от  $E$  и  $G$  нечувствителен к тиксотропным эффектам [Crandall et al., 1970].

формы, уравнение (4.16) — с угловатыми;  $G_{\max}$  и  $\bar{\sigma}_m$  даны в фунтах на квадратный дюйм,

$$G_{\max} = 2630 \frac{(2.17 - e)^2}{1 + e} \bar{\sigma}_m^{0.5}; \quad (4.1a)$$

$$G_{\max} = 1230 \frac{(2.97 - e)^2}{1 + e} \bar{\sigma}_m^{0.5}. \quad (4.1b)$$

Хотя в работе [Richart et al., 1970] содержится требование, чтобы число независимых наблюдений обеспечивало точность уравнений (4.1) в пределах  $\pm 10\%$ , однако за счет других свойств грунта, помимо  $e$  и  $\bar{\sigma}_m$ , а также за счет влияния условий проведения опыта возможны и большие отклонения. Таким образом, рекомендуется сохранить уравнения (4.1), выражающие влияние  $e$  и  $\bar{\sigma}_m$ , а числовой коэффициент определять путем проведения одного из двух испытаний, указанных последними в табл. 4.1.

Коэффициенты в уравнениях (4.1) заметно уменьшаются при амплитудах сдвиговых деформаций более  $10^{-4}$  [Hardin and Richart, 1963; Hardin and Black, 1966]. Было отмечено также второстепенное влияние предшествующих напряжений [Drnevich et al., 1967].

#### 4.2.2.2. Связные грунты

При амплитудах сдвиговых деформаций ниже, чем примерно  $10^{-5}$ — $10^{-4}$ , влияние коэффициента пористости, среднего эффективного напряжения и предыстории напряжений (последние представлены коэффициентом переуплотнения  $OCR$ ) может быть выражено уравнением

$$G_{\max} = 1230 \frac{(2.97 - e)^2}{1 + e} (OCR)^K \bar{\sigma}_m^{0.5}, \quad (4.2)$$

где  $G_{\max}$  и  $\bar{\sigma}_m$  измеряются в фунтах на квадратный дюйм, а  $K$  является функцией числа пластичности  $I_p$ , как показано на рис. 4.3 [Hardin and Black, 1969].

Как и в уравнениях (4.1), коэффициент в уравнении 4.2 следует определять из опытов на представительных образцах.

Начальная величина сдвигающего напряжения как будто не оказывает существенного влияния на величину  $G_{\max}$  [Hardin and Black, 1966, 1968]. Однако, как и в несвязных грунтах, увеличение амплитуды колебаний вызывает уменьшение модуля сдвига. Для описания вариаций модуля сдвига с изменением амплитуды сдвиговых деформаций Сид и Идрис [Seed and Idriss, 1970c] предлагают использовать эмпирическую зависимость, показанную на рис. 4.4. Величина  $G$  нормализована по  $s_u$  — недренированной прочности, поэтому абсолютная изменчивость за счет присущих грунту свойств исключается, и на графике представлена зависимость логарифма отношения  $G/s_u$  от логарифма амплитуды деформации сдвига  $\gamma$ . На тот же график (рис. 4.4) нанесены экспериментальные данные других исследователей.

В связи с тиксотропией связных грунтов при определении модуля сдвига следует принимать во внимание фактор времени.

Крендалл и др. [Crandall et al., 1970] показали, что  $G_{\max}$  зависит от предшествующих деформаций образца таким образом, что сразу после того, как деформация сдвига превысит  $10^{-4}$ ,  $G_{\max}$  уменьшается

на 20%, а затем непрерывно увеличивается во времени до первоначальной величины; аналогичное явление было отмечено Андерсоном [Anderson, 1974]. Имеются также сообщения [Afifi, 1970] о потере жесткости на 15—20% в результате постоянного действия эффективного напряжения в течение  $10^4$  мин после внезанного увеличения всестороннего давления до 10 фунтов на квадратный дюйм; со временем под действием постоянного эффективного напряжения жесткость восстановилась.

Время, прошедшее с момента предварительного уплотнения, также влияет на  $G$ . Маркусон и Уолс [Marcuson and Wahls, 1972] предложили уравнения (4.3) для учета этого эффекта в каолинитах и бентонитах соответственно

$$G_r = 1,0 + 0,046 T_r; \quad (4.3a)$$

$$G_r = 1,0 + 0,242 T_r, \quad (4.3b)$$

где  $G_r$  — отношение модуля сдвига образца, уплотнявшегося в течение определенного, интересующего нас времени, к модулю сдвига при 100%-ном предварительном уплотнении;  $T_r$  — отношение интересующего нас времени уплотнения образца к времени 100%-ной консолидации.

Последнее означает, что когда лабораторные испытания для определения  $G$  проводятся на только что уплотненных образцах, необходима экстраполяция с использованием уравнений (4.3) или других подходящих выражений, для того чтобы вычислить значения  $G$ , соответствующие полевым условиям. В некоторых работах [Stokoe and Woods, 1972; Stokoe and Richart, 1973] указывается, что при использовании значения  $T_r$ , соответствующего возрасту отложений, расхождение между результатами испытаний резонансной колонны и опытами в скважинах невелики. Андерсон [Anderson, 1974] показал, что экстраполяция результатов лабораторных испытаний на срок 20 лет в большинстве случаев дает хорошую оценку значений, получаемых в поле.

В работе Хардина и Дрневича [Hardin and Drnevich, 1972a] содержатся данные, указывающие на влияние степени водонасыщения. Они приводят пример, когда  $G$  уменьшилось более чем на 50% при увеличении степени влажности от 70 до 100%. Этими же авторами [1972a] показано, что частота оказывает незначительное влияние на величину  $G$ , если данные анализируются должным образом\*.

#### 4.2.3. ВНУТРЕННЕЕ ЗАТУХАНИЕ

Свидетельством рассеяния энергии в процессе передачи динамической нагрузки на образец грунта являются петли гистерезиса на диаграмме напряжение — деформация. Эта энергия расходуется в грунте на поддержание установившихся свободных колебаний конечной резонансной амплитуды и амплитуды затухания свободных колебаний.

\* Тейлор и Хьюодж [Taylor and Hughes, 1965] отмечают существенное влияние частоты на величину  $G$ , но не приводят окончательных данных.

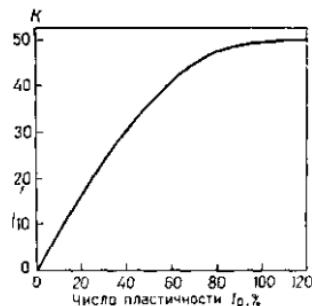


Рис. 4.3. Коэффициент перераспределения  $K$ , используемый в уравнении (4.2) [Hardin and Black, 1969]

В свою очередь каждое из этих наблюдений позволяет измерить внутреннее затухание.

Отметим некоторые из параметров, используемые для измерения внутреннего затухания: коэффициент поглощения  $\phi$ , логарифмический декремент  $\delta$ , фазовый угол между силой и деформацией  $\varphi$ , коэффициент затухания  $D$ . Наиболее употребительным является коэффициент зату-

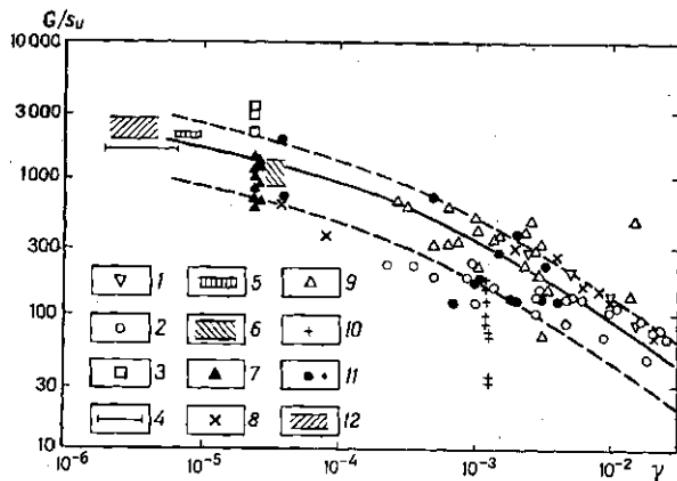


Рис. 4.4. Зависимость между нормализованным модулем сдвига  $G/s_u$  и деформацией сдвига  $\gamma$  в связанных грунтах [Seed and Idriss, 1970].

1 — Тьере и Сид; 2 — Ковач; 3 — Хардин и Блэк; 4 — Абзикс и Торшанский; 5 — Сид и Идрисс; 6 — Тсан и Хауснер; 7 — Вильсон и Дитрих; 8 — Тьере; 9 — Идрисс; 10 — Зееварт; 11 — Шенон и Вильсон; 12 — то же

хания (отношение вязкого затухания к критическому) и логарифмический декремент (уменьшение логарифма амплитуды колебаний за один цикл свободных колебаний). При резонансе или в условиях свободных колебаний эти параметры связаны соотношением,

$$\psi = 2\delta = 2\pi\phi = 4\pi D / (1 - D^2)^{1/2}. \quad (4.4)$$

Коэффициент затухания не зависит от частоты в сухих песках [Hardin, 1965], скальных породах [White, 1965] и пластицине — специальном восковом составе [Crandall et al., 1970]; это указывает, что в основе механизма рассеивания энергии в данных материалах лежит скорее гистерезис, чем вязкость. Форма и площадь петли гистерезиса не зависят от скорости нагружения, следовательно,  $D$  не зависит от частоты. Однако они очень чувствительны к амплитуде деформации; кроме того, на величину  $D$  влияют эффективное напряжение, влажность и (в глинах) предыстория нагружения [Crandall, 1970].

Влияние амплитуды колебаний, всестороннего давления и водонасыщения на логарифмический декремент в песках показано на рис. 4.5. Следует обратить внимание на то, что  $\delta$  увеличивается с увеличением амплитуды деформации и степени водонасыщения, но обычно уменьшается с ростом всестороннего давления. Однако при очень малых значениях этого параметра он увеличивается с ростом всестороннего давления (ссылка у Добри [Dobry, 1970] на Биота [Biot, 1970]).

Возможно, такое изменение в поведении грунта является результатом влияния двух противоположных факторов, а именно [Dobry,

1970]: 1) чем больше силы взаимодействия между частицами, тем больше рассеяние энергии при данной величине деформации и 2) чем больше силы взаимодействия между частицами, тем больше жесткость и меньше деформация, вызванная данным приращением напряжения.

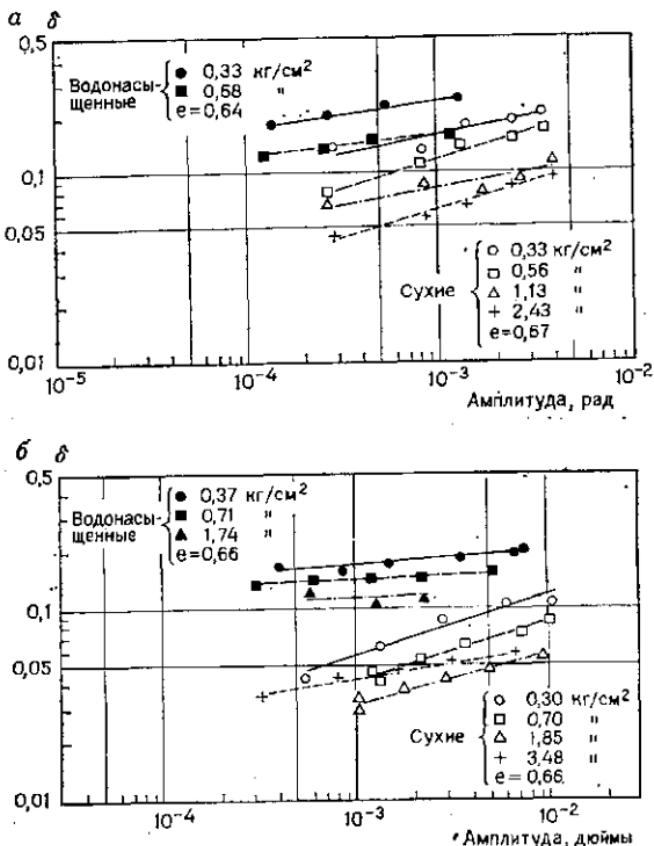


Рис. 4.5. Влияние амплитуды колебаний, всестороннего давления и водонасыщения на логарифмический декремент (δ) оттавских песков [Hall and Pichart, 1963].  
а — крутильные колебания; б — продольные колебания

#### 4.2.4. ЗАВИСИМОСТЬ НАПРЯЖЕНИЕ — ДЕФОРМАЦИЯ ПРИ ЦИКЛИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЯХ БОЛЬШОЙ АМПЛИТУДЫ

В тех случаях, когда ожидаются большие циклические деформации, может представить интерес полное описание зависимости напряжение — деформация. Оно может быть выполнено вначале путем построения кривой напряжение — деформация при монотонной нагрузке, а затем путем установления формы петель гистерезиса с помощью простых правил в соответствии с наблюдаемыми экспериментальными данными. В частности, петли гистерезиса должны иметь сжимающую, отвечающую модулю  $G$ , который изменяется в зависимости от амплитуды деформации и коэффициента затухания, не зависящего от частоты. Если используется эквивалентная вязкая модель, требование постоянства  $D$  выполняется путем введения коэффициента вязкости, обратно пропорционального частоте.

Добри [Dobry, 1970] рассматривает несколько гистерезисных моделей, построенных по кривым напряжение — деформация в соответствии с геометрическими правилами построения петель гистерезиса. Он делает вывод, что модель Рамберга — Осгуда, представленная на рис. 4.6, обладает, с одной стороны, преимуществами аналитического подхода, а с другой — хорошо согласуется с экспериментальными данными. Эта модель характеризуется пределом текучести  $(\tau_y, \gamma_y)$ , ограничивающим область линейных деформаций, начальным модулем сдвига  $G_{\max}$  и двумя параметрами:  $\alpha$  и  $r$ . Линейная упругая модель ( $\alpha=0$ ) и идеальная упругопластичная модель ( $r \rightarrow \infty$ ) являются предельными случаями.

Модуль сдвига в модели Рамберга — Осгуда монотонно убывает в зависимости

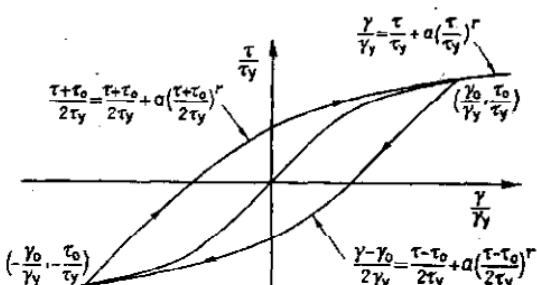


Рис. 4.6. Конститутивная модель Рамберга — Осгуда

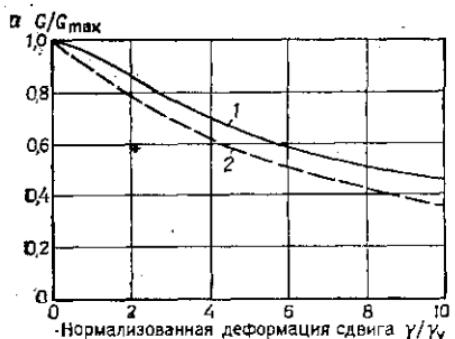


Рис. 4.7. Сравнение экспериментальных значений нормализованного модуля сдвига  $G/G_{\max}(a)$  и коэффициента затухания  $D(b)$  с моделью Рамберга — Осгуда для сухих песков [Dobry, 1970].

1 — модель Рамберга — Осгуда ( $r=3$ ,  $\alpha=0.05$ ); 2 — экспериментальная кривая

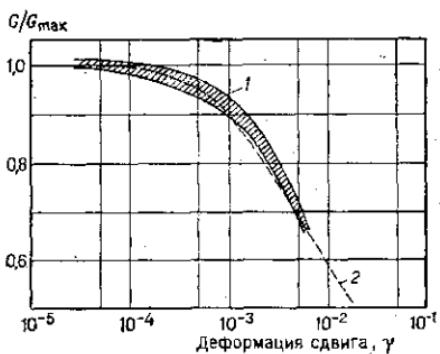


Рис. 4.8. Сравнение экспериментального нормализованного модуля сдвига ( $G/G_{\max}$ ) с моделью Рамберга — Осгуда для сильносжимаемых глин.

1 — интервал экспериментальных значений для глин Мехико-Сити [Leon et al., 1974]; 2 — модель Рамберга — Осгуда ( $r=2$ ,  $\alpha=0.005$ )

ности от амплитуды деформаций ниже предела текучести, в то время как коэффициент затухания асимптотически растет в направлении своего верхнего значения. Степень соответствия модели экспериментальным данным показана на рис. 4.7 — для сухих песков и на рис. 4.8 — для сильноожимаемых глин Мехико-сити.

#### 4.2.5. УСТОЙЧИВОСТЬ К ЦИКЛИЧЕСКИМ НАГРУЗКАМ

Влияние импульсной нагрузки на прочность грунтов изучалось многими исследователями, которые показали, что если время разрушения сократить от нескольких минут до нескольких миллисекунд, прочность несвязанных грунтов увеличивается на 10—20% [Casagraude and Shapnow, 1948; Seed and Lundgren, 1954], связанных грунтов — на 140—260%. Результаты испытаний подобного рода имеют, однако, ограниченное значение для инженерной сейсмологии, поскольку они не отражают характера реальных нагрузок. Сид и Чен [Seed, 1960; Seed and Chan, 1966] установили, что циклическость напряжений и вращение главных направлений при землетрясениях приводят к уменьшению сопротивления сдвигу. Таким образом, применительно к задачам инженерной сейсмологии прочность должна быть исследована путем воспроизведения наиболее характерных особенностей процесса нагружения на элемент грунта при землетрясениях. Сид и его сотрудники показали, что приближенному воспроизведению подлежат по крайней мере следующие переменные: величина напряжения, отношение главных напряжений, амплитуда пульсирующего девиатора напряжений и в меньшей степени частота импульсов.

Рекомендуемая методика определения прочности грунтов при циклических нагрузках в приборах для трехосного сжатия состоит в следующем [Seed and Chan, 1966]. Для каждой серии значений эффективного всестороннего давления, соотношения главных напря-

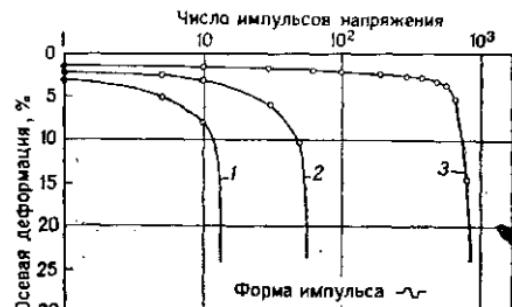


Рис. 4.9. Деформация ненарушенных образцов пылеватых глин при пульсирующей нагрузке [Seed and Chan, 1966].

Содержание влаги 91%. Постоянная нагрузка отсутствует. Пульсирующее напряжение: 1 — равное 100% нормальной прочности; 2 — равное 80% нормальной прочности; 3 — равное 60% нормальной прочности

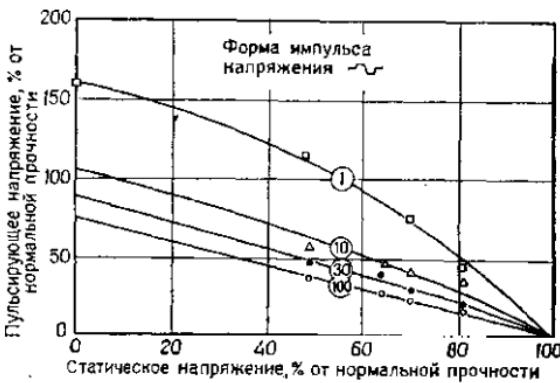


Рис. 4.10. Соотношения статического и пульсирующего напряжений, при которых происходит разрушение образца пылеватых глин ненарушенной структуры [Seed and Chan, 1966].

Цифры в кружках показывают число импульсов напряжения

жений и частоты нагрузок на образцы передается пульсирующее напряжение различных амплитуд  $\Delta\sigma_d$ .

В каждом опыте осевая деформация наносится на график как функция числа импульсов, как это показано на рис. 4.9. По этой диаграмме может быть определен девиатор пульсирующих напряжений,



Рис. 4.11. Сравнение прочности при нормальной и пульсирующей нагрузках для ненарушенных образцов пылеватых глин [Seed and Chan, 1966].

Содержание влаги 91%. Всескоренное давление 1 кг/см<sup>2</sup>. Неконсолидированные — недренированные испытания. 1 — кривая напряжение — деформация для нормального компрессионного испытания; 2 — зависимость деформации после 10 импульсов от статического (в интервале от  $\frac{1}{3}$  до  $\frac{1}{2}$  нормальной прочности) и пульсирующего напряжений; 3 — зависимость деформации после 100 импульсов от статического (в интервале от  $\frac{1}{3}$  до  $\frac{1}{2}$  нормальной прочности) и пульсирующего напряжений

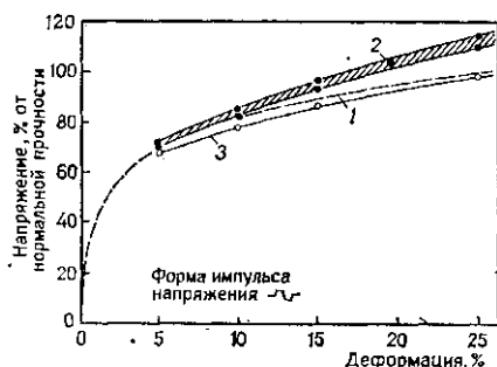


Рис. 4.12. Сравнение прочности при нормальной и пульсирующей нагрузках для плотных пылеватых глин [Seed and Chan, 1966].

Содержание влаги 23%. Неконсолидированные — недренированные испытания. 1 — кривая напряжение — деформация при нормальном компрессионном испытании; 2 — зависимость деформации после 10 импульсов от статического (в интервале от  $\frac{1}{3}$  до  $\frac{1}{2}$  нормальной прочности) и пульсирующего напряжений; 3 — зависимость деформации после 100 импульсов от статического (в интервале от  $\frac{1}{3}$  до  $\frac{1}{2}$  нормальной прочности) и пульсирующего напряжений

вызывающий разрушение образца после  $N$  циклов. За разрушение принимается определенная величина осевой деформации образца. По результатам опытов, отвечающих нескольким комбинациям девиаторов статических и пульсирующих напряжений разного уровня, может быть построена диаграмма, показывающая комбинации нагрузок, при которых происходит разрушение (рис. 4.10).

Было показано, что при высоких скоростях деформации прочность образца увеличивается, в то время как динамические нагрузки уменьшают прочность. Совместный эффект может быть различным в зависимости от чувствительности грунта. Однако Сид и Чен [Seed and Chan, 1966] отмечают, что во многих практических случаях нормальная прочность образцов в консолидированно-недренированных опытах может быть использована как хорошее приближение к прочности грунтов при сейсмических воздействиях (рис. 4.11 и 4.12). Кроме того, имеются наблюдения, что если величины статического и циклического напряжений нормализованы путем деления на нормальную консолидированно-недренированную прочность, комбинации напряжений, вызывающие разрушение, почти не зависят от уплотняющего давления [Seed and Chan, 1966].

## 4.3. ЛОКАЛЬНОЕ УСИЛЕНИЕ

### 4.3.1. ПРИРОДА ЯВЛЕНИЯ. ПРОБЛЕМЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Влияние местных условий на колебания земной поверхности при землетрясениях является конечным результатом сложного процесса распространения сейсмических волн, в котором механизм очага землетрясения и характеристики проводящих путей предопределяют фиксируемые эффекты. При стабильных грунтовых условиях это влияние

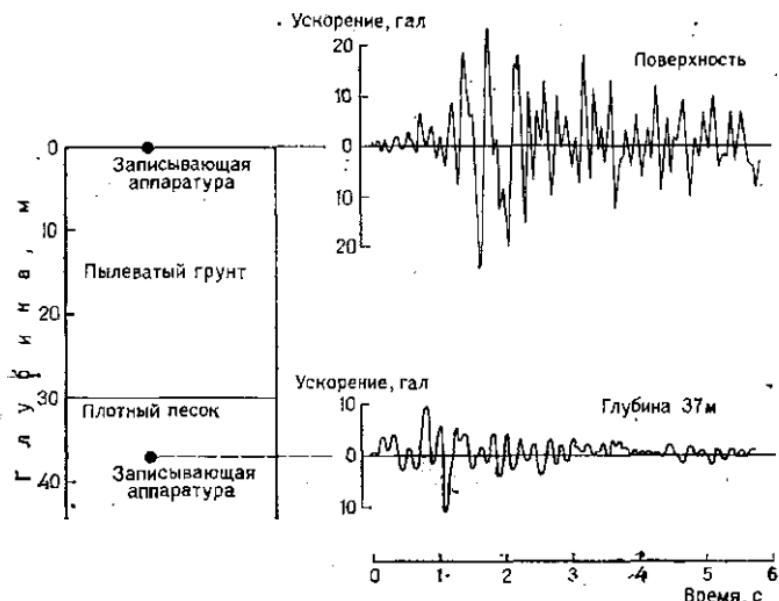


Рис. 4.13. Записи ускорений на поверхности земли и в толще грунта, полученные в Ураясу (Япония), иллюстрирующие эффекты местного усиления [Okamoto, 1973]

может принять форму динамического усиления, например в виде изменения величины сигналов, записанных одновременно на поверхности земли и на различных глубинах в стратифицированных отложениях (рис. 4.13 и 4.14). Обе серии записей относятся к слабым толчкам, но хорошо отражают изменения сейсмических колебаний под влиянием местных грунтовых условий, в том числе увеличение пиковых амплитуд на поверхности или внутри определенного слоя, а также увеличение длительности интенсивных колебаний. При прохождении через грунт амплитуда сейсмических волн может в определенных условиях и на определенных частотах значительно увеличиться, а в других условиях и при других частотах — уменьшиться.

Проблема выявления усиливающих влияний местных грунтовых условий на результаты инструментальных записей интенсивно исследовалась.

В предположении линейности фильтрующий эффект грунта определяется его передаточной функцией, т. е. количественно зависит только от динамических свойств и геометрии отложений. Ряд имеющихся наблюдений показывает, что характеристики усиления, определенные по сотрясениям низкой интенсивности, резко отличаются от аналогич-

ных характеристик, наблюдаемых при сильных колебаниях земной поверхности. Хотя нелинейность реакции грунта частично объясняет это явление, имеются данные, заставляющие предположить, что влияние геологического строения верхней толщи изменяется в зависимости от путей распространения волн и иногда превалирует над влиянием мест-

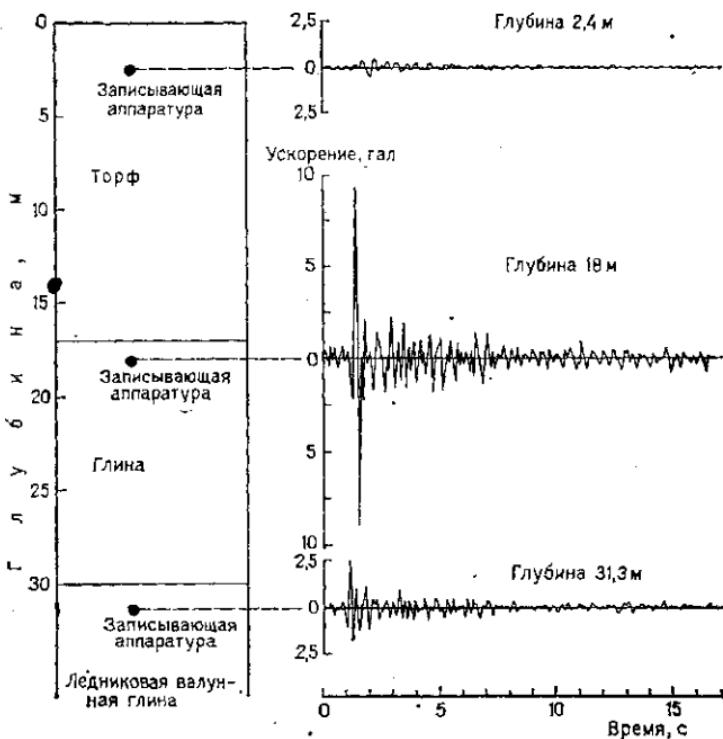


Рис. 4.14. Записи  $N-S$ -компоненты ускорения в толще грунта при слабом местном землетрясении в Юнион-Бей (Сиэтл, США) [Tsai, 1969]

ных грунтовых условий. В других случаях главную роль играет механизм очага.

Для иллюстрации этой точки зрения приведем два примера. Первый из них представляет собой случай, когда несколько записей сильных колебаний при одном и том же землетрясении было получено на участках с различным геологическим строением, при этом местные характеристики реакции грунта были определены предварительно при землетрясениях малой интенсивности. На рис. 4.15, а приведены характеристики усиления, вычисленные по сейсмограммам слабых землетрясений, записанных в Пасадене, Калифорния [Gutenberg, 1957]. На графике показаны отношения амплитуд колебаний по сейсмограммам, записанным на двух станциях, одна из которых расположена на 300-метровой толще уплотненного аллювия (СIT), другая (контрольная) — на кристаллических породах (SL); расстояние между станциями составляет около 4,5 км. Видно, что средние амплитуды на аллювии в несколько раз больше, чем на скальных породах. Кривые на рис. 4.15, б представляют спектральные отношения скоростей реакции,

вычисленные по акселерограммам, записанным на CIT и SL при землетрясении в Сан-Фернандо 9 февраля 1971 г. [Hudson, 1972]. Эпикентральное расстояние от SL составляло 34 км; таким образом, влияние затухания и проводящих путей сыграло, по-видимому, лишь второстепенную роль в различиях колебаний поверхности земли на этих

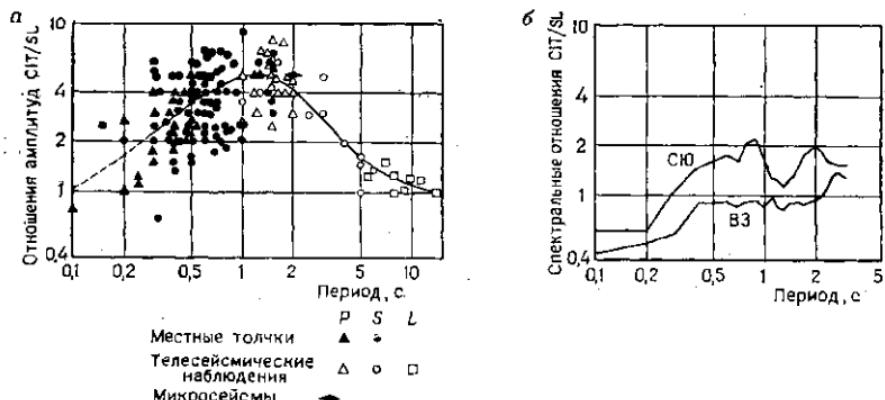


Рис. 4.15. Кривые усиления для участка, сложенного мощной толщей аллювия (площадка Калифорнийского технологического института CIT), и участка, где обнажаются коренные породы (сейсмологическая лаборатория SL) г. Пасадена (Калифорния). а — по данным Б. Гутенберга [Gutenberg, 1957]; б — по наблюдениям за землетрясением в Сан-Фернандо 9/II-1971 г.

двуих станциях. Колебания в меридиональном направлении оказались значительно слабее, чем в широтном. Различие в интенсивности, очевидно, послужило основной причиной расхождения с данными рис. 4.15, а. Сложная картина местных реакций грунта при землетрясении в Сан-Фернандо явилась, по всей вероятности, результатом неизвестных трехмерных геологических эффектов.

Вторым примером могут служить серии записей, полученных в период 1934—1968 гг. на единственной акселерографической станции Эль-Центро в Калифорнии [Udwadia and Trifunac, 1973]. Группа из 15 записей может быть разделена на несколько подгрупп, каждая из которых содержит землетрясения приблизительно с одним и тем же эпицентром. Подгруппы расположены на разных расстояниях и в разных азимутальных направлениях от эпицентра.

Станция Эль-Центро расположена в долине, выполненной хорошо уплотненными осадками, фундамент находится на глубине около 6 км. На рис. 4.16 показаны амплитудные спектры Фурье ускорения колебаний в направлении восток — запад и в вертикальном направлении для трех различных землетрясений, возникших вблизи одной точки и проходящих, таким образом, один и тот же путь к записывающей станции. Четких пиков, характерных для реакций местных грунтов, на кривых (или на части из них) не наблюдается; это указывает на то, что характер записей определяется главным образом влиянием механизма очага. Сравнение с другими группами записей приводит к тем же выводам. Первые три пика на теоретической кривой усиления, вычисленные для участка Эль-Центро в предположении горизонтального залегания пластов и вертикального распространения поперечных волн, приходятся на частоты 1,3; 3,8 и 6,3 Гц [Matthiesen et al., 1964]. Ни

одно из этих значений не совпадает со спектральными пиками на кривых (см. рис. 4.16).

Приведенные примеры показывают, что для сильных колебаний на относительно близком расстоянии от очага при стабильном поведении грунтов влияние местных грунтовых условий часто оказывается не самым главным фактором.

Простые теоретические модели, такие, например, как система плоских горизонтально залегающих слоев, оказываются часто неадекватными природным условиям, и для исследования ряда важных аспектов решаемой проблемы приходится опровергать и применять другие модели, способные учитывать разнообразие местных топографических условий и геологического строения.

Однако ситуация может быть совершенно иной, если колебания имеют меньшую интенсивность, эпицентральные расстояния больше, а стратиграфия характеризуется резкими контрастами сейсмического импеданса. Опытные данные, накопленные по нескольким землетрясениям, и результаты их изучения показывают [Rosenblueth, 1960; Borcherdt, 1970; Seed et al., 1972; Okamoto, 1973; Tezcan and Ipek, 1973], что усиливающее влияние мест-

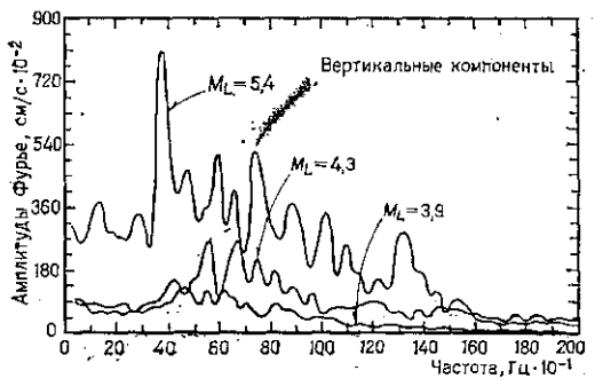
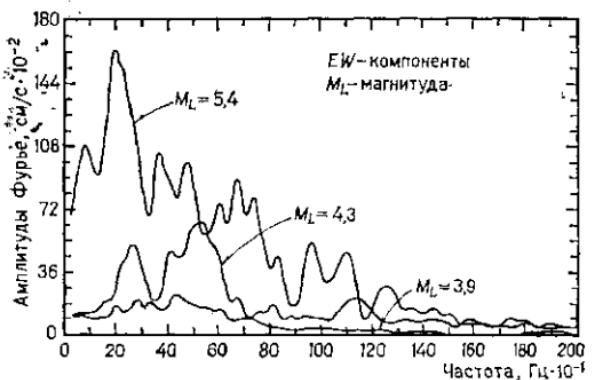


Рис. 4.16. Амплитудный спектр Фурье записей ускорений, полученных в Эль-Центро (Калифорния), для трех различных землетрясений, имеющих примерно одинаковую локализацию и эпицентральное расстояние 27 км [Udawadia and Trifunac, 1973].

ных грунтовых условий может быть весьма значительным и стать главной причиной разрушения сооружения, если перечисленные выше условия выполняются. В таких случаях одномерные модели оказались подходящим инструментом для оценки локального сейсмического риска (Негегера et al., 1965; Idriss and Seed, 1968a; Esteve et al., 1969; Seed and Idriss, 1970a).

Классическим примером может служить реакция рыхлых грунтов в районе Мехико-Сити. На рис. 4.17, а представлено шесть спектральных кривых усиления (отношения спектров скоростей реакции при 5%-ном затухании), полученных из горизонтальных компонент трех удаленных землетрясений, одновременно записанных на твердых породах в пределах спортивной площадки Национального университета и в нижней части города на озерных глинистых отложениях в Ноноалко-Тлате-

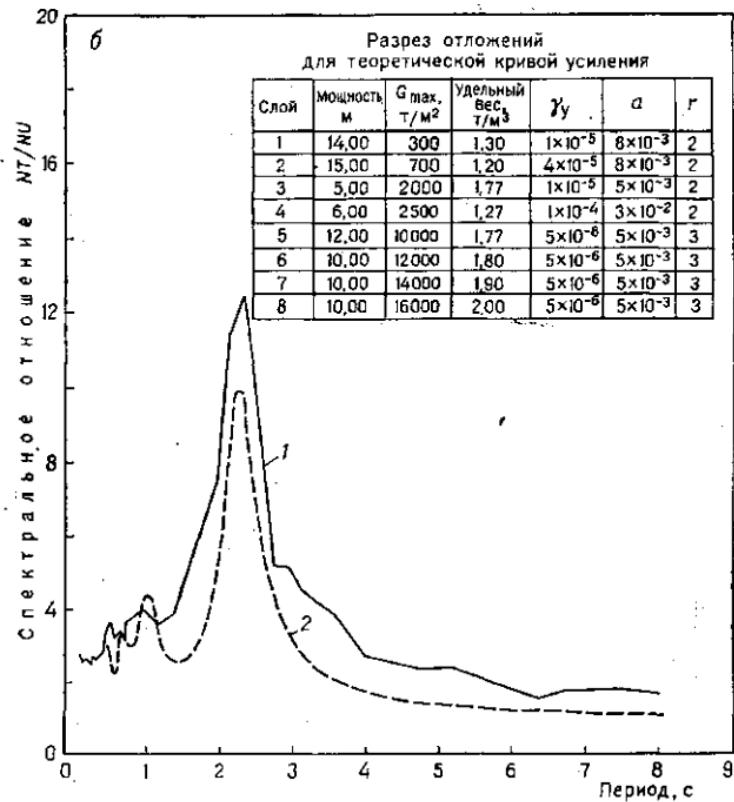
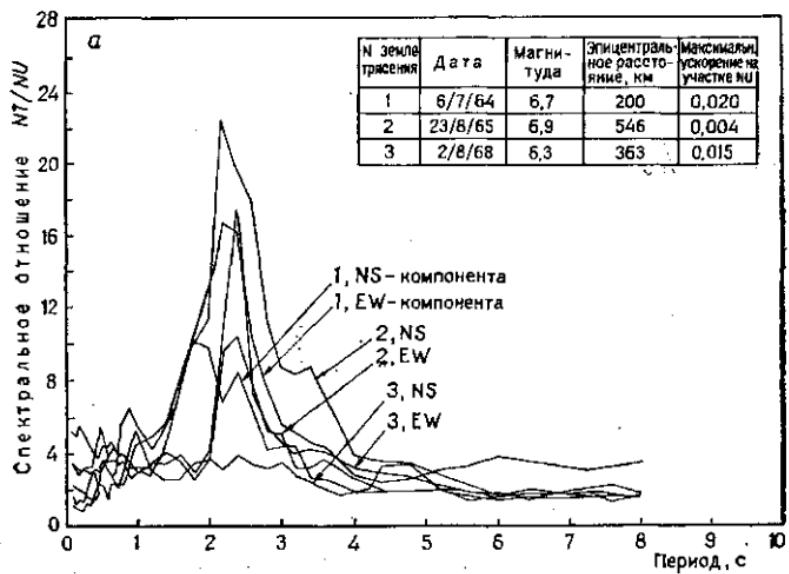


Рис. 4.17. Усиливающая реакция грунта в центральной части Мехико-Сити.

*a* — кривые отношения спектров реакции скоростей с одновременно записанных акселерограмм, полученных в Ноноалко-Латалокко (NT) и на площадке Национального университета (NU). Расстояние между двумя участками равно примерно 15 км; *b* — параметры разреза отложений те же, что в консистутивной модели Рамберга—Огуда, и частично заимствованы из данных Леона [Leon et al., 1974]. NT — участок на сильножемаемых грунтах; NU — участок на твердых грунтах. 1 — среднее спектральное отношение, снятые с кривых из рис. 4.17, *a*; 2 — теоретическая кривая усиления при максимальном ускорении 0,015 г

лолко. На рис. 4.17, б средняя кривая усиления, построенная по данным рис. 4.17, а, сопоставлена с теоретической кривой, вычисленной по одномерной модели. Хорошо видно, что небольшие вариации параметров грунта в верхних слоях приводят к значительным изменениям пикиового усиления и основной частоты.

#### 4.3.2. АНАЛИТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

Модель, обычно используемая для одномерного анализа усиления, учитывает только вертикально распространяющиеся S-волны; допущения, приводящие к такой упрощенной модели, широко обсуждаются в литературе [Newmark and Rosenblueth, 1971]. В отложениях с горизонтальной слоистостью колебания земной поверхности, вызванные падающими плоскими волнами, являются результатом вертикальной интерференции волн, направленных вверх и вниз и имеющих одну и ту же фазовую скорость в горизонтальном направлении. Неправильности поверхностей раздела приводят к образованию рассеянных волн с горизонтальными фазовыми скоростями, отличающимися от таких для падающих волн, и латеральная интерференция приобретает большее значение.

Вначале рассмотрим одномерные модели при линейном и нелинейном поведении грунта, затем — несколько двумерных моделей.

##### 4.3.2.1. Одномерное распространение колебаний при линейном поведении грунта

Для решения этой проблемы возможны в основном два подхода: методы волновых уравнений и методы сосредоточенных масс, или конечных элементов. В рамках первого подхода грунт трактуется как

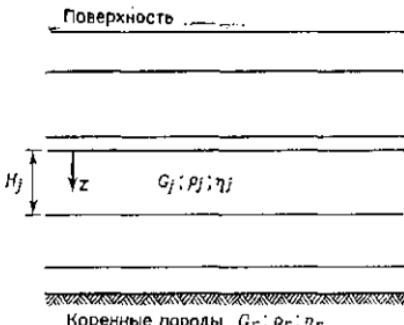


Рис. 4.18. Одномерная модель горизонтально-слоистой толщи с основными параметрами грунтов.

$G_j$  — модуль сдвига;  $\rho_j$  — плотность (а также  $\omega_j$  — удельный вес);  $\eta_j$  — вязкость (а также  $D_j$  — коэффициент затухания)

компоненты перемещения  $u = u(z, t)$ , которая внутри каждого слоя должна удовлетворять волновому уравнению:

$$\rho_j \ddot{u} = G_j \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + \eta_j \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}, \quad (4.5)$$

где  $t$  — время;  $z$  — глубина в пределах  $j$ -го слоя; точка означает производную по времени. Предполагается, что поверхность свободна от напряжений, и вход волны обычно рассматривается как сейсмический сигнал, поступивший со стороны нород фундамента. Поиск решения ведется в форме реакции на свободной поверхности грунта. В принципе, однако, вход может быть приписан и какой-либо другой точке. Тогда при желании можно вычислить реакции в любой произвольной точке; проблема получения реакции пород основания на данный поверхности сигнал предстает особенно важной. Для решения этой задачи предложено несколько различных методов: либо в частотной области с помощью преобразований Фурье [Haskell, 1960; Неггега and Rosenbluth, 1965; Roesset and Whitman, 1969; Lysmer et al., 1971; Schnabel et al., 1972a], либо методом многократного отражения, с использованием простого волнового уравнения во временной области [Newmark and Rosenbluth, 1971; Okamoto, 1973]. Благодаря возможности введения произвольных вариаций вязкости пластов грунта и высокой эффективности используемого алгоритма для быстрого вычисления преобразования Фурье [Colley and Tukey, 1965] более предпочтительно использовать первую группу методов. При гармоническом возбуждении с частотой  $\omega$  получаем следующее решение уравнения (4.5):

$$u = U_j(z) \exp(i\omega t) \quad (i = \sqrt{-1}) \quad (4.6)$$

при

$$U_j(z) = E_j \exp(ip_j z) + F_j \exp(-ip_j z) \quad (4.7)$$

и

$$p_j^2 = \omega^2 \rho_j / (G_j + i\omega \eta_j). \quad (4.8)$$

Первое слагаемое в уравнении (4.7) представляет собой ноперечную волну в отрицательном  $z$ -направлении с комплексной амплитудой  $E_j$ , в то время как второе — волну, движущуюся в положительном  $z$ -направлении, с комплексной амплитудой  $F_j$ . Из последовательности напряжений и смещений на границах раздела следуют рекурсивные формулы для амплитуд  $E_{j+1}$ ,  $F_{j+1}$ ,  $E_j$ ,  $F_j$  в двух смежных слоях. Для свободной поверхности получим

$$E_1 = F_1 = \frac{1}{2} A_0, \quad (4.9)$$

где  $A_0$  — общая амплитуда смещения на поверхности.

Использование рекурсивных формул, начиная с верхнего слоя, приводит к соотношениям

$$E_r = e_r(\omega) E_1; \quad (4.10)$$

$$F_r = f_r(\omega) E_1 \quad (4.11)$$

для волновых амплитуд в породах основания, где функции  $e_r(\omega)$  и  $f_r(\omega)$  определяются из условия  $E_1 = F_1 = 1$ . Фактически можно определить две различные передаточные функции для грунтовой системы. Одна из них связывает амплитуды на поверхности земли с амплитудами подстилающих пород и имеет вид

$$H_1(\omega) = 2E_1 / (E_r + F_r) = 2 / [e_r(\omega) + f_r(\omega)]. \quad (4.12)$$

Вторая функция связывает поверхностные амплитуды с теми, которые могли бы возникнуть в породах фундамента, если бы рыхлые поверхностные отложения отсутствовали, и имеет вид

$$H_2(\omega) = 2E_1 / 2E_r = 1 / e_r(\omega). \quad (4.13)$$

Модули этих передаточных функций являются функциями усиления грунтовой системы. Поскольку  $H_1(\omega)$  не зависит от упругих свойств породы, она называется также передаточной функцией абсолютно «жесткой породы». Эти свойства учитываются выражением  $H_2(\omega)$ , которое соответственно называется передаточной функцией «упругой породы». Рекомендуется использовать функцию  $H_2(\omega)$ , так как исходные колебания приписываются обычно обнаженным коренным породам, не перекрытым рыхлыми отложениями. Кроме того, предположение об абсолютной жесткости пород игнорирует эффект «радиационного затухания», т. е. перехода энергии обратно в коренные породы вследствие частичного отражения волн от грунта. Это упощение приводит к чрезмерному завышению усиливающих факторов. Сравнение двух функций усиления для единичного пласта в полупространстве показано на рис. 4.19.

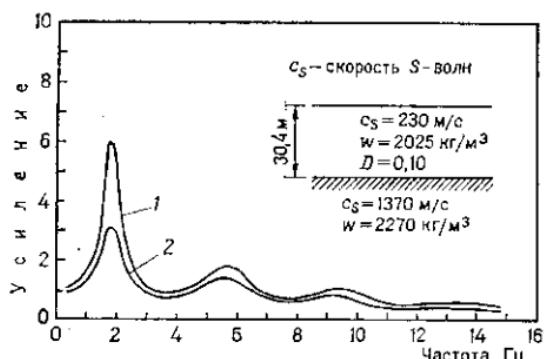


Рис. 4.19. Кривые усиления для грунтов, залегающих на жестких и упругих коренных породах [Posset, 1970].

1 — жесткие породы; 2 — упругие породы

Вышеизложенный подход применим только к гармоническим колебаниям. Для неуставившихся колебаний удобнее использовать разложение Фурье [Schnabel et al., 1972b]; время реакции на выходе получают путем использования обратного преобразования Фурье колебаний поверхности.

Если коэффициент вязкости  $\eta_i$  принять постоянным (вязкое затухание), произойдет резкое снижение амплитуд более высоких мод функции усиления. Уменьшение будет значительно меньше, если  $\eta_i$  обратно пропорционально частоте (гистерезисное затухание), поэтому коэффициент затухания

$$D_i = \eta_i / \omega / 2 G_i \quad (4.14)$$

является постоянным. Сравнение влияний гистерезисного и вязкого затухания упрощается, если отношение  $\eta_i / G_i$  принять равным для всех слоев. Если принять гипотезу вязкого затухания, коэффициент затухания в функции усиления будет линейно увеличиваться при всех естественных частотах  $\omega_n$ , а само усиление будет пропорционально  $1/\omega_n^2$ . Использование гипотезы гистерезисного затухания приводит к равенству коэффициента затухания для всех мод, и усиление, таким образом, будет пропорционально  $1/\omega_n$ .

Если спектр реакции на поверхности представляет непосредственный интерес (больший, чем, например, ускорения), может быть использован метод случайных колебаний. Методы определения функции спектральной плотности возбуждения коренных пород и расчет пиковых статистик реакции поверхности те же, что и при анализе реакции сооружений (см. гл. 8). Лишь гипотеза слабого затухания часто не подтверждается в применении к грунтовым системам.

Что касается методов волновых уравнений, то здесь предлагается несколько подходов, использующих метод сосредоточенных масс, или

конечных элементов [Idriss and Seed, 1968b; Roessel and Whitman, 1969; Roessel, 1970; Tsai, 1969; Idriss et al., 1973]. Когда породы основания принимаются абсолютно жесткими, эти методы приводят к классической системе динамических уравнений второго порядка. Для данного числа степеней свободы сосредоточенные массы обычно выбирают таким образом, чтобы диагонализировать матрицу масс, что удобнее с вычислительной точки зрения, хотя использование распределенной матрицы даст, вероятно, лучшие результаты [Kuhlemeyer and Lysmer, 1973]. Вопрос о минимальном числе масс, необходимом для того, чтобы получить определенный период  $T$  в спектре реакции с допустимой точностью, рассмотрен в работах [Roessel, 1970], [Ohsaki and Sakaguchi, 1973].

При использовании метода конечных элементов хорошие результаты получены для случаев, когда длина элемента меньше, чем примерно одна шестая длины самой короткой сейсмической волны, проходящей через систему [Kuhlemeyer and Lysmer, 1973]. Если значения вязкости слоев произвольны, решение уравнений движения для нормальных мод невозможно, поэтому приходится использовать метод пошагового численного интегрирования. Необходимым и достаточным условием для разложения по модам является представление матрицы затуханий в виде рядов Кафи [O'Kelly, 1964]. Если различия между коэффициентами затухания разных слоев невелики, можно ввести средние или взвешенные модальные коэффициенты затухания исходя из энергетических соображений. Полученное решение для нормальных мод дает удовлетворительное приближение [Whitman et al., 1972]. Радиационные эффекты затухания могут быть учтены путем включения не имеющего массы амортизатора с постоянным  $(G_{rpr})^{1/2}$  между основанием массы системы и полупространством, в предположении, что последнее является упругим, однородным и имеет нулевую вязкость [Tsai, 1969; Rosenblueth and Elorduy, 1969]. В этом случае должно быть введено дополнительное дифференциальное уравнение первого порядка, описывающее колебания амортизатора. Это делает классическое решение для нормальных мод неприменимым для всех случаев. С другой стороны, эффект рассеяния может быть приблизительно описан, если к модальному коэффициенту затухания добавить фиктивную компоненту, пропорциональную отношению среднего сейсмического импеданса поверхностных отложений и коренных пород [Roessel and Whitman, 1969].

Устойчивость и эффективность численных методов пошагового интегрирования во временной области широко исследовалась [Nickell, 1971; Bathe and Wilson, 1973; Coudreau and Taylor, 1973; Ayala and Brilla, 1973]. Несмотря на большие затраты машинного времени, обычно предпочитают использовать безусловно устойчивые неявные схемы; особенно привлекателен бета-метод Неймарка с постоянным ускорением благодаря отсутствию кажущегося затухания.

#### 4.3.2.2. Одномерное распространение колебаний при нелинейном поведении грунта

Зависящие от деформации гистерезисные характеристики поведения грунта при динамической нагрузке ясно выражены в результатах лабораторных испытаний нескольких видов. Данные о влиянии нелинейности, полученные с помощью полевых методов, являются обычно косвенными и часто заставляют предполагать, что произошло значи-

тельное размягчение грунта, например, в случае возникновения коротких открытых трещин и гребней сжатия, встречающихся на плоских поверхностях в эпицентральных районах сильных землетрясений [Amb-gaseys, 1970]. Однако для плотных материалов, не имеющих признаков растрескивания или разрушения, современные инструментальные данные (например, такие, как были получены при землетрясении 1971 г. в Сан-Фернандо) дают значительно меньшую величину усиления, чем предполагалось исходя из линейной теории. Помимо влияния путей передачи волн в этом случае может играть роль нелинейность реакции грунта.

При отсутствии сведений о сильных колебаниях и полевых экспериментальных данных о больших деформациях характеристики нелинейной реакции должны быть рассмотрены на основе численного моделирования и результатов лабораторных испытаний. Характерная особенность состоит в заметном уменьшении пикового коэффициента усиления и соответствующей частоты при увеличении интенсивности возбуждения. Сильное затухание, вызываемое гистерезисом, является главным фактором, обусловливающим наблюдаемое уменьшение. Это важно при попытках моделирования основных особенностей нелинейной реакции посредством простых эквивалентных вязкоупругих систем.

Когда для грунта полностью приимается нелинейный и гистерезисный конститутивный закон, то наиболее распространенным подходом является прямое численное интегрирование уравнений колебаний во временной области с пошаговой процедурой линеаризации кривой напряжение — деформация. Для некоторых случаев были получены численные решения, основанные на модели Рамберга — Осгуда, с использованием конечных элементов [Cervantes et al., 1973], сосредоточенных масс [Constantopoulos, 1973] или метода характеристик [Streeter et al., 1974; Papadakis, 1973]. Для дискретных нелинейных моделей требование к стабильности схем интегрирования становится более строгим.

В рамках метода характеристик условие стабильности выражается неравенством Куранта-Леви-Фредерикса

$$c_s \Delta t \leq H, \quad (4.15)$$

которое должно удовлетворяться для каждого слоя мощностью  $H$ . После определения  $H$  по наиболее высокой частоте, которая зафиксирована в реакции,  $\Delta t$  определяется уравнением (4.15) и выбором значения скорости поперечной волны  $c_s$ , которая соответствует наиболее высокому значению модуля сдвига. Наиболее важное преимущество метода характеристик состоит в упрощении проблемы численного решения двух дифференциальных уравнений первого порядка — одного для положительных, другого для отрицательных характеристик, содержащих в качестве неизвестных горизонтальную скорость частиц и сдвигающее напряжение.

Непосредственное определение эквивалентных функций усиления может быть выполнено посредством метода случайных колебаний, если принять процесс возбуждения стационарным с гладкой функцией спектральной плотности и представить нелинейность поведения грунта в виде произвольной гистерезисной модели [Faccioli et al., 1973; Faccioli and Ramirez, 1976]. Нелинейные характеристики реакции грунта моделируются эквивалентной вязкоупругой системой посредством итерационной процедуры. Эквивалентная линеаризация достигается способом «описывающих функций» [Siljak, 1969], и эквивалентные жестко-

сти и коэффициенты затухания зависят только от амплитуды возбуждающего сигнала. Поскольку метод «описывающих функций» применяется, строго говоря, к синусоидальным колебаниям, он определяет гармоническую реакцию, которая в некотором смысле в среднем эквивалентна фактически существующей стохастической реакции.

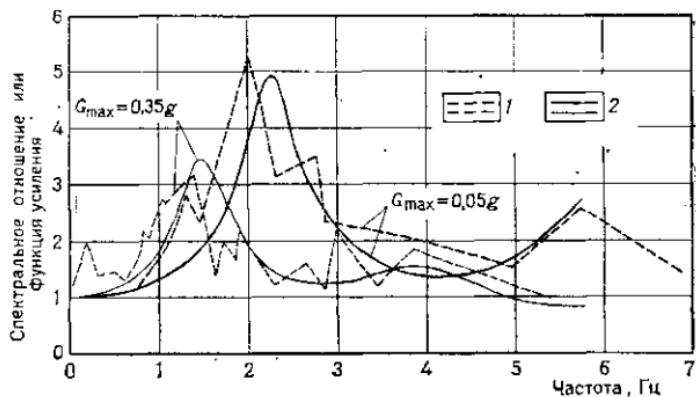


Рис. 4.20. Влияние интенсивности ускорения на входе ( $a_{\max}$  — пиковое значение) на максимальный коэффициент усиления и соответствующую частоту многослойной толщи отложений, подчиняющейся законам конститутивной модели Рамберга—Огуда. 1 — спектральные скорости с 2%-ным затуханием [Constantopoulos, 1973]; 2 — функции усиления [Facciole and Ramirez, 1975]

Сходящаяся процедура для определения функции усиления системы получена для случая, когда эквивалентные характеристики не изменяются в двух последовательных итерациях. Обоснованность этого метода существенно зависит от предположения об узкой полосе частот на выходе; большая часть имеющихся числовых результатов показывает, что принятное допущение разумно. Рис. 4.20 иллюстрирует отношения спектров ускорения реакции для 2%-ного затухания, вычисленные Константопулосом [Constantopoulos, 1973] при двух различных интенсивностях возбуждающего сигнала для нелинейной системы, имеющей девять степеней свободы; базовое колебание — S69E-компоненты записи, сделанной 21 июля 1952 г. Сплошные кривые — функции усиления, полученные методом случайных колебаний.

Нелинейную зависимость модуля сдвига и фактора затухания от амплитуды сдвиговых деформаций можно учесть, не прибегая к полностью нелинейному описанию поведения грунта. Это достигается с помощью метода «совместимости деформаций», итерацией процедуры с использованием эмпирически подобных вязкоупругих свойств. Каждая итерация состоит из полного линейного численного решения для данного грунтового профиля и может быть выполнена как методом волновых уравнений, так и методом сосредоточенных масс [Idriss and Seed, 1968]. Модули сдвига и коэффициенты затухания выбираются в соответствии с максимальным значением деформации сдвига, вычисленным на предыдущем шаге, на основе имеющихся экспериментальных кривых. Для этой цели принимается обычно наибольше «представительная» часть максимальной деформации, обычно между 0,6 и 0,7. Сходимость считается достигнутой, если отклонения величин деформации сдвига в двух последующих итерациях становятся несущественными. Этот метод не может быть использован для вычисления

остаточных деформаций или смещений и не дает существенного сокращения вычислительных работ по сравнению с полностью нелинейными решениями. Если эквивалентные свойства вычисляются на основе модели Рамберга — Осгуда, итерационная процедура приводит к недооценке максимальных смещений в спектре реакции и переоценке максимальных ускорений по сравнению с прямым численным моделированием [Constantopoulos, 1973].

#### 4.3.2.3. Другие модели распространения сейсмических волн

Для небольшого числа случаев, когда слой грунта имеет конфигурацию, отличную от горизонтально залегающего пласта, и грунт рассматривается как идеально упругая среда, получены устойчивые ана-

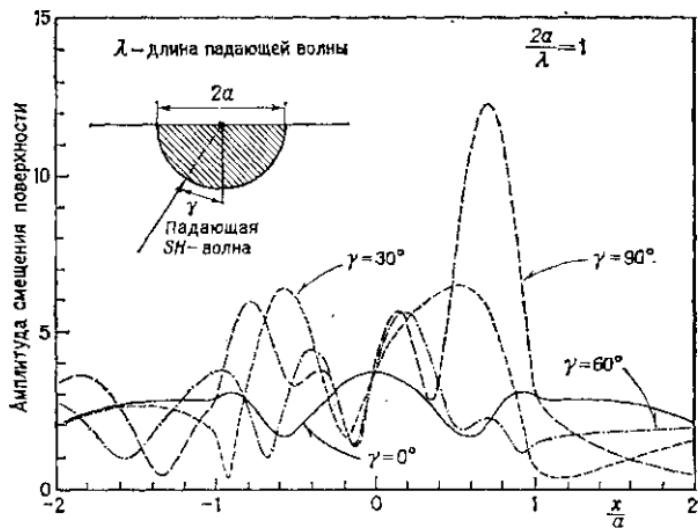


Рис. 4.21. Амплитуды смещения поверхности на упругой модели долины полуцилиндрической формы под действием волны с разными углами подхода. Центр долины соответствует  $x/a=0$ , края  $x/a=\pm 1$  [Trifunac, 1971]

литические решения. В качестве удобных моделей могут быть приняты речные долины полуцилиндрической и полуэллиптической формы, с произвольным углом падения SH-волны [Trifunac, 1971; Wong and Trifunac, 1974]. Решение дает общее поле смещений как функцию угла падения волны и положения поверхности. Амплитуды смещения поверхности для различных углов падения показаны на рис. 4.21 для долины полуцилиндрической конфигурации; коэффициент сейсмического импеданса в этом случае равен 0,33, а амплитуда возбуждения — единице. Сложность получаемых схем усиления и их чувствительность к направлению падения волны предостерегают против упрощенных интерпретаций реальных акселерограмм сильных колебаний, когда угол падения волны и детали геологического строения неизвестны. Лишь когда длина волны очень велика по сравнению с поперечным сечением долины, влияние случайных факторов становится несущественным. По мере того, как длина волны уменьшается, интерференция и местное усиление, вызываемое влиянием особенностей строения долины, становятся все более значительными.

Для более обычной двумерной задачи определения колебаний пласта, имеющего неправильную поверхность раздела с подстилающим полупространством, с успехом применен метод, основанный на интегральном представлении полей смещения [Aki and Larner, 1970]. В этом случае возбуждение также принимается в виде SH-волны с произ-

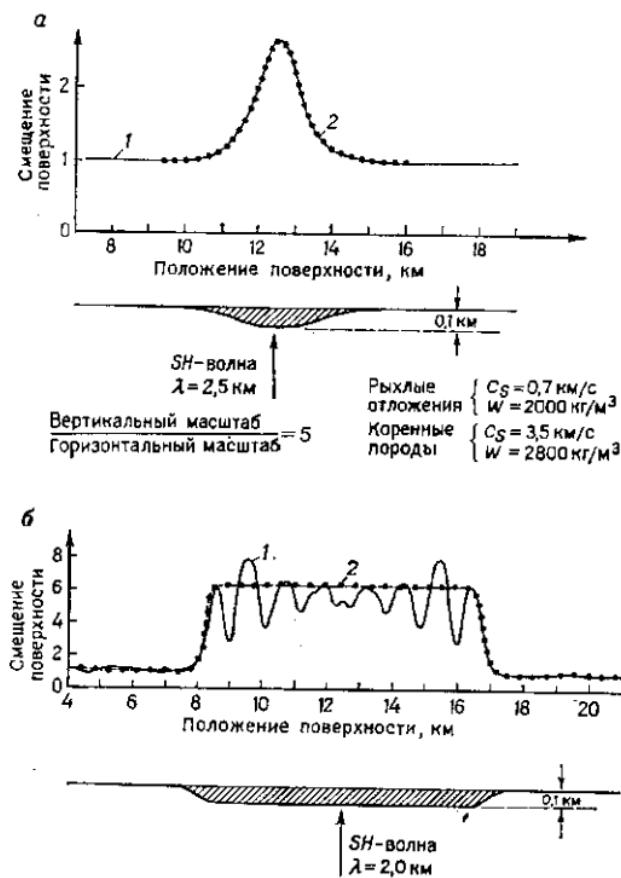


Рис. 4.22. Влияние конфигурации границ на амплитудную реакцию бассейна, возбужденную вертикально падающими SH-волнами [Aki and Larner, 1970].  
*а* — бассейн с плавными границами; *б* — бассейн с резкими границами. 1 — приближенное двумерное решение; 2 — реакция горизонтального слоя

вольным углом падения. Хотя вначале этот метод предназначался для изучения неоднородностей крупного масштаба, он хорошо подходит для анализа колебаний грунта в локальной структуре. Рис. 4.22 иллюстрирует эффект влияния конфигурации геологической структуры на колебания поверхности земли при вертикальном падении волны. Коэффициент сейсмического импеданса в обоих случаях равен  $1/7$ , в то время как длина волны в слое имеет различную кратность максимальной глубине поверхности раздела. Кривыми с точками показано одномерное решение при условии, что структура сложена горизонтально залегающими слоями постоянной мощности, равной той, которая установлена непосредственно под точкой наблюдения. Первый пример показывает, что анализ в случае плоского слоя аналогичен случаю с гладкой

поверхностью раздела. Во втором примере, однако, наличие относительно крутых границ приводит к значительной горизонтальной интерференции, и использование одномерных моделей, таким образом, должно приводить к большим ошибкам в оценках локальных амплитуд. Во втором случае длина волны в структуре удовлетворяет условию

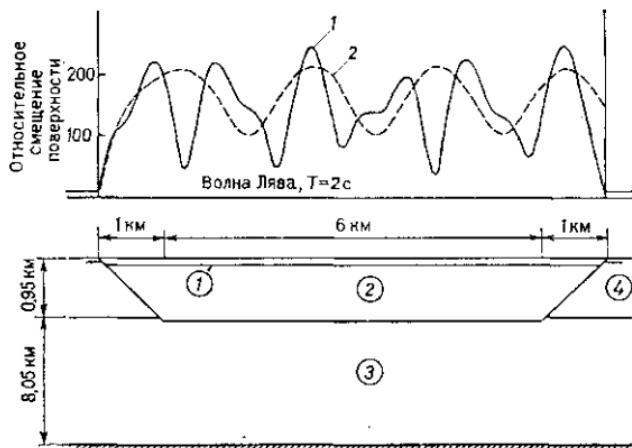


Рис. 4.23. Амплитудная реакция двумерной конечно-элементной модели долины, заполненной аллювием, возбуждаемая волнами Лява [Lysmer, Drake, 1972].  
 1 — долина шириной 6 км; 2 — график для правого склона долины, на котором отсутствуют скальные породы.  
 Цифры в кружках: 1 — аллювий,  $c_s=0.2$  км/с,  $\omega=1700$  кг/м<sup>3</sup>; 2 — сланец,  $c_s=1$  км/с,  $\omega=2200$  кг/м<sup>3</sup>;  
 3 — породы фундамента,  $c_s=3.6$  км/с,  $\omega=2800$  кг/м<sup>3</sup>; 4 — поверхность коренных пород

вию резонанса, предсказанному в соответствии с теорией горизонтального пласта.

Локальные неоднородности поверхностей в горизонтально залегающих неограниченных слоистых средах на жестком полупространстве исследовались с помощью построения смешанных стандартных матриц конечных элементов [Lysmer and Drake, 1972]. Неоднородные зоны, включающие сложные грунтовые структуры, анализируются методом конечных элементов, и сочленение с соседними районами, сложенными горизонтально залегающими слоями, достигается путем наложения требований непрерывности на компоненты напряжения и смещения. Возникающие при этом проблемы включают распространение поверхностных волн через большие аллювиальные долины. Пример распространения волны Лява с периодами колебаний 2 с иллюстрирует рис. 4.23. Местные усиления колебаний поверхности в этом случае происходят вследствие большой амплитуды моды основной волны Лява в долине, и преломление, вызванное наклонными границами, оказывается незначительным в противоположность случаю вертикального подхода SH-волны, показанному на рис. 4.22. Незначительное влияние граничных эффектов на величину пиковых усилий подтверждается при сравнении с решением, полученным для случая, когда аллювиальный пласт неограничен.

Метод конечных элементов использовался для исследования сейсмической реакции рыхлых отложений, ограниченных наклонно залегающими скальными породами и подвергавшихся воздействию гори-

зонтальных ускорений, с применением модели «совместимости деформаций» [Dezfulian and Seed, 1970]. Для случая когда затухание варьирует от элемента к элементу, было предложено более совершенное решение, результаты которого хорошо согласуются с данными испытаний на вибростоле для тонкослоистых глин [Idriss et al., 1973]. Проводился также специальный анализ для изучения движений абсолютно жесткого основания при наличии как вертикальной, так и горизонтальной компоненты ускорения и для упругого основания с блуждающей волной возбуждения [Dibaj and Penzien, 1969; Dezfulian and Seed, 1971].

#### 4.3.3. ВЛИЯНИЕ СЛАБЫХ ПРОСЛОЕВ

В рыхлых поверхностных отложениях часто встречаются линзы и тонкие прослой слабых грунтов, особенно типичные для несвязанных песков и алевритов. Даже если прочность преобладающих в разрезе пород достаточно высока, реакция грунта на сильное землетрясение в большой мере будет зависеть от поведения слабых прослоев. На наклон-

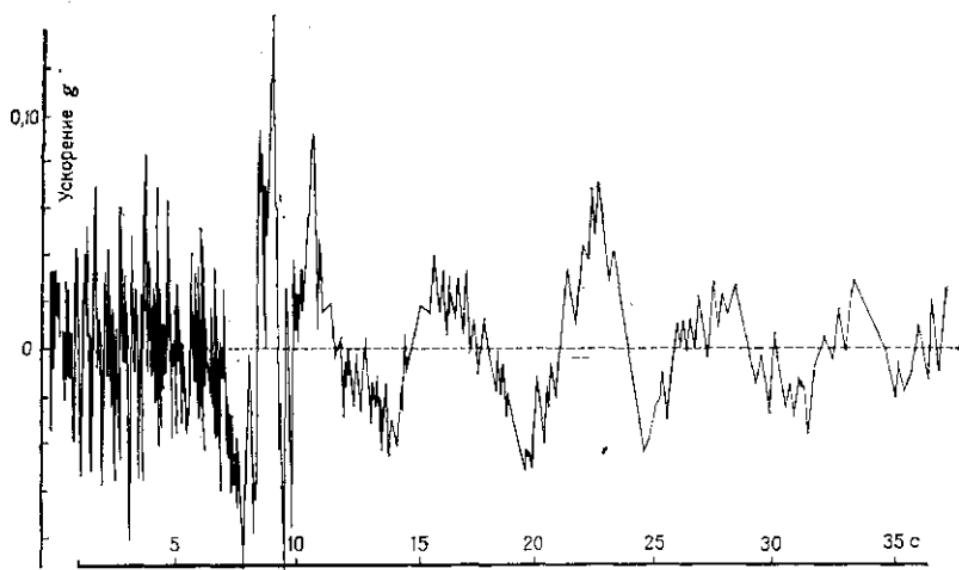


Рис. 4.24. Компонента акселерограммы сильных колебаний, записанной в Кавагиси-Хо при землетрясении 16 июня 1964 г. в Ниггате. Любезно предоставлено Н. Н. Амбрэйсом

ных поверхностях избыточное разжижение водонасыщенных прослоев песков и супесей в мощных толщах глин может стать главной причиной крупных оползней [Seed, 1970]. На плоских участках рельефа быстрое разрушение слабых прослоев на глубине может и не повлиять на устойчивость сооружений, однако вполне вероятно, что на поверхности произойдут существенные изменения амплитуд и частот спектра реакции. Это было продемонстрировано численными решениями для случая горизонтально залегающих пластов; при этом поведение грунта принималось упругопластичным, в расчетную модель вводились тонкие прослой, с меньшим пределом текучести, чем предел текучести вмеща-

ющих пород [Ambraseys, 1970, 1973]. Разжижение расположенного на глубине слоя создает разрыв в напластовании, вследствие чего вышележащие грунты могут свободно колебаться, что вводит в реакцию высокочастотную составляющую. Этим можно объяснить некоторые особенности акселерограмм сильных колебаний, записанных при Нигатском землетрясении 1964 г. в Кавагиси-Хо, где разжижение грунта на глубине началось, вероятно, через 6 или 7 с после начала колебаний (рис. 4.24).

Можно предположить, что предел текучести самого слабого грунта определяет верхнюю границу возможной величины напряжений, а следовательно, также ускорений и скоростей, которые могут быть переданы на дневную поверхность. Эти границы должны зависеть: для глин — от величины прочности на сдвиг при консолидированно-недренированных испытаниях и напряжениях, соответствующих полевым условиям; для песков — от эффективного напряжения и эффективного угла трения. Отсюда следует, что когда в отложениях преобладают слабые прослои, распределение поверхностных колебаний в эпицентральном районе при сильных землетрясениях в большей мере зависит от динамики местных грунтовых условий, чем от механизма очага или характеристик волнопроводящих путей. Доказательства разжижения приповерхностных грунтов наблюдались в районах нескольких землетрясений; медленный и неустойчивый характер затухания пиковых ускорений на близких расстояниях от очага может в значительной степени зависеть от распределения прочности в грунтах.

#### 4.3.4. МОДИФИКАЦИЯ РАСЧЕТНЫХ СПЕКТРОВ В СООТВЕТСТВИИ С ГЕОЛОГИЧЕСКИМ РАЗРЕЗОМ

Для промежуточных и больших фокальных расстояний имеется несколько записей сильных колебаний, свидетельствующих о влиянии местного геологического разреза на форму спектра реакции. В работе Сида и Идрисса [Seed and Idriss, 1969] рассматриваются пять спектров, показанных на рис. 4.25, вместе с соответствующими геологическими разрезами участков и результатами пенетрационных испытаний. Четыре из них представляют собой записи одного и того же землетрясения в одном и том же городе [Hisada et al., 1965], все графики записаны при больших энциркулярных расстояниях. Все пять спектров расположены в порядке увеличения степени «мягкости» грунта, на котором расположена записывающая станция, и для каждого дан период, соответствующий максимальному нормализованному спектральному ускорению. Заметим, что преобладающий период колебаний увеличивается с увеличением «мягкости» пород в разрезе.

Осаки [Ohsaki, 1969] выбрал из японского каталога акселерограмм группы записей, полученных на твердых и «мягких» грунтах. Спектры ускорений, записанные в основании сооружений, построенных на скальных породах, твердых грунтах и многослойных «мягких» грунтах, показаны на рис. 4.26, а, б. Так же, как на рис. 4.25, ординаты спектров нормализованы по максимальному ускорению колебаний поверхности. В спектре, представленном на рис. 4.26, а, пики приходятся на периоды 0,2—0,3 с, и уменьшение спектральных ординат с увеличением периода происходит очень резко. С другой стороны, спектры, представленные на рис. 4.26, б, имеют несколько пиков, и диапазон периодов, в которых на сооружение действуют значительные сейсмические силы, очень широк.

Переходя к проблеме определения расчетного спектра на поверхности грунта на локальном участке, отметим, что эталонные сейсмические движения для района определяются обычно для твердых пород. Такие движения могут быть представлены в форме расчетного спектра либо в виде одной или нескольких расчетных акселерограмм. Если

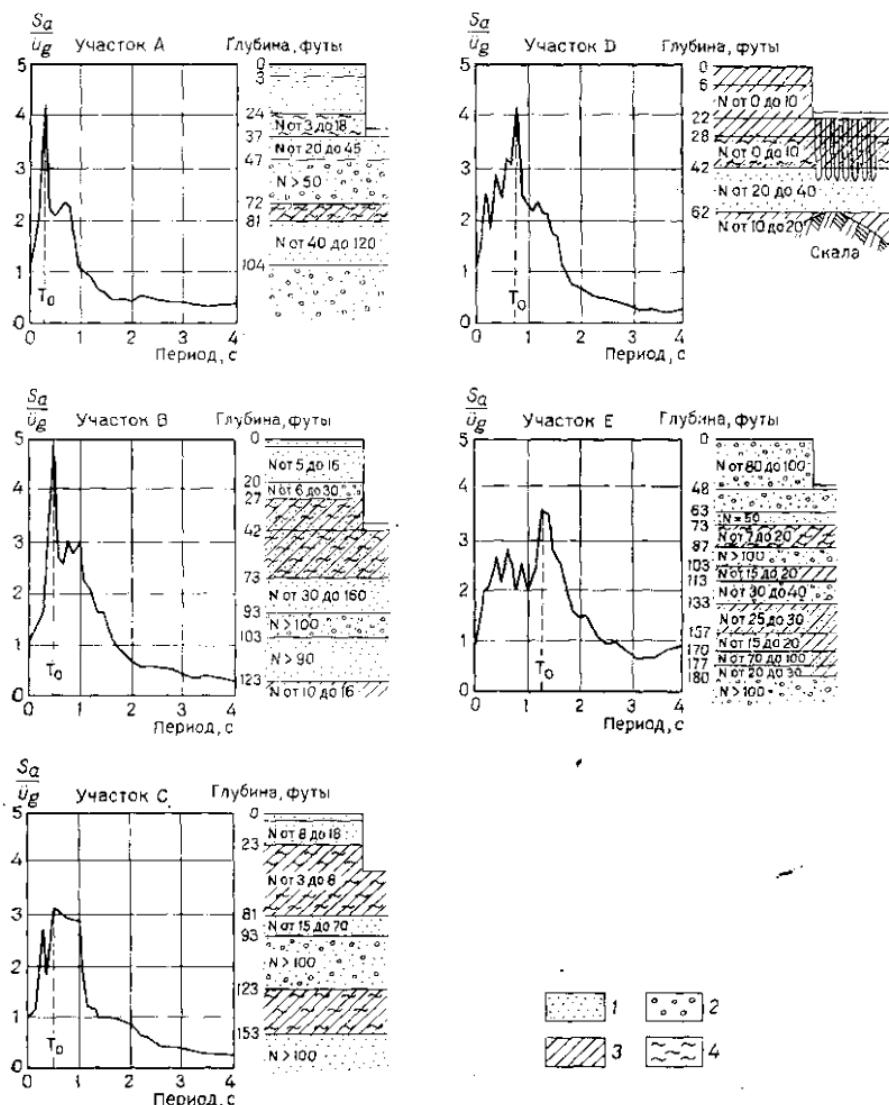


Рис. 4.25. Влияние местных грунтовых условий на форму спектров реакции [Seed and Idriss, 1969].

$S_a$  — спектральное ускорение при затухании 0,05;  $\ddot{y}_d$  — максимальное ускорение колебаний;  $T$  — несок; 2 — гравий; 3 — глина; 4 — алеврит.

Участок А- $T_0=0,3$  с, магнитуда 6,9, эпицентрическое расстояние 132 км; участок В- $T_0=0,5$  с, магнитуда 6,9, эпицентрическое расстояние 132 км; участок С- $T_0=0,6$  с, магнитуда 6,9, эпицентрическое расстояние 132 км; участок D- $T_0=0,8$  с, магнитуда 7,5, эпицентрическое расстояние 165 км; участок Е- $T_0=1,3$  с, магнитуда 6,9, эпицентрическое расстояние 132 км

местные записи для изучаемого района отсутствуют, акселерограммы для коренных пород могут быть отобраны из существующих каталогов сильных землетрясений или получены посредством стохастического моделирования [Rascón and Chávez, 1973] (см. также гл. 8). Если для данного участка записи отсутствуют и параметры эталонных спектров

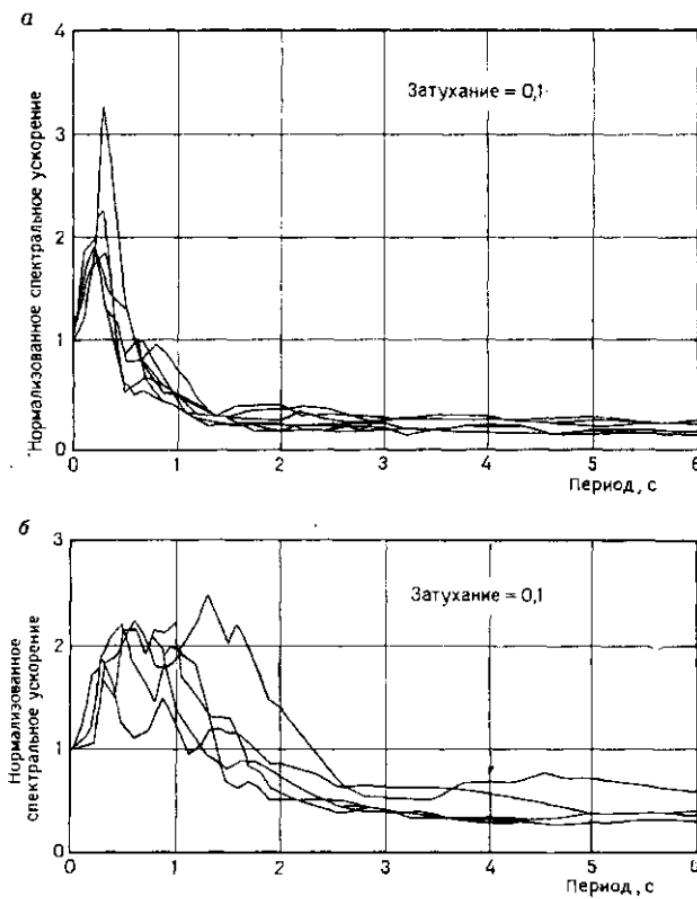


Рис. 4.26. Спектры реакции ускорений для скальных пород и твердых грунтов (а) и для рыхлой многослойной толщи (б) [Ohzaki, 1969]

трудно определить, можно воспользоваться методом аналогий и выбрать в качестве расчетного некоторый средний или огибающий спектр из записей, полученных на других участках со сходными геологическими разрезами. Для этой цели может быть использована, например, огибающая записей, представленных на рис. 4.26, б. Хотя этот критерий, по всей вероятности, будет иметь ограниченное применение при проектировании, он может быть использован в качестве рациональной замены реального расчетного спектра в ряде практических случаев. С другой стороны, мы можем обратиться к численному моделированию и непосредственно определить фильтрующие эффекты грунта при эталонных колебаниях. Для границ сложной конфигурации при нерав-

номерном переслаивании эта цель лучше всего достигается посредством числовых расчетов реакции на вход определенной сейсмической волны с использованием одной из охарактеризованных выше двумерных моделей. Для того чтобы получить статистически значимый результат, расчеты должны быть выполнены для нескольких различных характеристик возбуждающего сигнала. Затем, если взять огибающую или какую-либо среднюю для данного семейства спектров реакции, может быть получен представительный спектр реакции грунта. Обычно это длительная и дорогостоящая процедура, особенно когда требуется тщательная дискретизация грунтовой системы и должны быть приняты во внимание нелинейные свойства.

Схематизация разреза в виде бесконечного горизонтального залегающего пласта позволяет сделать существенные упрощения. Если выделить очень короткий интервал времени, теоретическая функция усиления системы даст удовлетворительную аппроксимацию незатухающих спектров реакции. В случае вязкоупругого поведения грунта функция усиления может быть вычислена точно; известен также более совершенный метод, опирающийся на статистически оцененное различие между спектральным отношением и функцией усиления [Roessel, 1970]. Если вводится нелинейная описывающая функция для гистерезисной модели, метод эквивалентной функции усиления дает хорошее приближение, значительно более экономичное, чем численное моделирование. Стохастические свойства эталонных колебаний в этом случае непосредственно включены в функцию спектральной плотности на входе (см. гл. 8); методы вычисления спектральных плотностей по спектрам скоростей реакции известны в литературе [Jennings, 1963]. Предложен также вероятностный подход, основанный на эквивалентных передаточных функциях для нелинейной реакции и приводящий к условному оцениванию среднегодового числа землетрясений, интенсивность влияния которых на грунты превышает заданную величину [Esteva and Villaverde, 1973].

Особенности геологического строения участка и динамические свойства грунтов обычно плохо известны. Поэтому, хотя определение различных модификаций расчетного спектра посредством численного моделирования с использованием более или, менее удовлетворительных многомерных моделей весьма удобно, его следует использовать с чрезвычайной осторожностью. Дополнительную неопределенность вносят также входные характеристики землетрясений. Во многих случаях оказывается полезнее выполнить параметрические исследования с использованием одномерной модели, поскольку это позволяет получить некоторые представления о величине влияния, которое могут оказывать на реакцию грунта наиболее существенные неопределенности задачи.

## 4.4. УПЛОТНЕНИЕ И ПОТЕРЯ ПРОЧНОСТИ

### 4.4.1. ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Поведение нестабильных грунтов основания при динамических воздействиях представляет собой одну из наименее изученных, а следовательно, и наиболее перспективных областей исследований в инженерной сейсмологии. Несмотря на достигнутые успехи, непротиворечивого объяснения механизма, управляющего разжижением водонасыщенных песков и циклической потерей прочности рыхлых связных грунтов, до сих пор не существует, а применимость результатов лабо-

раторных испытаний к полевым условиям остается предметом продолжающихся споров. Смещения, вызываемые местными разрушениями грунта или его уплотнением, особенно важны для инженерных сооружений, чувствительных к неравномерным осадкам, таких, как мосты, атомные электростанции, коммуникационные сети, земляные и камне-набросные плотины. Хотя такие сооружения составляют лишь небольшую часть от общего числа, их разрушение обходится очень дорого для общества; поведение подобных сооружений в условиях сильных сотрясений должно быть тщательно изучено.

#### 4.4.2. ИЗМЕНЕНИЕ ОБЪЕМА ПРИ ВИБРАЦИИ

Вибрация долгое время считалась эффективным способом уплотнения несвязанных грунтов, и для этой цели существует несколько лабораторных и полевых методов [Broms and Forssblad, 1969]. Исследования уплотнения грунта, вызванного действием вертикально направленных ускорений и переменных вертикальных напряжений на вибрационном столе, а также одномерных циклических нагрузок показали, что при ускорениях ниже  $1g$  изменения плотности очень малы (рис. 4.27 и 4.28). Испытания на вибrostоле дали значительное уплотнение только при таких уровнях ускорений, которые приводят к исчезновению вертикальных напряжений на некоторой ступени цикла нагрузок [D'Appolonia and D'Appolonia, 1967; Whitman and Ortigosa, 1968].

Изменения объема и характеристики трения сухих песков, вызванные высокими значениями горизонтальных ускорений и большим числом малоамплитудных циклов, исследовались при помощи сдвиговых приборов, установленных на вибрационных столах [Barkan, 1962; Youd 1970]. Для рыхлых образцов было показано, что конечная плотность увеличивается с ростом ускорения и для данного уровня ускорения достигается состояние равновесия, которое является функцией передаваемого вертикального давления (рис. 4.29). Если после достижения состояния равновесия поддерживается вибрационное возбуждение и в то же время образец подвергается прямому сдвигу, дальнейшего изменения объема не происходит. Дополнительное уплотнение образца в состоянии равновесия может быть вызвано ускорениями или вертикальным давлением, превышающими значения, которые соответствуют равновесию.

Другие исследования, основанные на циклических сдвиговых и вибрационных испытаниях с использованием ускорений и амплитуд деформации в том же диапазоне, который можно ожидать при сильных землетрясениях, показывают, что величина деформаций сдвига, относительная плотность и число циклов нагружения являются главными факторами, определяющими уплотнение сухих и водоонасыщенных дренируемых несвязанных грунтов [Silver and Seed, 1969; Youd, 1972]. Типичное поведение рыхлых оттавских песков показано на рис. 4.30. Каждый цикл представляет собой последовательность сжатие — расширение, сходную с той, которая наблюдается при монотонном сдвиге, но конечная величина уменьшения объема накапливается постепенно, пока не будет достигнута предельная плотность, величина которой значительно больше, чем 100%-ная относительная плотность, определяемая по ASTM D-2049-69. Комбинированный эффект влияния амплитуды сдвиговых деформаций и числа циклов нагружения на степень уплотнения песков показан на рис. 4.31, в то время как влияние начальной относительной плотности на непрерывную вертикальную

деформацию, нарастающую на протяжении 10 циклов, иллюстрирует график на рис. 4.32. Отметим, что интенсивность уплотнения снижается с увеличением числа циклов. Это позволяет предположить, что осадки



Рис. 4.27. Влияние интенсивности ускорения на уплотнение песка при испытаниях на вибростоле с вертикальными колебаниями [D'Appolonia and D'Appolonia, 1967]

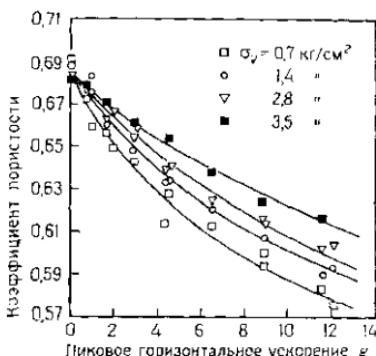


Рис. 4.29. Влияние интенсивности ускорения и всестороннего давления на конечную величину коэффициента пористости сухих оттавских песков при сдвиговых вибрационных испытаниях [Youd, 1970]

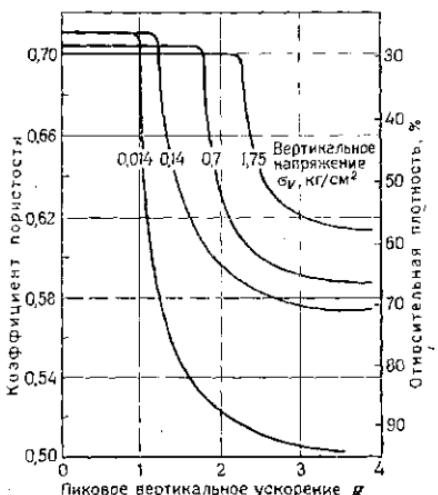


Рис. 4.28. Влияние интенсивности ускорения и всестороннего давления на уплотнение сухих оттавских песков при испытаниях на вибростоле с вертикальными колебаниями [Whitman and Orlitgosa, 1968]

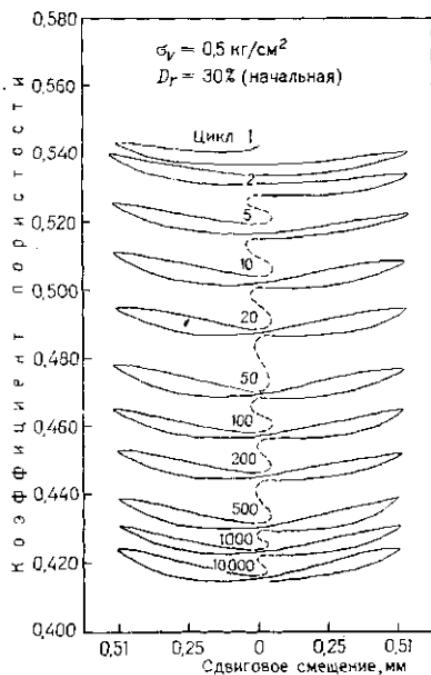


Рис. 4.30. Соотношение между углом отрицанием и предысторией сдвиговых деформаций при макромеханических сдвиговых испытаниях водонасыщенных оттавских песков с дренажированием [Youd, 1972]

грунта в полевых условиях, определяемые по лабораторным испытаниям на образцах с ненарушенной структурой, могут оказаться завышенными, если имело место предварительное сотрясение, вызвавшее значительные деформации сдвига.

Опыты с вибростолом на образцах большого размера особенно хорошо подходят для уменьшения влияния концентраций напряжения

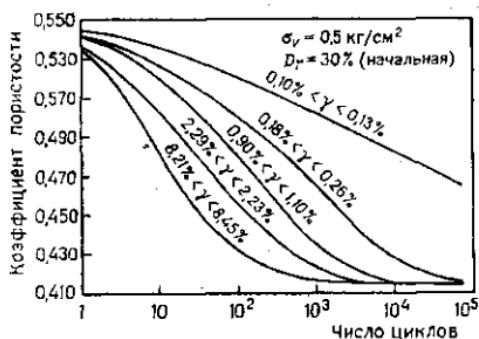


Рис. 4.31. Влияние амплитуды сдвиговых деформаций и числа циклов на уплотнение водонасыщенных дренируемых оттавских песков при циклических сдвиговых испытаниях [Yield, 1972]



Рис. 4.32. Влияние относительной плотности и амплитуды сдвиговых деформаций на общую вертикальную осадку сухих песков при циклических сдвиговых испытаниях [Silver and Seed, 1969]

и неоднородностей в распределении плотности, которые могут возникать при мелкомасштабных опытах.

Еще важнее, что может быть оценен эффект от разнонаправленности сотрясений, если колебания стола можно запрограммировать для нескольких степеней свободы. Результаты опытов на вибростоле с горизонтальными однонаправленными колебаниями основания для тонких слоев однородного сухого песка качественно подтверждают результаты циклических сдвиговых испытаний [Silver and Seed, 1969]. Вертикальные осадки для максимальных ускорений 0,3 g составляют порядка 1–2% в худших случаях и значительно меньше — в более благоприятных\*. Пайк [Pike et al., 1974] изучал влияние двумерного горизонтального возбуждения, а также наложенной вертикальной компоненты колебаний и сравнил его с результатами одномерной горизонтальной вибрации. Круговые слои однородного сухого песка толщиной 7,5 см и диаметром 122 см испытывались при различных значениях относительной плотности под действием максимальных горизонтальных ускорений — порядка 1 g и вертикальных ускорений примерно до 0,3 g с частотой 6 Гц. Предполагается, что напряжения и деформации, возникающие в образце, сравнимы с теми, которые развиваются в грунте в полевых условиях на глубине около 1,5–3,0 м. Двумерные горизонтальные колебания с независимыми случайными ускорениями по X и Y произвели эффект, проиллюстрированный на рис. 4.33, где вертикальная осадка при комбинированных колебаниях сравнима с той, которая вызывается каждым из действующих компонентов в отдельности. Из рисунка видно, что осадка при комбинированных колебаниях приблизительно равна сумме независимых осадок. Это соотношение справед-

\* Осадки порядка 0,5–1,0% наблюдались в ненасыщенных песчаных насыпях грунтах после землетрясения в Сан-Фернандо [Lee and Albaiza, 1974].

ливо в широком диапазоне значений плотности. Результаты, представленные на рис. 4.34, были получены путем наложения синусоидальных вертикальных ускорений увеличивающейся интенсивности на комбинированные случайные горизонтальные колебания.

Приведем обобщение наиболее существенных наблюдений, касающихся изменений объема сухих несвязанных грунтов при вибрации, представляющих интерес для инженерной сейсмологии.

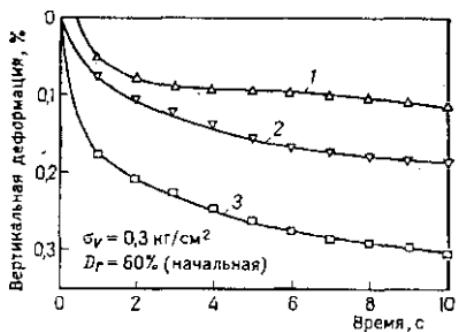


Рис. 4.33. Вертикальные осадки сухих песков, наблюдающиеся при испытаниях на вибростоле с независимыми и смешанными горизонтальными случайными колебаниями [Pyke et al., 1974].

1 — только компонента Y; 2 — только компонента X; 3 — смешанные колебания

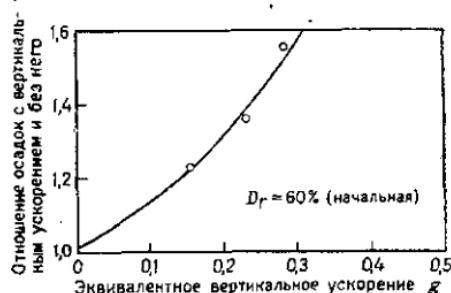


Рис. 4.34. Влияние вертикальных колебаний, наложенных на горизонтальные, на осадки сухих песков при испытаниях на вибростоле [Pyke et al., 1974]

1. Циклический сдвиг, который можно отождествить с прохождением сейсмических S-волн через поверхностный слой грунта, оказывает наиболее эффективное уплотняющее воздействие.

2. При заданной величине начальной плотности грунта амплитуда циклических сдвиговых деформаций является одним из наиболее важных параметров, определяющих интенсивность и общую величину уплотнения.

3. Если используется большое число малоамплитудных сдвиговых циклов и начальная точка лежит выше критической линии на диаграмме состояний, достигается стабилизация коэффициента пористости. При тех же начальных условиях это значение коэффициента пористости должно быть ниже  $e_s$ -линии (см. раздел 4.1.4), поскольку оно отвечает состоянию высокой плотности грунта, которое достигается только с помощью циклических нагрузок.

4. Большие перегрузки приводят к снижению интенсивности уплотнения, поскольку деформации сдвига будут меньше при условии, что возбуждение остается неизменным.

5. Уплотнение, достигнутое за данное число циклов определенной интенсивности, в значительной мере независимо от частоты.

6. Основные характеристики уплотнения песков при простых циклических сдвиговых испытаниях в условиях односторонних и разносторонних вибрационных воздействий на вибростоле сходны, но качественный эффект в последнем случае более значителен (см. рис. 4.33 и 4.34).

#### 4.4.3. ПОТЕРЯ ПРОЧНОСТИ В РЫХЛЫХ ВОДОНАСЫЩЕННЫХ ПЕСКАХ И МЯГКИХ СВЯЗНЫХ ГРУНТАХ

Присутствие воды в порах несвязанных грунтов не оказывает существенного влияния на их поведение при циклических нагрузках в условиях свободного дренажа. Если дренаж затруднен или тенденция к уменьшению объема грунта при вибрации вызывает увеличение порового давления (см. раздел 4.1.4), степень этого увеличения зависит от начального состояния материала, напряженного состояния и характеристики вибрационного процесса.

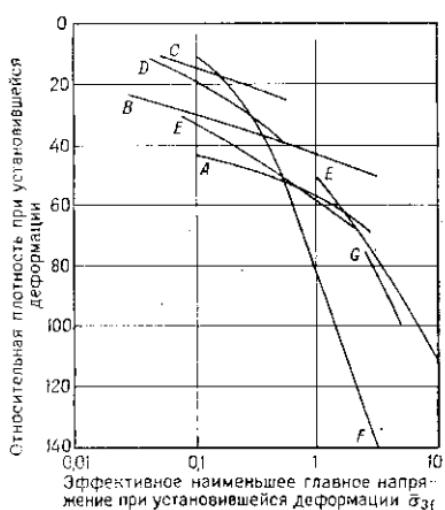


Рис. 4.35. Линии критического состояния ( $e_f$ -линии) песков, описанных в табл. 4.11 [Castro, 1972]

различных типов песков, кратко охарактеризованных в табл. 4.11. Полевые испытания и лабораторные опыты показывают, что разжижение в вышеуказанном смысле может происходить только в рыхлых или очень рыхлых песках, когда действующая сила вызывает высокие сдвигающие напряжения, как, например, в основании высоких склонов и под фундаментами тяжелых сооружений [Castro, 1975]. В этих условиях небольшие статические или динамические возмущения могут послужить спусковым механизмом для разжижения. Отметим, что для заданной величины начальной плотности чувствительность к разжижению увеличивается с увеличением всестороннего давления.

Линию  $e_f$  можно определить как при циклических, так и при монотонных испытаниях [Castro, 1969, 1975]. Типичная особенность обоих типов опытов на нестабильных песках заключается в том, что после достижения отчетливого пика прочности образец вдруг теряет устойчивость и на протяжении долей секунды происходит около 20% деформаций. Прогрессирующее увеличение порового давления в циклических испытаниях следует в общем той же схеме уменьшения объема, что и при монотонных испытаниях с дренажированием (см. рис. 4.30).

Экспериментальный анализ проявлений порового давления в водонасыщенных связанных грунтах значительно более труден и поэтому менее изучен. С одной стороны, связные грунты более, чем пески, чувствительны к изменению скорости деформации, в частности, при крат-

современных динамических нагрузках они обладают более высокой жесткостью и прочностью, чем при длительных статических нагрузках. С другой стороны, пока мало данных, которые бы указывали на то, что при недренированных испытаниях перераспределение нагрузок между связанным грунтом и водой происходит в количественном отношении.

Таблица 4.11  
Краткое описание песков, соответствующих линиям критических состояний на рис. 4.35 [Castro, 1972]

Тип песка	Описание	Размер зерен, мм	Коэффициент однородности $C_U$
A	Слегка засыпанный, от тонкозернистого до среднезернистого, с полуокатанными и угловатыми зернами, содержит обломки раковин	$d_{10}=0,13$ $d_{60}=0,40$	3,08
B	Однородный чистый кварцевый, с округлыми зернами	$d_{10}=0,97$ $d_{60}=0,17$	1,8
C	Однородный, от тонкозернистого до среднезернистого, с угловатыми зернами	$d_{10}=0,14$ $d_{60}=0,33$	2,3
D	Чистый, от среднезернистого до мелкозернистого	$d_{10}=0,15$ $d_{60}=0,90$	6,0
E	Однородный, тонкозернистый, с угловатыми зернами, слабо слюдистый	$d_{10}=0,080$ $d_{60}=0,17$	2,1
F	Однородный, от тонкозернистого до среднезернистого, с угловатыми зернами, содержит плоские листочки вулканического стекла. В процессе опытов некоторые зерна разрушились	$d_{10}=0,117$ $d_{60}=0,23$	2,0
G	Илистый, тонкозернистый, с угловатыми зернами	$d_{60}=0,15$ 25% прошло через сито 200 (0,074 мм)	--

или таким же образом, как в песках. Результаты квазистатических циклических трехосных испытаний нормально уплотненных глин позволяют предположить, что существует некоторый критический уровень повторяющегося девиатора напряжений, ниже которого образец не может быть разрушен при циклических нагрузках [Sangtrey et al., 1969]. С другой стороны, некоторое число импульсов напряжений, выше ее критического предела, может привести к большим деформациям и к прогрессирующему нарастанию порового давления. Оказалось, что отношение критического уровня повторяющихся напряжений к стандартной прочности в условиях недренированных испытаний зависит главным образом от чувствительности глин. В очень чувствительных глинах потеря прочности, вызванная повторяющимися нагрузками, может быть весьма существенной, а поровое давление может увеличиться настолько, что уместно говорить о разрушении грунта путем разжижения в широком смысле. Примеры наблюдений за поровым давлением, приводимые Сидом и Ченом [Seed and Chan, 1966] для глины средней чувствительности, подвергавшихся нескольким сериям пульсирующих напряжений после приложения постоянного девиатор-

напряжений, подтверждают эту гипотезу. Полученные ими данные показывают также, что колебания такого типа, как при землетрясениях, могут вызвать увеличение порового давления и появление деформаций ползучести, приводящих через некоторое время к разрушению образца.

#### 4.4. ПОДВИЖНОСТЬ НЕСВЯЗЫХ ГРУНТОВ ПРИ ЦИКЛИЧЕСКИХ ЛАБОРАТОРНЫХ ИСПЫТАНИЯХ

Разрушения водонасыщенных грунтов оснований и насыпных грунтов в пазухах подпорных и волноотбойных стенок принесли огромный ущерб при сильных землетрясениях в Пуэрто Монт (1960 г.), Ниигате (1964 г.), на Аляске (1964 г.), в Хатинохе (землетрясение Токахиоки, 1967 г.), Сан-Фернандо (1971 г.) — это только наиболее важные случаи. Различные комбинации характеристик сейсмического возбуждения, грунтовых условий, рельефа поверхности и типа сооружений обуславливают неудачи при попытке количественного прогноза явлений с учетом всех перечисленных факторов. В последние годы появилось большое число данных лабораторных испытаний на образцах малого размера, но пока неясно, можно ли этими опытами аппроксимировать сложные крупномасштабные эффекты, связанные с реальными геологическими структурами и условиями дренажа в грунтовом массиве.

Первые работы, касающиеся поведения однородных тонкозернистых водонасыщенных песков в условиях недренированных, циклических трехосных и простых сдвиговых испытаний, были выполнены Сидом с сотрудниками в Калифорнийском университете в Беркли [Seed and Lee, 1966; Lee and Seed, 1967; Peacock and Seed, 1968]. Эти исследователи считают началом разжижения тот момент, когда поровое давление в процессе проведения опыта достигает величины передаваемого на образец всестороннего давления, а полное разжижение — как состояние, соответствующее амплитуде деформации в 20%. В рыхлых песках начальное и полное разжижение происходят почти одновременно, в то время как в плотных песках для того, чтобы достигнуть перехода в разжиженное состояние, требуется несколько десятков или сотен циклов нагружения. Число циклов, необходимое для того, чтобы вызвать начальное разжижение, увеличивается с ростом относительной плотности и уменьшается с увеличением отношения пульсирующего напряжения к эффективному всестороннему давлению. Если принять, что наиболее важные эффекты уплотнения в поверхностных отложениях относятся к вертикально распространяющимся поперечным волнам, то для воспроизведения напряженного состояния элемента грунта в полевых условиях простые циклические сдвиговые испытания являются более подходящими, чем трехосные. Оказалось, что если переменные сдвигающие напряжения при простых сдвиговых испытаниях непосредственно соответствуют полевым, то трехосные испытания переоценивают устойчивость грунтов к разжижению, если его выразить в значениях девиатора напряжений с коэффициентом около 1,3—1,4. Сопоставимость опытов этих двух типов исследовалась Финном [Finn et al., 1969], который показал, что они дают идентичные результаты, если принимается во внимание различие в начальных напряженных состояниях. Для изучения влияния начальной анизотропии на рост порового давления и устойчивость к разжижению применялись также более сложные схемы сдвига с кручением, позволяющие уплотнять образцы при различных значениях промежуточного главного напряжения [Ishihara and Li, 1972; Ishihashi and Sherif, 1974]. Эффекты скру-

чивания и двухосного нагружения исследовались с использованием специальных приборов для циклического сдвига, созданных в Гарварде [Rendón, 1973] и в Национальном университете Мексики [Jaime, 1975].

Циклические испытания, проводившиеся Кастро [Castro, 1969], подтверждают данные Сида и его сотрудников и отчасти проясняют

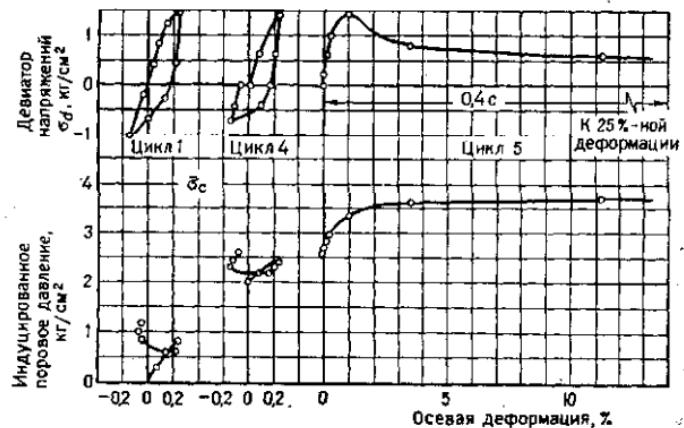


Рис. 4.36. Кривые напряжение—деформация при циклических трехосных испытаниях водонасыщенных песков в нестабильных начальных условиях [Castro, 1969].

Эффективное всестороннее давление  $\sigma_c = 4 \text{ кг}/\text{см}^2$ ; относительная плотность при уплотнении  $D_{rc} = 35\%$

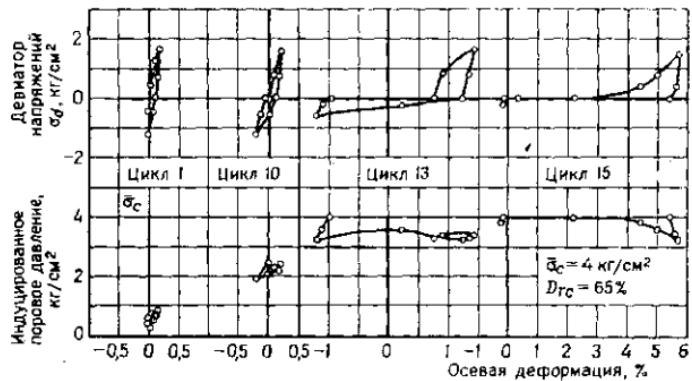


Рис. 4.37. Кривые напряжение—деформация при циклических трехосных испытаниях водонасыщенных песков в стабильных начальных условиях [Castro, 1969].

значение этих результатов. Кастро испытывал образцы тех же песков при значениях относительной плотности как выше, так и ниже линии  $e_f$ , определенной при монотонных испытаниях. Типичные кривые напряжение—деформация для искусственно приготовленных образцов, находящихся в неустойчивом состоянии (выше линии  $e_f$ ), показаны на рис. 4.36. Характер этих кривых по существу тот же, что и при монотонных испытаниях при аналогичных начальных условиях. Резуль-

таты циклических испытаний на искусственно приготовленных образцах, находящихся в устойчивом состоянии (ниже линии  $e'$ ), показаны на рис. 4.37. На протяжении первых нескольких циклов поведение образца квазиупругое, но после тринадцатого цикла, когда эффективное напряжение снизилось до нуля, образец дал деформацию значительной величины, не оказав сопротивления. Лишь при амплитудах деформации, превышающих 3%, образец начал вновь проявлять устойчивость, так как упало поровое давление. Таким образом, и здесь имеет место разрушение образца под воздействием высокого порового давления и больших циклических деформаций. Природа его существенно иная, чем в опытах, отраженных на рис. 4.36. С этим явлением можно связать образование оползней-потоков (разжижение в узком смысле).

Поведение образцов, изображенное на рис. 4.37, должно соответствовать оплыванию склона при землетрясении, но не течению грунта. Результаты опытов, подобные тем, которые изображены на рис. 4.37, приводят к недооценке способности плотных песков противостоять циклическим нагрузкам, поскольку начиная уже с относительно малых амплитуд деформации происходит существенное перераспределение воды в грунте, приводящее к образованию слоя очень рыхлого песка и даже чистой воды на поверхности образца. Присутствие этого слоя по существу является причиной высокого порового давления и осевых деформаций и в конечном счете разрушения образца. Следуя предложению Казагранде, для описания больших деформаций, наблюдающихся в опытах такого типа, можно использовать термин «циклическая подвижность». Развитие циклической подвижности тесно связано с особыми условиями проведения экспериментов.

Поскольку циклическая подвижность наблюдается в лаборатории даже в очень плотных песках, а устойчивость к циклической подвижности в противоположность собственно разжижению увеличивается с увеличением всестороннего давления, следовало бы определить условия и пределы, в которых это явление вызывается перераспределением воды. Вопрос о том, могут ли явления, наблюдаемые при лабораторных испытаниях, возникать в полевых условиях, остается в большинстве случаев неясным. Однако маловероятно, чтобы какие-либо водонасыщенные несвязанные грунты при интенсивных и длительных землетрясениях могли выдержать столь большие деформации, как это вытекает из опытов Сида и его сотрудников.

При современном уровне знаний теорию критических состояний следует считать вполне приемлемой основой для анализа разжижения грунта; можно допустить также, что явление циклической подвижности имеет какой-то иной механизм, пока еще не совсем ясный. Следует также учитывать, что результаты лабораторных испытаний для средних и плотных песков занижают оценку их сопротивления циклической подвижности в полевых условиях. Сравнительный анализ данных циклических трехосных испытаний и полевых наблюдений за поведением водонасыщенных песков при землетрясениях в значительной степени подтверждает это предположение [Castro, 1975]. Тот же анализ показывает, что важной причиной занижения результатов циклических испытаний является разрыхление песков средней плотности и плотных песков за счет несовершенства существующих методов отбора образцов ниже уровня грунтовых вод; обратное явление происходит с рыхлыми песками. Систематическое исследование влияния различной методики отбора образцов, возможно, значительно улучшит прогноз разжижения грунтов.

Поскольку невозможно исключить из опытов на образцах малого размера эффект перераспределения воды, видимо, лучшего понимания циклической подвижности можно достичь в результате крупномасштабных опытов, таких, как, например, опыты на виброплатформах. Шаги в этом направлении были предприняты Финном и его сотрудниками.

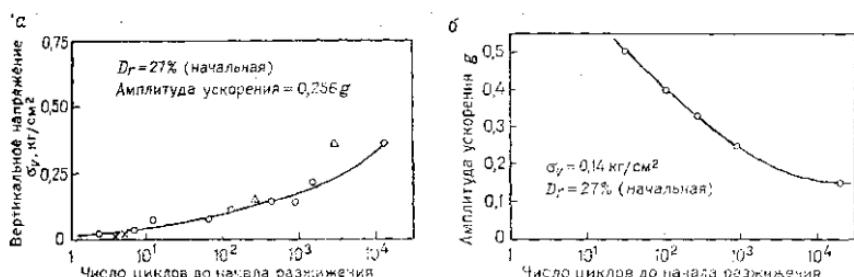


Рис. 4.38. Влияние всестороннего сжатия (а) и амплитуды ускорения (б) на устойчивость к разжижению (или циклическую мобильность) водонасыщенных ставских песков при испытаниях с горизонтальной вибрацией [Finn et al., 1971]

ками в Университете Британской Колумбии путем изучения поведения рыхлых водонасыщенных песков в жестком контейнере размерами  $180 \times 45 \times 17,5$  см при горизонтальном вибрационном возбуждении в диапазонах ускорений и частот, характерных для землетрясений [Finn et al., 1971]. Типичные результаты (рис. 4.38) демонстрируют те же качественные тенденции, что и мелкомасштабные циклические испытания, однако пока в нашем распоряжении нет детального анализа сопоставимости двух типов опытов и данных о распределении относительной плотности внутри разжижающихся образцов большого размера. Роль, которую играет величина циклического сдвигающего напряжения в этих экспериментах, трудно оценить, поскольку большая часть сдвигающих усилий приходится на жесткие стекки контейнера, а не на грунт.

#### 4.4.5. ВЛИЯНИЕ ВОДОПРОНИЦАЕМОСТИ, ПУТЕЙ ФИЛЬТРАЦИИ И ГРАНИЧНЫХ УСЛОВИЙ

Тонкозернистые и илестые пески относятся к грунтам с максимальной вероятностью разрушения в результате разжижения или циклической подвижности (рис. 4.39). Глинистые частицы, будучи пластичными, менее склонны к разжижению, хотя, как мы видели, существенные повышения порового давления, связанные со значительными деформациями, могут возникать даже в глинах.

Хотя данные, представленные на рис. 4.39, косвенно наводят на мысль о влиянии коэффициента водопроницаемости, попытки оценить роль этого фактора отдельно от путей фильтрации, граничных условий и плотности грунта *«in situ»* нереальны. Если путь фильтрации, определяемый граничными условиями, чрезвычайно длинен, как, например, в глубокозалегающих отложениях, или если фильтрация проходит под большими по площади водонепроницаемыми фундаментами, а проницаемость грунтов невелика, то возможность развития высокого порового давления зависит почти исключительно от плотности грунтов. Потенциально опасные ситуации связаны также с линзами и прослоя-

ми водонасыщенных песков или илов, заключенных в массе слабопроницаемого грунта. В этих случаях дренаж затруднен, и разжижение или циклическая подвижность песчаных линз может послужить спусковым механизмом для катастрофического обрушения вмещающих грунтовых масс, если поверхность имеет определенный уклон. В наи-

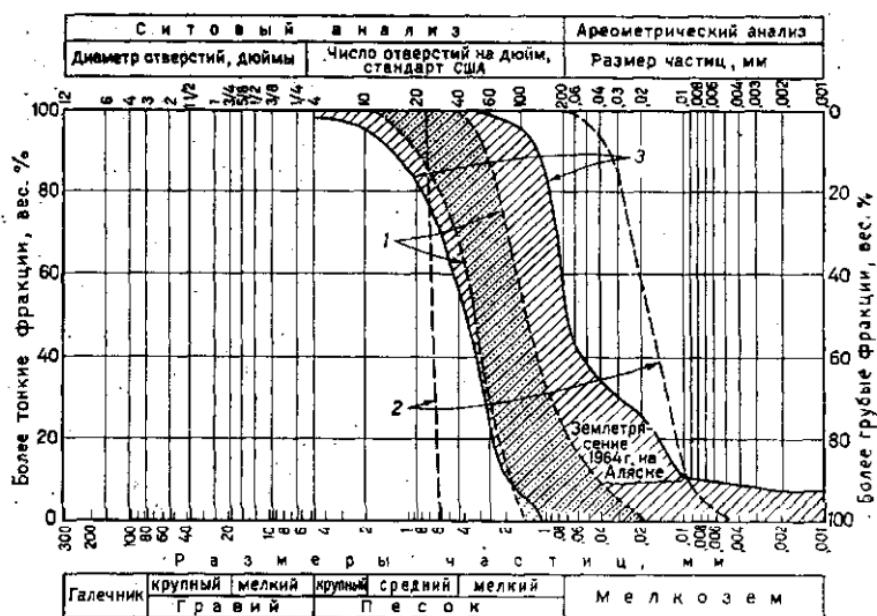


Рис. 4.39. Влияние размера частиц на чувствительность к разжижению, или циклическую мобильность [Shanppon and Wilson et al., 1971].

1 — пески Ниггаты в интервале глубин 15—30 футов [Seed and Idriss, 1967]; 2 — большая часть грунтов, склонных к разжижению, по данным лабораторных испытаний [Lee and Fulton, 1968]; 3 — огибающая 19 кривых, построенных для песков, которые претерпели разжижение при землетрясениях в Японии [Kishida, 1970].

более простых случаях при горизонтальном залегании поверхностных отложений может быть сделан количественный расчет рассеяния порового давления.

Для типичной двухслойной модели принимается, что поровое давление, вызываемое колебаниями при землетрясении или какой-либо другой динамической нагрузкой, приводит к снятию эффективного напряжения в нижнем слое, и, начиная с этих начальных условий, изучается статическое перераспределение избыточных давлений во всей системе [Housner, 1958; Ambraseys and Sarma, 1969; Yoshimi and Kuwabara, 1973]. Эта модель показывает, что потеря прочности рыхлым слоем, залегающим на некоторой глубине, может вызвать разрушение фундаментов, заложенных в ранее устойчивом поверхностном слое, по прошествии нескольких минут. Такой отрицательный эффект может быть уменьшен путем существенного повышения проницаемости и начальной прочности поверхностных грунтов.

#### 4.4.6. ОЦЕНКА ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ВОЗМОЖНОСТИ РАЗЖИЖЕНИЯ И ЦИКЛИЧЕСКОЙ ПОДВИЖНОСТИ

Из теории критических состояний следует, что надежная оценка возможности разжижения требует определения положения линии  $e_f$  для несвязных грунтов исследуемого участка. Напомним, что предварительные сведения о том, что грунт находится в рыхлом состоянии, могут быть получены при penetрационных испытаниях «*in situ*». Определение величин всестороннего и сдвигающего напряжений, вызванных приложением статических сил, также в большинстве случаев не встречает затруднений. Данные рис. 4.35 во многих случаях могут служить указанием для наиболее целенаправленного проведения независимых испытаний при определении кривой критических состояний. Что касается характера и интенсивности возмущений, то даже относительно слабые землетрясения могут оказаться достаточными, чтобы вызвать разжижение в очень рыхлых песках при высоких значениях сдвигающих напряжений.

Экспериментальные результаты, рассмотренные в разделе 4.4.4, показывают, что определение потенциальной возможности возникновения явления циклической подвижности в полевых условиях связано с гораздо большей неопределенностью. Методы, обобщение которых даются ниже, должны трактоваться с осторожностью, с учетом того, что они являются лишь грубым инструментом для получения весьма приближенных оценок, особенно когда мы имеем дело с песками средней плотности и плотными. Эмпирические методы, основанные на полевых наблюдениях, будут обсуждаться в связи с вопросами определения свойств грунтов «*in situ*».

Среди полуаналитических методов следует отметить одномерный стохастический подход, при котором явление нарастания порового давления рассматривается как низший цикл процесса «усталости материала»; он был независимо предложен Донованом [Donovan, 1971] и Фаччоли [Facciole, 1973]. Статистические оценки напряжений реакции на различных глубинах можно получить как из ускорений реакций на поверхности земли, так и из принятой функции спектральной плотности возбуждения для пород основания. Если принять детерминированную модель свойств грунтовой системы, линейность критерия усталости и использовать соответствующее выражение для описания циклического сопротивления по лабораторным данным, то время и глубина первого исчезновения эффективного напряжения в отложениях можно оценить методами теории случайных колебаний [Lin, 1967].

Более широкое использование детерминистского подхода, впервые примененного Сидом и Идрисом [Seed and Idriss, 1967] к анализу разрушения грунтов при землетрясении в Инглатерре и позднее предложенного этими авторами в упрощенном варианте [Seed and Idriss, 1970b], состоит из следующих шагов.

1. Вычисляются сдвигающие напряжения реакции в отложениях на различных глубинах, вызываемые предполагаемым землетрясением. В упрощенном виде максимальное сдвигающее напряжение у поверхности определяется по максимальному ускорению поверхности земли.

2. Преобразуется кривая нарастания напряжений в эквивалентное число однородных циклов. Эквивалентная амплитуда напряжения может быть взята как две трети от максимального напряжения. Число эквивалентных циклов напряжений зависит от магнитуды землетрясения.

ния: для землетрясений с магнитудой 7,  $7\frac{1}{2}$  и 8 представительным считается число циклов соответственно 10, 20 и 30.

3. Определяются амплитуды циклических сдвигающих напряжений на различных глубинах, вызывающие значительные деформации при том же числе однородных циклов, которое было вычислено в пункте 2.

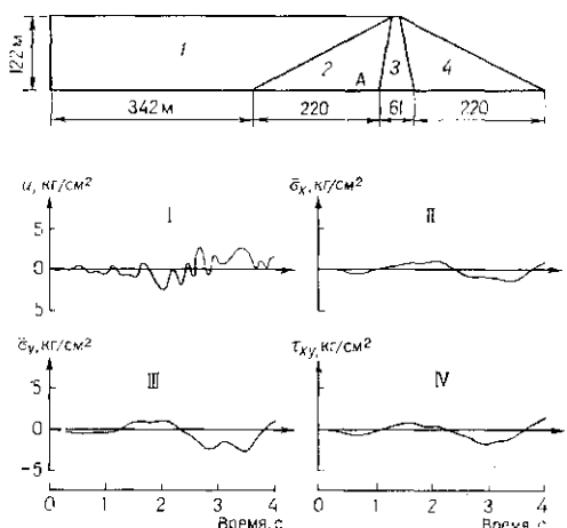


Рис. 4.40. Развитие индуцированного порового давления и эффективных напряжений в точке А в двухмерной системе из отина—водохранилище (вверху), проанализированное с помощью двухфазной модели методом конечных элементов. На основание системы в течение 4 с воздействовала С-Ю компонента землетрясения в Эль-Центро 1940 г. [Ghaboussi and Wilson, 1973].

I — индуцированное поровое давление; II — индуцированное эффективное горизонтальное напряжение; III — индуцированное эффективное вертикальное напряжение; IV — индуцированное касательное напряжение.

1 — водохранилище (только вода); 2 — верховой откос (вода+грунт); 3 — ядро (вода+грунт); 4 — низовой откос (только грунт)

Эта информация может быть получена из циклических трехосных или простых сдвиговых испытаний на представительных образцах грунта при различных значениях всестороннего давления. Сдвигающие напряжения, вызывающие большие деформации за данное число циклов, можно также оценить по эмпирическим корреляциям с величиной относительной плотности.

4. Сравнивается для каждой глубины сдвигающее напряжение, вызванное землетрясением, с тем, которое требуется для того, чтобы вызвать большие деформации. В сонах, где второе превышает первое, существует опасность интенсивной подвижности.

Источниками наибольшей неопределенности являются выбор входных параметров землетрясения и изменчивость свойств грунтов в полевых условиях. Более того,

если принять, что при деформации содержание постоянным, это во многих случаях может привести к неизвестным выводам, как показано в разделе 4.1.2. Описание двухфазного состояния грунта (имеются в виду твердый скелет и жидкость, содержащаяся в порах) представляется в данных обстоятельствах наиболее подходящим, а применимость его наиболее полно исследована. Поскольку процесс развития порового давления в двухфазной модели может быть независимым, точки, где эта перемычка впервые достигнет уровня передаваемого всестороннего давления, оконтурят зоны потенциальному возможному разжижения при данной величине возбуждения. Габосси и Вильсон [Ghaboussi and Wilson, 1973] применили линейную динамическую теорию водонасыщенных пористых упругих твердых тел [Biot, 1961] к сейсмическому расчету земляных плотин и водохранилищ методом конечных элементов. Несмотря на то, что принятие линейности исключает явления прогрессирующего накопления

порового давления в этой модели, с ее помощью можно выявить некоторые интересные качественные эффекты, связанные с развитием порового давления и эффективного напряжения (рис. 4.40). Коэффициент водопроницаемости ядра плотины в  $10^4$  раза меньше, чем коэффициент водопроницаемости ее покрытия со стороны верхнего и нижнего бьефов. Отметим, что носителем колебаний является главным образом жидккая фаза, а в твердой фазе напряжения изменяются значительно более плавно.

В дополнение к изложенным выше предложением в отношении постановки будущих экспериментов улучшение существующих критерииев требует, чтобы большие усилия были направлены на детальные исследования грунтовых условий на участках, где разжижение грунтов или циклическая подвижность действительно имели место при современных землетрясениях. Представительные участки, расположенные в районах интенсивной сейсмичности с преимущественным развитием тонкозернистых однородных водонасыщенных песков, должны быть оборудованы для измерений порового давления, сейсмических ускорений и возможных деформаций. Измерения порового давления на различных глубинах представляются особенно важными, поскольку они вносят ясность в понимание процессов накопления и рассеивания порового давления, а также влияния путей оттока воды.

Важным вопросом является возможность повторного разжижения. Если водонасыщенные пески испытали разжижение или явление циклической подвижности при прошлых землетрясениях, насколько вероятно, что это явление повторится при будущих землетрясениях? При современном состоянии знаний по этому вопросу может быть сделано лишь несколько более или менее обоснованных предположений. Во-первых, возраст отложений должен быть определен возможно более точно и соотнесен с историей сейсмичности рассматриваемого участка. Отложения, представленные тонкозернистыми несвязанными грунтами, часто являются продуктом переноса и отложения материала блуждающими реками, непрерывно изменяющими свое русло во времени. Они часто приурочены к прибрежным районам, высота которых над уровнем моря варьирует во времени. Обычными являются случаи, когда часть города построена на мелиорированном участке или искусственной насыпи. Во всех подобных случаях вполне возможно, что отложения в их настоящем виде являются современными и никогда ранее не подвергались сильным или умеренным толчкам. Представляется, что именно такой случай имел место с некоторыми пасынковыми песчаными грунтами в Нингате: землетрясение 1964 г. явилось первым сильным толчком за 130 лет [Koizumi, 1966]. Свидетельства явлений разжижения или циклической подвижности песков, имевших место в прошлом, установить очень трудно, если они не связаны с землетрясениями недавнего прошлого. При свободном разжижении грунта в полевых условиях коинечно состояние равновесия отложений следует характеризовать низкими сдвигающими напряжениями, так, чтобы обеспечить сопоставимость с остаточным сопротивлением сдвигу; в рыхлых песках последняя величина обычно очень мала. Этот факт позволяет предположить, что повторное разжижение одного и того же грунта весьма маловероятно, за исключением случая, когда существующее равновесное состояние грунта благоприятно для дальнейшего разжижения.

С другой стороны, некоторые лабораторные данные показывают, что после того, как в образце уже однажды наблюдалось явление циклической подвижности, оно может быть вызвано вторично за суще-

ственno меньшее число циклов, если образец повторно уплотнить при том же начальном напряжении [Finn et al., 1970]. В настоящее время невозможно определить, какую часть этого явления следует отнести за счет лабораторных условий и какая является отражением поведения грунта в полевых условиях, связанного, возможно, с уменьшением плотности. Это оправдывает, по-видимому, тот консерватизм, который существует в настоящее время в отношении проблем, касающихся циклической подвижности.

#### 4.4.7. ПОТЕРЯ ПРОЧНОСТИ И ЭФФЕКТЫ «УСТАЛОСТИ» В СВЯЗНЫХ ГРУНТАХ

Потеря прочности в глине различной чувствительности исследовалась при циклических нагрузках и простых сдвиговых испытаниях [Seed and Chan, 1966; Thiers and Seed, 1968a]. Прочность, проявляющаяся при испытаниях с постоянным девиатором напряжений и пульсирующей нагрузкой, оказалась значительно ниже, чем мгновенная прочность, но часто приближалась к значению нормальной недренированной прочности (см. раздел 4.2.5).

Типичные кривые разрушения (рис. 4.41) образцов пылеватых глин ненарушенной структуры (морские отложения залива Сан-Франциско) наводят на мысль о развитии явления низкоциклической «усталости». Как и следовало ожидать, на плотные глины увеличение числа циклов напряжений влияет в значительно меньшей степени. Эти эксперименты не дают прямых указаний на существование критического уровня повторяющихся напряжений, но можно предполагать, что этот уровень совпадает с асимптотическим значением на кривых циклического разрушения. Общее уменьшение прочности по сравнению со значением, получаемым при нормальном дренированном сдвиге, очевидно, зависит прежде всего от амплитуды циклических деформаций. Даже в мягких глинах средней чувствительности нормальная прочность остается неизменной при 200 циклах загружения, с максимальной величиной деформации, не превышающей 1,5% (это значение можно считать верхней границей для сильных землетрясений).

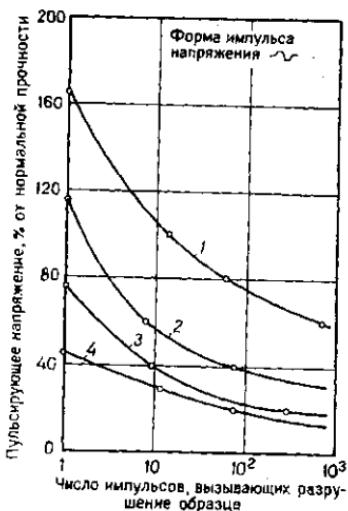


Рис. 4.41. Зависимость между амплитудой напряжения и числом импульсов, вызывающих разрушение пылеватых глин ненарушенной структуры [Seed and Chan, 1966].

Условия проведения испытаний: влажность  $\approx 91\%$ ; испытания неконсолидированные и недренированные; весто-роенное давление равно  $1 \text{ кг}/\text{см}^2$ .  
 1 — постоянная нагрузка отсутствует; 2 — постоянная нагрузка, равная 47% от нормальной прочности; 3 — постоянная нагрузка, равная 70% от нормальной прочности; 4 — постоянная нагрузка, равная 81,5% от нормальной прочности

эффектов порового давления. Можно ввести также двумерные критерии разрушения, учитывающие наличие постоянного напряжения (см. раздел 4.2.5).

## 4.5. ИССЛЕДОВАНИЕ ГРУНТОВ

### 4.5.1. ОБСУЖДЕНИЕ ПРОГРАММ ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Поскольку сейсмический риск частично зависит от местных геологических и грунтовых условий, возникает вопрос, с какой точностью можно оценить влияние этих условий на основе данных полевых исследований. В зависимости от ответа на этот вопрос и рассматриваемого проекта может быть принято решение относительно типа и масштабов полевых работ и лабораторных испытаний. Это приводит к многошаговой процедуре принятия решений, в которой каждый последующий шаг зависит от информации, полученной на предыдущем шаге; при этом профессиональный опыт и здравый смысл едва ли можно заменить математическими правилами. В некоторых случаях, однако, части этого процесса можно описать с помощью вероятностных моделей принятия решений [Balcher, 1972; Венгаман и Корнелл, 1970].

Данные о грунтах, необходимые для проектирования фундаментов и расчета осадок при статических нагрузках, дают обычно предварительный ответ на вопрос, поставленный в начале этого раздела. Если преобладают стабильные грунтовые условия, все внимание может быть сосредоточено лишь на явлениях динамического усиления, и прежде всего следует определить модули сдвига и коэффициенты затухания для различных типов грунтов. Число полевых определений модуля сдвига будет зависеть от площади исследуемой территории, степени однородности геологического разреза и характера проектируемых сооружений. Для больших территорий с относительно однородными грунтовыми условиями обычно бывает достаточно небольшого числа точек опробования, размещенных по равномерной сетке. Для специальных проектов, включающих различные типы сооружений, таких, например, как атомные электростанции, под каждым зданием должны быть выполнены по меньшей мере одно-два испытания, а если сооружение велико, а разрез неоднороден, то и больше.

Если данные зондирования свидетельствуют о наличии в разрезе слабых грунтов, таких, например, как мягкие глины или тонкие рыхлые пески, прежде всего возникает опасность повреждения фундамента в результате локальной неравномерной осадки или потери прочности грунта.

В этом случае следует определить распространение и мощность потенциально неустойчивых слоев с достаточно высокой точностью. Если слабые грунты залегают в виде линз ограниченной протяженности и в нашем распоряжении имеются некоторые данные об их размерах и частоте встречаемости, бурение скважин по правильной сетке для их поисков может корректироваться вероятностными методами «достижения цели», используемыми в статистической геологии [Koch and Link, 1970]. Когда цель оказывается достигнутой, перед инженером-геологом встают задачи, связанные с размещением и числом дополнительных скважин, необходимых для более детального определения формы и размеров линз; оптимальные решения в некоторых случаях могут быть получены с использованием теоремы Бейеса [Wu, 1974].

В крупномасштабных проектах, например при микрорайонирова-

ний городских территорий, один из первых вопросов, связанных с исследованием грунтов, касается составления программы бурения для изучения стратиграфии разреза. Для этой цели часто используются стандартные пенетрационные установки. Важные изменения проекта часто могут быть вызваны глубиной залегания коренных пород или присутствием достаточно твердых грунтов. Помимо конструкции фундаментов прочность пород разреза может потребовать введение граничных условий в дискретные математические модели анализа реакции грунта. Если стратиграфия не очень изменчива, оптимальное планирование программы бурения для определения глубины залегания твердых пород по правильной или квазиправильной схеме может быть достигнуто с использованием бейесовского вероятностного подхода [Veneziano and Faccioli, 1975].

Отметим, что выбор стратегии полевых исследований можно улучшить, если повысить роль вероятностных методов при принятии решений и направить усилия исследователей на то, чтобы перевести на количественную основу, насколько это можно, такие понятия, как «геологический опыт» или «инженерное заключение».

#### 4.5.2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

##### 4.5.2.1. Геофизические методы

При амплитудах сдвиговых деформаций ниже примерно  $10^{-5}$  большая часть грунтов может в первом приближении рассматриваться как линейно-упругая среда; ее константы могут быть определены из значений скоростей продольной  $c_p$  и поперечной  $c_s$  волн по уравнениям

$$G = \rho c_s^2; \quad (4.16)$$

$$E = \rho (3c_p^2 - 4c_s^2) / (c_p^2/c_s^2 - 1); \quad (4.17)$$

$$\mu = (c_p^2/2c_s^2 - 1) / (c_p^2/c_s^2 - 1); \quad (4.18)$$

$$K = \rho (c_s^2 - 4c_s^2/3), \quad (4.19)$$

где  $\mu$  — коэффициент Пуассона;  $K$  — объемный модуль.

Полевые методы определения  $c_p$  здесь не обсуждаются; их характеристика и пределы применимости имеются в ряде работ [White, 1965; Richard et al., 1970]. В настоящее время много внимания уделяется улучшению полевых методов определения  $c_s$ . Как и в большинстве геосейсмических методов, возникает проблема возбуждения и распространения через грунт по возможности чистых сигналов поперечных волн, записей их вступлений в соответствующей точке и измерений времени их распространения между источником энергии и точкой регистрации вдоль соответствующего пути. Полевые методы обладают своими преимуществами, поскольку они непосредственно воздействуют на реальные иласти определенной конфигурации, с соответствующими граничными условиями, однако они имеют и серьезные недостатки в связи с тем, что энергия от источника на входе ограничена и вызываемые деформации имеют низкий уровень. Амплитуды сдвиговых деформаций, вызываемые сильными колебаниями при землетрясениях в стабильных грунтах, могут превышать  $10^{-3}$ , в то время как деформации, возникающие под действием типичной  $S$ -волны, при полевых испытаниях едва превышают уровень порядка  $10^{-6}$ . Фактических измерений, полученных при проведении таких опытов, пока немного: значения деформаций, зарегистрированные в скважинах в процессе проведе-

ния опытов с использованием  $SH$ -сигналов, генерируемых на земной поверхности, приведены на рис. 4.42. В связи с ограниченностью амплитуд деформации полевые измерения могут быть использованы только для установления значений  $G_{\max}$  (см. раздел 4.2.2). Изменения  $G$ , как функции амплитуды сдвиговых деформаций того уровня, который возникает при сильных колебаниях, должны определяться из лабораторных испытаний.



Рис. 4.42. Уровни индуцированных сдвиговых деформаций при сейсмических испытаниях в скважинах для измерения скорости распространения  $S$ -волны [Naga (1972), цитируемых Ohzaki and Iwatsuki (1973)]

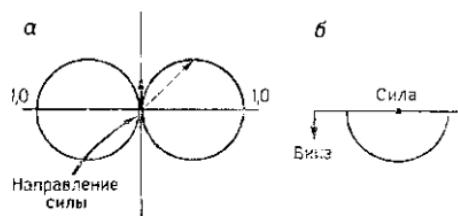


Рис. 4.43. Характер распространения  $SH$ -волны от горизонтально действующей силы, приложенной к поверхности.  
а - план; б - разрез

В отношении эффективности различных методов можно отметить, что источник будет генерировать  $S$ -волны до тех пор, пока он направленный, несбалансированный и асимметричный. Экспериментально показано, что большая часть сейсмических источников до некоторой степени обладает этими свойствами. Проблема сводится главным образом к исключению нежелательных типов волн, насколько это возможно. Источники горизонтально поляризованных поперечных волн ( $SH$ ) особенно привлекательны, поскольку они имеют простую диаграмму излучений, и в горизонтально слоистых структурах отражение и преломление  $SH$ -волны на поверхностях разделов приводят только к нарастанию волн того же типа. Если источник представляет собой горизонтальную силу, действующую на поверхности земли, диаграмма излучений  $SH$ -волны будет такой, как показано на рис. 4.43. Удобным источником может служить горизонтальная планка, крепко прижатая к земле, по одному концу которой в горизонтальном направлении ударяется молоток или качающийся груз. Измерения проводятся в скважинах, оси которых расположены близ центра планки: непосредственное вступление  $SH$ -волны определяется горизонтальными датчиками сейсмометров, которые могут передвигаться вдоль скважины и прижиматься к ее стенке на желаемой глубине. Для того чтобы измерения были более эффективными, один или два чувствительных датчика следует ориентировать нормально к действующей силе. С помощью этого метода вступление  $SH$ -волны на данной глубине может быть легко установлено, если ударить сначала по одному концу планки, а затем по другому; при этом образуются две волны, в которых  $SH$ -колебания являются обратными. Из-за наличия шумов и малой входной энергии источника

время вступления плохо определяется на глубинах более 20—30 м. Этот метод, предложенный Кобаяси [Kobayashi, 1959], был улучшен и систематически использовался Шимой с сотрудниками для определения динамических свойств грунтов в районе Токио [Kawasumi et al., 1966; Shima et al., 1968 a, b, 1969]. Более мощный генератор  $SH$ -волн с использованием взрывов был опробован Шимой и Ота [Shima and Ohta, 1967].

Хотя поперечные волны вертикально поляризованного типа дают более сложную диаграмму излучений, они также использовались для измерений модуля сдвига [Ohta and Shima, 1967]. Эффективность  $SV$ -источников, использующих взрывы, изучалась Хаттори [Hattori, 1972]. Составление обзоров полевых методов, представляющих интерес для инженеров и затрагивающих нетривиальные методы идентификации и интерпретации, принадлежит Дьюку [Duke, 1969] и Муни [Moopur, 1974].

Полевые измерения затухания волн в грунтах находятся пока в стадии эксперимента [Kudo and Shima, 1970], и нам представляется, что необходимы дальнейшие серьезные исследования для разработки простых и надежных методов, пригодных для практического применения в инженерной сейсмологии.

#### 4.5.2.2. Пенетрационные испытания

Сопротивление внедрению зонда может служить удобной характеристикой для классификации грунтов в полевых условиях и оценки их несущей способности при проектировании фундаментов. Более того, несомненным преимуществом пенетрационных испытаний являются их простота и дешевизна. Сопротивление внедрению зонда может быть измерено с помощью различного рода динамических или статических конусных пенетрометров [Sanglerat, 1972] или с применением стандартных зондировочных установок (SPT)\*, как это предусмотрено существующими нормативами ASTM D-1586. Исчерпывающий обзор современного состояния вопроса по использованию SPT составлен де Мелло [de Mello, 1971]. Популярность использования SPT в применении к инженерно-сейсмологическим исследованиям объясняется тем, что этот метод широко распространен как стандартный метод полевых испытаний в странах с высокой сейсмической активностью, как, например, США и Японии. В результате установлены корреляционные зависимости между данными SPT и динамическими свойствами грунтов. Особенно большое значение приобрел метод SPT для исследования песков (возможно, даже несколько преувеличено) в связи с трудностью, высокой стоимостью и ненадежностью существующих методов отбора образцов ненарушенной структуры с больших глубин, а также ниже уровня грунтовых вод.

Обычно употребляемым показателем для определения состояния рыхлых грунтов «*in situ*» является относительная плотность  $D_r$ ; для установления количественных корреляционных зависимостей между  $D_r$  и стандартным показателем зондирования  $N$  по SPT было выполнено множество лабораторных и полевых исследований [Gibbs and Holtz, 1957; Schultze and Mezenbach, 1961; Schultze and Melzer, 1965; Bazaar, 1967]. Наиболее часто при оценках сейсмичности используется корреляционная зависимость Гиббса и Хольца, полученная по данным

\* Standard Penetration Test — стандартные пенетрационные испытания.

лабораторных экспериментов для двух различных типов песков. Она приведена на рис. 4.44 вместе с другими эмпирическими кривыми, построенным для различных значений бытовой нагрузки. В современной практике, особенно в США, принято вычислять значения  $D_r$  по корреляционным кривым Гиббса — Хольца, с использованием величины  $N$ , полученной «*in situ*», а затем изготавливать образцы песка соответствующей плотности  $D_r$ , для проведения динамических лабораторных испытаний.

Эта процедура может вызвать критические замечания. Прежде всего, само понятие «относительная плотность» может оказаться не применимым для определения состояния грунта в естественном залегании. По словам Р. Б. Пека [Peck, 1971]: «Все аллювиальные и эоловые отложения сортируются агентами переноса и отлагаются таким образом, что внутри каждого элемента размер зерен более или менее однороден. Благодаря частым флюктуациям скоростей как воды, так и ветра элементы, отложившиеся при данной комбинации конкретных условий, могут быть очень малы...».

Иначе говоря, результаты определения показателя плотности должны быть получены на образцах, взятых из одного и того же элемента. Если же данные, относящиеся хотя бы к двум элементам, смешаны, то распределение размера частиц в смеси окажется существенно иным, чем в каждом из составляющих... Ни самое плотное, ни рыхлое состояние смеси не имеет никакого отношения к плотности сложения грунта в природных элементах. Поскольку практически невозможно разделить образцы по соответствующим элементам, а также избежать смешения элементов, определить характерные значения показателя плотности для какого-либо грунта в естественном залегании таким способом невозможно. По этой причине трудно ожидать, что показатель плотности будет коррелировать с прочностью или сжимаемостью реального грунта или с его склонностью к разжижению... Возможность использовать характеристику плотности в качестве показателя склонности песчаного материала к разжижению следует ограничить лишь искусственными насыпными грунтами, где материал хорошо перемешан, так что лабораторные образцы имеют те же гранулометрические характеристики, что и грунт в массиве».

Дополнительными источниками погрешностей, по всей вероятности, влияющими на корреляцию между  $N$  и  $D_r$ , а также дисперсию значений  $N$ , являются минимальный и максимальный вес сухого грунта, необходимый для определения  $D_r$  [Tavenas, 1971], а также включение в анализ большого количества материала по различным типам песков (de Mello, cit). Если рассматривать, например, корреляцию Гиббса и

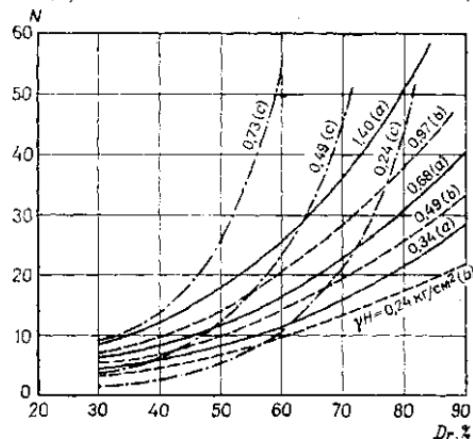


Рис. 4.44. Эмпирические корреляционные зависимости между стандартным показателем зондирования ( $N$ ), бытовой нагрузкой ( $yH$ ) и относительной плотностью ( $D_r$ ) песков [Tavenas, 1971].  
a — Гиббс и Хольц (1957); b — Шульц и Мезенбах (1961); c — Шульц и Мезенбах (1965)

Хольца, то пределы возможного рассеяния значений как для  $N$ , так и для  $D_r$ , таковы, что корректное использование корреляционной зависимости не принесет большой практической пользы (рис. 4.45).

Таким образом, оказывается, что введение  $D_r$  как промежуточной переменной для описания естественного состояния грунта связано с внесением значительных, часто недопустимых погрешностей. Вследствие этого корреляцию таких свойств, как устойчивость к циклической подвижности или склонность к разжижению водонасыщенных песков, следует искать непосредственно с показателем зондирования  $N$ ; соответствующие лабораторные испытания должны, насколько это возможно, проводиться на образцах ненарушенной структуры.

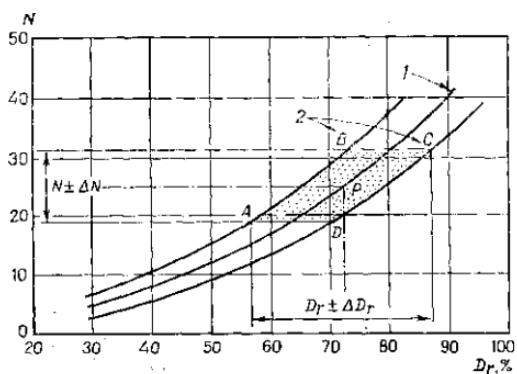


Рис. 4.45. Влияние ошибок эксперимента на применимость корреляционной зависимости Гиббса и Хольца между стандартным показателем зондирования ( $N$ ) и относительной плотностью песков ( $D_r$ ) [Tranvæs, 1971].

1 — кривая, предложенная Гиббсом и Хольцем для  $\gamma H=1,1$  кг/см $^2$ ; 2 — границы зоны возможного разброса

гате для изучения изменений в грунтах, вызванных сейсмическими колебаниями, после землетрясения было выполнено несколько пенетрационных испытаний на участках, где профиль по данным SPT был построен предварительно [Ohsaki, 1966; Koizumi, 1966]. Результаты по одному из участков показаны на рис. 4.46, отметим, что рыхлые пески в результате землетрясения уплотнились, в то время как плотные подверглись разрыхлению. Можно поэтому считать, что на каждой глубине существует критическое значение сопротивления выскрепанию конуса  $N_{kp}$ , которое остается неизменным во время землетрясения. Осаки с разумным предположением, что значение  $N_{kp}$  соответствует критическому коэффициенту пористости песка на данной глубине. Песок, имеющий значение  $N$  ниже  $N_{kp}$ , потенциально неустойчив и, подвергаясь деформациям сдвига при вибрации во время землетрясения, будет испытывать уплотнение и увеличение порового давления. Кривая зависимости  $N_{kp}$  от глубины, полученная Коизуми для грунтов Пингаты, показана на рис. 4.47. Для практических целей Осаки [Ohsaki, 1970] предложено приближенное выражение

$$N_{kp} = 2z, \quad (4.20)$$

где  $z$  — глубина, м.

Точность этого критерия зависит главным образом от дисперсии, которую имеют значения  $N$  при проведении стандартных пенетрационных испытаний; возможность того, что грунты, находящиеся на глубинах нескольких метров и характеризующиеся отрицательным поровым давлением, могут подвергаться разрыхлению при землетрясении, вызывает сомнения. Хотя приведенный критерий является грубым и бази-

руется всего лишь на одной серии наблюдений, он заслуживает внимания, так как включает величины, непосредственно измеряемые в поле, и согласуется с результатами прогнозов, сделанных на основании теории критических состояний.

Поскольку пенетрационные испытания выполняются значительно чаще, чем полевые измерения модуля сдвига, изучение возможных кор-



Рис. 4.46. Изменение стандартного показателя зондирования на одном из участков, вызванных землетрясением в Ниигата 1966 г. [Ohsaki, 1966].

1 — перед землетрясением; 2 — после землетрясения.

Рис. 4.47. Зависимость между критической величиной стандартного показателя зондирования ( $N_{cr}$ ) и глубиной для грунтов Ниигата [Koizumi, 1966]

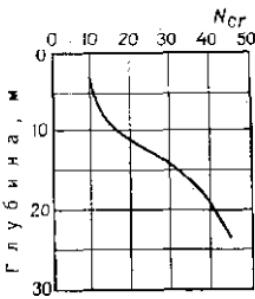


Таблица 4.III  
Числовые значения параметров уравнения (4.21)  
[Ohsaki and Iwasaki, 1973]

Тип грунта	$a$	$b$	Коэффициент коррекции
Песчаные грунты	650	0,94	0,852
Грунты промежуточного типа	1182	0,76	0,742
Связные грунты	1400	0,71	0,921
Грунты без разделения на типы	1218	0,78	0,888

реляционных связей между  $G$  и  $N$  на основе данных, получаемых «in situ» для типичных грунтовых условий, весьма полезно. На основе обширного спектра данных, полученных в Японии на участках строительства высотных сооружений, Осаки и Ивасаки [Ohsaki and Iwasaki,

1973] выполнили статистический анализ для типичных грунтов оснований. Корреляционная зависимость принята в следующей форме:

$$G = aN^b. \quad (4.21)$$

Числовые значения коэффициентов уравнения (4.21), приведенные в табл. 4.III, были вычислены методом наименьших квадратов;  $G$  выражено в  $\text{t/m}^2$ .

Особенно тесная корреляционная зависимость наблюдается для связанных грунтов. В статье рассмотрены и другие виды корреляционных зависимостей.

#### 4.5.2.3. Отбор образцов

Отбор образцов с ненарушенной структурой является важнейшим шагом в выполнении любой исследовательской программы, включающей лабораторные испытания. В динамике грунтов образцы ненарушенной структуры требуются обычно для определения модуля сдвига, затухания или для исследования склонности несвязанных грунтов к разжижению или циклической подвижности. Обзор стандартных методов отбора образцов приводится в работе [Hvorslev, 1949]. В то время как извлечение образцов связанных грунтов ненарушенной структуры стало более или менее привычной операцией, методы отбора образцов водонасыщенных песков пока еще не заслуживают доверия. Надежный, по общему мнению, пробоотборник для водонасыщенных песков спроектирован Бишопом [Bishop, 1948]; в настоящее время используются также поршневые грунтоносы или пистон-семплеры [Castro, 1975]. Нельзя предложить какой-либо один тип грунтоноса, пригодный для всех случаев; наиболее подходящий пробоотборник в каждом конкретном случае должен выбрать инженер-геолог.

Если должны быть выполнены динамические испытания для исследования циклической подвижности, различия в способах отбора образцов и деталях проведения опыта могут привести к существенной разнице результатов испытаний. До сих пор, несмотря на наущенную необходимость, систематических исследований рассматриваемой проблемы в этом аспекте не проводилось. Предварительные результаты, полученные Кастро [Castro, 1975], указывают, что большая часть существующих методов отбора образцов щеска ниже уровня грунтовых вод дает значительное занижение величины плотности и, таким образом, приводит к занижению оценок сопротивления этих грунтов циклическим испытаниям.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Alifi, S. E. A., 1970. Effects of Stress History on the Shear Modulus of Soils. Thesis, Dep. Civ. Eng., Univ. Michigan, Ann Arbor, Michigan.

Aki, K. and Larner, K. L., 1970. Surface motion of a layered medium having an irregular interface due to incident plane SH waves. J. Geophys. Res., 75: 933—954.

Ambraseys, N. N., 1970. Factors controlling the earthquake response of foundation materials. Proc. 3rd European Symp. Earthquake Eng., Sofia, pp. 309—323.

Ambraseys, N. N., 1973. Dynamics and response of foundation materials in epicentral regions of strong earthquakes. Proc. 5th World Conf. Earthquake Eng., Rome, pp. CXXVI—CXLVIII.

Ambraseys, N. N. and Sarma, S., 1969. Liquefaction of soils induced by earthquakes. Bull. Seismol. Soc. Am., 59: 651—664.

Anderson, D. G., 1974. Dynamic Modulus of Cohesive Soils. Thesis, Dep. Civ. Eng., Univ. Michigan, Ann Arbor, Michigan.

*Ayala, G. and Brebbia, C. A.*, 1973. A survey of numerical integration in time domain. Report CE/4/73, Dep. Civ. Eng., Univ. Southampton, Southampton.

*Baecher, G. B.*, 1972. Site Exploration: A Probabilistic Approach. Thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts.

*Barkan, D. D.*, 1962. Dynamics of Bases and Foundations. McGraw-Hill, New York, 434 pp.

*Bathe, K. J. and Wilson, E. L.* 1973. Stability and accuracy analysis of direct integration methods. *Int. J. Earthquake Eng. Struct. Dyn.*, 1: 283-291.

*Bazaraa, A.*, 1967. Use of the Standard Penetration Test for Estimating Settlements of Shallow Foundations on Sand. Thesis, Dep. Civ. Eng., Univ. Illinois, Urbana, Illinois.

*Benjamin, J. R. and Cornell, C. A.*, 1970. Probability, Statistics and Decision for Civil Engineers. McGraw-Hill, New York, 684 pp.

*Biot, M. A.*, 1961. Mechanics of deformation and acoustic propagation in porous media. *J. Appl. Phys.*, 33: 1482-1498.

*Bishop, A. W.*, 1948. A new sampling tool for use in cohesionless sands below ground water level. *Geotechnique*, 1: 125-131.

*Bishop, A. W. and Eildin, G.*, 1950. Undrained triaxial tests on saturated sands and their significance in the general theory of shear strength. *Geotechnique*, 2: 13-32.

*Borchardt, R. D.*, 1970. Effects of local geology on ground motion near San Francisco bay. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 60: 29-61.

*Broms, B. B. and Forssblad, L.*, 1969. Vibratory compaction of cohesionless soils. Proc. Specialty Session No. 2, 7th Int. Conf. Soil Mech. Found. Eng., Mexico City, pp. 101-118.

*Casagrande, A.*, 1936. Characteristics of cohesionless soils affecting the stability of slopes and earth fills. *J. Boston Soc. Civ. Eng.*, January, pp. 257-276.

*Casagrande, A.*, 1976. Liquefaction and cyclic deformation of sands. A critical review. Rep. 88, Harvard Soil Mechanics Series, Harvard Union, Cambridge, Massachusetts.

*Casagrande, A. and Shannon, W. L.*, 1948. Stress-deformation and strength characteristics of soils under dynamic loads. Proc. 2nd Int. Conf. Soil Mech., Rotterdam, V, pp. 29-34.

*Castro, G.*, 1969. Liquefaction of sands. Rep. 81, Harvard Soil Mechanics Series, Harvard Univ., Cambridge, Massachusetts.

*Castro, G.*, 1972. Liquefaction and cyclic mobility. Given at a seminar on Earthquake Response of Subsoils presented by Geotechnical Engineers Inc., July 1972, Winchester, Massachusetts.

*Castro, G.*, 1975. Liquefaction and cyclic mobility of saturated sands. Proc. ASCE, J. Geotech. Eng. Div., 101 (GT6): 551-570.

*Cervantes, R., Esteva, L. and Alduncin, G.*, 1973. Riesgo sísmico en formaciones estratificadas. Intern. Rep., Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico City.

*Constantopoulos, I. V.*, 1973. Amplification studies for a nonlinear hysteretic soil model. Rep. R73-46, Dep. Civ. Eng., Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts.

*Cooley, J. W. and Tukey, J. W.*, 1965. An algorithm for the machine calculation of complex Fourier series. *Math. Comput.* 19: 297-301.

*Crandall, S. H., Kurzweil, L. G., Nigam, A. K. and Remington, P. J.*, 1970. Dynamic properties of modelling clay. Rep. 76205-3, Acoustics and Vibration Laboratory, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts.

*D'Appolonia, D. J. and D'Appolonia, E.*, 1967. Determination of the maximum density of cohesionless soils. Proc. 3rd Asian Regional Conf. Soil Mech. Found. Eng., Haifa, pp. 266-268.

*de Mello, V. B.*, 1971. The standard penetration test. Proc. 4th Pan-Am. Conf. Soil Mech. Found. Eng., San Juan, I, pp. 1-86.

*Desfulian, H. and Seed, H. B.*, 1970. Seismic response of soil deposits underlain by sloping rock boundaries. Proc. ASCE, 96 (SM6): 1893-1916.

*Desfulian, H. and Seed, H. B.*, 1971. Response of nonuniform soil deposits to travelling seismic waves. Proc. ASCE, 97 (SM1): 27-46.

*Dibaj, M. and Penzien, J.*, 1969. Response of earth dams to travelling seismic waves. Proc. ASCE, 95 (SM2): 541-560.

*Dobry, R.*, 1970. Damping in soils: its hysteretic nature and the linear approximation. Rep. R70-14, Dep. Civ. Eng., Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts.

*Donovan, N. C.*, 1971. A stochastic approach to the seismic liquefaction problem. Presented at 1st Int. Conf. Applications of Statistics and Probability to Soil and Structural Engineering, Hong-Kong.

# Глава 6

## СЕЙСМИЧНОСТЬ

Л. ЭСТЕВА

Инженерный институт, Национальный университет  
Мексики, Мехико

### 6.1. О МОДЕЛЯХ СЕЙСМИЧНОСТИ

Рациональное обоснование инженерных решений в сейсмических районах требует количественного описания сейсмичности. Такое описание должно соответствовать способам его дальнейшего использования: в некоторых случаях необходимо дать одновременный прогноз ожидаемой интенсивности в разных местах, в других -- достаточно привести независимые оценки возможных эффектов землетрясений в каждом из рассматриваемых районов.

Вторая модель пригодна для выбора расчетных параметров индивидуальных компонентов региональной системы (комплекса сооружений в масштабе района или страны), когда отсутствует явное взаимодействие между реакцией или повреждениями ряда подобных компонентов или любым из них и системой в целом. Иными словами, она применяется, если повреждения или отрицательное воздействие, оказываемое на систему землетрясением, может рассматриваться лишь как сумма потерь индивидуальных компонентов.

Линейная зависимость между стоимостью и полезностью, подразумеваемая при использовании второй модели, не всегда применима. Таков, например, случай, когда значительная часть национального богатства или производительных сил сосредоточена на относительно узкой территории или когда разрушение жизненно важных коммуникаций может помешать принятию срочных мер и оказанию помощи немедленно после землетрясения. Оценка риска для всей региональной системы в этом случае должна базироваться на сейсмических моделях первого типа, т. е. на моделях, которые дают прогноз интенсивности каждого землетрясения одновременно для нескольких участков. Для целей выработки решения нелинейность зависимости между стоимостью и полезностью может быть учтена посредством адекватных масштабных преобразований. Эти модели интересны также для страховых компаний, когда должно оцениваться распределение вероятностей максимальных потерь в данном районе в данный отрезок времени.

К какой бы категории ни относилась проблема сейсмического риска, она требует предсказания распределений вероятностей определенных характеристик колебаний грунта (таких, как пиковое ускорение или скорость, спектральная плотность, спектры реакции или спектры Фурье, длительность) на данном участке при единичном толчке или максимальных значений некоторых из этих характеристик при землетрясениях, которые произошли в течение данного отрезка времени. Когда рассматриваемый интервал времени расширяется до бесконечности, распределение вероятностей максимального значения данной характеристики приближается к распределению его максимального возможного значения. Поскольку разные системы или подсистемы

чувствительны к различным характеристикам колебаний, термин «характеристика интенсивности» будет использоваться в этой главе для обозначения особого параметра или системы параметров движения грунта, вызванного землетрясением, в терминах которого должен даваться прогноз реакции. Таким образом, когда мы имеем дело с вероятностью разрушения сооружения, интенсивность может быть охарактеризована различными параметрами, в разной степени скоррелированными с реакцией сооружения — ординатой спектра реакции за соответствующий период при данном затухании, пиковым ускорением или пиковой скоростью.

Информации, получаемой при инструментальных наблюдениях на локальном участке, недостаточно для оценки распределения вероятностей характеристик максимальной интенсивности, поэтому необходимо пользоваться также субъективными оценками интенсивности землетрясений прошлого, а также моделями локальной сейсмичности и выражениями, связывающими характеристики интенсивности с магнитудой и расстоянием до источника. Модели локальной сейсмичности описываются обычно выражениями, связывающими магнитуды землетрясений в данных объемах земной коры с периодами их повторяемости. В большинстве случаев требуется более детальное описание локальной сейсмичности, включая оценки максимальной магнитуды, которая может быть генерирована в этих объемах, а также вероятностные модели (модели случайных процессов) возможной последовательности сейсмических толчков (с магнитудами и координатами).

В настоящей главе рассматриваются различные этапы процедуры оценивания сейсмического риска на участках, где вместо прямых инструментальных наблюдений сейсмичности приходится использовать иную информацию: определение потенциальных очагов сейсмической активности в изучаемом районе, построение математических моделей локальной сейсмичности, индуцируемой каждым очагом, оценки вклада каждого очага в сейсмический риск на данном участке, суммирование вкладов различных очагов и сопоставление информации о локальной сейсмичности от очагов, расположенных возле участка, с данными инструментальных или субъективных оценок интенсивностей, наблюдавшихся на участке.

Вышеописанная последовательность шагов предполагает использование информации из источников различного характера. Получаемая при этом количественная информация обычно весьма неопределенна. Следовательно, требуется ее вероятностная оценка, хотя имеющиеся данные не всегда могут быть представлены в виде относительных частот исходов экспериментов. Так, геологи определяют максимально возможную магнитуду для данного района, основываясь на размерах геологических катастроф, имевших место в прошлом и экстраполируя наблюдения по другим районам, которые по имеющимся данным можно считать сходными с изучаемым; очевидно, что получаемые при этом оценки неопределенны, и степень неопределенности следовало бы приводить вместе с наиболее вероятным значением оцениваемого параметра. Следуя по этому пути, некоторые геофизики вычисляют энергию, которая может высвобождаться при единичном толчке в данном районе, на основе некоторых количественных предположений о размерах очага, амплитуде дислокации и сброшенном напряжении, соглашающихся с тектоническими моделями региона, и опять проводя сравнения с регионами, обладающими сходными тектоническими характеристиками.

Неопределенности, возникающие при оценках описанного выше типа, обычно чрезвычайно велики: изучение сброшенного напряжения и магнитуды в некоторых районах распространения разрывных дислокаций [Вгинс, 1968] показывает, что если сброшенное напряжение не слишком велико, очаг не должен быть очень больших размеров, чтобы генерировать землетрясение с магнитудой 8,0 и более; эти исследования практически ограничиваются простейшими типами перемещений по разломам. Таким образом, не очевидно, что для потенциально возможных в данном районе магнитуд всегда можно ввести разумные границы. Если же это и удастся сделать, то такие границы будут достаточно высокими, поэтому проектировать сооружения с расчетом на соответствующие характеристики интенсивности экономически невыгодно, особенно учитывая, что вероятность появления таких интенсивностей в ближайшем будущем невелика. Поскольку неопределенности при расчете максимально возможных магнитуд и других параметров, определяющих закон повторяемости, могут быть так же важны, как и их средние значения при разработке рациональных проектных решений в условиях сейсмичности, они должны быть рассмотрены в явном виде и учтены путем введения соответствующих вероятностных критериев. Отсюда следует вывод, что оценки параметров сейсмичности, базирующихся на данных геофизики, должны сопровождаться соответствующими мерами неопределенности.

Оценки сейсмического риска часто основываются только на статистической информации (наблюденные магнитуды и координаты гипоцентров). Когда это так, значительная часть обширной геофизической информации упускается и вероятностный прогноздается на основе выборки, которая часто бывает малой и ненадежной, особенно если период наблюдений мал по сравнению с периодом повторяемости землетрясений, способных причинить значительные повреждения данной системе.

Предлагаемый здесь критерий предполагает сочетание описанных подходов и рациональное использование всей имеющейся информации. Суть его состоит в использовании геологических, геофизических и всех других доступных нестатистических данных для выработки системы альтернативных предположений, касающихся математической модели (модели случайного процесса) сейсмичности в районе данного очага. Множеству гипотез приписывается некоторое начальное распределение вероятностей, а затем для улучшения этой вероятностной модели используется статистическая информация. Критерий основывается на применении теоремы Бейеса, называемой также теоремой вероятностей гипотез. Поскольку оценки риска в значительной степени зависят от принятых моделей участвующих геофизических процессов и эти процессы в разных зонах земной коры известны с различной степенью неопределенности, наши оценки будут получены из стохастических моделей с неопределенными параметрами. Насколько эта неопределенность может быть уменьшена, зависит от ограничений, накладываемых возможностями существующих геофизических методов, а также от усилий, направленных на сбор и интерпретацию геофизической и статистической информации. Это экономическая проблема, которую формально или неформально следует решать с помощью критериев принятия решений в условиях неопределенности.

## 6.2. ЗАТУХАНИЕ ИНТЕНСИВНОСТИ

Критерии для оценивания вклада потенциальных сейсмических очагов в суммарную величину риска для определенного участка используют выражения затухания интенсивности, которые связывают характеристики интенсивности с магнитудой и расстоянием до источника. В зависимости от предполагаемого использования прогнозируемые характеристики интенсивности могут быть выражены различными способами, от такого субъективного показателя, как интенсивность по модифицированной шкале Меркалли, до комбинаций из одной или нескольких количественных мер сотрясаемости (см. гл. 1).

Предложено несколько различных выражений для оценки затухания характеристик интенсивности с расстоянием, однако они плохо согласуются между собой [Ambraseys, 1973]. Это происходит частично вследствие расхождений в методах определения некоторых параметров, частично из-за разницы в диапазонах изменения анализируемых величин, реальных особенностей распространения волн в геологических формациях, залегающих между очагом и исследуемым участком, различия преобладающих механизмов сотрясения, а также в силу различия видов аналитических выражений, принятых априори.

Большая часть исследований затухания интенсивности касается предсказания сейсмических характеристик для скальных пород или твердых грунтов, и предполагают, что эти характеристики, модифицированные в виде факторов усиления и зависящие от частоты, могут явиться основой для вычисления их аналогов для рыхлых грунтов. Наблюдения за влиянием свойств грунтов на повреждения, причиняемые землетрясениями, подтверждают предположение о тесной корреляции между типом местных грунтовых условий и интенсивностью сотрясения. Однако попытки аналитически прогнозировать характеристики колебаний рыхлого грунта по данным, полученным для твердых или скальных пород, пока не увенчались успехом [Stause, 1973; Hudson and Udwadia, 1973; Salt, 1974], за исключением некоторых особых случаев, как, например, в Мехико-Сити [Неггера *et al.*, 1965], где местные условия соответствуют допущениям, принимаемым в рамках обычных аналитических моделей. Следующий раздел посвящен прогнозу интенсивности для твердых грунтов; влияние местных грунтовых условий обсуждается в гл. 4.

### 6.2.1. ЗАТУХАНИЕ ИНТЕНСИВНОСТИ В СКАЛЬНЫХ ГРУНТАХ

Когда изосейсты (линии, соединяющие точки равной интенсивности) для данного толчка построены по значениям интенсивности в однородных грунтовых условиях, в частности для твердых (плотных) грунтов или скальных пород, они имеют в грубом приближении эллиптическую форму, а ориентировка соответствующих осей часто коррелируется с локальными или региональными элементами структуры (рис. 6.1—6.3). В некоторых районах, например вблизи основных разломов на западе США, эти закономерности хорошо известны и корреляции настолько очевидны, что позволяют прогнозировать интенсивность как в ближней, так и в дальней зонах в терминах магнитуд и расстояний до сейсмогенерирующего разлома или до центра тяжести объема, высвобождающего энергию. В других районах, таких, как восточная часть США и большая часть Мексики, оказывается, что изосейсты закономерно вытягиваются в направлении, являющемся функ-

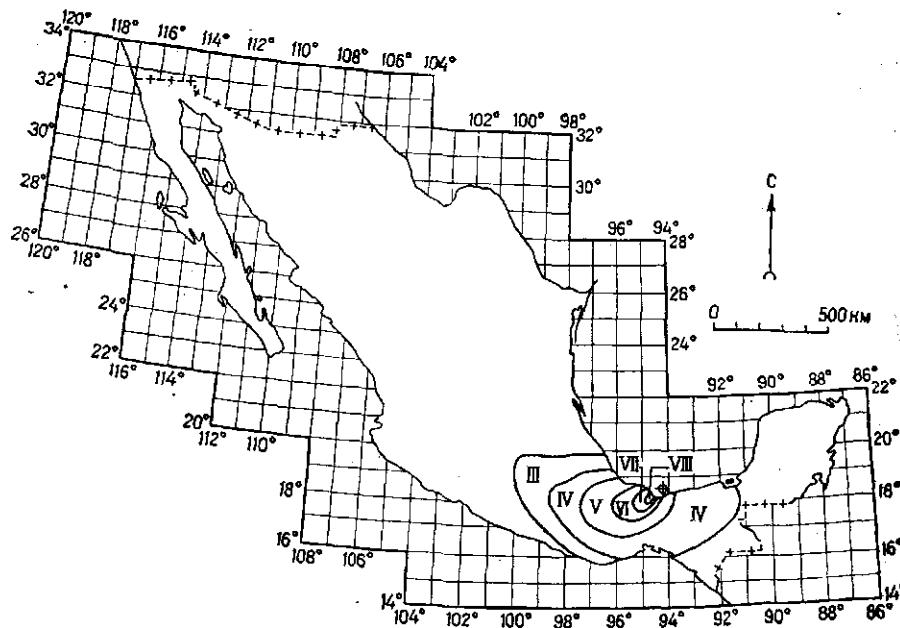


Рис. 6.1. Изосейсты землетрясения, с магнитудой 6,5, Мехико, 26 августа 1959 г. ( $18^{\circ} 27'$  с. ш.,  $94^{\circ} 15'$  з. д.) [Figueroa, 1963].

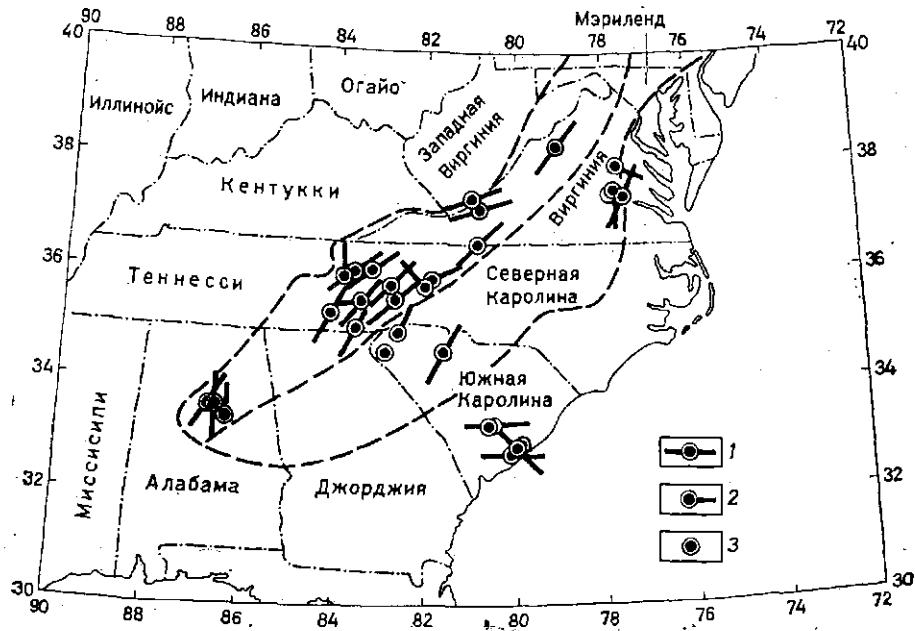


Рис. 6.2. Ориентировка изосейст на юго-востоке Соединенных Штатов [Bollinger, 1973].  
 1 — эллиптические изосейсты; 2 — круговые изосейсты с выступами; 3 — круговые изосейсты

цией эпицентральных координат [Bollinger, 1973; Figueroa, 1963]. В этом случае интенсивность следует выражать в виде функции магнитуды, координат источника и точки наблюдения. В большей части районов мира интенсивность приходится прогнозировать в виде более простых (и менее точных) выражений, которые зависят только от маг-

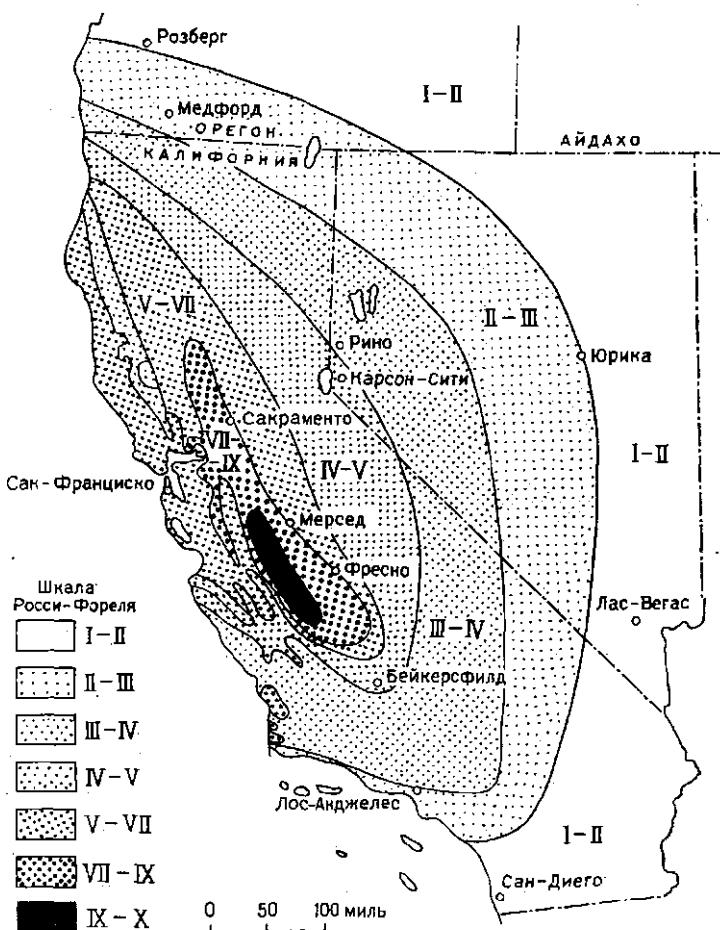


Рис. 6.3. Изосейсты Калифорнии [Bolt, 1970]

нитуды и расстояния точки от инструментально определенного гипоцентра. Причиной этого являются недостаточное знание тектонических условий и ограниченность информации, касающейся объема, из которого происходит высвобождение энергии при каждом толчке.

Сравнение скоростей затухания интенсивностей в твердых группах для западной и восточной частей Северной Америки обнаружило систематическую разницу между ними [Milne and Davenport, 1969]. Это источник основных и часто неизбежных недостатков, которыми страдает большая часть выражений, описывающих затухание интенсивности, поскольку они базируются на разнородных данных, собранных в различных зонах, и при их использовании подразумевается, что чем

меньше известно о возможных систематических отклонениях, характерных для данной зоны, вследствие скудости информации, тем больший вес придается прогнозам, основанным на наблюдениях.

### 6.2.1.1. Модифицированная шкала интенсивности Меркалли

Анализ интенсивности по модифицированной шкале Меркалли в твердых грунтах при землетрясениях, которые произошли в Мексике за последние 10 лет, приводит к следующему выражению, связывающему магнитуду  $M$ , гипоцентральное расстояние  $R$  (в км) и интенсивность  $I$  [Espeva, 1968]:

$$I = 1,45M - 5,7 \log_{10} R + 7,9. \quad (6.1)$$

Погрешность прогноза, определяемая как разность между наблюдаемой и вычисленной интенсивностью, имеет распределение, близкое к нормальному, с величиной стандартного отклонения 2,04, что означает, что наблюдаемое значение интенсивности может оказаться на единицу больше или меньше, чем предсказанное ее значение, с вероятностью 60 %.

### 6.2.1.2. Пиковые ускорения и скорости

В настоящем разделе будет описано несколько используемых выражений, сравнение которых покажет, с какой осторожностью следует подходить к их практическому применению.

Затухание пиковых ускорений изучалось в нескольких районах США Хауснером, который представил свои результаты графически

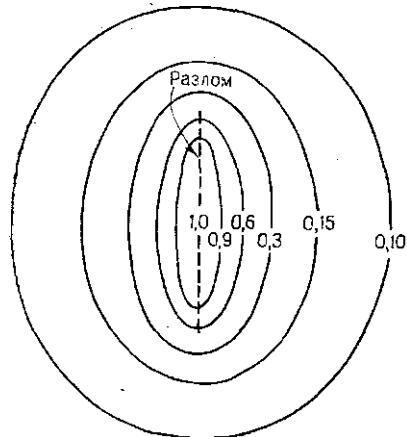
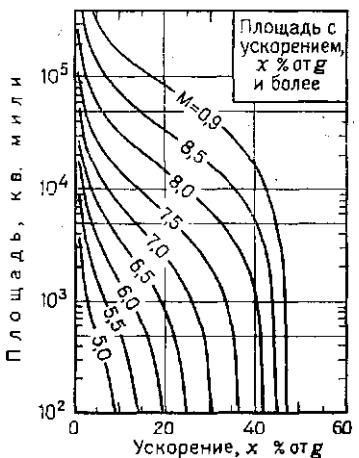


Рис. 6.4. Идеализированные линии, ограничивающие площади с различной интенсивностью сотрясений [Housner, 1969]

Рис. 6.5. Площади, испытывающие сотрясение с ускорением  $x$  в % от  $g$  и более при толчках различной магнитуды [Housner, 1969]



[Housner, 1969], используя значения длины разрыва (которая, в свою очередь, является функцией магнитуды), формы изосейст и площадей сотрясений с интенсивностями, превышающими заданную величину (рис. 6.4 и 6.5). Он показал, что на западном побережье интенсивности затухают быстрее, чем в остальной части страны. Результат срав-

нения хорошо согласуется с данными Милна и Дэвенпорта [Miln and Davenport, 1969], которые выполнили аналогичный анализ для Канады. На основе наблюдений за сильными землетрясениями в Калифорнии и Британской Колумбии они вывели следующую формулу для пикового ускорения  $a$  в долях ускорения свободного падения

$$a/g = 0,0069 e^{1,6M} / (1,1 e^{1,1M} + R^2), \quad (6.2)$$

где  $R$  — эпицентральное расстояние, км. Ускорение изменяется приблизительно как  $e^{1,64M}R^{-2}$  при больших  $R$  и как  $e^{0,54M}$ , когда  $R$  приближается к нулю. Это отражает до некоторой степени тот факт, что энергия высвобождается не в единичной точке, а из некоторого конечного объема.

Дальнейшие исследования Дэвенпорта [Davenport, 1972] привели его к следующему выражению:

$$a/g = 0,279 e^{0,8M} / R^{1,64}. \quad (6.3)$$

Статистическая погрешность этого уравнения изучалась в предположении логарифмически нормального распределения вероятностей отношения наблюдаемых ускорений к вычисленным. Для натуральных логарифмов этих отношений стандартное отклонение составило 0,74.

Эстева и Виллаверде [Esteva and Villaverde, 1973] на основе акселерограмм, приведенных Хадсоном [Hudson, 1971, 1972 a, b], получили следующие выражения для пиковых ускорений и скоростей:

$$a/g = 5,7 e^{0,8M} / (R + 40)^2; \quad (6.4)$$

$$v = 32 e^M / (R + 25)^{1,7}, \quad (6.5)$$

где  $v$  — пиковая скорость, см/с. Остальные обозначения те же.

Стандартное отклонение натурального логарифма отношения наблюдаемых и вычисленных интенсивностей равно 0,64 для ускорений и 0,74 — для скоростей. Судя по этому параметру, уравнения (6.3) и (6.4) представляются в равной степени надежными. Однако, как показано на рис. 6.6, их средние значения в некоторых интервалах существенно отличаются.

За исключением уравнения (6.2) все приведенные выше выражения являются произведениями двух функций: функции от  $R$  и функции от  $M$ . Такая форма, приемлемая в тех случаях, когда размеры источника, излучающего энергию, малы по сравнению с  $R$ , оказывается непригодной, когда мы имеем дело с очагами, размеры которых имеют тот же порядок, что гипоцентральные расстояния, или превышают их.

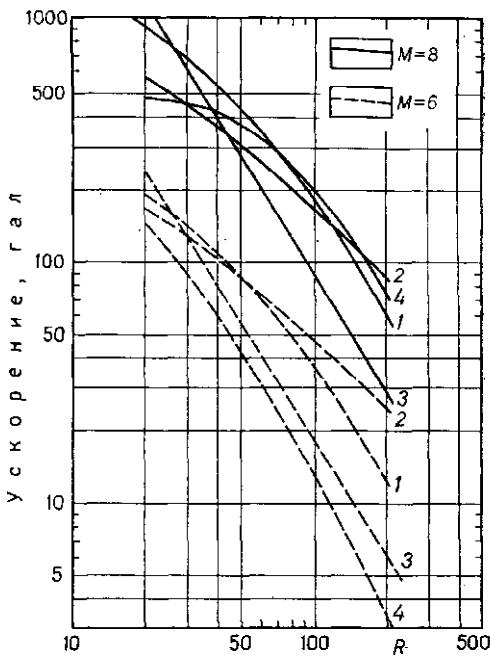


Рис. 6.6. Сравнение нескольких уравнений затухания.

1 — [Esteva, Villaverde, 1973]; 2 — [McGuire, 1974]; 3 — [Davenport, 1972]; 4 — [Milne, Davenport, 1969]. Сплошные линии —  $M=8$ , пунктирные —  $M=6$ .

Хотя погрешности уравнений (распределение вероятностей отношения наблюдаемых и предсказанных значений) оценивались [Davenport, 1972; Esteva and Villaverde, 1973], их зависимость от  $M$  и  $R$  не анализировалась. Поскольку оценки сейсмического риска весьма чувствительны к виду уравнения затухания в области больших магнитуд и коротких расстояний, необходимо проведение дальнейших исследований, которые позволили бы уточнить эти выражения в упомянутом интервале и оценить влияние  $M$  и  $R$  на погрешности прогноза. Информация о записях сильных колебаний, возможно, окажется скучной для этих исследований, и, следовательно, их придется проводить на основе аналитических или физических моделей зарождения и распространения сейсмических волн. Несмотря на то, что в этом направлении в последнее время достигнут значительный прогресс [Trifunac, 1973], результаты такого моделирования едва ли существенно повлияют на практику оценки сейсмического риска, поскольку они обычно или неизвестны инженерам, принимающим соответствующие решения, или недооцениваются.

#### 6.2.1.3. Спектр реакции

Пиковое ускорение и смещение являются довольно хорошими индикаторами реакции сооружений, обладающих относительно очень высокими или очень низкими собственными частотами. Пиковая скорость коррелирует с реакцией систем, имеющих средние периоды, но корреляция здесь менее тесная, чем у предыдущих параметров, естественно поэтому формулировать оценку сейсмического риска и критерии инженерного решения в терминах спектральных ординат.

Прогноз спектра реакции для данной магнитуды и гипоцентralного расстояния (или расстояния от точки до разлома) представляет собой обычно двухэтапный процесс, в соответствии с которым вначале оцениваются пиковые ускорения, скорости и смещения, которые затем используются как исходные величины для прогноза ординат спектра реакции. Допустим, что второй шаг этого процесса представлен операцией  $y_s = \alpha y_g$ , где  $y_s$  — ордината спектра реакции для данного естественного периода и коэффициента затухания;  $y_g$  — параметр (такой, как, например, пиковое ускорение или скорость), который может быть получен непосредственно из записи данного толчка независимо от динамических свойств системы, реакция которой прогнозируется. Для данных  $M$  и  $R$   $y_g$  — случайная величина, так же как и  $y_s/y_g = \alpha$ ; среднее значение и стандартное отклонение  $y_s$  зависят от стандартных отклонений  $y_g$  и  $\alpha$  и от коэффициента корреляции между этими переменными. Как показано выше,  $y_g$  можно прогнозировать лишь с большой степенью неопределенности, часто с большей, чем  $y_s$  [Esteva and Villaverde, 1973]. Коэффициент вариации  $y_s$  для данных  $M$  и  $R$  может быть меньше, чем коэффициент вариации  $y_g$ , только в том случае, если  $\alpha$  и  $y_g$  скоррелированы отрицательно, что бывает довольно часто: чем больше отклонение наблюдаемых значений  $y_g$  от ожидаемых для данных  $M$  и  $R$ , тем меньше, по всей вероятности, будет  $\alpha$ . Иными словами, оказывается, что в диапазоне средних собственных периодов ожидаемые значения спектральных ординат при данных коэффициентах затухания могут быть предсказаны непосредственно в терминах магнитуд и гипоцентralных расстояний с меньшей (или по крайней мере равной) степенью неопределенности, чем та, которая присуща определениям пиковых скоростей. В интервалах очень коротких или очень

ных собственных периодов пиковые амплитуды колебаний грунта и спектральные ординаты близки и их стандартные погрешности, таким образом, почти равны.

Мак-Гуайром [Mc Guire, 1974] получено уравнение затухания для средних значений и различных квантилей условного распределения вероятностей ординат спектра реакции (т. е. при данных  $M$  и  $R$ ) для данных собственных периодов и коэффициентов затухания. Эти выражения имеют ту же форму, что и уравнения (6.4) и (6.5), но их параметры показывают, что скорости затухания спектральных ординат существенно отличаются от скоростей затухания пиковых ускорений или скоростей. Например, Мак-Гуайром установлено, что пиковая скорость затухает пропорционально  $(R+25)^{-1.20}$ , в то время как среднее значение кажущейся скорости для собственного периода 1 с и коэффициента затухания 2% уменьшается пропорционально  $(R+25)^{-0.59}$ . Эти результаты объясняются характером изменения частотного состава в зависимости от  $R$  и приводят к выводу, что относительную спектральную скорость следует рассматривать как функцию  $M$  и  $R$ .

Таблица 6.1  
Уравнения затухания Мак-Гуайра  $y = b_1 10^{b_2 M} (R+25)^{-b_3}$

$y$	$b_1$	$b_2$	$b_3$	$V(y)$ — коэффициент вариации $y$
$a$ , гал	472,3	0,278	1,301	0,548
$v$ , см/с	5,64	0,401	1,202	0,696
$d$ , см	0,393	0,434	0,885	0,883

Незатухающие спектральные кажущиеся скорости

$T = 0,1$ с	11,0	0,278	1,346	0,941
0,5	3,05	0,391	1,001	0,636
1,0	0,631	0,378	0,549	0,768
2,0	0,0768	0,469	0,419	0,989
5,0	0,0834	0,564	0,897	1,344

Спектральные кажущиеся скорости с затуханием 5%

$T = 0,1$ с	10,09	0,233	1,341	0,651
0,5	5,74	0,356	1,197	0,591
1,0	0,482	0,399	0,704	0,703
2,0	0,122	0,466	0,675	0,941
5,0	0,0706	0,557	0,938	1,193

В табл. 6.1 приведены уравнения затухания Мак-Гуайра и их коэффициенты вариации для ординат спектров кажущейся скорости и пиковых ускорений, скорости и смещения грунта. Сходные уравнения выведены Эстева и Виллаверде [Esteva and Villaverde, 1973], но с целью прогнозирования лишь максимумов ожидаемых спектров ускорений и скоростей, независимо от периодов, связанных с этими максимумами. Сравнительного анализа относительного качества прогноза по уравнениям Мак-Гуайра и Эстева и Виллаверде для различных интервалов  $M$  и  $R$  не проводилось.

## 6.3. ЛОКАЛЬНАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ

Термин «локальная сейсмичность» использован здесь для обозначения степени сейсмической активности в данном объеме земной коры. Количественно он может быть описан с помощью различных критериев, каждый из которых несет разное количество информации. Большая часть используемых критериев основана на использовании верхних границ магнитуд землетрясений, которые могут возникать в данном сейсмическом очаге, на количестве энергии, высвобождающейся при толчках из единицы объема за единицу времени, или на более детальных статистических описаниях процесса.

### 6.3.1. УРАВНЕНИЯ ПОВТОРЯЕМОСТИ МАГНИТУД

Уравнения, связывающие магнитуды землетрясений с их повторяемостью, получены Гутенбергом и Рихтером (1954) для отдельных регионов Земли. Их результаты могут быть представлены в следующей форме:

$$\lambda = \alpha e^{-\beta M}, \quad (6.6)$$

где  $\lambda$  — среднее число землетрясений на единицу объема в единицу времени, имеющих магнитуду, превышающую  $M$ ;  $\alpha$  и  $\beta$  — региональные константы:  $\alpha$  широко варьирует от точки к точке, что очевидно из карты эпицентров, показанной на рис. 6.7, в то время как  $\beta$  остается в относительно узких пределах, как показано на рис. 6.8. Из уравнения (6.6) следует, что распределение энергии, высвобождающейся при толчке, очень близкое к тому, которое наблюдается в процессе образования микротрещин на лабораторных образцах различных типов пород, испытываемых при постепенно нарастающих напряжениях сжатия или изгиба [Mogi, 1962; Scholz, 1968]. Значения  $\beta$ , определяемые в лаборатории, имеют тот же порядок, что и значения этого параметра, получаемые при обработке данных землетрясений, и, как было показано, зависят от однородности образцов и их способности к локальному разрушению. Так, в неоднородных образцах из хрупких материалов разрушению предшествует множество мелких толчков, в то время как в однородных образцах из пластичных материалов число мелких толчков относительно мало. Эти случаи отвечают соответственно большим и малым значениям  $\beta$ . Авторам не известно каких-либо общих соотношений между величиной  $\beta$  и геотектоническими особенностями сейсмических регионов: сложность коровых структур и градиентов напряжений препятствует экстраполяции лабораторных результатов, а статистические наблюдения, проведенные в отдельных относительно малых зонах, как правило, недостаточны для установления локальных значений  $\beta$ . Рис. 6.8 показывает, что для очень больших магнитуд наблюдаемая частота землетрясений ниже предсказанной по уравнению (6.6). Кроме того, Розенблютом [Rosenblueth, 1969] показано, что  $\beta$  не может быть меньше 3,46, поскольку это означало бы выделение бесконечно большого количества энергии за единицу времени. Однако на рис. 6.8 видно, что значения  $\beta$ , которые получаются в результате подбора выражения вида (6.6) фактически по наблюдаемым данным, оказываются меньше, чем 3,46; следовательно, для очень высоких значений  $M$  (приблизительно более 7) в соответствии со статистическими данными кривая должна была бы изгибаться вниз.

Помимо формулы (6.6) были предложены и другие уравнения с

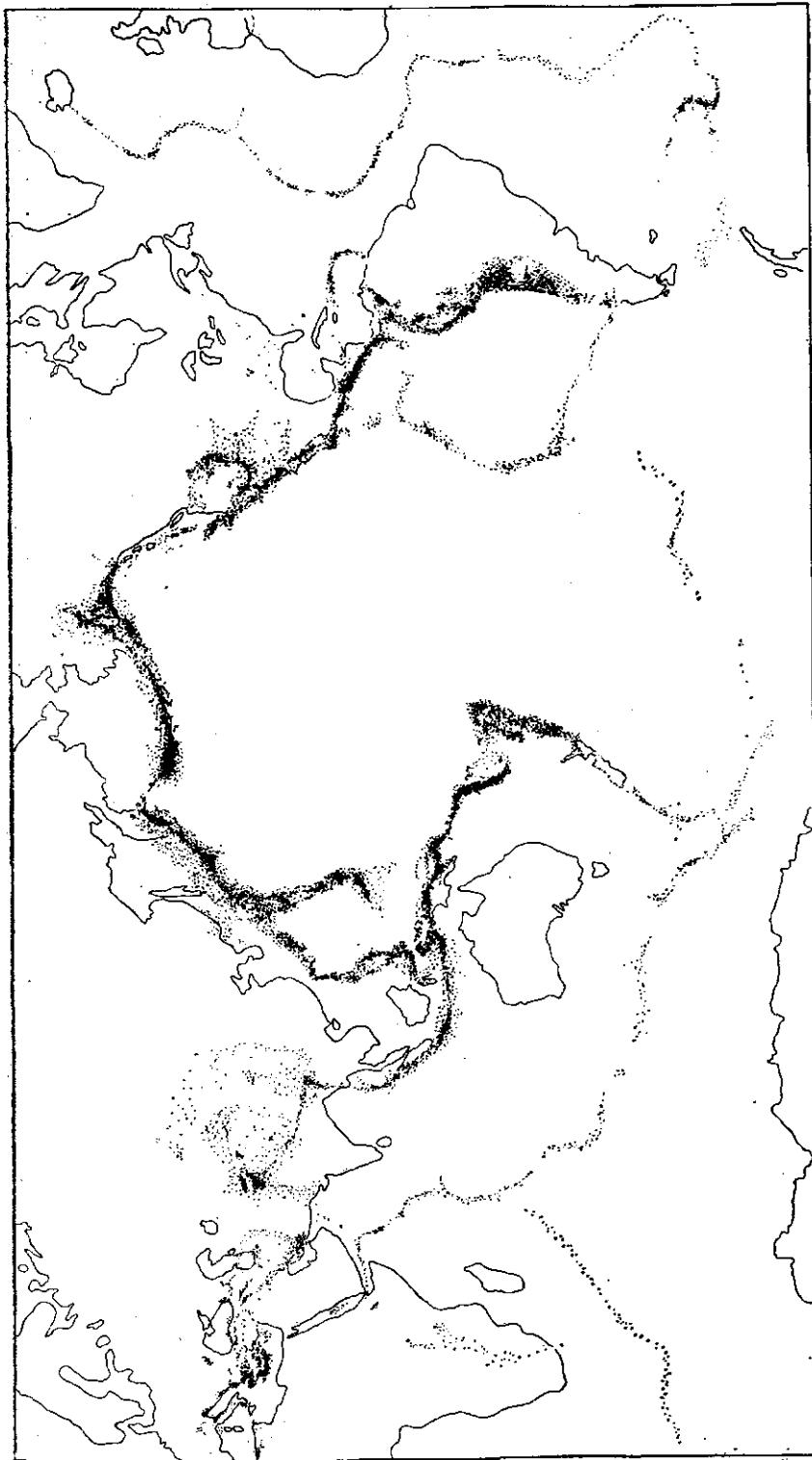


Рис. 6.7. Карта эпицентров за 1961—1967 гг. [Newmark and Rosenbluth, 1971]

целью более точного описания имеющихся данных о повторяемости магнитуд [Rosenblueth, 1964; Merz and Cornell, 1973]. Большая часть их также не позволяет установить наличие верхней границы величины магнитуды, которая может быть генерирована данным источником. Несмотря на отсутствие точных оценок для верхней границы, проблему ее существования и зависимости от геотектонических характеристик очага обойти нельзя. Действительно, на концепции верхней границы основана практика сейсмического районирования в СССР [Gzovsky, 1962; Anan'ev et al., 1968]; кроме того, во многих странах расчетные спектры для весьма важных сооружений, таких, как ядерные реакторы или большие плотины, обычно выводятся с учетом предположений о максимально возможной интенсивности для данного участка. В качестве такой интенсивности принимается обычно максимальное ее значение для этого участка, если считать, что в каждом из потенциальных очагов генерируется землетрясение с магнитудой, равной максимально возможной магнитуде для данного очага, и притом в наиболее неблагоприятном месте. При использовании такого критерия обычно не уделяется внимания ни неопределенности максимально возможной магнитуды, ни вероятности, с которой землетрясение такой магнитуды может произойти за данный период времени. Необходимо формулировать решения, так, чтобы учесть оба эти момента — и верхние границы магнитуд, и их вероятности, приводят к уравнениям повторяемости магнитуд следующего вида:

$$\lambda = \begin{cases} \lambda_L G^*(M) & \text{при } M_L \leq M \leq M_U \\ \lambda_L & \text{при } M < M_L \\ 0 & \text{при } M > M_U \end{cases} \quad (6.7)$$

где  $M_L$  — минимальная магнитуда, вклад которой в оценку риска является существенным;  $M_U$  — максимально возможная магнитуда;  $G^*(M)$  — дополнительная кумулятивная функция распределения вероятностей магнитуд при условии осуществления события ( $M \geq M_L$ ). В частном случае  $G^*(M)$  можно представить в следующем виде, пригодном для аналитических выводов:

$$G^*(M) = A_0 + A_1 \exp(-\beta M) - A_2 \exp[-(\beta - \beta_1)M], \quad (6.8)$$

где

$$A_0 = A \beta_1 \exp[-\beta(M_U - M_L)];$$

$$A_1 = A(\beta - \beta_1) \exp(\beta M_L);$$

$$A_2 = A \beta \exp(-\beta_1 M_U + \beta M_L);$$

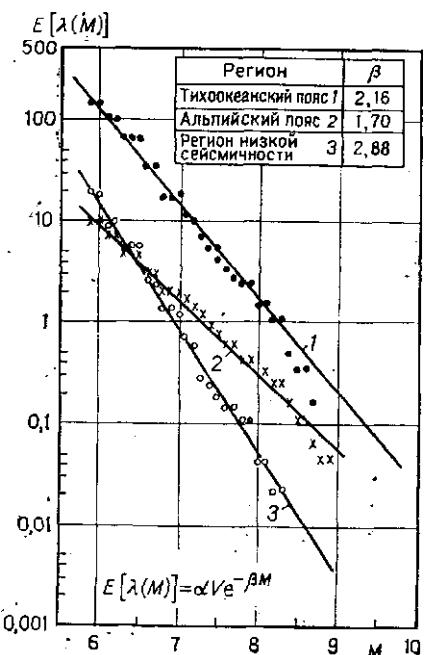


Рис. 6.8. Сейсмичность макрозон [Esteva, 1968]

Действительно, на концепции верхней границы основана практика сейсмического районирования в СССР [Gzovsky, 1962; Anan'ev et al., 1968]; кроме того, во многих странах расчетные спектры для весьма важных сооружений, таких, как ядерные реакторы или большие плотины, обычно выводятся с учетом предположений о максимально возможной интенсивности для данного участка. В качестве такой интенсивности принимается обычно максимальное ее значение для этого участка, если считать, что в каждом из потенциальных очагов генерируется землетрясение с магнитудой, равной максимально возможной магнитуде для данного очага, и притом в наиболее неблагоприятном месте. При использовании такого критерия обычно не уделяется внимания ни неопределенности максимально возможной магнитуды, ни вероятности, с которой землетрясение такой магнитуды может произойти за данный период времени. Необходимо формулировать решения, так, чтобы учесть оба эти момента — и верхние границы магнитуд, и их вероятности, приводят к уравнениям повторяемости магнитуд следующего вида:

$$\lambda = \begin{cases} \lambda_L G^*(M) & \text{при } M_L \leq M \leq M_U \\ \lambda_L & \text{при } M < M_L \\ 0 & \text{при } M > M_U \end{cases} \quad (6.7)$$

где  $M_L$  — минимальная магнитуда, вклад которой в оценку риска является существенным;  $M_U$  — максимально возможная магнитуда;  $G^*(M)$  — дополнительная кумулятивная функция распределения вероятностей магнитуд при условии осуществления события ( $M \geq M_L$ ). В частном случае  $G^*(M)$  можно представить в следующем виде, пригодном для аналитических выводов:

$$G^*(M) = A_0 + A_1 \exp(-\beta M) - A_2 \exp[-(\beta - \beta_1)M], \quad (6.8)$$

где

$$A_0 = A \beta_1 \exp[-\beta(M_U - M_L)];$$

$$A_1 = A(\beta - \beta_1) \exp(\beta M_L);$$

$$A_2 = A \beta \exp(-\beta_1 M_U + \beta M_L);$$

$$A = [\beta \{1 - \exp [-\beta_1(M_U - M_L)]\} - \beta_1 \{1 - \exp [-\beta(M_U - M_L)]\}]^{-1}.$$

Если  $M$  стремится к  $M_L$ , выражение (6.7) сводится к выражению (6.6). Подбор подходящих значений  $M_U$  и  $\beta$  позволяет задать два дополнительных условия: максимально возможное значение магнитуды и степень изменчивости  $\lambda$  в его окрестностях. Если  $\beta_1 \rightarrow \infty$ , уравнение (6.8) стремится к выражению, предложенному Корнеллом и Ванмарке [Cornell and Vanmarke, 1969].

Теория экстремальных значений была использована для оценки вероятностей превышения заданных значений магнитуды в течение данных временных интервалов [Yegulalp and Kuo, 1974]. Этими авторами принимается, что указанные вероятности удовлетворяют экстремальному распределению III типа, имеющему вид

$$F_{M_{\max}}(M|t) = \exp [-C(M_U - M)^K t] \text{ для } M \leq M_U;$$

$$F_{M_{\max}}(M|t) = 0 \text{ для } M > M_U, \quad (6.9)$$

где  $F_{M_{\max}}(M|t)$  — вероятность того, что максимальная магнитуда, наблюденная за период  $t$  лет, меньше, чем  $M$ ;  $M_U$  — то же, что и выше;  $C$  и  $K$  — региональные параметры.

Это распределение согласуется с предположением, что землетрясения с магнитудой, превышающей  $M$ , происходят в соответствии с законом пуассоновского процесса, со средним значением, равным  $C(M_U - M)^K$ . Уравнение (6.9) позволяет получать хорошо соответствующие исходным статистическим данным кривые повторяемости для магнитуд, превышающих 5,2, и периодов повторяемости от 1 до 50 лет, хотя значения  $M_U$ , полученные из чисто статистического анализа, не могут служить достоверной оценкой верхней границы магнитуд, поскольку во многих случаях они оказались недопустимо высокими.

При низких магнитудах фиксировалась лишь часть общего числа толчков, вследствие чего значения  $\lambda$ , полученные на основе статистической информации, оказываются ниже вычисленных в соответствии с уравнениями (6.6) и (6.8) для  $M$  меньше чем приблизительно 5,5. Кроме того, рис. 6.9, заимствованный из работы [Yegulalp and Kuo, 1974], показывает, что число наблюдавшихся толчков удовлетворяет экстремальному распределению III типа (6.9) лучше, чем экстремальному распределению I типа, описываемому уравнением (6.6), в предположении, что число землетрясений имеет распределение Пуассона. Неясно, какая часть отклонений от экстремального распределения I типа вызвана низкой разрешающей способностью аппаратуры и какая часть объясняется разницей между истинной формой изменений  $\lambda$  в зависимости от  $M$  и той, которая дается уравнением (6.6). Эта проблема заслуживает внимания, так как оценки ожидаемых потерь за

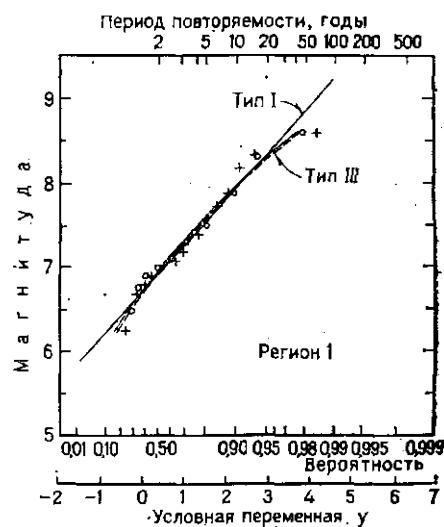


Рис. 6.9. Статистика магнитуд в районе Алеутских островов [Yegulalp and Kuo, 1974]

счет неструктурного разрушения могут быть чувствительны к величинам  $\lambda$  для малых магнитуд (например, меньше 5,5) и оценки уровня сейсмической активности региона частот дается в зависимости от зарегистрированного числа толчков малых магнитуд и от принятых уровней обнаруживающей способности, т. е. от отношений числа обнаруженных и произошедших землетрясений [Kaila and Nagain, 1971; Kaila et al., 1972, 1974].

Ни одно из выражений для  $\lambda$ , представленных в настоящей главе, не обладает тем желательным свойством, чтобы его применимость для некоторого числа неперекрывающихся регионов земной коры означала пригодность для этих районов, объединенных вместе, если на парамет-

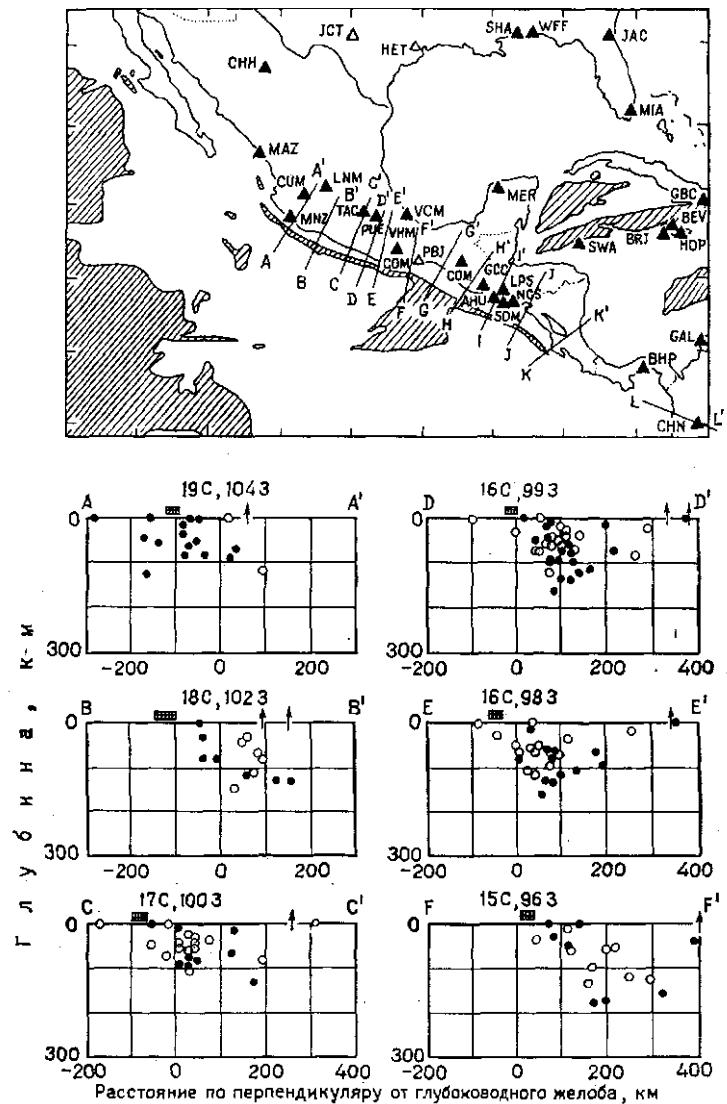


Рис. 6.10. Гипоцентры землетрясений, спроектированные на серию вертикальных сечений через территорию Мексики [Molnar and Sykes, 1969].

ры для каждого значения  $\lambda$  не наложены некоторые ограничения. Например, сложение выражений типа (6.6) дает уравнение того же вида, только если  $\beta$  одинаково для всех членов суммы. Подобные же требования можно предъявить к уравнению (6.8). Однако в дальнейшем изложение эти выражения будут сохранены, поскольку их точность согла-суется с количеством имеющейся информации и, как будет показано ниже, они могут быть с успехом использованы при оценке региональ-ной сейсмичности.

### 6.3.2. ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПО ГЛУБИНЕ

Глубина преобладающей сейсмической активности в регионе зависит от его тектонического строения. Например, большая часть активности западного побережья США и Канады складывается из толчков с гипоцентрами в интервале глубин 20–30 км. В других районах, таких, как южное побережье Мексики, сейсмические толчки можно объединить в две группы: одна — слабые мелко-фокусные землетрясения и другая — землетрясения с магнитудами, изменяющимися в широких пределах, и средними зна-чениями глубин, увеличиваю-щимися в направлении от береговой линии в глубь континента (рис. 6.10). На рис. 6.11 показано распределение глубин землетрясений с магнитудами, превышающими 5,9 для всего Тихоокеанского пояса.

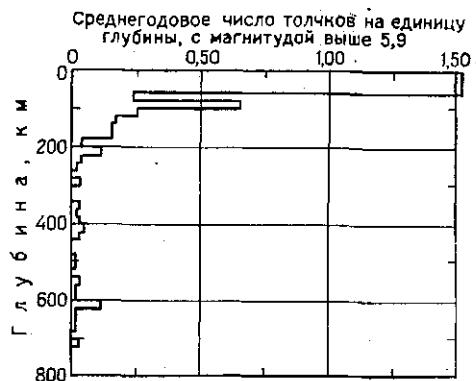


Рис. 6.11. Изменение сейсмичности с глубиной, Тихоокеанский пояс [Newmark and Rosenbluth, 1971]

### 6.3.3. СТОХАСТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Средняя частота превышений магнитуды данного уровня — это ожидаемые средние значения превышений для длинных временных интервалов. Для принятия решений важно знать также момент, когда произойдет землетрясение. В настоящее время моменты начал землетрясений могут быть предсказаны лишь с позиций вероятностного под-хода.

Пусть  $t_i (i=1, \dots, n)$  — неизвестные моменты начала землетрясений, генерируемых в данном объеме земной коры в течение данного промежутка времени, и  $M_i$  — соответствующие магнитуды. Предположим пока также, что сейсмическая опасность равномерно распределена в данном объеме и, следовательно, нет необходимости обращать внимание на координаты очага каждого толчка.

Для построения аналитических моделей случайных последователь-ностей землетрясений многие исследователи пытались применить классические методы анализа временных рядов. В литературе чаще всего можно встретить следующие подходы:

а) построение гистограмм времени ожидания между толчками [Клоропф, 1964; Аки, 1963];

б) расчет пуассоновского показателя рассеяния, т. е. отношения выборочной дисперсии числа толчков к его ожидаемому значению [Vere-Jones, 1970; Shlien and Toksöz, 1970]. Этот показатель равен единице для пуассоновских процессов, меньше единицы для последовательностей, близких к периодическим, и больше единицы для событий, имеющих тенденцию к группированию;

в) определение автокорреляционных функций, т. е. функций, представляющих ковариацию числа событий, имевших место на протяжении данных временных интервалов, выраженную как функция времени, прошедшего между этими интервалами [Vere-Jones, 1970; Shlien and Toksöz, 1970]. Автокорреляционная функция пуассоновского процесса — это дельта-функция Дирака. Она является характеристической особенностью пуассоновской модели, поскольку несвойственна какому-либо другому случайному процессу;

г) функция риска  $h(t)$ , определенная таким образом, что  $h(t)dt$  есть условная вероятность того, что событие произойдет в интервале времени  $(t, t+dt)$ , при условии, что до момента  $t$  событий не произошло. Если  $F|t$  — кумулятивная функция распределения вероятностей времени между событиями, то функция риска

$$h(t) = f(t) [1 - F(t)], \quad (6.10)$$

где  $f(t) = \partial F(t)/\partial t$ .

Для пуассоновской модели  $h(t)$  — постоянная величина, равная средней величине процесса.

### 6.3.3.1. Модель Пуассона

Наиболее часто применяющиеся вероятностные модели сейсмичности основаны на предположении, что землетрясения происходят во времени в соответствии с пуассоновским процессом и что все  $M_i$  независимы и одинаково распределены. Из этого предположения следует: вероятность того, что в течение интервала времени  $(0, t)$  произойдет  $N$  землетрясений с магнитудой, превышающей  $M$ , равна

$$P_N = [\exp(-\nu_M t) (\nu_M t)^N]/N!, \quad (6.11)$$

где  $\nu_M$  — среднее число превышений магнитуды  $M$  в данном объеме. Если в (6.11) принять  $N$  равным нулю, то получим, что распределение вероятностей максимальной магнитуды в течение интервала времени  $t$  равно  $\exp(-\nu_M t)$ . Если  $\nu_M$  дается уравнением (6.6), получаем экстремальное распределение I типа.

Определенное несовершенство этой модели становится очевидным в свете имеющейся статистической информации и анализа физического смысла процессов: принятие пуассоновской модели означает, что распределение периодов времени ожидания следующего землетрясения не изменяется от того, что мы знаем время, прошедшее с момента предыдущего землетрясения, в то время как физические модели, предлагающие постепенное накапливание энергии, а затем ее мгновенное высвобождение, требуют создания более общей модели повторяющегося процесса, которая в отличие от пуассоновской модели предполагала бы, что ожидаемая продолжительность периода времени до следующего события убывает с течением времени [Esteva, 1974].

Статистические данные показывают, что принятие пуассоновской модели допустимо, если речь идет о сильных землетрясениях в масштабе всего мира [Вел-Менахем, 1960], при отсутствии корреляции

между сейсмичностью различных районов. Однако, когда мы имеем дело с малыми объемами земной коры такого порядка, который может внести значительный вклад в оценку сейсмической опасности участка, имеющиеся данные часто противоречат пуассоновской модели обычно из-за группировки землетрясений во времени: наблюдаемое число

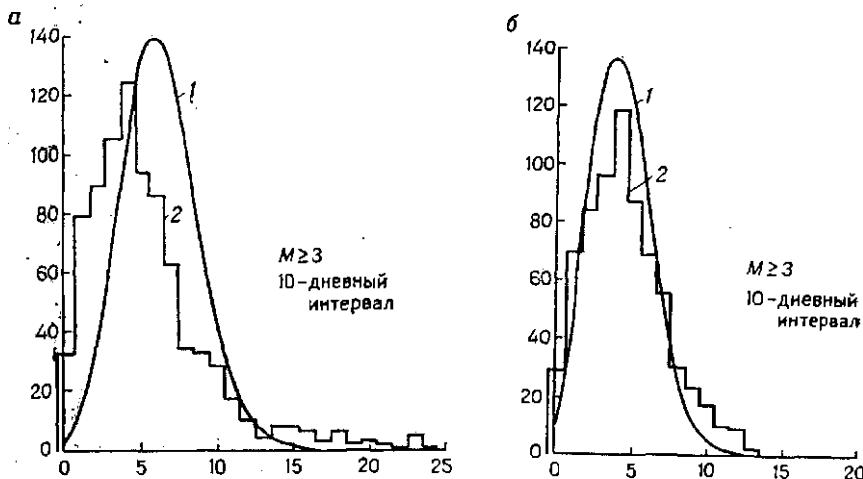


Рис. 6.12. Оценка допустимости применения модели пуассоновского процесса.  
а — включая рой землетрясений, б — исключая рой землетрясений.  
1 — распределение Пуассона; 2 — гистограмма

коротких интервалов между землетрясениями оказывается значительно выше, чем предсказанное с помощью экспоненциального распределения, и значения пуассоновского показателя рассеяния существенно выше единицы (рис. 6.12 и 6.13). В некоторых случаях, однако, наблюдались отклонения обратного характера: интервалы времени между землетрясениями стремятся к периодичности, пуассоновский показатель рассеяния оказывается меньше единицы и процесс может быть аппроксимирован моделью процесса возобновления. Подобное явление отмечалось, например, для южного побережья Мексики [Esteva, 1974] и в районах Камчатки, Памира и Гиндукуша [Gaisky, 1966, 1967]. Обсуждаемые модели также не учитывают группирование очагов землетрясений в пространстве [Tsufoi, 1958; Gajardo and Lomnitz, 1960], изменение сейсмичности во времени и систематическое смещение сейсмически активных очагов вдоль геологических элементов [см. гл. 3]. Однако благодаря простоте модель пуассоновского процесса является ценным инструментом для формулирования ряда решений, относящихся к области сейсмического риска, особенно таких, которые чувствительны только к магнитудам с очень большим периодом повторяемости.

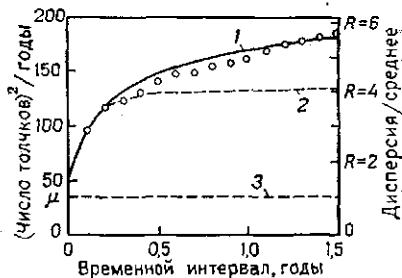


Рис. 6.13. Кривая дисперсия — время для новозеландских мелкофокусных землетрясений [Vere-Jones, 1966].  
1 — степенная модель; 2 — экспоненциальная модель; 3 — модель Пуассона

### 6.3.3.2. Триггерные модели

Статистический анализ времени ожидания между землетрясениями показывает, что их распределение не отвечает пуссоновской или какой-либо другой модели процесса возобновления, например, такой, которая предполагает, что эти интервалы взаимно независимы и имеют логарифмически нормальное или гамма-распределение [Shlien and Toksöz, 1970]. Предложенные альтернативные модели в большинстве своем триггерного типа [Vere-Jones, 1970], т. е. общий процесс возникновения землетрясений рассматривается в них как наложение некоторого числа временных рядов, выходящих из разных точек, причем их начальные моменты (время в очаге) являются событиями пуссоновского процесса. В общем, пусть  $N$  — число событий, произошедших в течение интервала времени  $(0, t)$ ,  $\tau_m$  — начальный момент  $m$ -го ряда,  $W_m(t, \tau_m)$  — соответствующее число событий, произошедших до момента  $t$ , и  $n$  — случайное число временных рядов, инициированных в интервале  $(0, t)$ . Тогда общее число событий, произошедших до момента  $t$ , равно

$$N = \sum_{m=1}^{n_t} W_m(t, \tau_m). \quad (6.12)$$

Если начальные моменты распределены по закону однородного пуссоновского процесса со средним значением  $v$  и все  $W_m$  — одинаково распределенные случайные процессы с аргументом  $(t - \tau_m)$ , то можно показать [Parzen, 1962], что среднее и дисперсия величины  $N$  могут быть получены из выражений

$$E(N) = v \int_0^t E[W(t, \tau)] d\tau; \quad (6.13)$$

$$\text{var}(N) = v \int_0^t E[W^2(t, \tau)] d\tau. \quad (6.14)$$

Парзен [Parzen, 1962] дает также выражение для производящей функции вероятностей  $\psi_N(Z; t)$  распределения  $N$  через  $\psi_W(Z; t, \tau)$  — производящую функцию каждого из процессов-компонентов:

$$\psi_N(Z; t) = \exp \left[ -vt + v \int_0^t \psi_W(Z; t, \tau) d\tau \right], \quad (6.15)$$

где

$$\psi_N(Z; t, \tau) = \sum_{n=0}^{\infty} Z^n P\{W(t, \tau) = n\}, \quad (6.16)$$

и закон распределения  $N$  может быть получен из  $\psi_N(Z; t)$  с помощью соотношения

$$\psi_N(Z; t) = \sum_{n=0}^{\infty} Z^n P\{N = n\}$$

путем разложения  $\psi_N$  в степенной ряд по  $Z$  и принятия  $P\{N = n\}$  равными коэффициентам при  $Z^n$  в этом разложении. В частности, если нас интересует вычисление  $P\{N = 0\}$ , то разложение  $\psi_N(Z; t)$  в ряд Тейлора в точке  $Z = 0$  приводит к выражению

$$\psi_N(Z; t) = \psi_N(0; t) + Z\psi'_N(0; t) + \frac{Z^2}{2!}\psi''_N(0; t) + \dots, \quad (6.17)$$

где «штрих» означает производную по  $Z$ . По определению  $\psi_N$ ,  $P\{N = 0\} = \psi_N(0; t)$ .

Поскольку диапазоны аргументов у выборочных траекторий процессов, составляющих временной ряд триггерного типа, часто перекрываются, их аналитическое представление вызывает необходимость изучения некоторого числа альтернативных моделей, оценку их параметров и сравнение свойств модели и свойств выборки, часто второстепенных [Cox and Lewis, 1966].

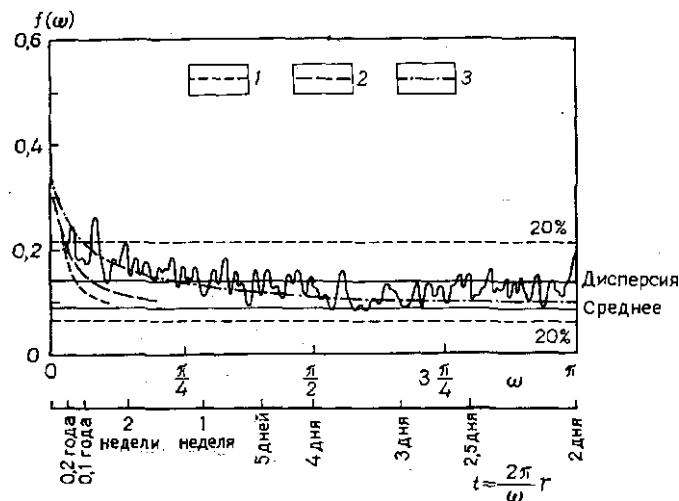


Рис. 6.14. Сглаженная периодограмма для новозеландских мелкофокусных землетрясений [Vere-Jones, 1966].

1 — экспоненциальная модель; 2 — степенная модель первого порядка; 3 — степенная модель второго порядка

**Модели Вере-Джонса.** Применимость некоторых общих триггерных моделей для описания процессов локальной сейсмичности обсуждалась в обстоятельной статье Вере-Джонса [Vere-Jones, 1970], который проверял их главным образом на материале сейсмической активности Новой Зеландии. В дополнение к простому и составному пуассоновским процессам [Pargen, 1962] в ней обсуждаются модели Неймана — Скотта и Бартлетта — Льюиса, каждая из которых предполагает, что землетрясения происходят группами и что число землетрясений в каждой группе стохастически независимо от ее времени в очаге. В модели Неймана — Скотта групповой процесс предполагается стационарным и пуассоновским и каждая группа толчков определяется дискретным законом распределения числа событий  $P_N$ , а также функцией  $\Lambda(t)$  — кумулятивной функцией распределения момента события в данной группе, отсчитываемого от ее начала. Модель Бартлетта — Льюиса



Рис. 6.15. Функция риска для новозеландских мелкофокусных землетрясений [Vere-Jones, 1970].

1 — теоретическая; 2 — наблюдаемая; 3 — средняя интенсивность процесса

представляет собой особый случай предыдущей модели, где каждая группа является процессом возобновления, который заканчивается после конечного числа возобновлений. В этих моделях условная вероятность события, происходящего в течение интервала времени  $|t, t+dt|$ , при условии, что группа состоит из  $N$  толчков, равна  $N\lambda(t)dt$ , где  $\lambda(t) = d\Lambda(t)/dt$ .

Поскольку группы перекрываются во времени, их трудно идентифицировать и разделить. Оценивание параметров процесса завершается посредством задания различных комбинаций этих параметров и проверки их соответствия данным наблюдений.

На основе статистики первого и второго порядка: функций риска, распределений интервалов (в виде степенных спектров) и кривых изменения дисперсии во времени Вере-Джонсом проводилось сравнение различных форм модели Неймана — Скотта с данными наблюдений. Статистический материал содержит данные о примерно тысяче новозеландских землетрясений с магнитудой более 4,5, зарегистрированных с 1942 по 1961 г. На рис. 6.13—6.15 показаны результаты анализа мелкофокусных новозеландских землетрясений, а также приведено сравнение наблюденных данных с несколькими альтернативными моделями. Последовательность возникновения групп землетрясений во всех случаях соответствует пуссоновскому процессу, но распределение размеров группы  $N$  и моментов наступления событий внутри группы для разных примеров различны: в пуссоновской модели не происходит группирования (распределение  $N$  представляет собой дельта-функцию Дирака с центром в  $N=1$ ), в то время как в экспоненциальной и степенной моделях распределение резко асимметрично в сторону  $N=1$  и  $\Lambda|t|$  принимается соответственно равной  $1-e^{-\lambda t}$  и  $1-[c/(c+t)]^\delta$  при  $t \geq 0$  и нулю — при  $t < 0$ , где  $\lambda$ ,  $c$  и  $\delta$  — положительные параметры. На рис. 6.13—6.15  $\delta=0,25$ ,  $c=2,3$  дня и  $\lambda=0,061$  толчка в день. О значимости группирования на рис. 6.13 свидетельствует высокое значение пуссоновского показателя рассеяния, в то время как периодичность процесса на рис. 6.14 не очевидна. На обоих рисунках видно, что степенная модель обеспечивает наилучшее согласие с выборочными статистиками. Аналогичный анализ, проведенный для глубокофокусных новозеландских землетрясений, показал, что они сгруппированы в гораздо меньшей степени: пуссоновский показатель рассеяния равен 2 и функция риска почти постоянна во времени.

Однако в некоторых случаях [Gaisky, 1967] используются функции риска, основанные на моделях, где начальные моменты групп и сами группы могут быть представлены процессами возобновления. Средние периоды повторяемости достигают порядка нескольких месяцев, и, следовательно, эти процессы не соответствуют по крайней мере в масштабе времени процессу с чередующимися периодами активности и покоя, характерному для некоторых геологических структур [Kelleher et al., 1973], на основе которого возникла концепция «временных сейсмических пауз», обсуждаемых ниже.

*Упрощенная триггерная модель.* Шлиен и Токсэз [Shlien and Toksöz, 1970] предложили упрощенную модель — частный случай процесса Неймана — Скотта; они объединили все землетрясения, имевшие место на протяжении неперекрывающихся временных интервалов заданной длины, определив их как группы, для которых  $\lambda(t)$  — дельта-функция Дирака. Задавшись однодневными интервалами, они предположили, что число землетрясений в группе распределено по дискретному закону Парето, и использовали критерий максимального правдоподобия при

обработке информации по 35 000 землетрясений, произошедших по данным USGS с августа 1968 г. по январь 1971 г. Предложенная ими модель достаточно хорошо соответствует как распределению числа землетрясений в течение однодневного интервала, так и показателю рассеяния. Однако из-за допущения, что ни одна из групп не длится более одного дня, в этой модели нельзя получить автокорреляционную функцию для ежедневного числа толчков для малых интервалов времени. Показано, что степень группирования является региональной функцией, которая уменьшается вместе с величиной магнитудного порога и глубиной очага.

*Последовательности афтершоков.* Описанные выше триггерные процессы дают приемлемое представление о региональной сейсмической активности, даже когда статистическое описание не позволяет почему-либо рассматривать последовательности афтершоков и рой землетрясений.

Наиболее значительные примеры группирования относятся, однако, к последовательностям афтершоков, которые часто следуют за мелкофокусными толчками и лишь иногда за промежуточными и глубокими. Постоянство большого числа последовательностей афтершоков за несколько дней или недель способствовало детальному статистическому анализу этих последовательностей, начиная с прошлого века. Омори [Omori, 1894] выявил убывание среднего числа афтершоков со временем  $t$ , прошедшим с момента главного толчка. Он нашел, что это число обратно пропорционально  $t+q$ , где  $q$  — эмпирическая константа. Утсу [Utsu, 1961] предложил более общее выражение, пропорциональное  $(t+c)^{-\zeta}$ , где  $\zeta$  — константа. Выражение, предложенное Утсу, согласуется с приведенным выше выражением для  $\Lambda(t)$  в виде степенной функции. Ломнитц и Хокс [Lomnitz and Hoix, 1966] предложили использовать модель группирования для описания последовательностей афтершоков; это модифицированная версия модели Неймана и Скотта, где процесс работы источников в группе рассматривается как неоднородный пуассоновский процесс со средним значением, убывающим по закону Омори, число событий в каждой группе распределено по закону Пуассона, а  $\Lambda(t)$  имеет экспоненциальное распределение. Все результаты и методы анализа, описанные Vere-Jones [Vere-Jones, 1970] для стационарного процесса работы источников в группе, могут быть применены к нестационарному случаю путем преобразования шкалы времени. Подбор параметров для четырех последовательностей афтершоков был выполнен с использованием вторичной информации по выборкам, определенным в преобразованной шкале времени. Применение этого критерия к сериям землетрясений с магнитудами, превышающими различные значения порога, позволило отметить, что степень группирования уменьшается с увеличением значения порога.

Магнитуда главного толчка влияет на число афтершоков и распределение их магнитуд, и, несмотря на то, что степень активности уменьшается во времени, распределение магнитуд остается постоянным для каждой последовательности [Lomnitz, 1966; Utsu, 1962; Drakopoulos, 1971]. Уравнение (6.6) довольно хорошо отражает распределение магнитуд, наблюдавшееся в большей части последовательностей афтершоков. Значения  $\beta$  изменяются от 0,9 до 3,9 и уменьшаются по мере увеличения глубины. Поскольку значения  $\beta$  для обычных (главных) землетрясений обычно оцениваются по относительно малому числу толчков, распространяющихся в значительно больших объемах земной коры, чем при последовательностях афтершоков, между значениями  $\beta$

для серий этих двух типов событий каких-либо соотношений не установлено. Параметры, входящие в уравнение Утсу для затухания активности афтершоков во времени, оценивались по нескольким последовательностям, таким, например, как афтершоки Алеутского землетрясения 9 марта 1957 г., землетрясения в Центральной Аляске 7 апреля 1958 г., Южноалеутского землетрясения 10 июля 1958 г. [Utsu, 1962], с магнитудами, равными соответственно 8,3; 7,3 и 7,9. Соотношение между общим числом афтершоков с магнитудой, превышающей заданную величину, и магнитудой главного толчка изучалось Дракопулосом [Drakopoulos, 1971] для 140 последовательностей афтершоков, зафиксированных в Греции с 1912 г. по 1968 г. Его результаты могут быть представлены в виде выражения  $N(M) = A \exp(-\beta M)$ , где  $N(M)$  — общее число афтершоков с магнитудой, превышающей  $M$ ;  $A$  — функция от  $M_0$  — магнитуды главного толчка;

$$A = \exp(3,62 \beta + 1,1 M_0 - 3,46). \quad (6.18)$$

Построение моделей случайного процесса для заданных последовательностей землетрясений возможно, если для интересующего нас очага имеются это соотношение и закон затухания активности. Для оценки сейсмической опасности данного района пространственное распределение афтершоков может быть так же важно, как распределение магнитуд и изменение активности во времени, особенно для очагов с относительно большими размерами.

### 6.3.3.3. Модели процесса возобновления

Описанные триггерные модели основаны на информации о землетрясениях с магнитудами, превышающими относительно низкие пороги, записанных в течение интервалов времени не более 10 лет. Наблюдавшиеся степени группирования и распределения временных интервалов между группами не могут быть экстраполированы для более высоких значений магнитудных порогов и более продолжительных интервалов времени без проведения дальнейших исследований.



Имеющаяся информация, без сомнения, показывает, что тенденция к группированию является правилом, по крайней мере, для неглубоких толчков. Однако вопрос о характере работы источников в группе на протяжении интервалов времени порядка столетия или более является спорным. Поскольку отсутствие статистических данных препятствует построению моделей сейсмичности, пригодных для длительных временных интервалов, количественное описание физических процессов, происходящих при землетрясениях, может опираться на модели, которые по крайней мере согласуются с современным состоянием знаний наук о Земле. Так, если энергия деформаций, накапливающаяся в регионе, более или менее систематически нарастает, функция риска должна расти по мере увеличения времени, прошедшего с момента последнего землетрясения, а не оставаться постоянной, как того требует пуассоновская модель. Концепция роста функции риска согласуется с выводами Келлехера и др. [Kelleher et al., 1973], касающимися теории периодической активизации «сейсмических щелей». Эту теорию частично подтверждают результаты в основном качественного анализа миграции сейсмической активности вдоль некоторых геологических структур. Примером может служить южное побережье Мексики — один из наиболее активных регионов мира. Сильные мелкофокусные толчки вызываются здесь, возможно, взаимодействием континентальных масс и погружающейся оксанической плиты Кокос, которая поддвигается под континент, вызывая в нем деформации сжатия и изгиба (см. гл. 2). Сейсмологические данные показывают, что вдоль побережья имеются участки, где сейсмическая активность за последнее столетие не проявлялась, а о прошлом известно немного (рис. 6.16). Вдоль этих «щелей» оценки сейсмического риска, базирующиеся на одних только наблюдаемых интенсивностях, чрезвычайно низки, хотя какие-либо существенные различия в геологическом строении этих регионов по сравнению с остальной частью побережья отсутствуют, за исключением нескольких поперечных разломов, которые делят край континента на несколько блоков. Без учета статистического материала геофизик приписал бы равную сейсмическую опасность всему побережью. Однако на основе сейсмических данных Келлехером с сотрудниками был сделан вывод, что активность миграирует вдоль региона таким образом, что крупные землетрясения тяготеют к сейсмическим щелям, и, следовательно, функция риска растет с течением времени, прошедшего с момента последнего землетрясения. Сходные явления наблюдались и в других регионах; особый интерес представляет Северо-Анатолийский разлом, вдоль которого активность систематически смещается с востока на запад в течение последних 40 лет [Allep, 1969].

Выводы относительно активизации «сейсмических щелей» противоречивы, поскольку периоды наблюдений не превышали одного цикла для каждого процесса. Тем не менее эти выводы приводят к построению стохастических моделей сейсмичности, которые отражают правдоподобные характерные особенности геофизических процессов.

Эти соображения наводят на мысль об использовании моделей процесса возобновления для описания последовательностей индивидуальных толчков или групп землетрясений. Характерная особенность таких моделей связана с тем, что периоды между толчками независимы и одинаково распределены. Пуассоновский процесс — это частный случай модели возобновления, в которой распределение интервалов времени подчиняется экспоненциальному закону. Еще более широкая степень обобщения без существенного усложнения математической об-

работки достигается в предположении, что периоды между землетрясениями распределены в соответствии с гамма-функцией:

$$f_T(t) = \frac{\gamma}{(k-1)!} (\gamma t)^{k-1} e^{-\gamma t}, \quad (6.19)$$

которая превращается в экспоненциальное распределение, при  $k=1$ . Если  $k < 1$ , короткие интервалы более часты и коэффициент вариации больше, чем в пуссоновской модели; если  $k > 1$  — верно обратное. Шлиен и Токсёз [Shlien and Toksöz, 1970] нашли, что гамма-распределение не соответствует последовательностям индивидуальных толчков, которые они анализировали, но эти авторы имели дело с *временными* интервалами, величина которых по крайней мере на порядок меньше, чем величина тех интервалов, которые мы рассматриваем в настоящем разделе.

На основе функции риска, вычислённой по последовательностям малых толчков в Гиндукуше, Вере-Джонс [Vere-Jones, 1970] выводит обоснованность моделей «ветвящегося процесса возобновления», в которых интервалы между центрами групп, так же как и между членами группы, образуют процессы возобновления.

В связи со скучностью статистической информации надежные сравнения альтернативных моделей должны проводиться на основе моделирования процессов накопления и высвобождения энергии деформации [Buttridge and Knopoff, 1967; Veneziano and Cornell, 1973].

#### 6.3.4. ВЛИЯНИЕ ВЫБРАННОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ НА ОЦЕНКУ СЕЙСМИЧЕСКОГО РИСКА

Номинальные размеры вкладов, сделанных в данный момент, увеличиваются со временем, если рассматривать их как составную долю прибыли, т. е. если превращать их в капитал. Их реальная стоимость, а не только номинальная, также возрастет в случае, если процент прибыли превысит инфляцию. С другой стороны, для целей выработки проектных решений номинальные стоимости ожидаемых выгод и накладных расходов в будущем должны быть превращены в имеющиеся, или реальные, стоимости, которые можно непосредственно сравнивать с первоначальными расходами. Описания сейсмической опасности в районе для этой цели недостаточны, если не определены распределения вероятностей времени возникновения землетрясений различной интенсивности или магнитуды в расположенных по соседству очагах; здесь требуется нечто большее, чем построение простейших графиков повторяемости магнитуд или даже оценки максимально возможных магнитуд.

Сразу после крупного землетрясения сейсмическая опасность очень высока в связи с активностью афтершоков и вероятностью того, что повреждения, вызванные главным толчком, могли ослабить естественные или искусственные сооружения, если вовремя не были приняты срочные меры. Когда активность афтершоков прекратилась и повреждения ликвидированы, достигается нормальный уровень сейсмического риска, который зависит от функций плотности вероятности ожидаемых интервалов времени до последующих разрушительных землетрясений.

Для иллюстрации допустим, что происходят фиксированные и определенно известные повреждения  $D_0$ , если в данном очаге генерируется землетрясение с магнитудой, превышающей заданную величину. Если  $f(t)$  — функция плотности вероятности времени ожидания до сле-

дующего разрушительного землетрясения и уровень риска настолько, что рассматриваются лишь начальные разрушения, ожидаемая величина реальной стоимости повреждений равна (см. гл. 9)

$$\bar{D} = D_0 \int_0^{\infty} e^{-\gamma t} f(t) dt, \quad (6.20)$$

где  $\gamma$  — коэффициент дисконтирования (коэффициент сложных процентов), а черта означает математическое ожидание.

Если процесс является пуассоновским со средним значением  $\nu$ , тогда  $f(t)$  — экспонента и  $\bar{D} \cong D_0 \nu / \gamma$ . Однако если разрушительные землетрясения происходят группами и большая часть разрушений, вызываемых каждой группой, происходит в результате первого толчка, при вычислении  $\bar{D}$  следует использовать среднюю величину  $\nu$ , соответствующую группам, а не индивидуальным событиям.

В табл. 6.II сравнивается сейсмический риск, определенный в предположении двух альтернативных гипотез — пуассоновского и гам-

Таблица 6.II  
Сравнение пуассоновского процесса и гамма-процессов

$t_0 \nu/k$	$\bar{T}_1 \nu/k$	Пуассоновский процесс, $k=1$		$h\nu/k$	$T_1 \nu/k$	Гамма-процесс, $k=2$		$h\nu/k$		
		$D/D_0$				$D/D_0$	$D/D_0$			
		$\gamma k/\nu = 10$	$\gamma k/\nu = 100$			$\gamma k/\nu = 10$	$\gamma k/\nu = 100$			
0					1,0	0,0278	0,0004	0		
0,1					0,92	0,0511	0,0036	0,367		
0,2					0,86	0,0675	0,0059	0,667		
0,5					0,75	0,0973	0,0100	1,333		
1	1,0	0,0309	0,0099	1,0	0,67	0,120	0,0132	2,000		
2					0,60	0,139	0,0158	2,667		
5					0,54	0,154	0,0179	3,333		
10					0,59	0,167	0,0196	4,000		

ма-распределения ( $k=2$ ) — для одного и того же среднего периода повторяемости  $k/\nu$  [Esteva, 1974]. В виде функций времени  $t_0$ , прошедшего с момента последнего разрушительного землетрясения, приведены три характеристики риска:  $\bar{T}_1$  — ожидаемое время следующего события, измеренное с момента  $t_0$ , ожидаемая величина стоимости разрушений, вычисленная по уравнению (6.20), и функция риска (или средняя степень разрушений). Поскольку мы пренебрегаем группированием, опасность возникновения афтершоков может быть либо включена в  $D_0$ , либо наложена на результаты, показанные в таблице.

Из данных таблицы видно, что уровни риска, вычисленные в рамках различных моделей, значительно различаются. При малых значениях  $t_0$  риск меньше для гамма-процесса, но со временем он возрастает, пока не превосходит риск для пуассоновского процесса, который остается постоянным. Очевидно, что показанные различия влияют на инженерные решения.

## 6.4. ОЦЕНКА ЛОКАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ

Законы повторяемости магнитуд для малых объемов земной коры и статистические корреляционные функции процесса возникновения землетрясений могут быть выведены из статистического анализа записанных толчков лишь в исключительных случаях. В большинстве же такая информация слишком ограничена для этих целей и не всегда отражает данные геологических наблюдений. Поскольку геологические данные, а также их связь с сейсмичностью весьма неопределенны, информация различного характера должна оцениваться, ее неопределенность должна анализироваться, а сделанные выводы не должны противоречить всей имеющейся информации. Ниже приводится вероятностный критерий, с помощью которого это может быть достигнуто: на основе геотектонических данных и концептуальных моделей происходящих при землетрясениях физических процессов может быть сделан ряд альтернативных предположений относительно интересующих нас функций (повторяемости магнитуд, временных и пространственных корреляций), которым, кроме того, приписывается некоторое начальное распределение вероятностей. Для оценки правдоподобия каждого предположения используют статистическую информацию и получают апостериорное распределение вероятностей. Какой вклад вносит статистическая информация в апостериорные вероятности альтернативных гипотез, зависит от количества этой информации и от степени неопределенности, выраженной априорными вероятностями. Таким образом, если геологические данные свидетельствуют в пользу одного из предположений или ряда предположений, статистическая информация не должна сильно влиять на первоначальное распределение вероятностей. С другой стороны, если имеется статистический материал за длительный период наблюдений, он практически определяет форму и параметры математических моделей, выбранных для описания локальной сейсмичности.

### 6.4.1. БЕЙЕСОВСКАЯ ОЦЕНКА СЕЙСМИЧНОСТИ

Байесовская статистика служит основой для вероятностных выводов, учитывающих как априорное распределение вероятностей, приписанное альтернативным гипотетическим моделям данного явления, так и статистику реализаций событий, относящихся к этому явлению. В отличие от обычных методов статистического анализа Байесовы методы заключаются в придаании веса вероятностям, полученным по данным выборочных наблюдений или из других источников; число, координаты и магнитуды землетрясений, наблюдавшихся на протяжении данных интервалов времени, служат для установления вероятностной меры применимости каждой из альтернативных моделей локальной сейсмичности, которые могут быть предложены на основе геологических фактов. Любой критерий, который предполагает взвешивание информации различного характера и разной степени неопределенности, должен приводить к вероятностным выводам, согласующимся со степенью доверия, приписанной каждому источнику информации. Это достигается методами байесовской статистики. Пусть  $H_i (i=1, \dots, n)$  — полная система взаимонесключающих предположений, касающихся данного, недостаточно известного явления,  $A$  — наблюдаемый исход этого явления. До того, как событие  $A$  произошло, мы приписываем начальные вероятности  $P(H_i)$  каждой гипотезе. Если  $P(A|H_i)$  — вероятность

*A* при условии, что гипотеза  $H_i$  верна, то теорема Бейеса [Raiffa and Schlaifer, 1968] утверждает, что

$$P(H_i | A) = P(H_i) \frac{P(A | H_i)}{\sum_j P(H_j) P(A | H_j)}. \quad (6.21)$$

Первый член в этом уравнении — вероятность (апостериорная) того, что гипотеза  $H_i$  верна, если событие  $A$  произошло.

При оценке сейсмического риска теорема Бейеса может быть использована для улучшения первоначальных оценок  $\lambda(M)$  и ее изменения с глубиной в данном районе, а также тех параметров, которые определяют форму кривой  $\lambda(M)$  или, что равнозначно, условное распределение магнитуд, если произошло землетрясение. Для этой цели возьмем  $\lambda(M)$  как произведение функции среднего  $\lambda_L = \lambda(M_L)$  и функции формы  $G^*(M, B)$ , равной дополнительному распределению магнитуд при условии, что произошло землетрясение с магнитудой  $M \geq M_L$ , где  $M_L$  — магнитудный порог для множества статистических данных, использовавшихся при вычислениях,  $B$  — вектор неопределенных параметров  $B_1, \dots, B_r$ , которые определяют форму кривой  $\lambda(M)$ . Например, если  $\lambda(M)$  соответствует выражению (6.8), то  $B$  — вектор из трех элементов, равных соответственно  $\beta$ ,  $\beta_1$  и  $M_U$ ; если имсет место распределение (6.9), то  $B$  определяется параметрами  $k$  и  $M_U$ .

Начальное распределение сейсмичности в этом случае выражается начальной совместной функцией плотности вероятности  $\lambda_L$  и  $B$ :  $f'(\lambda_L, B)$ . Наблюдаемый исход  $A$  может быть выражен магнитудами всех землетрясений, генерированных данным очагом в течение данного интервала времени. Например, предположим, что  $N$  землетрясений наблюдалось в течение интервала времени  $t$  и что их магнитуды были равны  $m_1, m_2, \dots, m_N$ . Формула Бейеса принимает вид

$$f''(\lambda_L, B | m_1, \dots, m_N; t) = f'(\lambda_L, B) \times \times \frac{P[m_1, m_2, \dots, m_N; t | \lambda_L, B]}{\int \int P[m_1, m_2, \dots, m_N; t | l, B] f'(l, b) dl db}, \quad (6.22)$$

где  $f''(\cdot)$  — апостериорная функция плотности вероятности;  $l$  и  $b$  — условные переменные, принимающие все те значения, которые могут принимать соответственно  $\lambda_L$  и  $B$ . Оценка  $\lambda_L$  обычно может быть получена независимо от оценки других параметров. Тогда наблюдавшийся факт выразится числом  $N_L$  — количеством землетрясений с магнитудой, превышающей  $M$  в течение времени  $t$ , и в качестве первого этапа оценивания  $\lambda(M)$  получим следующее выражение:

$$f''(\lambda_L | N_L; t) = f'(\lambda_L) \frac{P(N_L; t | \lambda_L)}{\int P(N_L; t | l) f'(l) dl}. \quad (6.23)$$

#### 6.4.1.1. Начальные вероятности гипотетических моделей

Когда статистическая информация бедна, оценки сейсмичности весьма чувствительны к тому, какие первоначальные вероятности приписаны альтернативным гипотетическим моделям; мнения геологов и геофизиков о возможных типах моделей, их параметрах и соответствующих доверительных границах могут быть адекватно интерпретированы и представлены в терминах функции  $f'$ , как это требуется для составления уравнений типа (6.22) и (6.23). В идеале эти мнения должны основываться на построении потенциальных очагов землетря-

сений и соотнесении их с возможно однотипными геотектоническими структурами. Геологи обычно так и поступают, но скорее качественно, чем количественно, когда они оценивают  $M_u$ . Первоначальные оценки делаются редко, несмотря на то, что этот параметр важен при проектировании не очень ответственных сооружений (см. гл. 9).

При анализе геологической информации должны учитываться как местные детали, так и общие структуры и их развитие. В некоторых районах все потенциальные очаги землетрясений могут быть идентифицированы с выходящими на поверхность разломами, а их смещения в новейшие геологические эпохи могут быть измерены. Если можно оценить среднюю величину смещения в единицу времени, то можно установить порядок магнитуды крипа и энергию, высвобожденную при толчке, а следовательно, интервалы повторяемости данных магнитуд [Wallace, 1970; Davies and Brune, 1971]. Можно также оценить степень соответствующей неопределенности и первоначальное распределение вероятностей. Тот факт, что повторяемость магнитуд слабо коррелирует с размерами современных смещений, найдет отражение в увеличении неопределенности [Petrushcovsky, 1966].

Для решения многих проблем применение критерия, описанного в предыдущем разделе, невозможно или неадекватно, как, например, в районах, где обилие разломов различных размеров, возраста и активности и недостаточная точность определения координат очагов препятствуют их дифференциации. Тогда региональная сейсмичность может оцениваться в предположении, что по крайней мере часть сейсмической активности скорее распределена в данном объеме земной коры, чем сконцентрирована в зонах разломов различного порядка. С аналогичной ситуацией мы столкнулись бы, имея дело с активными зонами, где отсутствуют следы поверхностных смещений. Следовательно, рассмотрение общего поведения комплекса геологических структур часто более важно, чем изучение местных деталей.

В области анализа общего поведения крупных геологических структур в отношении энергии, которая могла бы быть высвобождена в единице объема за единицу времени в определенных частях этих структур, сделано немного. В этом направлении следовало бы ожидать значительных исследований, имеющих практический выход, поскольку в результате приложения теоретических представлений тектоники плит к поимманию крупномасштабных тектонических процессов определяются численные значения некоторых переменных, скоррелированных с высвобождающейся энергией, которые могут быть использованы хотя бы для определения порядка магнитуд, ожидаемых вдоль активных границ между плитами. Значительно менее понятно происхождение толчков в малоактивных районах континентальных щитов и поведение сложных континентальных блоков или регионов интенсивной складчатости, но даже и там ожидается некоторый прогресс в изучении процесса накопления напряжений в земной коре.

Знание геологической структуры может служить основой при формулировании гипотез о первоначальных распределениях вероятностей сейсмичности даже в тех случаях, когда использование количественной геофизической информации оказывается за пределами наших возможностей. Начальные распределения вероятностей параметров  $\lambda_L$  и  $B$ , определяющих локальную сейсмичность в малых объемах земной коры и вносящих значительный вклад в оценку сейсмического риска, в данном районе могут оцениваться путем сравнения со средней сейсмичностью, наблюдаемой в пределах более обширных территорий со сход-

ными тектоническими характеристиками, где длительность периода наблюдений и полнота статистической информации позволяют построить надежные кривые повторяемости магнитуд [Esteva, 1969]. Идя по этому пути, мы можем, например, использовать информацию о среднем распределении глубин землетрясений различных магнитуд в сейсмической провинции, для того чтобы оценить соответствующее распределение в одном из районов этой провинции, где активность на протяжении периода наблюдений была низкой, хотя, может быть, для объяснения наблюдаемых различий с геофизической точки зрения нет явных причин. Аналогичным образом математическое ожидание и коэффициент вариации  $\lambda_L$  в данном районе, характеризующемся умеренной или низкой сейсмичностью (как, например, континентальный щит), могут быть получены на основании статистики движений, свойственных всем, по общему мнению, стабильным или асейсмичным регионам мира.

Значение начальных вероятностей в оценках сейсмического риска по сравнению с чисто статистическим подходом становится очевидным из примера, приведенного на рис. 6.16. Если теория Келлехера относительно активизации «сейсмических щелей» верна, сейсмическая опасность на этих участках выше, чем где-либо на побережье; если же считать, что процесс высвобождения энергии описывается пуассоновскими моделями, имеющейся статистической информации достаточно, чтобы доказать гипотезу об уменьшении сейсмического риска в «щелях». Поскольку эти модели противоречат друг другу и представляют две противоположные позиции в отношении характера реального процесса, оценки риска будут, несомненно, отражать субъективные мнения.

#### 6.4.1.2. Значение статистической информации

*Оценивание  $\lambda_L$ .* В первую очередь обсудим использование уравнения (6.23) для оценки  $\lambda_L$  независимо от других параметров, поскольку это относительно простая проблема и  $\lambda_L$  обычно более неопределенна, чем  $M_U$ , и значительно более неопределенна, чем  $\beta$ .

Воспользуемся моделью, описанной уравнением (6.19). Если предположить, что значения, которые может принимать  $\lambda_L$ , образуют непрерывный интервал, то начальные вероятности альтернативных гипотез могут быть выражены в виде функции плотности вероятности  $\lambda_L$ . Если, кроме того, сделаны некоторые предположения относительно вида этой функции, то необходимо определить лишь начальные значения  $E(\lambda_L)$  и  $V(\lambda_L)$ . Удобно считать, что  $v = k/E(T)$  подчиняется гамма-распределению. Тогда, если  $\rho$  и  $\mu$  — параметры этого начального распределения  $v$  и если принять, что  $k$  известно, а наблюдавшийся исход выражен в виде времени  $t_n$ , прошедшего в течение  $n+1$  последовательных событий (землетрясений с магнитудой  $\geq M_L$ ), то применение уравнения (6.23) приводит к выводу, что апостериорная вероятность функции  $v$  также имеет гамма-распределение, но уже с параметрами  $\rho+nk$  и  $\mu+t_n$ .

Начальное и апостериорное математические ожидания  $v$  равны соответственно  $\rho/\mu$  и  $(\rho+nk)/(\mu+t_n)$ . Если начальная неопределенность  $v$  мала,  $\rho$  и  $\mu$  будут большими и начальное и последующее математические ожидания не будут сильно отличаться. С другой стороны, если считать существенной только статистическую информацию, то параметрам  $\rho$  и  $\mu$  следует давать малые значения в начальном распределении, и  $E(v)$ , а следовательно, и  $\lambda_L$  будут практически определяться

ся значениями  $n$ ,  $k$  и  $t_n$ . Все это означает, что первоначальные оценки геологов должны учитывать не только ожидаемые или наиболее вероятные значения различных параметров, но и предположения о диапазонах возможных значений и степени определенности каждого из параметров.

В предыдущем примере использовалась лишь часть статистической информации. В большинстве случаев, особенно если сейсмическая активность на протяжении периода наблюдений была низкой, важную информацию несет длительность интервалов от начала наблюдений до первого из рассматриваемых  $n+1$  событий, а также от последнего из них до конца периода наблюдений. Тогда использование уравнения (6.23) приводит к выражению несколько более сложному, чем полученное при использовании информации только о  $t_n$ .

При решении практических проблем часто встречается особый случай, когда по данным статистики по крайней мере в интервале  $(0, t_0)$  событий не происходит. Функция плотности вероятности в интервале времени  $T$  (от  $t_0$  до наступления первого события) должна учитывать соответствующий сдвиг временной оси. Кроме того, если время последнего события до начала периода наблюдений неизвестно, распределение времени ожидания от  $t=0$  до первого события совпадает с распределением процесса возобновления при произвольном значении  $t$ , которое стремится к бесконечности [Ragzen, 1972]. Для частного случая, когда периоды покоя образуют гамма-процесс,  $T_1$  измеряется от  $t=0$ , а  $T$  — интервал между последовательными событиями, причем известно, что  $T_1 \geq t_0$ , функция условной плотности величины  $T_1 = (T_1 - t_0)/E(T)$  дается уравнением [Esteva, 1974]

$$f_{T_1}(u | T_1 \geq t_0) = \frac{\sum_{m=1}^k \frac{u^m}{(m-1)!} [k(u+u_0)]^{m-1}}{\sum_{n=1}^k \sum_{m=1}^n \frac{1}{(n-1)!} (ku_0)^{n-1}} e^{-ku}, \quad (6.24)$$

где  $u_0 = t_0/E(T)$ .

Таблица 6.III  
Байесовские оценки сейсмичности для одной из «сейсмических щелей»

$u_0 = t_0/E(T)$	$E''(u)/E'(u)$		$E''(T_1   T_1 \geq t_0)/E'(T)$	
	$u=2$	$u=10$	$u=2$	$u=10$
0	1.0	1.0	0.75	0.75
0.1	0.95	0.99	0.76	0.74
0.5	0.75	0.94	0.91	0.71
1	0.58	0.87	1.14	0.73
5	0.20	0.54	3.11	1.05
10	0.11	0.36	5.47	1.55
20	0.06	0.22	10.50	2.48

Рассмотрим теперь применение байесовской статистики при оценке сейсмичности одной из сейсмических щелей (см. рис. 6.16) при условиях, принятых для уравнения (6.24). С этой целью была принята система первоначальных предположений и соответствующих им вероятно-

стей, как это описано выше. На основе предварительных исследований, относящихся ко всему южному побережью Мексики, локальная сейсмичность в районе «щели» (измеренная в значениях  $\lambda$  для  $M \geq 6,5$ ) была представлена в виде гамма-процесса с  $k=2$ . Начальная функция плотности вероятности для  $v$  была принята таким образом, чтобы ожидаемая величина  $\lambda$  (6,5) для региона совпадала с ее средним значением для всей сейсмической провинции. Рассматривались два значения  $\rho = 2$  и 10, которые отвечают двум коэффициентам вариации — 0,71 и 0,32 соответственно. Величины в табл. 6.III получены для отношения конечного и начального ожидаемых значений  $v$  в зависимости от  $\rho$ .

Последние две колонки в таблице содержат отношения вычисленных значений  $E''(T_1)$  и  $E'(T)$ , если  $v$  взято равным соответственно его начальной или апостериорной ожидаемой величине. Таблица показывает, что для  $\rho = 10$ , т. е. когда неопределенность предположений, сделанных на основе геологических соображений, низка, ожидаемая величина периода времени до следующего землетрясения постоянно убывает в соответствии с выводами Келлехера и др. [Kelleher et al., 1973]. Однако, если с течением времени никаких событий не происходит, данные статистики приводят к уменьшению оценки риска, что проявляется в увеличении условных ожидаемых значений  $T_1$ . Для  $\rho = 2$  геологические данные менее важны и оценки риска уменьшаются быстрее.

#### 6.4.1.3. Бейесовское оценивание совместно распределенных параметров

В общем случае оценивание вектора  $B$  будет состоять в определении апостериорной Бейесовской функции совместной вероятности его компонентов, причем в качестве статистических данных используются относительные частоты наблюденных магнитуд. Таким образом, если событие  $A$  представить как  $N$  толчков с магнитудами  $m_1, \dots, m_N$  и  $b_i$  ( $i = 1, \dots, r$ ) — как величины, которые можно считать компонентами вектора  $B$ , подлежащего оцениванию, то уравнение (6.21) примет вид

$$f''_B(b_1, \dots, b_r | A) = \frac{f'_B(b_1, \dots, b_r) P(A | b_1, \dots, b_r)}{\int \dots \int f'_B(u_1, \dots, u_r) P(A | u_1, \dots, u_r) du_1, \dots, du_r}, \quad (6.25)$$

где  $P(A | u_1, \dots, u_r)$  пропорционально произведению  $\prod_{i=1}^N g(m_i | u_1, \dots, u_r)$ ;  $g(m) = -\partial G^*(m) / \partial m$ .

Замкнутые решения для  $f''_B$ , как это дает уравнение (6.25), в общем виде невозможны. Однако при оценивании риска оценки апостериорных моментов первого и второго порядка могут быть получены из уравнения (6.25) с использованием имеющихся аппроксимаций первого порядка [Benjamín and Cornell, 1970; Rosenblueth, 1975], последующие ожидаемые значения  $B_i$  даются формулой  $\int f''_{B_i}(u) u du$ , где  $f''_{B_i}(u_i) = \int \dots \int f''_B(u_1, \dots, u_r) du_1, \dots, du_r$ , и многократный интеграл имеет порядок  $r=1$ , поскольку он не включает интегрирование по  $B_i$ .

Отсюда

$$E''(B_i) = \frac{E'_B [B_i P(A | B_1, \dots, B_r)]}{E'_B [P(A | B_1, \dots, B_r)]}, \quad (6.26)$$

где  $E'$  и  $E''$  — соответственно первоначальное и апостериорное математические ожидания; индекс  $B$  означает, что математическое ожидание берется относительно всех компонентов  $B$ .

Аналогично могут быть получены такие апостериорные моменты: ковариация  $B_i$  и  $B_j$

$$\text{cov}''(B_i, B_j) = \frac{E'_{\lambda, B} [B_i B_j P(A | B_1, \dots, B_r)]}{E'_{\lambda, B} [P(A | B_1, \dots, B_r)]} - E''(B_i) E''(B_j); \quad (6.27)$$

математическое ожидание  $\lambda(M)$

$$E''[\lambda(M)] = E''(\lambda_1) E''[G^*(M; B)] = \\ = E''(\lambda_1) \frac{E'_{\lambda, B} [G^*(M; B) P(A | B_1, \dots, B_r)]}{E'_{\lambda, B} [P(A | B_1, \dots, B_r)]}. \quad (6.28)$$

**Маргинальные распределения.** В ряде случаев апостериорные математические ожидания  $\lambda(M)$  — это все, что требуется для описания сейсмичности с целью выработки решений. Часто, однако, неопределенность  $\lambda(M)$  также должна быть принята во внимание. Например, вероятность превышения данной магнитуды на протяжении данного интервала времени должна быть определена как математическое ожидание соответствующего распределения по всем альтернативным гипотезам, касающимся  $\lambda(M)$ . В этом случае может быть показано, что если моменты землетрясений образуют пуассоновский процесс, а бейесовское распределение  $\lambda_L$  — гамма-распределение со средним  $\lambda_L$  и коэффициентом вариации  $V_L$ , то маргинальное распределение числа землетрясений есть отрицательное биноминальное распределение со средним  $\lambda_L$ . В частности, маргинальная вероятность нулевых событий в интервале времени  $t$  равна  $(1+t/t'')^{-r''}$ , где  $r'' = V_L^{-2}$ ,  $t'' = r''/\lambda_L$ . Маргинальная функция плотности вероятности перенодов покоя между землетрясениями, которую следует подставить в (6.20), равна  $\lambda_L(1+t/t'')^{-r''-1}$  и она стремится к функции плотности экспоненциального распределения, если  $r''$  и  $t''$  стремятся к бесконечности (и  $V_L \rightarrow 0$ ), а их отношение остается равным  $\lambda_L$ .

Бейесовская неопределенность, связанная с совместным распределением всех сейсмических параметров  $(\lambda_L, B_1, \dots, B_r)$ , может быть включена в расчет вероятности наступления данного события  $z$  путем нахождения его условного математического ожидания относительно всех параметров

$$P(Z) = E_{\lambda_L, B} [P(Z); (\lambda_L, B_1, \dots, B_r)]. \quad (6.29)$$

Если совместное распределение  $\lambda_L, B$  получено посредством бейесовского анализа начального распределения и наблюдавшегося события  $A$ , то уравнение принимает вид

$$P''(Z) = \frac{E'_{\lambda_L, B} [P(Z | \lambda_L, B) P(A | \lambda_L, B)]}{E'_{\lambda_L, B} [P(A | \lambda_L, B)]}, \quad (6.30)$$

где трих и два штриха — соответственно начальные и апостериорные значения.

**Пространственная изменчивость.** На рис. 6.17 показана карта геотектонических провинций Мексики по Ф. Мусеру. Каждая провинция характеризуется определенными общими чертами тектонического строения, однако общая картина нарушается некоторыми местными особенностями. Например, в зоне 1, тектонические особенности которой были описаны выше и схематически показаны на рис. 6.18 Грином

1975], Тихоокеанская плита погружается под континент и, как предполагают, расчленяет его на несколько отдельных блоков, разделенных разломами, поперечными по отношению к береговой линии и падающими под разными углами. Масса континента в свою очередь состоит из нескольких крупных блоков. Сейсмическая активность подвинутой

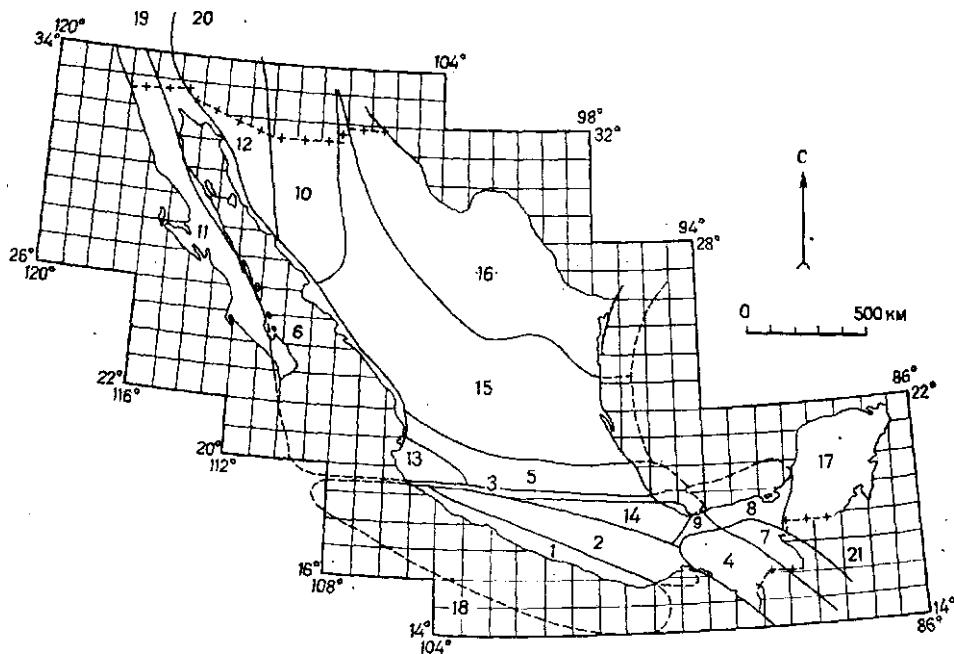


Рис. 6.17. Сейсмотектонические пропинции Мексики [F. Mooser]

плиты или ее поверхности раздела с надвинутым континентом характеризуется магнитудами, которые могут достигать очень высоких значений, причем средняя глубина гипоцентров быстро увеличивается по мере удаления от берега; небольшие и умеренные мелкофокусные толчки генерируются непосредственно в блоках. Обсуждавшаяся выше изменчивость статистических данных в пределах всей тектонической системы становится ясной из схемы, приведенной на рис. 6.10. Байесовская оценка локальной сейсмичности, усредненная для всей системы, может быть получена с применением уравнения (6.21) или какой-либо из его модификаций (6.22 и 6.23), если в качестве статистических данных принимается информация, относящаяся ко всей системе. Однако оценки сейсмического риска чувствительны к значениям локальной сейсмичности, усредненным для значительно меньших объемов земной коры; отсюда вытекает необходимость создания критериев для вероятностных суждений о возможных схемах пространственной изменчивости сейсмичности в тектонически однородных зонах.

На основе сейсмотектонической информации рассматриваемая система в первую очередь может быть подразделена на погружающуюся плиту и подсистему неглубоких очагов; каждая подсистема затем может быть проанализирована в отдельности. Расчленим, например, погружающуюся плиту на с относительно малых подзон равного размера. Пусть

ной системы,  $v_{L_i}$  — соответствующая частота в каждой подзоне; определим  $p_i$  как  $v_{L_i}/v_L$ , причем  $p_i$  не зависит от  $v_L$  ( $p_i$  — вероятность того, что землетрясение, которое произошло в системе, возникло в подзоне  $i$ ). Начальная информация о возможной пространственной изменчивости  $v_{L_i}$  может быть выражена в терминах начального распределения

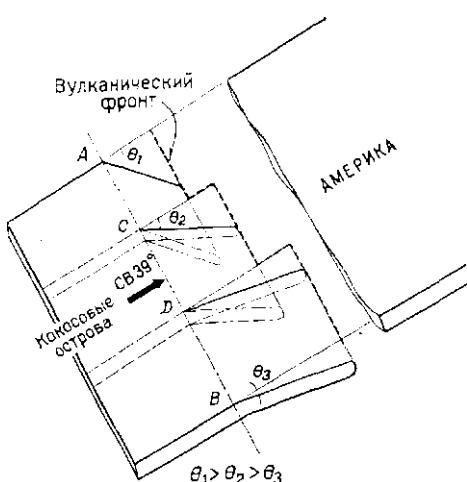


Рис. 6.18. Схематическое изображение подвигания сегментированной плиты Кокос под Американскую плиту [Singh, 1974]

числом землетрясений в подзонах. При фиксированных  $p_i$  вероятность этого события описывается полиномиальным распределением

$$P[A/p_1, \dots, p_s] = \frac{N!}{n_1! \dots n_s!} p_1^{n_1}, \dots, p_s^{n_s}. \quad (6.31)$$

Если коэффициентами корреляции между сейсмичностью различных подзон можно пренебречь, каждое  $p_i$  можно оценить в отдельности. Поскольку  $p_i$  должно быть заключено в интервале от 0 до 1, было бы естественно использовать для описания его начального распределения вероятностей бета-распределение, которое определяется параметрами  $n'_i$  и  $N'_i$  таким образом, что  $E'(p_i) = n'_i/N'_i$  и

$$\text{var}'(p_i) = n'_i(N'_i - n'_i)/[N'^2_i(N'_i + 1)] \quad [\text{Raiffa and Schlaifer, 1968}].$$

Параметры апостериорного распределения будут равны

$$n''_i = n'_i + n_i, \quad N''_i = N'_i + N.$$

Возьмем, например, зону, в которой принято гамма-распределение для  $\lambda_L$  с математическим ожиданием  $\lambda'_L$  и коэффициентом вариации  $V'_L$ . Предположим, что на основе геологических данных и выполненных измерений решено подразделить эту зону на четыре подзоны равных размеров. Из априорных соображений выбираем математические ожидания и коэффициенты вариации  $p_i$  для этих подзон такими:  $E'(p_i) = 0,25$ ,  $V'(p_i) = 0,25$  ( $i = 1, \dots, 4$ ). Из предыдущих рассуждений для  $s = 4$  примем  $\text{var}'(p_{ij}) = -1/3$  при  $i \neq j$ . Предположим теперь, что в течение данного интервала времени  $t$  в зоне наблюдалось 10 землетрясений, из которых в каждой подзоне произошло соответственно 0, 1, 3 и

вероятностей  $p_i$  и корреляции между  $p_i$  и  $p_j$  для любых  $i$  и  $j$ . Так как  $\sum v_{L_i} = v_L$ , получим  $\sum p_i = 1$ . Это накладывает два ограничения на начальное совместное распределение вероятностей  $p_i: E'(p_i) = 1$ ,  $\text{var}' \sum p_i = 0$ . Если принять, что все  $p_i$  имеют равные математические ожидания и все пары  $p_i, p_j$ ,  $i \neq j$  обладают одинаковым коэффициентом корреляции  $\rho_{ij} = \rho'$ , упомянутые ограничения приводят к величинам  $E'(p_i) = 1/s$  и  $\rho' = -1/(s-1)$ . Апостериорные значения  $E(p_i)$  и  $\rho_{ij}$  получаются в соответствии с теми же принципами, которые приводят к уравнениям (6.25) — (6.28). Статистический материал в этом случае представлен общим числом землетрясений  $N$ , произошедших в системе, и  $n_i$  ( $i = 1, \dots, s$ ) — соответствующим

6 землетрясений. Если принять модель пуассоновского процесса,  $\lambda'_L$  и  $V'_L$  могут быть выражены в виде воображаемого числа событий  $n' = V_L'^{-2}$ , произошедших в течение фиктивного временного интервала  $t' = n'/\lambda'_L$ ; после того, как в течение интервала времени  $t$  произошло  $n$  землетрясений, бейесовское среднее и коэффициент вариации  $\lambda_L$  будут равны

$$\bar{\lambda}''_L = (n'+n)/(t'+t), \quad V''_L = (n'+n)^{-1/2} \quad [\text{Esteva, 1968}].$$

Следовательно,

$$\bar{\lambda}''_L = (V_L'^{-2} + 10)/(V_L'^{-2} \lambda_L'^{-1} + t), \quad V''_L = (V_L'^{-2} + 10)^{-1/2}.$$

Местные отклонения сейсмичности в каждой подзоне от среднего значения  $\lambda_L$  можно проанализировать в терминах  $p_i$  ( $i=1, \dots, 4$ ); бейесовский анализ соотношения, в котором 10 землетрясений распределились по четырем подзонам, проводится в соответствии с формулой

$$E''(p_i/A) = \frac{E'[p_i P(A|p_1, \dots, p_4)]}{E'[P(A|p_1, \dots, p_4)]}. \quad (6.32)$$

Математические ожидания, которые фигурируют в этом уравнении, должны вычисляться относительно первоначального совместного распределения вероятностей  $p_i$ . Для практического решения требуются адекватные аппроксимации. Например, аппроксимация первого порядка Бенджамина и Корнелла [Benjamin and Cornell, 1970] приводит к результатам

$$E''(p_1) = 0,226, \quad E''(p_4) = 0,294.$$

Если пренебречь корреляцией между сейсмичностью подзон и проанализировать информацию о каждой подзоне независимо, приняв для  $p_i$  бета-функцию плотности вероятности со средними коэффициентами вариации, указанными выше, получим  $E''(p_1) = 0,206$ ,  $E''(p_4) = 0,311$ , что не очень отличается от предыдущих результатов; однако, когда  $E'(p_i) = 0,25$  и  $V'(p_i) = 0,5$ , первый критерий приводит к результату  $E''(p_i) = 0,206$ ,  $E''(p_4) = 0,314$ , в то время как второй дает соответственно 0,131 и 0,416. Различия могут частично объясняться исключением  $p'_{ij}$ , но, вероятно, значительная их часть проистекает от неточности аппроксимации первого порядка для математических ожиданий, фигурирующих в уравнении (6.32). Таким образом, желательно использовать какие-либо другие аппроксимации.

*Неполные данные.* Известно, что статистическая информация более или менее достоверна лишь для магнитуд, превышающих некоторое значение порога, которое зависит от исследуемого района, уровня его активности и качества местной и расположенной в непосредственной близости аппаратуры. Даже неполные статистические записи могут быть существенными для оценки некоторых параметров сейсмичности; их использование должно сопровождаться оценками величин эффективности, т. е. отношений числа записанных землетрясений к их общему числу в данных интервалах [Esteva, 1970; Kaila and Narain, 1971].

## 6.5. РЕГИОНАЛЬНАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ

Конечной целью оценки локальной сейсмичности является изучение региональных сейсмических условий, т. е. распределений вероятностей интенсивностей на данных участках и вероятностных корреляций между ними. Эти функции получают путем интегрирования оценок

локальной сейсмичности от близлежащих очагов, и, следовательно, полученные результаты отражают бейесовские неопределенности, связанные с локальными сейсмическими оценками. Ниже региональная сейсмичность будет выражена в терминах средних частот превышений данных интенсивностей; более детальные вероятностные описания потребуют принятия специфических гипотез, касающихся пространственных и временных корреляций при зарождении землетрясений.

### 6.5.1. КРИВЫЕ ПОВТОРЯЕМОСТИ ИНТЕНСИВНОСТЕЙ.

Рассмотрим вначале случай, когда неопределенностью параметров сейсмичности можно пренебречь. Представим себе элементарный сейсмический источник объема  $dV$ , характеризующий локальной сейсмичностью  $\lambda(M)$  на единицу объема и находящийся на расстоянии  $R$  от участка  $S$ , где должны быть вычислены функции повторяемости интенсивностей. Каждый раз, когда толчок с магнитудой  $M$  генерируется в этом источнике, интенсивность на участке  $S$  равна

$$Y = \varepsilon Y_p = \varepsilon b_1 \exp(b_2 M) g(R) \quad (\text{см. уравнения 6.4 и 6.5}), \quad (6.33)$$

где  $\varepsilon$  — коэффициент случайности;  $Y$  и  $Y_p$  — реальная и предсказанная интенсивности;  $b_1$  и  $b_2$  — заданные константы;  $g(R)$  — функция гипоцентрального расстояния.

Вероятность того, что землетрясение, произшедшее в очаге, будет иметь интенсивность большую, чем  $y$ , равна вероятности того, что  $\varepsilon Y_p > y$ . Если  $Y_p$  выражено в терминах  $M$  и учтена случайность  $\varepsilon$ , то получаем

$$v(y) = \int_{\alpha_u}^{\alpha_L} v_p(y/u) f_\varepsilon(u) du, \quad (6.34)$$

где  $v$  и  $v_p$  — соответственно средние частоты превышений данного порога реальной и предсказанной интенсивности; заданные значения  $\alpha_u = y/y_u$ ,  $\alpha_L = y/y_L$ ,  $y_u$  и  $y_L$  — предсказанные интенсивности, которые соответствуют  $M_u$  и  $M_L$ , а  $f_\varepsilon$  — функция плотности вероятностей  $\varepsilon$ . Если имеет место уравнение (6.33), то

$$v_p(y) = K_0 + K_1 y^{-r_1} - K_2 y^{-r_2}, \quad (6.35)$$

где

$$K_i = [b_1 g(R)]' i A_i \lambda_L dV \quad (i=0, 1, 2); \quad (6.36)$$

$$r_0 = 0, \quad r_1 = \beta/b_2, \quad r_2 = (\beta - \beta_1)/b_2. \quad (6.37)$$

Если заменить уравнение (6.35) на (6.34) и принять, что  $\ln \varepsilon$  имеет нормальное распределение со средним  $m$  и стандартным отклонением  $\sigma$ , то получим

$$v(y) = c_0 K_0 + c_1 K_1 y^{-r_1} - c_2 K_2 y^{-r_2}, \quad (6.38)$$

где

$$c_i = \exp(Q_i) \left[ \Phi\left(\frac{\ln \alpha_L - u_i}{\sigma}\right) - \Phi\left(\frac{\ln \alpha_u - u_i}{\sigma}\right) \right], \quad (6.39)$$

$\Phi$  — кумулятивная функция стандартного нормального распределения;  $Q_i = 1/2\sigma^2 r_i^2 + m r_i$  и  $u_i = m + \sigma^2 r_i$ .

Подобные же выражения получены Мерцем и Корнеллом [Merz and Cornell, 1973] для специального случая уравнения (6.8), когда

$\beta_1 \rightarrow \infty$ , и для квадратичной формы связи между магнитудой и логарифмом средней частоты превышений. Если принять, что магнитуды обладают экстремальным распределением III типа (6.9), можно получить замкнутые решения через неполную гамма-функцию.

Кривые повторяемости интенсивности для данных районов получаются путем интегрирования вкладов от всех значимых источников. Неопределенности в оценках локальной сейсмичности могут быть учтены путем описания региональной сейсмичности в терминах средних и дисперсий  $v(y)$ , вычисления их из уравнения (6.34) и соответствующих аппроксимаций первого и второго порядка. Влияние этих неопределенностей на результаты проектных решений рассматривалось Розенблюттом.

### 6.5.2. ВЕРОЯТНОСТНЫЕ КАРТЫ СЕЙСМИЧНОСТИ

Если функции повторяемости интенсивностей определены для нескольких участков с однородными грунтовыми условиями, результаты удобно представить в виде комплекса вероятностных карт сейсмичности.

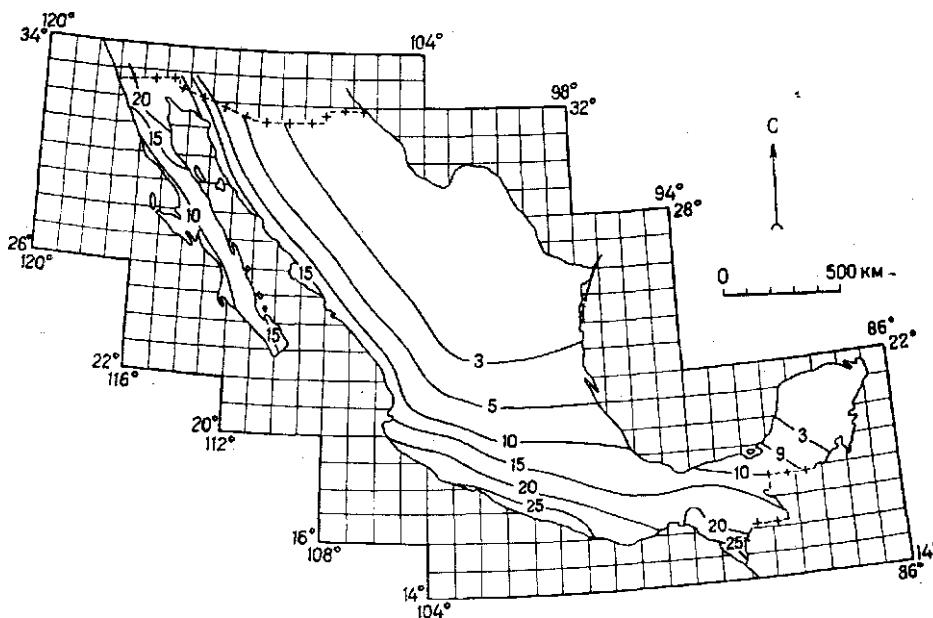


Рис. 6.19. Пиковые скорости (в см/с) с периодом повторяемости 100 лет

сти; на каждой из них показываются контуры интенсивностей, соответствующих данному периоду повторяемости. Рис. 6.19 и 6.20, например, показывают пиковые скорости и ускорения для периода повторяемости 100 лет для твердых грунтов Мексики. Эти карты составляют часть комплекса графических материалов, полученных с применением критериев, описанных в настоящей главе. Поскольку отношение пиковых ускорений и скоростей не остается постоянным по площади района, соответствующие проектные спектры изменяются не только по масштабам, но и по форме (частотному составу); иными словами, сей-

смический риск обычно должен быть выражен в терминах по крайней мере двух параметров, например, в данном случае — пиковых ускорений и скоростей, соответствующих разным уровням риска (периодам повторяемости).

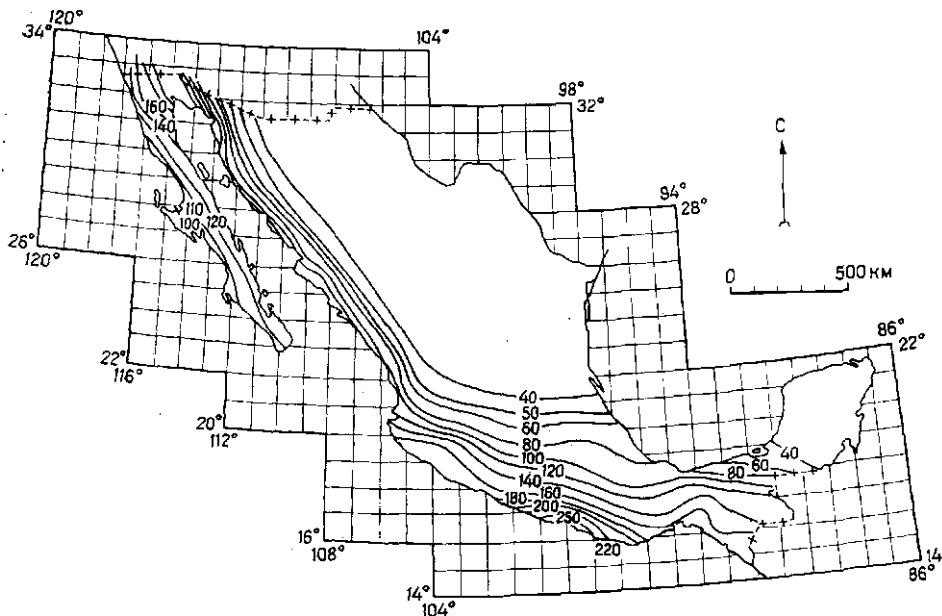


Рис. 6.20. Пиковые ускорения (в  $\text{см}/\text{с}^2$ ) с периодом повторяемости 100 лет

### 6.5.3. МИКРОРАЙОНИРОВАНИЕ

При использовании описанных выше критерии для расчета региональной сейсмичности в неявном виде принимается, что выражения для затухания интенсивности имеют силу для твердых грунтов. В действительности рассеяние интенсивностей по сравнению с предсказанным происходит в зависимости от механизма очага, путем распространения волн и местных грунтовых условий; по крайней мере последняя группа переменных может давать систематические отклонения в отношениях реальной и прогнозируемой интенсивностей; геологические особенности могут существенно изменить локальную сейсмичность в небольшом регионе, так же как и направления излучения энергии, а следовательно, региональную сейсмичность прилегающих территорий. Эти систематические отклонения являются предметом микрорайонирования, т. е. местных модификаций карт сейсмического риска типа тех, что приведены на рис. 6.19 и 6.20.

При разработке систем микрорайонирования усилия в основном были направлены на изучение влияния геологического строения (стратиграфии участка) на интенсивность землетрясений и частотный состав сейсмических волн (см. гл. 4). Аналитические модели практически ограничивались анализом реакции стратифицированных толщ с горизонтальным или негоризонтальным залеганием на вертикально распространяющиеся сдвиговые волны. Результаты сравнения наблюденного и прогнозируемого поведения показали разную степень совпаде-

ния: от удовлетворительного [Herrera et al., 1965] до весьма слабого [Hudson and Udwadia, 1972]. Неровности поверхности фундамента, подстилающего рыхлые осадки, могут вносить существенные систематические изменения в характер колебаний поверхности вследствие фокусирования волн или динамического усиления. С последним эффектом связаны, по-видимому, исключительно высокие ускорения, наблюдавшиеся в опорной стене плотины Пакойма при землетрясении в Сан-Фернандо в 1971 г.

В современной практике микрорайонирования сейсмические интенсивности или проектные параметры определяются в две стадии. Сначала значения этих параметров вычисляются для твердых грунтов с помощью соответствующих уравнений затухания, затем они корректируются с учетом свойств местных грунтов; однако это предусматривает принятие одного произвольного решения, к которому очень чувствителен сейсмический риск: определение границы между твердыми и рыхлыми грунтами. Особо трудные проблемы возникают, если мы пытаемся установить эту границу для предсказания колебаний на вершинах возвышенностей или для прогноза устойчивости склонов высоких уступов [Rukos, 1974].

Итак, можно сделать заключение, что создание рациональной методики микрорайонирования для оценки сейсмической опасности находится пока в начальной стадии и что появятся новые критерии, которые, вероятно, потребуют построения моделей затухания интенсивности с учетом влияния местных систематических изменений. Принесут ли пользу эти модели или будет использоваться двухэтапный процесс, описанный выше, уравнения повторяемости интенсивностей могут быть получены как для случая твердых грунтов, путем умножения второго члена уравнения (6.34) на адекватный поправочный коэффициент, зависящий от интенсивности.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Aki, K.*, 1963. Some Problems in Statistical Seismology. University of Tokyo, Geological Institute.

*Allen, C. R.*, 1969. Active faulting in northern Turkey. Calif. Inst. Tech., Div. Geol. Sci., Contrib. 1577.

*Allen, C. R., St. Amand, P., Richter, C. F. and Nordquist, J. M.*, 1965. Relationship between seismicity and geologic structure in the southern California region. Bull. Seismol. Soc. Am., 55 (4): 753-797.

*Ambraseys, N. N.*, 1973. Dynamics and response of foundation materials in epicentral regions of strong earthquakes. Proc. 5th World Conf. Earthquake Eng., Rome.

*Ananin, I. V., Bune, V. I., Vvedenskaia, N. A., Kirillova, I. V., Reisner, G. I. and Sholpo, V. N.*, 1968. Methods of Compiling a Map of Seismic Regionalization on the Example of the Caucasus. C. Yu. Schmidt Institute of the Physics of the Earth, Academy of Sciences of the USSR. Moscow.

*Benjamin, J. R. and Cornell, C. A.*, 1970. Probability, Statistics and Decision for Civil Engineers. McGraw-Hill, New York.

*Ben-Menahem, A.*, 1960. Some consequences of earthquake statistics for the years 1918-1955. Gerlands Beitr. Geophys., 69: 68-72.

*Bollinger, G. A.*, 1973. Seismicity of the southeastern United States. Bull. Seismol. Soc. Am., 63: 1785-1808.

*Bolt, B. A.*, 1970. Causes of earthquakes. In: R. L. Wiegel (editor), Earthquake Engineering. Prentice-Hall, Englewood Cliffs.

*Brune, J. N.*, 1968. Seismic moment, seismicity and rate of slip along major fault zones. J. Geophys. Res., 73: 777-784.

*Burridge, R. and Knopoff, L.*, 1967. Model and theoretical seismicity. Bull. Seismol. Soc. Am., 57: 341-371.

*Cornell, C. A. and Vanmarcke, E. H.*, 1969. The major influences on seismic risk. Proc. 4th World Conf. Earthquake Eng. Santiago.

*Crouse, C. B.*, 1973. Engineering studies of the San Fernando earthquake. Calif. Inst. Technol. Earthquake Eng. Res. Lab. Rep. 73-04.

*Cox, D. F. and Lewis, P. A. W.*, 1966. The Statistical Analysis of Series of Events. Methuen, London.

*Davenport, A. G.*, 1972. A statistical relationship between shock amplitude, magnitude and epicentral distance and its application to seismic zoning. Univ. Western Ontario, Faculty Eng. Sci., BLWT-4-72.

*Davies, G. F. and Brune, J. N.*, 1971. Regional and global fault slip rates from seismicity. *Nature*, 229: 101-107.

*Drakopoulos, J. C.*, 1971. A statistical model on the occurrence of aftershocks in the area of Greece. *Bull. Int. Inst. Seismol. Earthquake Eng.*, 8: 17-39.

*Esteva, L.*, 1968. Bases para la formulación de decisiones de diseño sísmico. Natl. Univ. Mexico, Inst. Eng. Rep. 182.

*Esteva, L.*, 1969. Seismicity prediction: a bayesian approach. Proc. 4th World Conf. Earthquake Eng. Santiago.

*Esteva, L.*, 1970. Consideraciones prácticas en la estimación bayesiana de riesgo sísmico. Natl. Univ. Mexico, Inst. Eng., Rep. 248.

*Esteva, L.*, 1974. Geology and probability in the assessment of seismic risk. Proc. 2nd Int. Congr. Int. Assoc. Eng. Geol., São Paulo.

*Esteva, L. and Villaverde, R.*, 1973. Seismic risk, design spectra and structural reliability. Proc. 5th World Conf. Earthquake Eng., Rome, pp. 2586-2597.

*Figueroa, J.*, 1963. Isosistos de macrosismos mexicanos. *Ingeniería*, 33 (1): 45-68.

*Gaisky, V. N.*, 1966. The time distribution of large, deep earthquakes from the Pamir-Hindu-Kush. Dokl. Akad. Nauk Tadzhik S. S. R., 9 (8): 18-21.

*Gaisky, V. N.*, 1967. On similarity between collections of earthquakes, the connections between them, and their tendency to periodicity. *Fiz. Zemli*, 7: 20-28 (English transl., pp. 432-437).

*Gajardo, E. and Lomnitz, C.*, 1960. Seismic provinces of Chile. Proc. 2nd World Conf. Earthquake Eng., Tokyo, pp. 1529-1540.

*Gutenberg, B. and Richter, C. F.*, 1954. Seismicity of the Earth. Princeton University Press, Princeton.

*Gzowsky, M. G.*, 1962. Tectonophysics and earthquake forecasting. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 52 (3): 485-505.

*Herrera, I., Rosenblueth, E. and Rascón, O. A.*, 1965. Earthquake spectrum prediction for the Valley of Mexico. Proc. 3rd Int. Conf. Earthquake Eng., Auckland and Wellington, 1: 61-74.

*Housner, G. W.*, 1969. Engineering estimates of ground shaking and maximum earthquake magnitude. Proc. 4th World Conf. Earthquake Eng., Santiago.

*Hudson, D. E.*, 1971. Strong Motion Instrumental Data on the San Fernando Earthquake of February 9, 1971. California Institute of Technology, Earthquake Engineering Research Laboratory.

*Hudson, D. E.*, 1972a. Local distributions of strong earthquake ground shaking. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 62 (2).

*Hudson, D. E.*, 1972b. Analysis of Strong Motion Earthquake Accelerograms, III, Response Spectra, Part A. California Institute of Technology, Earthquake Engineering Research Laboratory.

*Hudson, D. E. and Vdwardia, F. E.*, 1973. Local distribution of strong earthquake ground motions. Proc. 5th World Conf. Earthquake Eng., Rome, pp. 691-700.

*Kaila, K. L. and Narain, H.*, 1971. A new approach for preparation of quantitative seismicity maps as applied to Alpine Belt-Sunda Arc and adjoining areas. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 61 (5): 1275-1291.

*Kaila, K. L., Gaur, V. K. and Narain, H.*, 1972. Quantitative seismicity maps of India. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 62 (5): 1119-1132.

*Kaila, K. L., Rao, N. M. and Narain, H.*, 1974. Seismotectonic maps of southwest Asia region comprising eastern Turkey, Caucasus, Persian Plateau, Afghanistan and Hindu Kush. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 64 (3): 657-669.

*Kelleher, J., Sykes, L. and Oliver, J.*, 1973. Possible criteria for predicting earthquake locations and their application to major plate boundaries of the Pacific and the Caribbean. *J. Geophys. Res.*, 78 (14): 2547-2585.

*Knopoff, L.*, 1964. The statistics of earthquakes in southern California. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 54: 1871-1873.

*Lomnitz, C.*, 1966. Magnitude stability in earthquake sequences. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 56: 247-249.

*Lomnitz, C. and Hax, A. A.*, 1966. Clustering in aftershock sequences. In: J. S. Steinhardt and T. Jefferson Smith (editors). *The Earth Beneath the Continents*. Am. Geophys. Union, pp. 502-508.

*McGuire, R. K.*, 1974. Seismic structural response risk analysis incorporating peak response regressions on earthquake magnitude and distance. *Mass. Inst. Technol., Dep. Civ. Eng.*, R74-51.

*Merz, H. A. and Cornell, C. A.*, 1973. Seismic risk analysis based on a quadratic magnitude-frequency law. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 63 (6): 1999-2006.

*Milne, W. G. and Davenport, A. G.*, 1969. Earthquake probability. *Proc. 4th World Conf. Earthquake Eng.*, Santiago.

*Mogi, K.*, 1962. Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relations to earthquake phenomena. *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo*, 40: 125-173.

*Molnar, P. and Sykes, L. R.*, 1969. Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80: 1639.

*Newmark, N. M. and Rosenblueth, E.*, 1971. *Fundamentals of Earthquake Engineering*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs.

*Omori, F.*, 1894. On the aftershocks of earthquakes. *J. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, 7: 111-200.

*Parzen, E.*, 1962. *Stochastic Processes*. Holden Day, San Francisco.

*Petrushhevsky, B. A.*, 1966. The Geological Fundamentals of Seismic Zoning. Scientific Translation Service, order 5032, Ann. Arbor, USA.

*Raiffa, H. and Schlaifer, R.*, 1968. *Applied Statistical Decision Theory*. MIT Press.

*Rosenblueth, E.*, 1964. Probabilistic design to resist earthquakes. *Am. Soc. Civ. Eng., J. Eng. Mech. Div.*, 90 (EM5): 189-249.

*Rosenblueth, E.*, 1969. Seismicity and earthquake simulation. *Rep. NSF-UCEER Conf. Earthquake Eng. Res.*, Pasadena, pp. 47-64.

*Rosenblueth, E.*, 1975. Point Estimates for Probability Moments. National University of Mexico, Institute of Engineering, Mexico City.

*Rosenblueth, E.*, in preparation. Optimum design for infrequent disturbances.

*Rukos, E.*, 1974. Análisis dinámico de la margen izquierda de Chicoasén. National University of Mexico, Institute of Engineering, Mexico City.

*Salt, P. E.*, 1974. Seismic site response. *Bull. N. Z. Natl. Soc. Earthquake Eng.*, 7 (2): 63-77.

*Scholz, C. H.*, 1968. The frequency-magnitude relation of microfracturing and its relation to earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 58: 399-417.

*Shlien, S. and Toksöz, M. N.*, 1970. A clustering model for earthquake occurrences. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 60 (6): 1765-1787.

*Singh, S. K.*, 1975. Mexican Volcanic Belt: Some Comments on a Model Proposed by F. Mooser. National University of Mexico City.

*Trifunac, M. D.*, 1973. Characterization of response spectra by parameters governing the gross nature of earthquake source mechanisms. *Proc. 5th World Conf. Earthquake Eng.*, Rome, pp. 701-704.

*Tsuboi, C.*, 1958. Earthquake province. Domain of sympathetic seismic activities. *J. Phys. Earth.*, 6 (1): 35-49.

*Utsu, T.*, 1961. A statistical study on the occurrence of aftershocks. *Geophys. Mag.*, Tokyo, 30: 521-604.

*Utsu, T.*, 1962. On the nature of three Alaska aftershock sequences of 1957 and 1958. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 52: 179-297.

*Veneziano, D. and Cornell, C. A.*, 1973. Earthquake models with spatial and temporal memory for engineering seismic risk analysis. *Mass. Inst. Technol., Dep. Civ. Eng.*

*Vere-Jones, D.*, 1970. Stochastic models for earthquake occurrence. *J. R. Stat. Soc.*, 32 (1): 1-45.

*Wallace, R. E.*, 1970. Earthquake recurrence intervals on the San Andreas Fault. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81: 2875-2890.

*Yegulalp, T. M. and Kuo, J. T.*, 1974. Statistical prediction of the occurrences of maximum magnitude earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 64 (2): 393-414.