

Ю.К.Чернов

Сильные движения
грунта
и количественная оценка
СЕЙСМИЧЕСКОЙ
ОПАСНОСТИ
ТЕРРИТОРИЙ



АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ СЕЙСМОЛОГИИ

Ю. К. Чернов

СИЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ГРУНТА
И КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ
ОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИЙ

5185

Ташкент
Издательство „Фан“ Узбекской ССР
1989



УДК 550.348

Чернов Ю.К. Сильные движения грунта и количественная оценка сейсмической опасности территорий. Ташкент: Фан, 1989. 296 с.

В монографии на основе статистического анализа большого количества высококачественных данных по инструментальной регистрации сильных и ощутимых землетрясений в Узбекистане и других районах мира исследованы и количественно описаны зависимости наиболее важных с инженерной точки зрения динамических параметров различных кинематических характеристик колебаний грунта от характеристик очага и свойств среды распространения сейсмических волн, включая грунтово-геоморфологические условия.

Для сейсмологов.

Ил. - 65, табл. - 4, библиография - 385 назв.

Ответственный редактор доктор физико-математических наук Б.М.Мардонов

Рецензенты: доктор физико-математических наук В.В.Штейнберг,
кандидат технических наук Р.Ш.Июгамов

ч. I803020000 - I9 I03-89
M355(04) - 89

© Издательство "Фан" УзССР,
1989

ISBN 648-00265-3

В В Е Д Е Н И Е

Изучение и прогнозирование сейсмических воздействий, сейсмической опасности и сейсмического риска — одно из главных направлений развития современной сейсмологии. Непосредственные носители сейсмической опасности — движения поверхности земли (грунта) во время землетрясений, поэтому их изучение представляет собой важную научную и практическую проблему. Сейсмические движения грунта генетически связаны и являются следствием другой формы сейсмических движений — возникновения в земле очагов землетрясений. Рассматриваемые в единстве эти две формы сейсмических движений в значительной мере определяют уровень фундаментального физического понимания землетрясения как явления природы, а также возможности прогнозирования сейсмических воздействий, которым могут подвергнуться сооружаемые объекты, что в свою очередь влияет на эффективность антисейсмического проектирования и других мероприятий.

Усилиями многих ученых к настоящему времени уже создана научная база для таких исследований: сформулированы общие теоретико-методологические принципы, разработаны полезные методические рекомендации, получены удачные практические решения. Так, основные факторы, определяющие поле колебаний, создаваемое распространяющимся разрывом, который моделирует процессы вспарывания в очаговой зоне тектонического землетрясения, а также влияние неоднородной среды на распространяющиеся в ней сейсмические волны теоретически исследовали Н.Хаскелл, К.Аки, Е.Ф.Саваренский, Л.И.Ратникова, Б.В.Костров, А.В.Николаев, Д.Халмбергер, С.Мейлон, Д.Андерсон, П.Ричардс, Д.Брун, Г.П.Черепанов, А.С.Быковцев, Ш.Дас, В.М.Грайзер и др. Закономерности сильных движений грунта при землетрясениях различной величины, силы и удаленности, с различными механизмами очага, в разных геологических условиях экспериментально изучали Б.Гутенберг, Ч.Рихтер, Л.Эстева, М.Трифунас, Н.В.Шебалин, Р.Мак-Гуайр, Н.Амбрасейс, С.Л.

Соловьев, В.В.Штейнберг, Ф.Ф.Аптикаев, Я.М.Айзенберг, Т.Т.Рау-
тиан, В.И.Халтурин, В.Донован, А.В.Сувилова, Ю.Ф.Копничев, А.
А.Гусев, К.Кемпбелл, В.Джойнер, Д.Бур и др. Вопросы количест-
венных оценок сейсмического потенциала территорий, т.е. возмож-
ных сейсмических воздействий от совокупности потенциально опас-
ных очагов с учетом их повторяемости рассмотрены в работах С.
В.Медведева, Ю.В.Ризниченко, В.И.Кейлис-Борока, Г.М.Молчана, Ц.
Ломнитца, С.Корнелла, М.Трифунаса, В.Милна, А.Давенпорта, В.М.
Лятхера, Н.И.Фроловой, С.С.Сейдузовой, Э.А.Джибладзе, Л.А.Кога-
на и др.

Возрастающие потребности науки и практики выдвигают новые
проблемы, для решения которых необходимы постоянное совершен-
ствование сейсмологических знаний и выработка на этой основе
новых, более эффективных подходов и решений. Многие из этих
проблем регионального плана: выявление и количественное описа-
ние особенностей сейсмического излучения, характерного для зем-
летрясений данной очаговой области, трансформирующего действия
геологической среды (включая локальные грунтово-геоморфологи-
ческие условия), в которой распространяются сейсмические сигна-
лы; определение и учет геометрических размеров потенциально
опасных зон и отдельных очагов землетрясений и их расположения
по отношению к расчетной точке; учет особенностей сейсмическо-
го режима данного района и др.

Решение указанных региональных проблем и появление новых
мировых данных в свою очередь ставят более общую задачу по со-
вершенствованию общего подхода к количественным оценкам сейсми-
ческих воздействий и сейсмической опасности на основе совмест-
ного рассмотрения сильных движений грунта и сейсмичности. Важ-
ное значение для развития такого подхода имеют расширение переч-
ня прогнозируемых характеристик движений в сторону не только
традиционно рассматриваемых ускорений, но и менее изученных ско-
ростей и особенно смещений грунта; использование вероятностной
формы их описания; создание унифицированных расчетных схем с
возможностями широкого применения автоматизированных наблюдатель-
ных и вычислительных средств. Изучение этих аспектов и состав-
ляет основное содержание описанных здесь исследований Институ-
та сейсмологии по количественному (вероятностному) прогнозиро-
ванию сейсмических воздействий и сейсмической опасности, которые

в совокупности представляют собой (что также является актуальным) полный или замкнутый цикл работ, начиная с теоретических разработок по изучению закономерностей колебаний грунта через усовершенствование на этой основе расчетных методик к внедрению их в практику.

Цель исследований - развитие научных и методических основ количественного прогнозирования сейсмических воздействий и сейсмической опасности с учетом сейсмогеологических условий Узбекистана. Акцент сделан на разработку комплексных подходов, с одной стороны, основанных на учете вероятностной природы сильных движений грунта при отдельных землетрясениях, с другой - учитывающих неопределенности возникновения самих землетрясений в данный промежуток времени. В соответствии с этим в работе осуществлены

1) анализ имеющихся подходов к решению проблемы количественного прогнозирования движений грунта при землетрясениях и сейсмической опасности в целом, определение на этой основе перспективных путей исследований;

2) обобщение имеющихся и получение новых данных об общих и региональных закономерностях колебаний (смещений, скоростей, ускорений) грунта при землетрясениях в широком диапазоне магнитуд и расстояний, включая ближнюю зону;

3) выявление и количественное описание наиболее тесных связей между характеристиками колебаний и макросейсмической интенсивности сотрясений грунта;

4) разработка на основе установленных закономерностей колебаний и макросейсмической интенсивности сотрясений грунта новых методик для расчета возможных сейсмических воздействий и сейсмической опасности, эффективных при районировании сейсмической опасности разного масштаба (ОСР, ДСР, СМР, оценки сейсмической опасности отдельных объектов);

5) внедрение разработанных методик в практику прогнозирования сейсмической опасности территорий Узбекистана и получение при этом существенных с практической точки зрения результатов.

В основу методики исследований положены комплексный анализ и обобщение большого объема экспериментальных и теоретических сейсмологических, сейсотектонических, инженерно-геологических данных из разных сейсмоактивных районов мира.

Количественное исследование зависимостей осуществлено методами математической статистики (корреляционный, регрессионный и дисперсионный анализы, статистическая проверка гипотез, построение эмпирических и теоретических функций распределения и т. д.). При обработке данных применялся спектральный и спектрально-временной анализы. Используются теоретические методы расчета волновых полей (Е.Ф.Саваренский, Л.И.Ратникова, А.С.Быковцев), результаты лабораторных наблюдений (С.Д.Виноградов, Д. Брун), а также методы инженерно-геологических аналогий. Расчетные схемы для оценок сейсмической опасности построены на основе формулы полной вероятности в рамках общих рекомендаций В.И.Кейлиса-Борока и Г.М.Молчана.

В постановке и проведении исследований всестороннюю помощь оказал В.В.Штейнберг. В работе использован экспериментальный материал, полученный Эпицентрными экспедициями Института физики Земли АН СССР (руководители Н.В.Шебакин, Д.Н.Рустанович, К.Т.Плетнев, С.С.Арефьев) и Института сейсмологии АН УзССР. Используются также макросейсмические и инженерно-геологические данные, в разное время полученные в лаборатории Инженерной сейсмологии ИС АН УзССР при проведении работ по ДСР и СМР территорий Узбекистана. На разных этапах работы помощь также оказывали В.Ю.Соколов, Е.В.Серебрякова, Г.А.Мавлянов, Б.М.Мардонов, Н.В.Шебакин, В.И.Кейлис-Борок, Г.М.Молчан, С.Д.Виноградов, Б.В.Костров, А.Д.Гвишиани, А.А.Гусев, Ф.Ф.Аптикаев, Т.Г.Раутиан. Всем автор приносит искреннюю благодарность.

Автор просит все критические замечания по содержанию книги направлять на адрес Института сейсмологии (Ташкент, 700128, Ц-12, ул. Хуршида, 3).

ГЛАВА I. КОЛЕБАНИЯ ГРУНТА ПРИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ
И СЕЙСМИЧЕСКАЯ ОПАСНОСТЬ ТЕРРИТОРИЙ.
ПРОБЛЕМЫ И РЕШЕНИЯ

I.I. Колебания грунта в ближней зоне землетрясения.
Теория и эксперимент

По современным представлениям, тектоническое землетрясение представляет собой процесс деформирования твердой оболочки Земли, возникающий в результате быстрого снятия вдоль поверхностей разрывов (в земной коре или мантии) длительное время накапливающихся тектонических напряжений [12, 104, 273]. Очаг землетрясения при этом связывается с областью либо вновь формирующихся, либо уже существующих разрывных нарушений, борта которых под действием меняющегося напряженного состояния окружающей среды перемещаются относительно друг друга [133, 170, 226, 240].

Для количественного описания разрывов в целом без учета особенностей их развития во времени используются такие физические величины, как длина (L), ширина (W), конечная величина подвижки (D), механические характеристики среды, в которой возникает разрыв (λ и μ), напряжения в среде до и после разрыва (σ_H и σ_K). На основе этих параметров определяются сейсмический момент ($M_0 = \mu \cdot \bar{D} \cdot S$; \bar{D} - средняя величина подвижки; S - площадь разрыва); средние ($\bar{\sigma} = (\sigma_H + \sigma_K) / 2$) и сброшенные ($\Delta \sigma = \sigma_H - \sigma_K$) напряжения, выделившаяся энергия деформации (ΔE) [252, 278, 310, 315, 316, 362].

Развивающийся во времени разрыв описывается при помощи величины эффективного или динамического сброшенного напряжения

$\sigma_{эфф} = \sigma_H - \sigma_T$ (напряжение трения на поверхности разрыва), меняющейся во времени подвижки $D(t)$, ее производной $\dot{D}(t)$ - скорости скольжения бортов разрыва, скорости распространения разрыва V_2 , количественных соотношений между этими величинами [105, 249, 250, 309].

Анализ условий образования и развития трещин простой геометрической формы (плоские круговые или прямоугольные площадки), выполненный на математических моделях, а также на лабораторных образцах, выявил ряд общих закономерностей. Так, установили, что величина подвижки наибольшая, а напряжений наименьшая в центре разрыва. Амплитуда динамической подвижки несколько больше, а $b_{эф}$ несколько меньше, чем соответствующие величины статического разрыва [103, 104, 223, 250, 264, 281, 326]. Лабораторные опыты О.Г.Шампиной [223] показали возрастание скорости распространения разрыва от его начала к концу. На конце сдвиговой трещины наблюдается также отрывная компонента смещений [264].

Развитие подвижки во времени, согласно расчетам М.Хансона, А.Санфорда, Р.Шафера [298] и П.Ричардса [350], делится на три стадии: медленное нарастание, быстрое скольжение и прекращение его, связанные с моментами прихода в точку продольных и поперечных волн, фронта вспарывания и продольных волн от краев разрыва соответственно.

Более сложные теоретические модели трещин, исследованные Б.В.Костровым [104], Das, Aki [280], Madariaga [326] свидетельствуют о том, что в условиях неоднородности прочностных свойств среды и сил трения на разрыве величины подвижек и скоростей скольжения бортов разрыва сложным образом варьируют на различных участках. Их локальные значения могут в несколько раз отличаться от средних для разрыва в целом.

Распространяющийся разрыв излучает сейсмические волны. Возмущения от дислокационного разрыва простой геометрической формы, распространяющиеся в упругой, однородной и изотропной среде, описаны в работах [260, 299]:

$$\begin{aligned}
 U_1(\vec{x}, t) = & (\beta^2/4\pi) \iint_{S_3} \left\{ 6(5\gamma_1^2 - 1) e^{-\frac{r}{\beta}} \int D(\xi_1, \xi_2, t-t') t' dt' + \right. \\
 & + 2(6\gamma_1^2 - 1)(\alpha v)^{-2} D(\xi_1, \xi_2, t - v/\alpha) - \\
 & \left. - 3(4\gamma_1^2 - 1)(\beta v)^{-2} D(\xi_1, \xi_2, t - v/\beta) + \right.
 \end{aligned}$$

$$+ 2 \gamma_1^2 (\alpha^3 \varepsilon)^{-1} \dot{D}(\xi_1, \xi_2, t - \varepsilon/\alpha) - \\ - (2\gamma_1^2 - 1)(\beta^3 \varepsilon)^{-1} \dot{D}(\xi_1, \xi_2, t - \varepsilon/\beta) \} d\xi_1 d\xi_2, \text{ (I.I)}$$

где U_1 - смещение в направлениях \vec{x} ; D - дислокация на площади Σ ; α и β - скорости p - и s -волн соответственно; ξ_1 и ξ_2 - координаты излучателя в плоскости разрыва; $\varepsilon = |\vec{x} - \vec{\xi}|$ - расстояние от излучателя до точки наблюдения $\gamma_i = (x_i - \xi_i)/\varepsilon$.

Как видно из выражения (I.I), поле смещений от дислокации конечного размера состоит из смещения, зависящего от интеграла от D , амплитуда которого быстро убывает с расстоянием (пропорционально ε^{-2}) и которое, по В.М.Грайзеру [57], может быть отнесено к лапласову возмущению, описанному Г.А.Гамбургцевым [5I], статической компоненты, которая определяется величиной дислокации D и изменяется с расстоянием как ε^{-2} , а также динамической составляющей, определяемой скоростью нарастания дислокации \dot{D} , изменяющейся с расстоянием как ε^{-1} .

На рис. I.I,а приведены импульсы смещений, рассчитанные для ближней и дальней зон в [260] с использованием выражения (I.I). В ближней зоне (в непосредственной близости от разрыва) импульс смещения состоит из колебательной части и остаточного смещения (показано стрелками). В дальней зоне (расстояние в 4 раза превышает размер источника) статическая компонента смещения исчезает и импульс определяется колебательной составляющей.

Важным фактором, определяющим характер смещений вблизи источника, является расположение точки наблюдения по отношению к плоскости разрыва и к направлению подвижки по нему (см. рис. I.I,б, где приводится пример расчетного смещения в двух точках, заимствованный из работы [260]).

Смещение, регистрируемое вблизи источника, зависит от типа разрыва (сдвиг или сброс) и скорости испаривания разрыва [260, 320]. На рис. I.I,в приведены примеры рассчитанных смещений, заимствованные из [320].

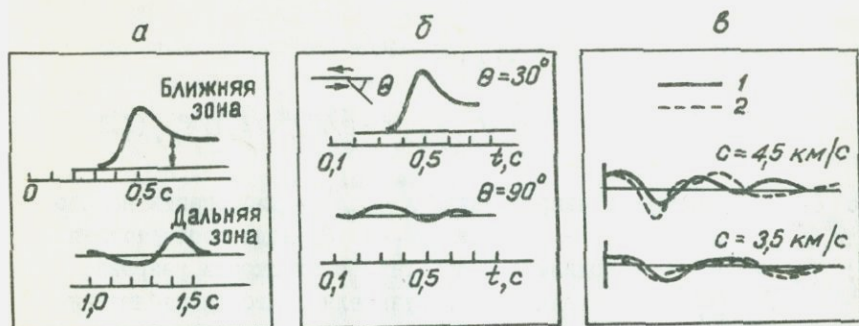


Рис. 1.1. Исследование импульсов смещений на математических моделях:

а - характер смещений в ближней и дальней зонах (по Anderson и Richards [260]); б - влияние на импульс смещения направления движения разрыва (по Anderson, Richards [260]); в - зависимость смещений от механизма подвижки в очаге (по Levy, и Mal [320]); 1 - сдвиг; 2 - сброс

Выражения для спектров сейсмических сигналов, приведенные В.В.Штейнбергом [238-240], Brune [271, 272], а также результаты лабораторных опытов С.Д.Виноградова [47, 48] указывают на связь высокочастотных составляющих с особенностями распространения разрыва и локальных подвижек по нему, а также с расположением точки наблюдения по отношению к источнику. Низкочастотная ветвь спектра в большой степени определяется сейсмическим моментом и расстоянием до источника.

Таким образом, данный краткий обзор, а также обзоры теоретических работ, сделанные В.Н.Николаевским [135] и Дж.Райсом [148], свидетельствуют о том, что поле сейсмических возмущений даже от простых единичных разрывов, возникающих в идеально упругой однородной изотропной среде, сложным образом зависит от многих характеристик: величины, направления и скорости

нарастания подвижки, направления и скорости вспарывания разрыва, расположения точки по отношению к поверхности разрыва, длительности действия источника, расстояния, механических свойств среды и др. Количественное определение полного набора этих характеристик даже для упрощенных моделей часто бывает затруднительным. Строение же реальных очагов землетрясений, образующихся в условиях непостоянства напряжений и неоднородностей прочностных и упругих свойств геологической среды, как показывают исследования Н.В.Шебалина [226, 227], Г.П.Горшкова [55], Allen [255], М.А.Садовского, В.Ф.Писаренко, В.В.Штейнберга [180], В.В.Штейнберга [239], С.А.Несмеянова [132], В.Ярошевского [248], много сложнее. Причем, чем крупнее землетрясения, чем они опаснее, тем более сложное строение имеют их очаги. Анализ и обобщение мировых данных об очагах сильных землетрясений, выполненные В.В.Штейнбергом [240], показали, что они представляют собой совокупность разноориентированных в пространстве отдельных разрывов, имеющих разные размеры, с изменяющимися величинами и направлениями подвижек, с разными скоростями и направлениями распространения разрыва. Времена их возникновения хотя и контролируются интервалом времени действия очага, но внутри этого интервала также содержат значительный элемент случайности. Поверхности крупных разрывов негладкие, шероховатые и претерпевают значительные общие искривления как в плане, так и по глубине.

Рассмотренными выше моделями могут адекватно описываться колебания лишь от отдельных элементов очага землетрясения — небольших разрывов или фрагментов крупных разрывов. В связи с этим в последнее время появились теоретические работы А.С.Быковцева, Г.М.Черепанова [42, 43], В.М.Грайзера [59], в которых рассматриваются сложнопостроенные очаги землетрясений, состоящие из относительно большого числа плоских произвольно ориентированных в пространстве и распределенных во времени разрывов. Расчеты полей колебаний на таких моделях позволили А.С.Быковцеву, Б.М.Мардонову, В.Ю.Соколову, Ю.К.Чернову [43, 44], С.С.Арефьеву [29] получить новые, более точные данные о формировании сейсмических сигналов (знакопеременность, направленность и поляризация излучения, спектральный состав и др.). Но и ком-

бинации из нескольких десятков элементарных кусочков позволяют воспроизводить лишь некоторые стороны очаговых процессов и получать скорее качественные, чем количественные оценки закономерностей формирования колебаний грунта в условиях систем разномасштабных криволинейных шероховатых разрывов с меняющимися от места к месту свойствами. Даже если технические возможности ЭВМ или усовершенствование математических моделей позволят в будущем многократно увеличить число рассматриваемых элементарных участков разрыва, то при этом пропорционально возрастут трудности однозначного определения параметров каждого из элементарных кусочков рассматриваемой системы разрывов (очага землетрясения), так как такие данные обычно недоступны для непосредственных определений и не могут быть оценены на основе каких-либо общих соображений. К этому следует добавить необходимость учета трансформирующего действия среды на пути от источника в точку наблюдения, обусловленного разномасштабными неоднородностями в строении земной коры [12, 102, 178, 153, 155, 178, 273, 297, 300], а также особенностей локальных грунтово-геоморфологических условий в точке наблюдения [30, 38, 122, 132, 149, 151, 233, 268, 385], которые приводят к появлению различных многократно отраженных, преломленных обменных волн, явлений их интерференции, дифракции, рассеяния. Строение и свойства среды на пути распространения сейсмических волн также, как правило, детально неизвестны.

Из сказанного очевидно, что современный уровень развития теории, несмотря на достигнутые успехи в решении многих принципиальных проблем, из-за недостатка необходимых фактических данных не позволяет в полной мере и с необходимой для многих практических задач точностью описывать сложные процессы, происходящие в очагах реальных землетрясений и окружающей их геологической среде. По всей вероятности, путь простого "количественного" наращивания сложности механических моделей не позволит в скором времени преодолеть указанные трудности, так как вряд ли в будущем появится возможность получения всей необходимой информации о практически бесконечном разнообразии сочетаний различных природных факторов, определяющих основные черты реальных землетрясений.

Со временем, возможно, потребуется внести в теорию землетрясений определенные дополнения: уточнить и конкретизировать некоторые заимствованные из механики понятия, например, такие как трение, однородность, напряжение, механические константы и др., которые разработаны для определенного класса объектов, существенно отличных по пространственно-временным масштабам от землетрясений, вложив в эти понятия смысл, более соответствующий качественно иной геологической форме организации материи. В этом смысле количественная теория землетрясений находится в начале своего становления, когда накопление и осмысление фактов, экспериментальных данных является решающим условием ее дальнейшего развития.

Ограниченные возможности теоретических методов для количественного описания сильных движений грунта в реальных геологических условиях делают эмпирические данные основным источником информации, пригодной для практического использования при прогнозе сейсмических воздействий, сейсмической опасности и сейсмического риска.

Важнейшей составной частью экспериментальных данных о сильных землетрясениях являются инструментальные записи сильных движений грунта. Мировой парк приборов для их записи состоит главным образом из акселерографов (около 6,5 тысяч), сосредоточенных в основном в США и Японии, а также в Южной Европе, СССР и других регионах.

В СССР при сильных землетрясениях систематически регистрируются также скорости и смещения грунта [19, 98, 208, 221, 301]. Преобладание в сети приборов для регистрации сильных движений акселерографов объясняется тем, что первоначально сеть создавалась в США и Японии в значительной мере для решения инженерно-сейсмологических задач (в расчетах на сейсмостойкость применялись данные о сейсмических ускорениях), и лишь затем стала широко использоваться для исследований по физике землетрясений; другая причина — относительная техническая простота регистрации ускорений. В последнее время создаются усовершенствованные средства инструментальной регистрации смещений и скоростей при сильных землетрясениях [319, 365], но пока в недостаточном количестве. К настоящему времени в мире накоплено более 3000 записей умеренных и сильных (более 4–5 баллов) земле-

трясений, из которых примерно 1800 акселерограмм, 200 велоси-грамм и свыше 1000 сейсмограмм [6, 7, 64, 231, 240]. Сильные и разрушительные землетрясения (более 6 баллов) зарегистрированы в основном акселерографами. Часть этих записей затем пересчитана в велосиграммы и сейсмограммы. Непосредственные записи смещений и скоростей в достаточном объеме получены лишь в последние 10-15 лет, главным образом в СССР, при землетрясениях умеренной силы ($\mathcal{J} \leq 7$ баллов).

Потребности сейсмостойкого строительства, сложившаяся структура инструментальной базы, количественный и качественный состав полученных натуральных данных обусловили направление подавляющего большинства экспериментальных исследований сильных движений на изучение ускорений колебаний грунта. Исследованиям скоростей, особенно смещениям грунта при сильных землетрясениях уделялось значительно меньше внимания. В то же время в последние годы появляется все больше данных [14, 26, 52, 108, 141, 166, 349], ставящих под сомнение преимущества оценки интенсивности сейсмических воздействий посредством параметров ускорений по сравнению с параметрами скоростей и смещений. Есть аргументированные предложения в новых вариантах сейсмических шкал для количественной характеристики интенсивности сотрясений использовать скорость колебаний грунта [124] или вектор смещения [129, 130].

При изучении самих процессов образования, распространения и трансформации средней интенсивных сейсмических волн, связи их с физическими процессами в очагах землетрясений и строением земной коры и мантии исследование скоростей и смещений грунтов при сильных землетрясениях имеет даже больший интерес, чем изучение ускорений, поскольку последние, как было показано выше, в значительной мере определяются факторами, трудно поддающимися учету.

Основным элементом большей части работ по сильным движениям является параметризация записей колебаний с последующим анализом зависимостей выделенных параметров от доступных для систематического определения факторов (магнитуда землетрясения, размеры очага, расстояние, механизм подвижки, грунтовые условия и др.).

В качестве параметров колебаний грунта чаще всего рассматривают максимальное (пиковое) значение амплитуды, период, соответствующий этой амплитуде, длительность, а также амплитудные спектры колебаний. Иногда исследуются время нарастания интенсивности до максимума и время ее спада, средний уровень цуга колебаний, преобладающий период записи и др. В работе А.Д. Гвишиани и др. [52] записи ускорений, например, характеризовались набором из 42 параметров, многие из которых, однако, мало употребительны.

Наиболее часто рассматриваемая характеристика - величина максимального ускорения (α_{max}). На рис. I.2 приведены примеры некоторых известных зависимостей α_{max} от расстояния при землетрясениях с близкими магнитудами. Хотя количественное сравнение кривых, построенных без учета ошибок определения расстояний при малых их значениях не вполне корректно (см. [220], а также гл.2), качественное их сопоставление позволяет заключить, что характер изменения пиковых ускорений всеми исследователями принимается схожим: при приближении к очагу величины α_{max} становятся слабо зависимыми от расстояния, при удалении от него "нормально" затухают пропорционально ему. Существование пологих участков на кривых затухания или ближней зоны, как показали теоретические и экспериментальные исследования Аки [254], Levy, Mal [320], Н.В.Шебалина [224], В.В.Штейнберга [240], Cambell [277], Toyner, Voore [305], обусловлено эффектами протяженности очага землетрясения, а именно тем, что поле короткопериодных колебаний вблизи источника формируется не всем разрывом, а относительно небольшой его частью, вблизи которой расположен пункт наблюдения.

Сопоставление кривых на рис. I.2 позволяет говорить также о больших расхождениях в оценках отдельными авторами как размеров ближней зоны и скорости затухания α_{max} с расстоянием в дальней зоне или (формы кривых), так и абсолютных значений α_{max} или уровней этих кривых затухания.

Относительно зависимости максимальных ускорений от величины землетрясений нет полного единства взглядов. Существуют две основные точки зрения. Согласно первой, зависимость ускорений от магнитуды существует во всем диапазоне магнитуд и на всех

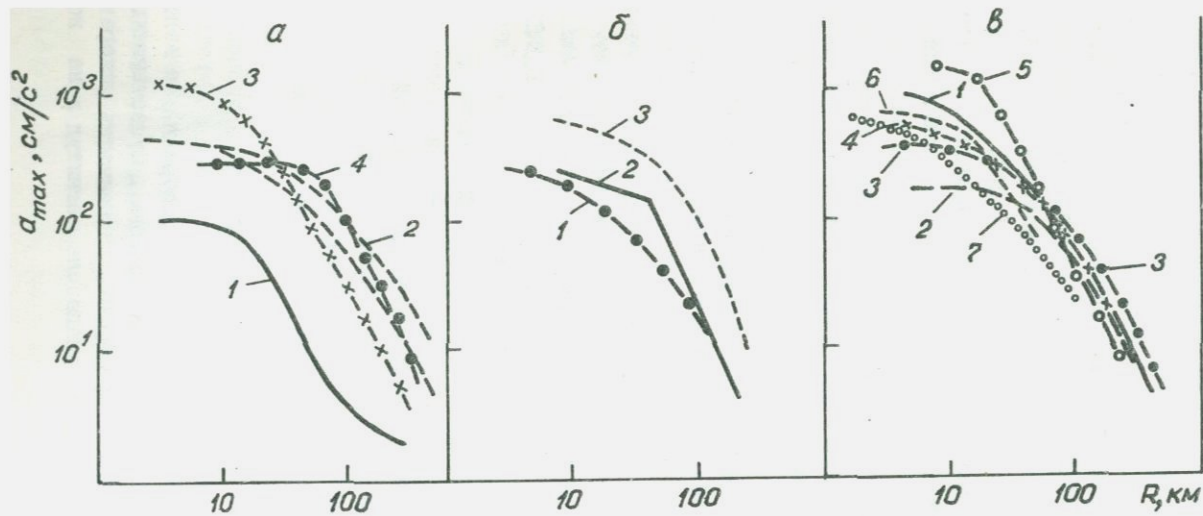


Рис. I.2. Зависимость пиковых ускорений грунта от расстояния: эпицентрального (а); гипоцентрального (б); до разрыва (в) при землетрясениях с $M \approx 6,5$:

а) 1 - по данным [296]; 2 - [327]; 3 - по [371]; 4 - по [106];
 б) 1 - по [293]; 2 - по [263]; 3 - по [242]; в) 1 - по [308]; 2 - [336];
 3 - [284]; 4 - по [352]; 5 - по [228]; 6 - по [242]; 7 - по [306]

расстояниях. Согласно второй, для больших землетрясений ($M > 6$) на близких расстояниях зависимость ускорений от магнитуды существенно ослабевает.

На сильную зависимость пиковых ускорений от величины землетрясения указывается в работах [267, 306, 351, 359]. О зависимости a_{max} от магнитуды по данным о землетрясениях Европы и Азии говорит Ambraseys [257, 258], делая, однако, оговорку, что вблизи источника ускорение, вероятно, слабо зависит от магнитуды. Предположение о замедлении нарастания амплитуд ускорений при увеличении M ($M \geq 6,7$) на близких расстояниях высказано Н.В.Шебалиным [228]. Эта неравномерность исчезает по мере удаления от эпицентра.

Более категорично о независимости a_{max} от величины землетрясения при больших M ($M \geq 7$) пишут Trifunac, Brady [370], обосновывая свою точку зрения тем, что максимальные ускорения связаны с высокочастотной частью спектра, не зависящей от магнитуды и определяющейся $b_{эф}$ и локальной подвижкой. К таким же выводам пришли П.И.Крамнин, В.В.Штейнберг [106] на основании анализа огибающих величин a_{max} на разных расстояниях и Аптикаев [263] на основании анализа средних значений a_{max} . Позднее, однако, В.В.Штейнберг [240] уточняет, что, возможно, следует говорить об ослаблении зависимости предельных значений a_{max} от M , в то время как средние или вероятные значения a_{max} продолжают возрастать с увеличением M . Таким образом, речь может идти об уменьшении дисперсии значений a_{max} в ближней зоне крупных землетрясений.

В последние годы появились данные [277, 240] об уменьшении затухания a_{max} с расстоянием при увеличении магнитуды. Однако относительно количественных оценок этих зависимостей имеются существенные расхождения.

Влияние грунтовых условий на величины a_{max} в дальней зоне сильнее, чем в ближней, где при росте M коэффициент увеличения пиковых ускорений на рыхлых грунтах уменьшается [107, 240, 334]. Ф.Ф.Аптикаев, Ю.Ф.Копничев [22], рассматривая влияние на a_{max} типа подвижки в очаге, установили, что при взбросах амплитуда пиковых ускорений примерно в 2 раза выше,

чем при сдвигах. В работах В.В.Штейнберга уточнено, что это имеет место при небольших магнитудах и на близких расстояниях. При увеличении M в ближней зоне уровни a_{max} сдвигов и взбросов сближаются; в дальней зоне a_{max} при сдвигах превышает ускорение при взбросах [107, 240].

Зависимости периода, соответствующего максимальному ускорению T_{α} , исследованные А.В.Сувиловой и др. [198], Н.В.Шеба-линым [228], O'Brien, Murphy, Lahoud [270], П.И.Крамыниным, В.В.Штейнбергом [106], Ф.Ф.Аптикаевым и др. [21, 23, 24], показали, что на фоне большого разброса отдельных значений наблюдается тенденция роста периодов ускорений с увеличением магнитуды (0,1-0,2 лог.ед. на единицу M). В дальней зоне периоды ускорений медленно возрастают при увеличении расстояний. В ближней зоне, как свидетельствуют последние данные В.В.Штейнберга [242], наблюдается обратный эффект - величины T_{α} растут при приближении к разрыву. Однако статистика таких наблюдений пока немногочисленна. При землетрясениях с $M < 7$ величины T_{α} на скальных грунтах ниже, чем на рыхлых. Большую роль при этом играют резонансные свойства рыхлой толщи в пункте регистрации [241].

В последнее время большое значение придать прогнозированию длительностей наибольших ускорений. Ф.Ф.Аптикаев и др. [20, 23, 24] показали, что в дальней зоне длительность или ширина импульса ускорения увеличиваются с расстоянием быстрее, чем в ближней. Ширина импульса возрастает примерно в 3 раза при изменении магнитуды на единицу. Trifunac, Brady [368], Umemura, Penzien [377], Westermo, Trifunac [381], Midorikawa [335], Dobry и др. [283] установили, что для коротких периодов ($f > 0,2$ Гц) длительность увеличивается с ростом магнитуды, хотя эта зависимость и слабее, чем от частоты и эпицентрального расстояния. Длительность колебания зависит от грунтовых условий. Так, при землетрясениях с $M \approx 6,5$ на рыхлых грунтах она в 2 раза больше, чем на скальных.

В большинстве исследований, однако, пока отсутствует четкое разделение на ближнюю и дальнюю зоны, как это делается для пиковых амплитуд ускорений. Кроме того, в понятие "длительность" вкладывается разный смысл - абсолютная длительность [269],

относительная [24, 335], эффективная [368, 378, 382]. Это затрудняет, с одной стороны, сопоставление длительностей между собой и с другими динамическими параметрами ускорений, с другой — практические оценки длительностей при потенциально опасных землетрясениях.

В.В.Штейнберг [240, 242] специально рассматривал длительности ускорений вблизи очагов землетрясений различных магнитуд. Им установлены количественные соотношения между эффективной длительностью ускорений, магнитудами, расстояниями, грунтовыми условиями. Однако размеры ближних зон указаны только для абсолютных длительностей ускорений.

На рис. 1.3,а показаны полученные разными исследователями кривые зависимостей пиковых скоростей V_{max} колебаний грунта от расстояния (эпицентрального, гипоцентрального и до разрыва) с $M \approx 6,5$ (6,1-6,9).

В отличие от случая с аналогичными зависимостями для ускорений, здесь не все авторы выделяют зоны со слабой зависимостью V_{max} от R . Там же, где зоны выделяются, их размеры существенно различны. Скорость затухания V_{max} с расстоянием значительно варьирует так же, как и абсолютный уровень кривых несмотря на то, что данный диапазон магнитуд наиболее изучен. Для магнитуд $M \approx 5$ и $M \approx 7-7,5$ расхождения еще больше. Магнитуды меньше 5 и больше 7 практически не исследованы. Этим, вероятно, объясняются большие, доходящие до противоположностей, расхождения в оценках зависимостей V_{max} от магнитуд землетрясений. Ambraseys [258] считает, что уровень V_{max} (в диапазоне $M = 5-7,0$) возрастает с магнитудой одинаково на всех расстояниях и тем быстрее, чем больше M . Espinosa [291], Miln [337] принимают, что скорость возрастания V_{max} с магнитудой постоянна для всех M и R ; Н.В.Шебакин [223], В.В.Штейнберг [240] — что уровень V_{max} возрастает с M быстрее при малых магнитудах, чем при больших. Ф.Ф.Аптикаев [263], Trifunac [371] пришли к выводу, что зависимость V_{max} от M существует в дальней зоне, но она уменьшается или исчезает совсем вблизи очага землетрясения. Количественные оценки скорости изменения V_{max} с магнитудой, полученные разными авторами, различаются в несколько раз. Зату-

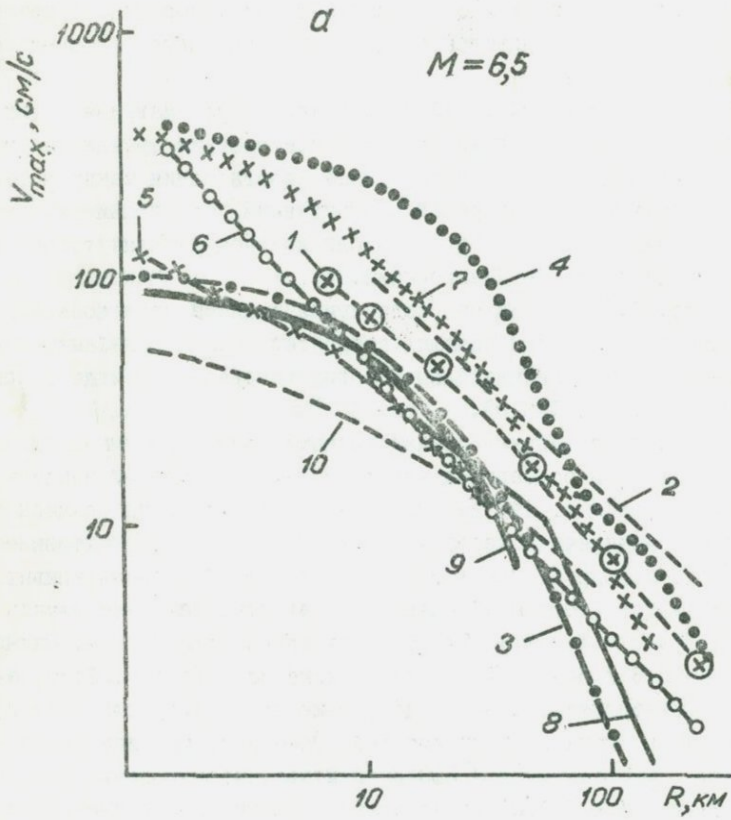




Рис. I.3. Зависимости от расстояния пиковых колебательных скоростей (а) и смещений (б) грунта при землетрясениях с $M \approx 6,5$

а) 1 - по данным [228]; 2 - по [257]; 3 - по [291];
 4 - по [371]; 5 - по [56]; 6 - по [337]; 7 - по [355];
 8 - по [263]; 9 - по [242]; 10 - по [328]; б) 1 - по [228];
 2 - по [371]; 3 - по [294]; 4,5 - по [328, 331]; 6 - по [292]

хание V_{max} с расстоянием большинством исследователей принимается независимым от M . Лишь в недавней работе В.В.Штейнберга [240] указывается на уменьшение затухания с расстоянием V_{max} при увеличении R , но количественно это не оценивается.

Среди исследований других динамических характеристик скоростей колебаний грунта наиболее известны работы Ф.Ф.Аптикаева и др. [20, 21, 23, 24, 263], в которых получены зависимости периода и длительности от магнитуды и расстояния, близкие к рассчитанным им для ускорений (см. выше).

Наиболее полные сводки исследований динамических параметров записей смещений в зависимости от величины землетрясения и расстояния (для слабых землетрясений) приводят Л.В.Антонова и др. [17, 18].

Одним из первых параметры смещений при сильных землетрясениях исследовал Н.В.Шебалин [226, 228]. Им, а также Facioli, Agalbatо [294] и McGuire [328, 331] показано, что амплитуды, периоды и длительности смещений возрастают с магнитудой землетрясения; амплитуды уменьшаются, а периоды и длительности увеличиваются с расстоянием. Затухание логарифма d_{max} с расстоянием и вблизи очага землетрясения и на удалении от него всеми этими авторами принимается постоянным, хотя и разным по величине (см. рис. I.3, б). Зависимость от магнитуды считается одинаковой и сильной для всех расстояний.

Ближнюю зону или участок медленного изменения d_{max} с расстоянием вблизи источника по аналогии с кривыми затухания d_{max} и V_{max} выделял Trifunac [371] (см. рис. I.3, б). Он считал возможным также принять одинаковые затухания с расстоянием для разных магнитуд землетрясений. Зависимость d_{max} от магнитуды, по его мнению, уменьшается при росте M . Вблизи очага землетрясений с $M \geq 6,5-7,0$ эта зависимость исчезает совсем. Многие из этих предположений не бесспорны и требуют дополнительной проверки. Trifunac показал также, что d_{max} увеличиваются в 2-3 раза на рыхлых грунтах по сравнению со скальными. На горизонтальных составляющих величины d_{max} в среднем в 1,5 раза выше, чем на вертикальных. Результаты Trifunac описывают Калифорнийские землетрясения и имеют региональное значение.

В последние годы появились методики определения по записям сильных движений остаточных смещений грунта [36, 57]. Анализ остаточных смещений вблизи очага землетрясения в Империад Велли 1979 г., выполненный В.М.Грайзером, С.Г.Молотковым [56], показал, что максимальные величины остаточных смещений наблюдаются не в непосредственной близости от бортов разлома, по которому прошла основная подвижка, а на удалении по обе стороны от него на 5–8 км. Вдали от разлома остаточные смещения затухают обратно пропорционально квадрату расстояния. Из-за малочисленности экспериментальных данных вопрос о характере таких зависимостей при землетрясениях разных магнитуд в различных грунтовых условиях (что представляется особенно важным) пока не исследован.

Изучение зависимостей спектров колебаний грунта от магнитуды по материалам землетрясений Камчатки и Японии начато В.В. Штейнбергом [234]. Позднее для Ташкентских землетрясений 1966 г. такие расчеты выполнены Л.М.Плотниковой [144], для землетрясений Тянь-Шаня – В.Н.Аверьяновой [4], для спектров Калифорнии – О.Л.Малева [120]. Ими показано, что крутизна спада кривой в высокочастотной области и уровень максимума спектра увеличиваются с ростом M . Влияние рыхлых грунтов приводит к уменьшению ширины резонансного максимума. Недостатком примененного в этих работах подхода является слишком схематическое представление спектров колебаний в виде 2–3 параметров, что приводит к затуханию индивидуальных особенностей, максимум спектра ускорения может не совпадать с максимумом спектра скорости или смещения, что существенно ограничивает использование полученных зависимостей на практике. Кроме того, в этих работах недостаточно детально исследовались зависимости спектров от расстояния.

Ю.В.Ризниченко, С.С.Сейдузова [167, 169] описывали спектр в виде полинома второй или четвертой степени. На ограниченном статистическом материале получены эмпирические зависимости спектральных кривых от магнитуды и удаленности землетрясения для расстояний, больших размеров очага землетрясения.

Наиболее плодотворный, на наш взгляд, подход разработали К.К.Запольский и др. [73], В.И.Халтурин и др. [209], рас-

смаатривая зависимости спектра от магнитуды землетрясения раздельно для разных частот. Они показали, что скорость изменения уровня спектра с магнитудой землетрясения ($\beta_M = \Delta \lg |S| / \Delta M$) увеличивается с уменьшением частоты и сделали количественные оценки $\beta_M(f)$ для дальней зоны коровых и подкоровых землетрясений Средней Азии. Основное ограничение разработанной методики — неучет трансформации спектра с расстоянием, особенно вблизи очага землетрясения. Т.Г. Раутиан [156] использует данный метод при оценке спектров очага по записям в хвостовой части сейсмограммы или коды, не зависящей от расстояния до источника.

Зависимости спектра на отдельных частотах от магнитуды землетрясения, расстояния (включая ближнюю зону) и местных грунтовых условий наиболее полно исследовал Trifunac [372, 375]. Используя тот же подход, что и для пиковых характеристик ускорений, скоростей и смещений (см. выше), он пришел к выводу, что затухание спектра в дальней зоне можно принять одинаковым для всех частот, уровень спектра при увеличении M возрастает быстрее на низких частотах, чем на высоких, и в дальней зоне, чем в ближней, где разница в уровне спектра на всех частотах постепенно исчезает по мере роста M и уменьшения R . Усиливающее влияние грунта прежде всего сказывается на низких частотах; на высоких уровни спектра на скальных грунтах выше, чем на рыхлых. В целом, как уже отмечалось выше, ряд выводов Trifunac по поводу пиковых характеристик колебаний грунта в свете новых экспериментальных данных нуждается в уточнении. Исследования спектров реакции, выполненные в СССР [240-242] и за рубежом [304, 311, 328, 356], показали, что общий уровень и ширина спектра повышаются при увеличении магнитуды землетрясения и расстояния ($R > 5-10$ км). В ближней зоне ($R < 5-10$ км) эти характеристики от расстояния не зависят. Максимум спектра в дальней зоне перемещается в низкочастотную область.

Выявление связей между физическими параметрами движений грунта и макросейсмической интенсивностью землетрясений долгое время сводилось к проведению корреляций между максимальным ускорением грунта и балльностью сотрясения. Подробный обзор таких работ в историческом аспекте дает Ейбу [288], Ф.

Ф.Аптикаев [263]. Общий вывод сводится к тому, что по мере поступления новых экспериментальных данных из разных районов мира и для разных диапазонов интенсивности сотрясений наблюдаются увеличение разброса величин a_{max} и, как следствие, существенные расхождения в оценках осредняющих зависимостей. Разброс отдельных значений a_{max} достигает двух и более порядков при данном \mathcal{J} , средние различаются в 5-10 раз. По разным оценкам при изменении балла на единицу происходит изменение a_{max} в 1,2-7,0 раз. В связи с тем, что при помощи a_{max} не удавалось достаточно точно оценить макросейсмические интенсивности, стали рассматриваться пиковые характеристики скоростей, а затем и смещений v_{max} и d_{max} [122, 125, 141, 228, 263, 306, 329, 335, 369]. Получены разные формы зависимостей: линейные и нелинейные. Пиковые скорости при изменении балльности на единицу по разным оценкам изменяются в 1,5-3,5 раза, пиковые смещения - в 2-5 раз. Так же, как и a_{max} , величины v_{max} и d_{max} имеют большой разброс, уменьшение которого достигается учетом таких факторов, как грунтовые условия, расстояния и др. Такой подход, однако, вызывает сомнение, так как делает выборки с точки зрения корреляции с балльностью как таковой менее представительными.

Несколько лучше балльность коррелирует с комбинациями динамических параметров (амплитуд, периодов, длительностей). Однако до последнего времени рассматривались в основном параметры ускорений [263]. Комбинации параметров скоростей и смещений исследованы на ограниченном материале [65, 141].

На большой вклад длительности колебаний в формировании макросейсмического эффекта указывают Ф.Ф.Аптикаев [20, 24, 263], Trifunac, Brady [368], Westermo [382], Н.В. Шебалин [228]. В последнем проекте макросейсмической шкалы [26] принято, что при одинаковых амплитудах ускорений изменение длительности в 10 раз изменяет балльность на единицу. Кроме описанных выше наиболее часто встречающихся корреляций, есть отдельные работы, в которых балльность сопоставляется с энергией [122, 332], мощностью [134], поглощенной сооружением энергией [189], остаточными смещениями [26], спектральными параметрами. Связь уровня спектра на отдельных частотах

тах с балльностью рассмотрел Trifunac [375]. Он определил, что скорость возрастания логарифма спектра с балльностью (примерно 0,3) и стандартное отклонение примерно одинаковы в диапазоне 0,2–10 Гц. Результаты сопоставления с \mathcal{J} величин a_{max} , V_{max} и δ_{max} , как и выше упомянутые, получены автором по региональной выборке и должны трактоваться как частный случай. В целом же исследований, в которых достаточно аргументированно обосновывалось бы преимущество каких-либо динамических или кинематических характеристик движений грунта перед другими при определении балльности, по мнению Ф.Ф.Аптикаева [263], Н.В. Шебадина [26], в настоящее время нет.

Подавляющее большинство упомянутых выше и других экспериментальных исследований параметров сильных движений грунта в зависимости от магнитуды, расстояния, грунтовых условий, макросейсмической интенсивности и других факторов выполнено в детерминированной форме, т.е. определенному сочетанию указанных факторов (M , R , \mathcal{J} и др.) ставится в соответствие конкретное значение параметра сильного движения. В то же время, как это следует из общетеоретических представлений, а также из самих экспериментальных данных, в настоящее время объективно невозможно точно определить, каково именно значение примет тот или иной параметр колебания грунта во время будущего землетрясения даже при известных его основных характеристиках. Всегда существует возможность, что реальное движение грунта будет отличаться от предсказанного. Количественной мерой этой возможности является вероятность. Поэтому вероятностную форму описания, когда определенному сочетанию факторов (M , R , \mathcal{J} и др.) ставится в соответствие определенная функция распределения, следует считать более правильной. Такие работы со временем, возможно, составят новое поколение исследований, где будут рассматриваться зависимости не самих параметров движений грунта, а параметров их функций распределения. Первые шаги в этом направлении уже сделаны. Главным образом это относится к зависимостям от балльности сотрясений [24, 26, 263, 321, 369, 375].

А.В.Сувилова, В.В.Афанасьева, И.С.Ярцева [198], Trifunac [371, 372], В.В.Штейнберг [240, 242], Ф.Ф.Аптикаев [188, 263] определяли функции распределения величин a_{max}

V_{max} , a_{max} , а также уровней спектра на разных частотах при землетрясениях разных магнитуд, расстояний и в разных грунтовых условиях. В большей части работ функции распределения даны не в аналитическом виде. Кроме этого, вследствие больших расхождений между данными отдельных авторов ряд полученных среднемировых оценок нуждается в уточнении или переопределении; вопрос о возможности их использования в различных регионах и, в частности, в Узбекистане остается открытым.

Эмпирические данные о параметрах сильных движений используются для построения искусственных акселерограмм (велосиграмм, сейсмограмм), по возможности приближенных к реальности. Различные аспекты данного направления рассмотрены А.В. Сувиловой [197], Т.Г. Раутиан [153, 154], Ю.Ф. Копничевым, Г.А. Шпилькером [101], А.А. Гусевым [61, 62], Jennings, Housner, Tsai [303], Я.М. Айзенбергом [8, 9], Wong, Trifunac [385], М.П. Салгаником [182].

1.2. Количественное описание сейсмической опасности

Оценками колебаний при макросейсмической балльности сотрясений грунта при условии возникновения потенциально опасного землетрясения задача прогноза возможных сейсмических воздействий не исчерпывается. Следует также количественно учесть возможность самого возникновения этого землетрясения, а в общем случае — всех потенциально опасных для данного места землетрясений. Такое прогнозирование сейсмических воздействий (без указания, когда именно эти землетрясения произойдут) и составляет основную цель и содержание оценок "сейсмической опасности" в узком смысле этого понятия. Предсказание во времени отдельных землетрясений (что также можно включить в расширенное толкование сейсмической опасности) здесь не рассматривается. Количественное описание или количественные оценки при этом означают, что сейсмическая опасность характеризуется величинами, имеющими численное выражение. Можно выделить две группы таких характеристик. С одной стороны, это характеристики самого движения грунта — амплитуды, длительности, спектры и т.д., а

при известных оговорках и макросейсмические интенсивности сотрясений [224], которые С.В.Медведев [122] объединил под общим названием "сейсмические воздействия". С другой стороны — это количественное выражение возможности этих воздействий, т.е. вероятность. Таким образом, сейсмическая опасность в полном количественном выражении так же, как и рассмотренные в разделе I.I характеристики сильных движений, имеет два измерения — уровень воздействия и уровень вероятности [162, 164], хотя физический смысл этой вероятности, как видно из изложенного, отличается от рассмотренной в предыдущем параграфе.

За рубежом часто используется термин сейсмический риск, которым обозначают как вероятность превышения (или превышения) данного уровня сейсмического воздействия в данный промежуток времени (сейсмическая опасность в изложенном выше смысле), так и вероятность социально-экономических и других потерь, связанных с этими воздействиями. В СССР и ряде других стран под сейсмическим риском понимаются именно оценки экономического характера и задача оценки сейсмической опасности — их составная часть [88, 96, 121]. Поэтому во избежание путаницы Генеральной ассамблеей Международной ассоциации физики недр Земли в Мельбурне (1979 г.) принято решение разграничить эти понятия и считать сейсмической опасностью то, что связано непосредственно с землетрясениями, а сейсмическим риском то, что связано с экономическими и другими последствиями землетрясений.

Первоначально сейсмическая опасность территорий в СССР и других странах оценивалась в "максимальных" макросейсмических интенсивностях сотрясений (баллах). Мы не будем подробно останавливаться на этом этапе, так как о нем можно составить подробное представление по обзорам Е.Ф. Саваренского и Д.П. Кирноса [177], С.В.Медведева [122], Ч.Рихтера [171]. Подчеркнем лишь, что такие оценки нельзя считать в полном смысле количественными прежде всего потому, что в них отсутствуют оценки "второго измерения" сейсмической опасности — вероятности этих "максимальных" сотрясений.

Пионерами в формировании нового вероятностного подхода к оценке сейсмической опасности, соответствующего современно-

му ее пониманию, были советские ученые В.И.Кейлис-Борок, И. Л.Нерсесов, А.М.Яглом [96], Ю.В.Ризвиченко [170], С.В.Медведев [121].

В работах [96, 121] описана методика расчетов среднегодового числа (\mathcal{L}_c) с-балльных сотрясений в данной точке поверхности земли. Предложенные формулы ориентированы на имеющиеся в то время сейсмические данные о максимально возможных в определенном месте сотрясениях (карта сейсмического районирования), повторяемости землетрясений с заданной интенсивностью в эпицентре и площадях изосейст разных баллов при заданной интенсивности в эпицентре. Рассчитанные средние значения \mathcal{L}_c использованы для дальнейших оценок экономической эффективности антисейсмического строительства. В работе [96] определялась также и функция распределения вероятностей величины \mathcal{L}_c в предположении, что среднегодовое число землетрясений с заданной интенсивностью сотрясений в эпицентре подчинено закону Пуассона, а сама величина \mathcal{L}_c распределена по закону Гаусса.

Дальнейшее развитие и обобщение идей, изложенных в работах [96, 121], осуществлено Л.В.Кантаровичем, Г.М.Молчаном, В.И.Кейлис-Бороком, Е.В.Вильковичем [86-88]. Вопросы построения вычислительных алгоритмов, а также их практического применения рассмотрены в работах [90, 97, 126]. Так, в [86, 87] показано, что распределение вероятностей величины \mathcal{L}_c подчинено закону Пуассона, в [88] - что величина \mathcal{L}_c не может быть использована для оценки сотрясений неточечных, т.е. распределенных (линейных и площадных) объектов, вследствие чего предлагается новая оценка сейсмической опасности - функция распределения вероятностей сотрясений (сотрясения могут выражаться как в терминах макросейсмических баллов, так и в терминах физических характеристик движений грунта), которая строится на основе следующих основных положений. Возникновение в данном объеме пространства (в земной коре, верхней мантии) и в данный промежуток времени землетрясения данной величины (магнитуды) - случайное событие. Вероятность такого события рассчитывается из предположения, что число таких землетрясений распределено по закону Пуассона. Каждое возникающее

землетрясение вызывает в расчетной точке сотрясение, интенсивность которого также случайная величина. Последнее положение весьма важно, так как здесь сделана, возможно, первая попытка учесть в расчетах сейсмической опасности второй (кроме неопределенности, связанной с сейсмичностью) источник неопределенности, связанный с вероятностной природой сильных движений грунта (см. раздел I.I). Эта вероятность учитывается путем расчета случайной величины - площади, сотрясений данной интенсивности. Такое представление основывалось на данных, которыми располагали авторы [90]. Однако, как видно из раздела I.I, на основе современных данных о колебаниях грунта при землетрясениях разных магнитуд и удаленностей неопределенности, связанные с сильными движениями, удобнее оценивать непосредственно через функции распределения вероятностей данной величины сотрясения в точке, что, возможно, явилось одной из причин, затрудняющих применение разработанных алгоритмов на практике, хотя их математический уровень весьма высок. Другое препятствие для широкого практического применения разработанных методов - их относительная сложность и нацеленность на решение специфических задач сейсмического риска. Кроме того, процедурами расчетов сейсмических воздействий не предусмотрен учет различий в глубинах очагов землетрясений, их геометрических размеров и ориентации в пространстве. Учет влияния локальных грунтовых условий осуществляется в детерминированной форме, что может (см. раздел I.I) существенно снижать точность итоговых оценок сейсмической опасности. Поэтому некоторые элементы описанных выше расчетных схем в настоящее время нуждаются в определенной модернизации. Однако следует подчеркнуть, что в результате описанного цикла исследований были выработаны основные принципы построения расчетных схем для вероятностного описания сейсмической опасности и сейсмического риска, которые могут быть положены в основу усовершенствованных расчетных схем, учитывающих новые, более точные и полные сейсмологические данные, а также особенности вновь возникающих практических задач.

Широко распространены в СССР вероятностные оценки, построенные на основе теории сотрясаемости, основоположником

которой был Ю.В.Ризниченко [170, 186]. Сейсмическая сотрясаемость ($B_y = B(\mathcal{I})$) характеризует среднее число сотрясений интенсивностью \mathcal{I} в единицу времени в данной точке земной поверхности. Средний период сотрясений или период сотрясаемости ($T_y = 1/B_y$) - величина обратная сотрясаемости. Интенсивность сотрясений \mathcal{I} может выражаться как в баллах макросейсмической шкалы, так и в количественных, физических характеристиках движений грунта. B_y и T_y и по смыслу и по способу вычисления (см. далее) - не случайные величины. Они характеризуют долговременные квазистационарные, "климатические", по выражению Ю.В.Ризниченко, сейсмические условия. По существу величина B_y близка к математическому ожиданию числа сотрясений интенсивностью \mathcal{I} в данном месте в заданный промежуток времени, если считать это число случайной величиной.

Разрабатывая теорию сотрясаемости, авторы подчеркивали, что B_y - присущая данному месту природная величина, и видели свою основную задачу в развитии геофизической сейсмологической основы расчета сотрясаемости, уделяя меньшее внимание вычислительной стороне дела и совершенствованию самих расчетных схем.

Сейсмическая сотрясаемость является следствием долговременной средней очаговой деятельности в окружающем расчетную точку пространстве (земной коре, верхней мантии). Она определяется прежде всего через параметры, характеризующие эту деятельность: соотношение между количествами землетрясений разных магнитуд или энергетических классов (γ), средние числа землетрясений некоторой выбранной величины (магнитуды, энергетического класса) в единичной пространственно-временной области (сейсмические активности A) и величину максимально возможного в данном месте землетрясения (M_{max} или K_{max}). Большое внимание уделено совершенствованию методов определения этих трех главных показателей долговременной очаговой сейсмичности [39, 49, 99, 170, 186, 187, 201].

Наиболее часто употребляемое выражение для расчета сейсмической сотрясаемости (без учета глубины очагов землетрясений), согласно [186], имеет вид

$$B_y = \frac{1}{10^{0.5\gamma} - 10^{-0.5\gamma}} \iint_S A \left[10^{-\gamma(K_y - K_0)} - 10^{-\gamma(K_{max} - K_0)} \right] dS, \quad (I.2)$$

где A - сейсмическая активность; γ - наклон графика повторяемости; K_0 - фиксированный энергетический класс землетрясений, по которому сделаны оценки A (обычно $K_0 = 10$ или 15); K_y - энергетический класс землетрясений, которые, возникнув в пределах элементарной площадки dS , вызовут в расчетной точке сотрясения интенсивностью не меньше \mathcal{I} ; K_{max} - максимальная величина землетрясения с эпицентром на элементарной площадке dS .

В выражении (2.1) K_y - не случайная величина и вычисляется по эмпирическим зависимостям $\mathcal{I}(K, R)$, где \mathcal{I} при заданных величине и удаленности землетрясения детерминирована. Следовательно, неопределенности, которые, согласно материалам раздела I.1, имеют место при оценках характеристик колебаний или макросейсмической интенсивности сотрясений грунта при отдельных землетрясениях, данной постановкой задачи не учитываются. Таким образом, величина B_y может характеризовать лишь неопределенности, связанные с возникновением самих очагов землетрясений. Но и эти неопределенности учитываются в неявной форме, т.е. не принимается во внимание непосредственно распределение числа очагов землетрясений с заданными M или K в единичном объеме пространство-время (расчет ведется по средним значениям), а оцениваются уже на конечном этапе путем предположения, что величина B_y есть параметр распределения Пуассона, которому подчиняется случайная величина - число сотрясений данной силы в расчетной точке. В этом состоит еще одно ограничение данной методики. Действительно, вероятностные оценки при помощи параметра B_y могут быть сделаны только в предположении, что число сотрясений (случайная величина) распределено по закону Пуассона, так как в этом случае он определяет оба параметра функции распределения - и математическое ожидание и дисперсию. Для других же видов функций распределения одной величины B_y недостаточно.

Следует отметить, что достаточно важный методический вопрос о выборе размеров элементарных участков поверхности (dS), для которых проводятся расчеты и от которых существенно зависят результирующие оценки B_y и T_y , специально не обсуждался. В последующих разделах будет показано, что увеличение площади элементарных участков с 25 до 1000 км² может привести к увеличению $1/T_y$ в 2-3 раза.

Предположение о постоянстве γ во всех расчетных точках, принятое в выражении (2.1), оправдано, по-видимому, лишь при условии однозначной связи Λ с K_{max} на всех пространственно-масштабных уровнях. Но такой факт пока не установлен. Более того, независимые сейсмогеологические данные о зонах потенциально опасных очагов крупных землетрясений часто не обнаруживают тесной связи с Λ (см., например, данные [80, II2, 200, 202, 244, 323]). В этих условиях в зонах с разными возможными K_{max} или M_{max} могут наблюдаться одинаковые Λ или наоборот, что должно приводить к различиям в значениях γ . Таким образом, то, что с одной стороны является достоинством методов, основанных на теории сотрясаемости (наличие развитой до деталей и законченной системы тесно увязанных между собой параметров сейсмичности и интенсивности сотрясений), с другой — делает их менее гибкими и в определенной степени более консервативными, что затрудняет использование при оценках новых данных, не вполне укладывающихся в прежние рамки. Этим отчасти, вероятно, можно объяснить то, что основные расчетные алгоритмы сейсмической сотрясаемости за более чем двадцатилетний период их использования значительно не изменились. Можно лишь указать методические разработки С.С.Сейдузовой и Ю.В.Ризниченко [170, 186], в которых вместо макросейсмических баллов сейсмическая сотрясаемость описывается в спектральных терминах. Последователи Ю.В.Ризниченко провели огромную работу, охватив систематическими оценками сейсмической сотрясаемости различные территории СССР: Среднюю Азию — С.С.Сейдузова и др. [184]; Молдавию — А.В.Друмя, Н.Я.Степаненко [70]; Кавказ — Э.А.Джибладзе и др., [66]; Крым — А.Г.Каменобродский, И.И.Попов [85]; Закарпатье — Р.С.Пронишин [147]; Туркмению — М.К.Курбанов и др. [109]; Алтае-Саянскую область — Н.Д.Жалков-

ский, В.И. Мучная [72]; Прибайкалье - С.И. Голенецкий [53]; Сахалин - Л.С. Овкорбин [138]; Курилы - Р.З. Тараканов и др. [199]; Камчатку - Л.С. Шумилина и др. [243]; Магаданскую область - Т.А. Андреев [15]; Чукотку - Т.А. Андреев, А.П. Лазарева [16].

Полученные данные впоследствии были учтены в действующей карте сейсмического районирования территории СССР [188]. Одновременно выявился и ряд ограничений в применении этих методов, в частности, при крупномасштабном сейсмическом районировании (например, [200]); имеются и отдельные примеры успешного решения такого рода задач [10, 99, 160]. Сопоставление расчетных значений B_y с натурными данными (см., например, [186]) показали тенденцию к занижению расчетных оценок B_y . Этот эффект можно объяснить неучетом неопределенностей в оценке сейсмических воздействий при отдельных землетрясениях. Так, интенсивные воздействия могут быть сгенерированы не только крупными, но и относительно небольшими землетрясениями. Вероятность таких воздействий при единичном землетрясении мала, но при их многократном повторении возрастает, в результате чего общая сейсмическая опасность повышается, чего не могут отразить оценки по средним значениям.

В.М. Лятхер, Н.И. Фролова [113, 114, 321] разработали методику вероятностной оценки параметров колебаний грунта при возможных землетрясениях на основе данных о сейсмической сотрясаемости, выраженной в баллах макросейсмической шкалы. Для этого предложено выражение

$$\ln[1/P(\xi, T)] = \sum_{\mathcal{J}=7,8,9} (T/T_{\mathcal{J}}) [1 - F_{\mathcal{J}}(\xi)], \quad (1.3)$$

где $P[\xi, T]$ - вероятность того, что за промежуток времени T при 7, 8, 9-балльных землетрясениях значение параметра колебаний грунта Z не превысит ξ ; $T_{\mathcal{J}}$ - период повторяемости сотрясений интенсивностью \mathcal{J} баллов; $F(\xi)$ - функция распределения вероятностей параметра колебаний грунта Z при заданной балльности сотрясения \mathcal{J} . Данная методика применена для оценки возможных пиковых ускорений в районах городов Нурека,

Ленинабада, Фрунзе, Алма-Аты. Разработаны модификации этой методики для многопараметрического описания параметров колебаний грунта [115].

За рубежом одними из первых вероятностные аспекты сейсмической опасности стали рассматривать Lomnitz [322-324], Epstein и др. [289]. Они определяли вероятность появления в данном месте "критического" землетрясения в течение некоторого заданного промежутка времени. Под "критическими" землетрясениями понимались те, при которых превышался некоторый заданный уровень сейсмических воздействий (например, уровень пиковых ускорений $a_{max} = 0,1g$). Расчеты вероятностей осуществлялись на основе имеющихся записей прошлых землетрясений с использованием статистики экстремальных значений С.Гумбеля [63]. Таким способом была получена одна из первых карт сейсмического риска Калифорнии [323]. Однако, как отмечали Anderson и Trifunac [261], полный набор записей редко удается получить непосредственно в расчетной точке, и это ограничивает практическое применение метода экстремальных значений в таком виде. Модернизируя этот метод, Miln, Davenport [336] предложили способ расчетов для случая, когда достаточное количество записей землетрясений непосредственно в расчетной точке отсутствует, используя для этого записи в других местах и стандартные кривые затухания с расстоянием. Усовершенствованные методы экстремальных значений достаточно широко используются за рубежом, а также в некоторых отечественных разработках [25, 41, 120, 279, 312, 336, 344, 380].

Одно из главных преимуществ метода экстремальных значений — это то, что в расчет принимаются только редкие крупные землетрясения и поэтому здесь не существует проблемы представительного описания слабой сейсмичности. В то же время Knoroff, Kagan [317], Weichert [380] показали, что вычисления, основанные только на оценках экстремальных значений, во многих случаях дают неприемлемо большие вероятности ошибок в определении параметров сейсмичности. Кроме того, как отмечал Ю.В.Ризниченко [170], в данном методе используется предположение о возможности неограниченно больших магнитуд землетрясений (и соответственно интенсивности движений грунта), что противоречит физическому смыслу задачи.

Существенное значение для развития вероятностных подходов к оценке сейсмической опасности за рубежом имеет работа Cornell [279], в которой решается задача оценки уровней возможных сейсмических воздействий (характеристик движений грунта или макросейсмической интенсивности сотрясений) с указанием среднего периода их повторения в расчетной точке. Общий подход подобен описанному выше: делается предположение, что возникновение потенциально опасных очагов землетрясений во времени — пуассоновский процесс, а передача сейсмических воздействий из очага в расчетную точку может быть описана зависимостями $\tilde{F}(M, R)$, сходными с теми, что показаны на рис. I.2 и I.3. Неопределенность в оценке уровня сейсмического воздействия при отдельном землетрясении с заданными M и R не учитывается.

Основное достоинство данной работы — это детальное исследование и учет влияния геометрической формы зон, в которых расположены потенциально опасные для данной точки (участка) очаги землетрясений. Это дает возможность повысить точность расчетов и применить данный метод не только для оценок, осредненных по большим площадям, но и для оценок на отдельных площадках строительства. Рассмотрены точечные зоны — когда возможные очаги землетрясений концентрируются в небольшой (по сравнению с расстоянием до расчетной точки) области; зоны в виде отрезков прямых — когда очаги землетрясений приурочены к прямолинейным разломам, а разницей в глубинах этих очагов можно пренебречь; зоны в виде плоских площадок (круговой или более сложной формы) горизонтальных — когда глубины очагов не учитываются и наклонных — когда учитывается распределение очагов по глубине. Расчетная точка может находиться как в стороне от зоны очагов, так и внутри ее. Однако влияние геометрических размеров и ориентации по отношению к расчетной точке каждого отдельного очага не принимаются во внимание. Расчеты проводятся в предположении, что вероятность возникновения очагов землетрясений в любой точке зоны одинакова. Это также достаточно сильное упрощение, так как пространственные вариации сейсмической активности даже в пределах одной и той же сейсмо-тектонической зоны — достаточно часто наблюдаемое явление (см. например, [40]). Правда, для таких случаев предусмотрена воз-

возможность разбиения единой зоны на более мелкие, относительно однородные участки с последующим суммированием их воздействия. Но тогда все может быть сведено к суперпозиции воздействий от отдельных "точечных" источников и главный выигрыш от данной методики - возможность расчетов от "линейного" и "площадного" источников - в значительной степени утрачивается. Расчетными схемами не предусмотрен также учет локальных грунтовых условий.

Используя описанную методику, Neghabat, Liu [342] осуществили районирование сейсмической опасности территории Ирана. Оценка дана в баллах макросейсмической шкалы. Расчет функций распределения сейсмических воздействий велся в соответствии с выражением $F_y = \prod_{j=1}^n F_j$, где F_j - функция распределения воздействий от каждого из 35 точечных источников, на которые разбивались площадные зоны, объединяющие потенциально опасные очаги землетрясений. Вероятность возникновения очагов землетрясений с разными магнитудами определялась с использованием статистики Гумбеля. Сходными способами составлены карты возможных ускорений и макросейсмической интенсивности сотрясений грунта с учетом различных периодов их повторения для территорий Турции [41], Ирака [256], Филиппинских островов [251], района Гималаев [307].

Wong и др. [384] применили такой подход к оценке ежегодной вероятности превышения максимальными ускорениями некоторых заданных уровней для территории на востоке США. Основные посылки следующие: рассматриваемый участок находится внутри площадного источника (круг радиусом ≈ 160 км), по площади которого очаги распределены равномерно; число землетрясений с $M \geq m$ подчинено закону Пуассона на каждом элементе площадного источника и на всем источнике; соотношение между логарифмами количеств землетрясений с разными магнитудами ($M=2-6,3$) линейно с коэффициентом пропорциональности $\approx 0,65$; затухание амплитуд с расстоянием детерминировано и происходит в соответствии с выражениями Донован [284] (см. рис. 1.2). Размеры и ориентация отдельных очагов землетрясений не учитываются. В результате показано, что амплитуды ускорений превышают 228 см/с² в течение 50 лет в среднем 1 раз из 10 случаев, 205 см/с² - в течение 100 лет 1 раз из 5 случаев. Со ссылкой на резуль-

таты работ [36I, 367] указывается, что введение вероятностного затухания увеличивает расчетные оценки сейсмической опасности. Другой вывод - на оценки сейсмической опасности сильно сказываются принимаемые в расчетах зависимости характеристик колебаний от магнитуды, расстояния и грунтовых условий и меньше - характеристики сейсмичности района.

Вероятностные карты возможных максимальных амплитуд ускорений, скоростей и смещений для территории Португалии построены Oliveira [343] и Duarte [285]. Оценки сделаны для 1000-летнего периода повторения. На основе геологических и сейсмотектонических данных выделены II площадных зон возможных очагов землетрясений в океане и на суше. Внутри каждой зоны принято пуассоновское распределение землетрясений со своими графиками повторяемости землетрясений разных M , заданными в виде парабол. Затухание амплитуд с расстоянием детерминировано. Показано, что в Португалии наибольшая сейсмическая опасность отмечается в районе Лиссабона и на крайнем юге территории. Основной вклад при этом вносят землетрясения средней величины ($M \approx 6$), более крупные ($M = 7-9$) с очагами в океане опасны своими длиннопериодными колебаниями с большой длительностью.

Обобщение метода С.А.Корнелла для случая возможных сейсмических воздействий в спектральном виде, а также для более широкого набора геометрических форм, которые могут иметь зоны потенциально опасных очагов землетрясений, сделано Anderson, Trifunac при построении "функционала постоянного риска" [26I]. В качестве типичных форм зоны возможных очагов, кроме точечной, линейной и площадной (исследованных С.А.Корнеллом), авторы рассмотрели зону в форме погружающейся поверхности и объемный источник. Другая важная особенность работы - та, что характеристики движений грунта при отдельных землетрясениях описываются не в детерминированной, а в вероятностной форме - используются вероятностные функции затухания. Авторы изучили возможность применения нескольких вариантов таких функций затухания с использованием различных характеристик расстояний - эпицентральных, гипоцентральных и до ближайшей точки разрыва. Показано, что в случае крупных землетрясений, когда размеры очагов становятся большими по сравнению с расстояниями, лучше

использовать расстояние до разрыва. Неучет влияния размеров очага землетрясения может привести к погрешностям в оценках сейсмической опасности, достигающим 50-100%. Однако сами авторы в расчетах приняли упрощенный вариант с использованием калифорнийских зависимостей характеристик движений грунта от эпицентрального расстояния ([370, 371, 372], а также рис. I.2) и конкретных рекомендаций для учета размеров и ориентации отдельных очагов землетрясений не приводят. Показано, что ожидаемый "интегральный" спектр колебаний грунта в расчетной точке, соответствующий "функционалу постоянного риска", существенно отличается по форме и уровню от спектра при наибольшем из потенциально опасных для данной точки землетрясений. Этот результат служит аргументом для критики методов оценки сейсмической опасности по уровню воздействий от максимально возможных в данном районе землетрясений. В данной работе получен еще один важный результат, свидетельствующий о том, что итоговые оценки сейсмической опасности весьма чувствительны к информации о сейсмичности района и что важную роль играет выбор адекватной модели сейсмичности, т.е. модели, описывающей последовательности возникновения очагов землетрясений во времени.

Как видно из приведенного выше обзора, для описания сейсмичности наиболее часто применяются вероятностные модели, предполагающие, что землетрясения происходят во времени в соответствии с пуассоновским процессом. Это объясняется удобством и простотой таких моделей в сочетании с удовлетворительной точностью получаемых решений, достаточной для многих практических задач. Однако у этих моделей имеются и недостатки. Прежде всего это то, что пуассоновский процесс - процесс "без памяти", т.е. обстоятельства, сопровождающие появление предыдущего события, не отражаются на появлении последующего. Поэтому информация о времени появления последнего крупного землетрясения в данном районе в рамках данной модели не может быть использована для предсказания будущего землетрясения. В то же время очевидно, что если, например, в сейсмоактивном районе долгое время не происходили крупные землетрясения, то вероятность их возникновения выше, чем если такие землетрясения недавно произошли [244, 255, 273, 323]. На практике это выражается в том, что в ограниченных пространственных объемах очаги землетрясений воз-

никают во времени не абсолютно случайно, а имеют тенденцию к периодичности и группированию [50, 60, 204, 244, 255, 314]. Для учета группирования землетрясений предложены модели триггерного типа, в которых процесс возникновения землетрясений представляет собой суперпозицию отдельных временных последовательностей землетрясений (групп), где начальные моменты являются событиями пуассоновского процесса. Распределение же моментов землетрясений внутри групп может быть различным - пуассоновским, степенным, экспоненциальным [360, 379]. Практическое использование моделей триггерного типа показало трудности идентификации и выделения отдельных групп землетрясений вследствие их перекрытия во времени. В целом модели данного типа ввиду ограниченности статистической информации эффективны лишь при описании последовательностей неглубоких землетрясений небольших магнитуд и для непродолжительных интервалов времени.

В таких условиях становится важным использование нестатистической информации - геологической, геофизической, общих представлений о физических процессах в очаговых зонах и т.д. Н. М. Ньюмарк, Э. Розенблюэт [137], Л. Эстева [244] разработали для этих целей методы описания сейсмичности с использованием статистики Байеса. Разработанные ими методы, в отличие от чисто статистических, предполагают построение на основе геолого-тектонических и других нестатистических данных ряда альтернативных предположений о возможном характере изучаемого явления, которым на основании предварительных соображений о физической природе процесса, степени доверия к источнику информации и т.д. приписывается некоторое априорное распределение вероятностей. Оценка же правдоподобия начальных предположений осуществляется путем сравнения их с имеющейся статистической информацией и анализа получающихся в результате апостериорных вероятностей этих предположений. Относительный вклад статистической и нестатистической информации в итоговую оценку определяется соотношением уровней доверия, приписываемых каждой из них. Там, где, например, имеется большой объем надежной сейсмостатистической информации, а геологическая обладает большой неопределенностью, апостериорные вероятности определяются главным образом сейсмостатистикой. И, наоборот, где данных

о сейсмостатистике недостаточно, решающую роль могут играть геологические данные. Байесовские методы применялись для определения графиков повторяемости землетрясений на локальных площадях, величины M_{max} , распределения землетрясений с разными M по глубине, изучения пространственной изменчивости сейсмической активности и др. [244].

ГЛАВА 2. ЗАКОНОМЕРНОСТИ КОЛЕБАНИЙ ГРУНТА ПРИ ОЩУТИМЫХ И СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ РАЗЛИЧНОЙ ВЕЛИЧИНЫ И УДАЛЕННОСТИ

2.1. Исходные материалы и методика их обработки

Использованы свыше 1600 записей смещений, 420 записей скоростей и 375 записей ускорений, а также 950 спектров колебаний грунта при ощутимых и сильных землетрясениях с магнитудами от 1,6 (энергетический класс ≈ 7) до 7,7, полученных в эпицентральных зонах землетрясений и в непосредственной близости от них в СССР, США, Италии, Югославии и некоторых других районах мира. Записи землетрясений небольших энергий ($M \leq 4-5$) получены в основном эпицентрными экспедициями Института физики Земли АН СССР и Института сейсмологии АН УзССР [6, 7, 64, 95, 174, 217, 231], более крупных землетрясений — главным образом за рубежом и заимствованы из специальных сборников [259, 275, 348, 363, 364].

Рассмотрены также свыше 1400 сейсмограмм слабых землетрясений Узбекистана, полученных удаленными (60–600 км) сейсмическими станциями региональной сети. Распределение использованных сейсмограмм, велосигграмм и акселерограмм по магнитудам и удаленностям землетрясений приведено на рис. 2.1.

Записи смещений (сейсмограммы). Основной объем записей (около 1300 сейсмограмм) землетрясений малых и средних энергий ($M = 1,6-5,0$), зарегистрированных на близких расстояниях ($R < 50$ км), составляют записи повторных толчков, происшедших в Узбекистане: Газлийских землетрясений — 8 апреля 1976 г. ($M_{LH} = 7,0$ и $H = 20$ км); 17 мая 1976 г. ($M_{LH} = 7,3$, $H = 2,5$ км); 19 марта 1984 г. ($M_{LH} = 7,2$, $H = 20$ км); Напского землетрясения 17 февраля 1984 г. ($M_{LH} = 5,6$, $H = 20$ км); Ташкентского землетрясения 26 апреля 1966 г. ($M_{LH} = 5,3$, $H = 8$ км);



Рис. 2.1. Распределение числа использованных записей землетрясений по магнитудам и удаленностям

Назарбекского землетрясения ($M_{LH} = 5,1$, $H = 15$ км) [6, 7, 95, 174, 217, 231].

Расположение эпицентров главных и наиболее крупных повторных толчков Газлийских и Чапского землетрясений, а также регистрирующих станций по данным [7, 231] показаны на рис. 2.2, а, б, в. Сейсмограммы здесь получены типовыми сейсмическими каналами, имеющими столбообразные частотные характеристики в диапазоне частот 0,3-20 Гц, обеспечивающими запись смещений грунта от нескольких микрон до 3-4 мм. В эпицентральных зонах Ташкентского и Назарбекского землетрясений запись смещений проводилась в ограниченном частотном (1,0-10 Гц) и динамическом (~ 30 дБ) диапазонах.

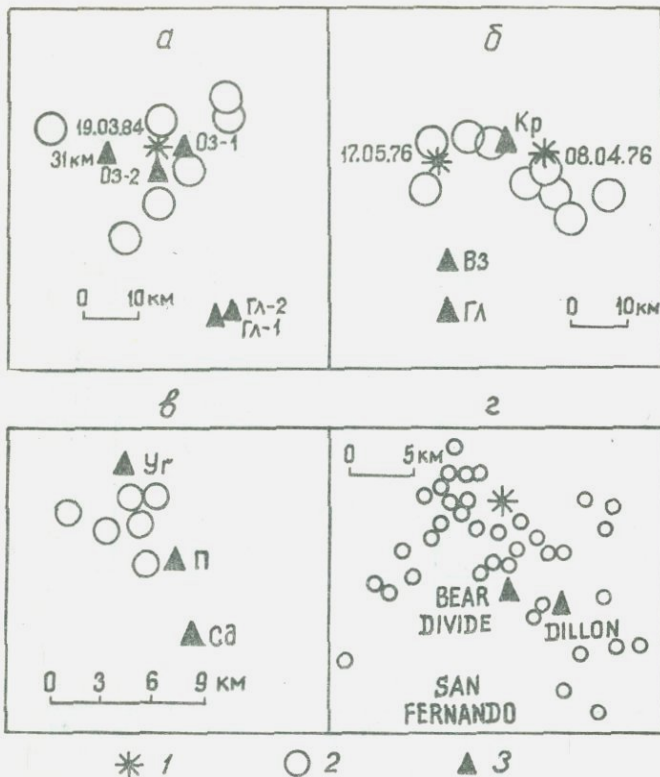


Рис.2.2. Схемы расположения эпицентров землетрясений и пунктов инструментальных наблюдений (по данным [7, 231, 376]): а - район Газлийского землетрясения 1984 г. (ГЛ-1 - с/с "Газли-1", ГЛ-2 - с/с "Газли-2", Оз-1 - с/с "Озеро-1", Оз-2 - с/с "Озеро-2", 31 км - с/с "31-й километр"); б - район Газлийских землетрясений 1976 г. (ГЛ - с/с "Газли", ВЗ - с/с "Водозабор", Кр - с/с "Каракыр"); в - район Папского землетрясения 1984 г. (Уг - с/с "Уйгурсай", П - с/с "Пап", СД - с/с "Сырдарья"); г - район землетрясения Сан-Фернандо 1971 г.; 1 - эпицентры главных толчков; 2 - эпицентры крупных афтершоков; 3 - пункты наблюдений

Во всех случаях приборы устанавливались на поверхности грунтов, относящихся к II категории СНиП [192]. Подробнее регистрирующая аппаратура, местные грунтовые условия, координаты и энергетические характеристики очагов землетрясений и другие данные описаны в [6, 7, 95, 174, 183, 217, 231].

Из [376] заимствовано свыше 220 сейсмограмм афтершоков землетрясения Сан-Фернандо 9 февраля 1971 г., имеющего по данным [282], $M_L = 6,4$; $H = 13$ км. Положение регистрирующих станций эпицентров главного толчка и крупных афтершоков в соответствии с [376] показано на рис. 2.2, г. Регистрировались смещения в широком динамическом диапазоне (90 дБ). Частотные характеристики сейсмических каналов при уменьшении периодов от 1,0 до 0,01 с плавно возрастали на 2 порядка. Магнитуды землетрясений варьировали от 1,6 до 4,5, гипоцентральные расстояния - от 3 до 20 км. Сейсмографы устанавливались на скальном грунте. Другие сведения об условиях регистрации и характеристиках полученных данных можно найти в [282, 376].

Параметры смещений грунтов при крупных землетрясениях изучались в основном по 150 сейсмограммам сильных землетрясений запада США и частично (~ 30 сейсмограмм) Югославии [259, 275, 348], полученным двукратным интегрированием записей ускорений, зарегистрированных акселерографами SMA-1, AR-240 и др. Диапазон магнитуд землетрясений - 5-7,7, диапазон расстояний - 4-200 км. Основная масса записей получена на рыхлых и обломочных грунтах - *alluvium*. Использованы также рассчитанные по эпицентральному акселерограммам [57] сейсмограммы Газлийского землетрясения 17 мая 1976 г., а также записи смещений Газлийских землетрясений 1976 г., полученные региональной сетью Узбекистана при помощи приборов с механической регистрацией - СМТР.

Записи скоростей (велосигramмы) землетрясений небольших энергий получены преимущественно при наблюдениях за афтершоками Папского и Газлийского землетрясений 1984 г., а также Дагестанского 1970 г. Регистрировались скорости от 0,5 до 10-15 см/с в частотном диапазоне 0,2-20 Гц. Условия регистрации такие же, как и при регистрации смещений. Подробнее эти данные описаны в [6, 7, 174, 231]. Проанализировано свыше 240 велосигramм землетрясений с $M = 2,5-5,0$ и гипоцентральными расстояниями 5-40 км.

Записи скоростей колебаний грунта при крупных землетрясениях заимствованы из сборников [259, 275]. Эти велосигramмы получены интегрированием акселерограмм. Всего рассмотрено свыше 180 велосигramм землетрясений (главным образом запада США) с $M = 4-7,7$ и расстояниями от 4 до 200 км. Другие характеристики этих материалов можно найти выше при описании сейсмограмм, а также в работах [56, 259, 275].

Ускорения грунта при землетрясениях средних энергий исследовались по акселерограммам повторных толчков Газлийских землетрясений 1976 и 1984 гг., Папского 1984 г., в Фриули 1976 г.

Акселерограммы афтершоков Газлийских землетрясений 1976 г. получены акселерографом, обеспечивающим регистрацию ускорений от 0,03 до $1-1,5 g$ в частотном диапазоне 0-15 Гц. Проанализировано 43 акселерограммы землетрясений с $M = 3-5$ и расстоянием 5-30 км.

Афтершоки Газлийского и Папского землетрясений 1984 г. регистрировались акселерографами, обеспечивающими запись ускорений от 0,005-0,01 до $1,5-2,0$ в частотном диапазоне 0-15 Гц. Использовано 55 акселерограмм Газлийских землетрясений с $M = 3-4,8$ и расстояниями 3-40 км и 39 акселерограмм Папских землетрясений с $M = 3,0-4,9$ и расстояниями 10-25 км.

Акселерограммы землетрясений в районе Фриули заимствованы из [364]. Проанализировано 48 записей землетрясений с $M = 3,3-6,2$ и расстояниями 7-140 км. Регистрирующие приборы везде устанавливались на грунт. Условия регистрации даны выше при описании записей скоростей и смещений, более подробные сведения можно найти в [6, 7, 142, 231, 259, 364].

Акселерограммы крупных землетрясений получены преимущественно на западе США и частично на юге Европы. Всего использовано около 180 акселерограмм с $M = 5,0-7,7$ и расстояниями 5-200 км. Другие сведения об этих материалах приведены выше, а также в работах [259, 275, 346, 348, 364]. Распределение использованных сейсмограмм, велосигramм и акселерограмм по магнитудам в разных районах дано в приложениях 2.1-2.4.

На записях измерялись максимальные амплитуды колебаний (смещений - d_{max} , скоростей - v_{max} , ускорений - a_{max}); периоды колебаний с максимальной амплитудой (T); относительная длительность или длительность участка записи с амплитудами,

превышающими $1/3$ от максимальной (t); время нарастания колебаний до максимума (t_r) (подробности см. в работах [214, 217, 220]).

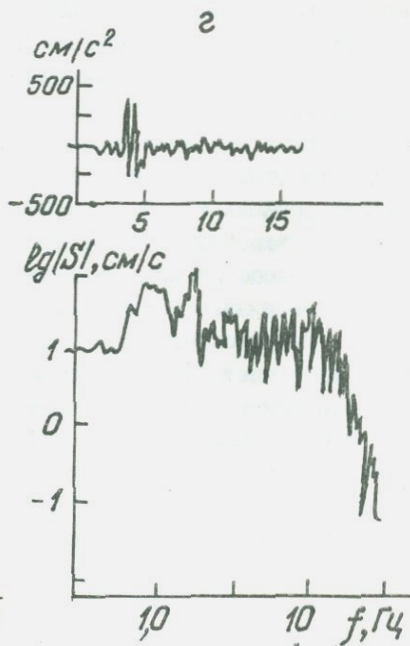
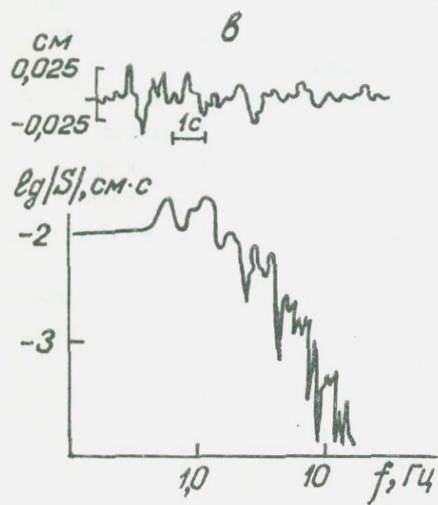
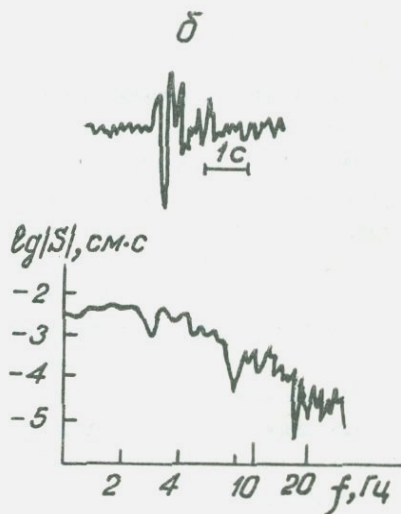
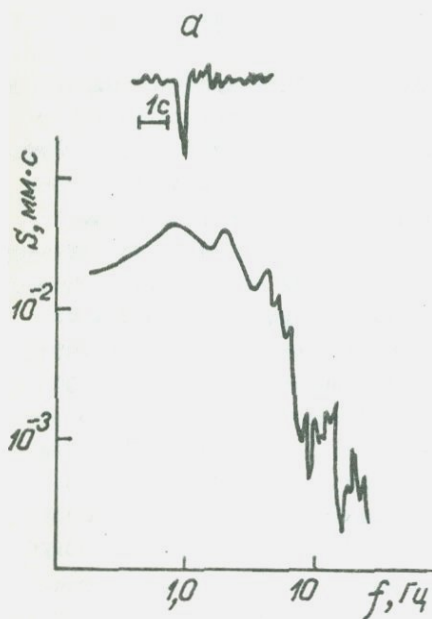
Для изучения частотного состава колебаний проведен спектральный анализ в общей сложности около 500 записей колебаний грунта при землетрясениях в Узбекистане, а также в районах Фриули и Империял Велли (см. выше). При этом использовались стандартные программы [146], дополненные выводом на графопостроитель. Спектры строились для наиболее интенсивных участков записей, длительность которых и шаг цифровки обеспечивали надежное построение спектра в диапазоне периодов 0,05-3 с и более [7, 218]. Из работы [13] заимствованы 67 спектров смещений афтершоков Дагестанского землетрясения 1970 г., построенных по аналогичной методике, из [376] - 220 спектров афтершоков землетрясения Сан-Фернандо 1971 г., рассчитанных для диапазона периодов 0,1-1,0 с, из [259] - 160 спектров сильных землетрясений запада США. Спектры Газлийского землетрясения 17 мая 1976 г. взяты из работы В.М.Грайзера [57]. Распределение спектров по магнитудам в разных районах приведено в приложении 2.5.

Спектры смещений и скоростей пересчитывались в спектры ускорений (или наоборот) путем умножения (деления) значения спектральной плотности ($|S|$) на коэффициенты $(2\pi f)^{-2}$ и $(2\pi f)^{-1}$ соответственно, где f - частота в герцах.

Для удобства проведения дальнейших операций спектры представлялись в виде набора значений $|S|$ на фиксированных частотах. Шаг дискретизации (0,11 лог.ед.) выбирался исходя из требований достаточной детальности описания спектральной кривой меньшим количеством точек.

Кроме описанных выше сейсмограммных материалов, использованы сведения об отдельных параметрах колебаний грунта при сильных землетрясениях в СССР, США, Японии, Южной Европе [174, 258, 300, 301, 339]. Примеры использованных записей колебаний грунта и соответствующих им спектров приведены на рис. 2.3.

Данные о координатах эпицентров, глубинах очагов, энергетических классах (магнитудах) землетрясений Газлийского района взяты из работы [176] и у В.К.Иодко и Н.В.Шебадина, Ташкент-



ской и Назарбекской очаговых зон - у Н.В.Уломовой и М.Ю.Соколова, Папских землетрясений - [247], Дагестанских - [13], в районе Фркули - [258, 274].

Для афтершоков землетрясения Сан-Фернандо данные о гипоцентральных расстояниях и $M_L \geq 2,5$ взяты из [331, 376]. Магнитуды $M_L < 2,5$ оценены нами (см. [213]) пересчетом значений сейсмических моментов, приведенных в [376], с использованием формулы, полученной для Калифорнии [323]. Классификация по магнитудам и расстояниям сильных землетрясений Запада США, Югославии приведена с использованием данных [259, 275, 348].

Для оценки амплитуд смещений грунта при землетрясении Сан-Фернандо 1971 г. по данным сейсмокопов использовались результаты McGill [338]. Для оценки амплитуд на больших периодах нами рассмотрена зависимость амплитуды смещения от периода для интегрированных сейсмограмм землетрясения Сан-Фернандо 1971 г. [214]. На рис. 2.4 огибающие массива точек показывают зависимости для различных диапазонов расстояний. В соответствии с этими результатами на расстояниях < 50 км оценивались амплитуды для периодов 5-6 с; для расстояний > 50 км - 6-7 с.

Большой объем однородного материала высокого качества позволил эффективно применить при его обработке статистические методы. Оценены виды и параметры распределений случайных величин u_{max} , v_{max} , a_{max} , T , t , t_1 и $|S|$ смещений, скоростей и ускорений при землетрясениях с различными

Рис. 2.3. Примеры использованных записей и соответствующих им спектров землетрясений:

- а - афтершок Газлийского землетрясения 8 апреля 1976 г.; $M = 3,8$, $z = 14,5$ км, ст. "Каракыр";
- б - афтершок землетрясения Сан-Фернандо 2 декабря 1971 г.; $M = 4,0$, $z = 13,8$ км, ст. Бар Дивайд [376];
- в - афтершок Дагестанского землетрясения 14 июня 1970 г.; $K = 12$, $z = 10$ км, ст. "Экибулак" [13]; г - Паркфиддское землетрясение 27 июня 1966 г.; $M = 5,6$, $z = 15$ км, ст. Холэм [259]

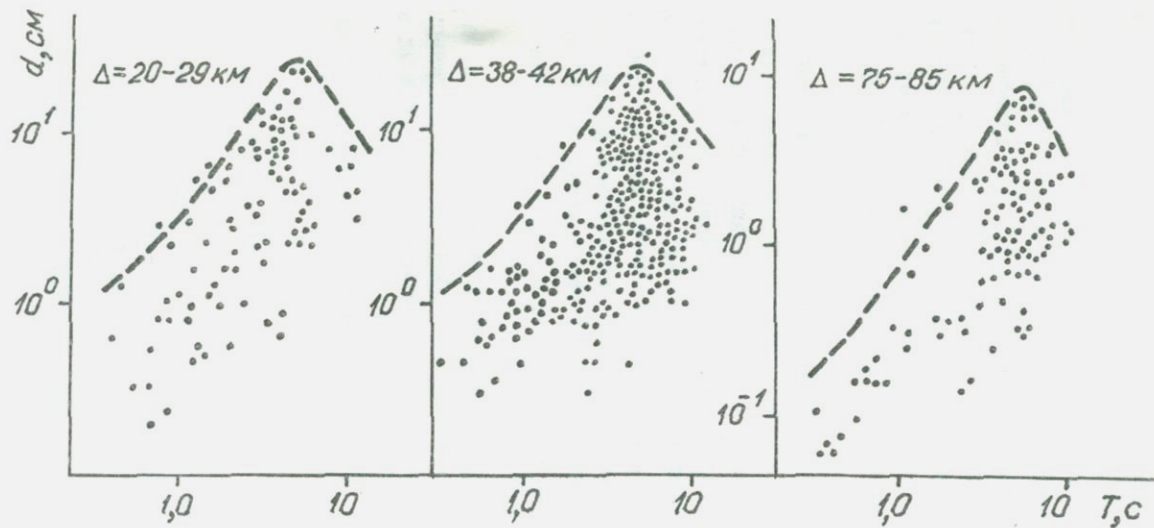


Рис. 2.4. Зависимости видимых амплитуд смещений (d_z) от соответствующих им периодов (T) (землетрясение Сан-Фернандо, 1971 г.)

сочетаниями M и R . При достаточном количестве данных (параметры смещений, спектры) оценки сделаны отдельно для разных районов (Газли, Пап, Ташкент-Назарбек, Сан-Фернандо и др.). В других случаях (параметры скоростей и ускорений) данные из разных районов объединялись в одну выборку. Выборки формировались для землетрясений с близкими (различающимися не более чем на единицу) магнитудами или энергетическими классами и близкими (различающимися не более чем на 0,11 лог.ед) расстояниями. Для проверки гипотез о нормальности распределений использовались критерии χ^2 -квадрат Пирсона и согласия Колмогорова [84].

Проведенные расчеты показали, что распределения рассматриваемых параметров смещений, скоростей и ускорений грунта при фиксированных магнитудах и расстояниях можно считать логарифмически нормальными во всех районах и во всем исследуемом диапазоне M и R .

Зависимости максимальных амплитуд, периодов, длительностей, времени нарастания, уровня спектральной плотности смещений, скоростей и ускорений грунта от расстояния и магнитуды или энергетического класса землетрясения рассчитывались в виде уравнений регрессий, в которых в качестве зависимых переменных рассматривались параметры функций распределения - математические ожидания или средние значения логарифмов исследуемых характеристик колебаний ($E_{g d_{max}}, E_{g v_{max}}, E_{g a_{max}}, E_{g T}, E_{g t}, E_{g t_1}, E_{g t S_1}$), а также их дисперсии или стандарты ($\sigma_{E_{g d_{max}}}, \sigma_{E_{g v_{max}}}, \sigma_{E_{g a_{max}}}, \sigma_{E_{g T}}, \sigma_{E_{g t}}, \sigma_{E_{g t_1}}, \sigma_{E_{g t S_1}}$). В качестве независимых переменных в целях линеаризации задачи рассматривались величины $E_{g z}$ и M или K .

Аппроксимирующие выражения рассчитывались в виде многочленов степени $n = 0-5$ методом наименьших квадратов при помощи ортогональных многочленов Чебышева [214, 220]. Выбор оптимальной степени многочлена осуществлялся по S_0 -сумме квадратов отклонений расчетных кривых от фактических данных [173].

Оценка доверительных интервалов величин и параметров уравнений регрессий, а также степени значимости различий между случайными величинами проводилась при помощи распределения Стьюдента. Уровень вероятности в большинстве случаев принимался равным 0,9. Для линейных регрессий оценивались коэффициенты корреляций [190].

Расчеты проведены с учетом погрешностей измерения не только зависимой, что является обычной процедурой, но и независимой переменной, что в сейсмологии обычно не практикуется. Особенно это важно при расчете зависимостей параметров колебаний грунта от расстояния вблизи очага землетрясения. Здесь ошибки определения расстояний становятся соизмеримыми с самими расстояниями и начинают вносить существенные искажения в наблюдаемые зависимости [220].

К.А.Браунли [37] предложил в случае линейной зависимости искажение (уменьшение) наблюдаемого коэффициента регрессии (K_H) по сравнению с истинным (K_H) учитывать при помощи выражения

$$K_H = K_H \cdot \frac{\sigma_x^2}{\sigma_x^2 + \delta_x^2}, \quad (2.1)$$

где σ_x - среднеквадратическое отклонение по независимой переменной x ; δ_x - ошибка определения x , которая распределена нормально и имеет постоянное среднее значение во всем диапазоне x . Влияние ошибки δ_x в этих условиях может быть учтено также с использованием ортогональных регрессий.

В наших опытах ошибка определения независимой переменной $x = \lg R$ вследствие логарифмического преобразования координат непостоянна и имеет распределение, отличное от нормального. Это делает точную оценку влияния ошибки определения расстояния на наблюдаемую кривую регрессии достаточно сложной [204]. Ниже приводим приближенные расчеты.

Предположим, что истинная линия регрессии - прямая (рис. 2.5,а). Наблюдения проводятся с некоторой ошибкой в определении независимой переменной. На рис. 2.5,а показана ошибка в определении $\lg z$, соответствующая типичной для практики ошибке $\delta z = \pm 5$ км [64, 176, 231]. Как видно, величина ошибки $\lg z$ меняется на разных расстояниях, т.е. в соответствии с выражением (2.1) K_H на разных участках кривой различен. Далее вследствие того что ошибка $\delta(\lg z)$ имеет асимметричное распределение, наблюдаемые области группирования в исходных выборках смещаются относительно истинной кривой.

Два этих фактора, действуя совместно, приводят к искривлению наблюдаемой кривой регрессии по сравнению с истинной. Этот эффект особенно заметен на небольших расстояниях, где относительные ошибки их определения велики.

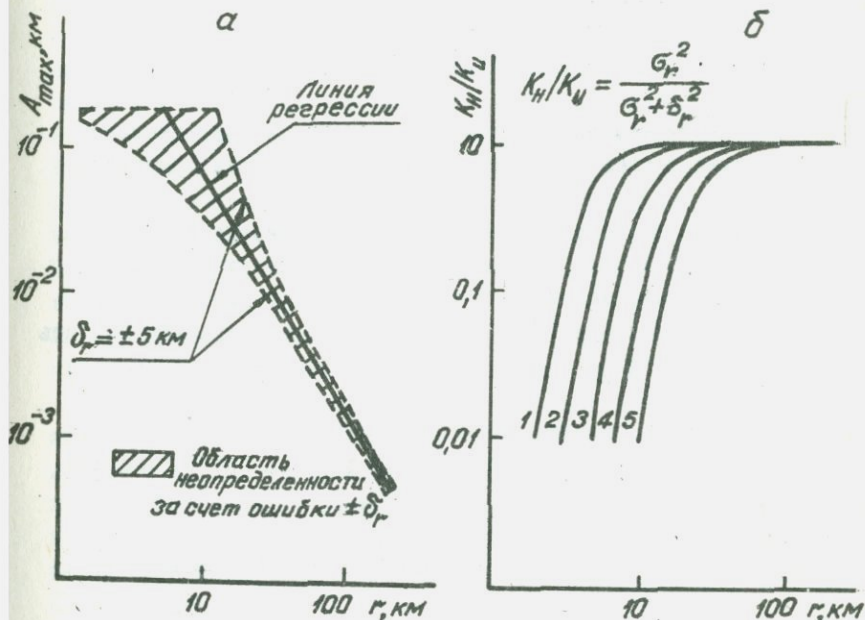


Рис. 2.5. Эффекты неучета ошибок определения расстояний при построении кривых регрессий:

а - изменение относительной ошибки определения с расстоянием; б - изменение наблюдаемого коэффициента регрессии с расстоянием; 1 - $\delta r = \pm 2 \text{ км}$; 2 - $\pm 3 \text{ км}$; 3 - $\pm 5 \text{ км}$; 4 - $\pm 7 \text{ км}$; 5 - $\pm 10 \text{ км}$

Для численной оценки искривления наблюдаемой линии регрессии по формуле (2.1) последовательно рассчитаны отношения K_n / K_u для различных диапазонов расстояний и соответствующих им ошибок $\lg \delta$: сначала для диапазона $\lg \delta = 0-2,0$; затем для $\lg \delta = 0-1,89$; для $\lg \delta = 0-1,78$ и т.д. Шаг уменьшения

диапазона $lg z$, равный 0,11 лог.ед., принят в соответствии с шагом группирования по расстояниям исходных данных (см. выше). При этом величина ошибки для каждого диапазона равна

$$d(lg z) \approx \pm \frac{1}{2} \frac{lg(z + \delta z)}{lg(z - \delta z)}, \quad (2.2)$$

где z - наибольшее расстояние в каждом из последовательно рассматриваемых диапазонов расстояний, т.е. ошибка принималась минимальной.

На рис. 2.5,б приведены рассчитанные значения K_H/K_M на расстояниях 1-100 км для различных значений ошибки $\delta z = 2,3, 5,7$ и 10 км, показывающие, что из-за неучета ошибки гипотенузального расстояния при $z \leq 1,8 \delta z$ может наблюдаться область слабого изменения ($K_H < 20\% K_M$) рассматриваемого параметра с расстоянием.

Для пересчетов энергетических классов в магнитуды в области $M < 6,0$ ($K < 15$) использовалось соотношение Т.Г.Раутиан [39].

2.2. Характер записей смещений грунта в ближней зоне

При всем многообразии сейсмограммы могут быть условно разделены по виду записи на две группы. Первая характеризуется резким единичным смещением, асимметричным относительно нулевой линии, которое сопровождается колебаниями значительно меньшей амплитуды (рис. 2.6,а). Вторая группа характеризуется в пределах фазы максимальных колебаний наличием нескольких отклонений от нулевой линии, соизмеримых по амплитуде (рис. 2.6,б). Некоторые записи имеют черты как первого, так и второго типов (рис. 2.6,в).

Наиболее четко различаются по форме сейсмограммы афтершоков Газлийских землетрясений 1976 г. Они в основном и использовались для изучения формы колебаний грунтов при землетрясениях. Отмеченные две группы записей соответствуют сейсмограммам "импульсного" и "колебательного" типов, которые были вы-

делены ранее В.В.Штейнбергом и др. [235, 236], Д.Н.Рустановичем [174, 175]. Описательная форма разделения всех записей на типы неудобна и может иметь субъективный характер. В [216, 219] нами предложен количественный критерий разделения записей по величине отношения относительной длительности главной фазы к периоду максимальной амплитуды — t/T . На рис. 2.7 приводятся распределения (гистограммы) величин t/T для землетрясений с $K = 9-13$ на близких ($e < 10-20$ км) и удаленных ($e > 30$ км) расстояниях. В первом случае наблюдаются два максимума при $t/T \approx 1,15$ и $t/T \approx 2,6$ с, которые указывают, что на близких расстояниях объективно существуют записи импульсного и колебательного типов. Величина $t/T = 2,0$ принята граничной. Импульсными будем называть записи смещений, для которых $t/T < 2$, колебательными, для которых $t/T > 2$. На расстояниях более 30 км преобладают записи колебательного вида. Единственный максимум распределения лежит вблизи значений $t/T \approx 3,6$.

Сопоставление записей близких землетрясений ($e < 10-20$ км) с различными составляющими (север-юг и восток-запад) показало, что в 75% случаев на обоих горизонтальных компонентах наблюдается запись одинаковой формы. Это делает маловероятным предположение об определяющем влиянии на форму записи направления движения частиц грунта в волне относительно регистрирующих приборов.

Из предыдущей главы (см. I.I) видно, что дисперсия, рассеяние и образование обменных волн при увеличении расстояния приводят к усложнению сейсмограмм. В этом смысле влияние среды в нашем опыте довольно определенное: с ростом гипоцентрального расстояния форма сигнала усложняется, при более 25-30 км сигналы импульсного типа практически не встречаются. Эти выводы подтвердились исследованиями, проведенными затем в эпицентральных зонах Кумдагского и других сильных землетрясений [58, 59]. Указанные причины, однако, не могут объяснить существование колебательных записей на небольших гипоцентральных расстояниях. Предположение о значительном влиянии резкой анизотропии среды представляется маловероятным, так как положение очагов повторных толчков с различной формой записи часто оказывается одинаковым относительно станции. Однако совсем исключить этот фактор нельзя ввиду недостаточно точного знания гду-

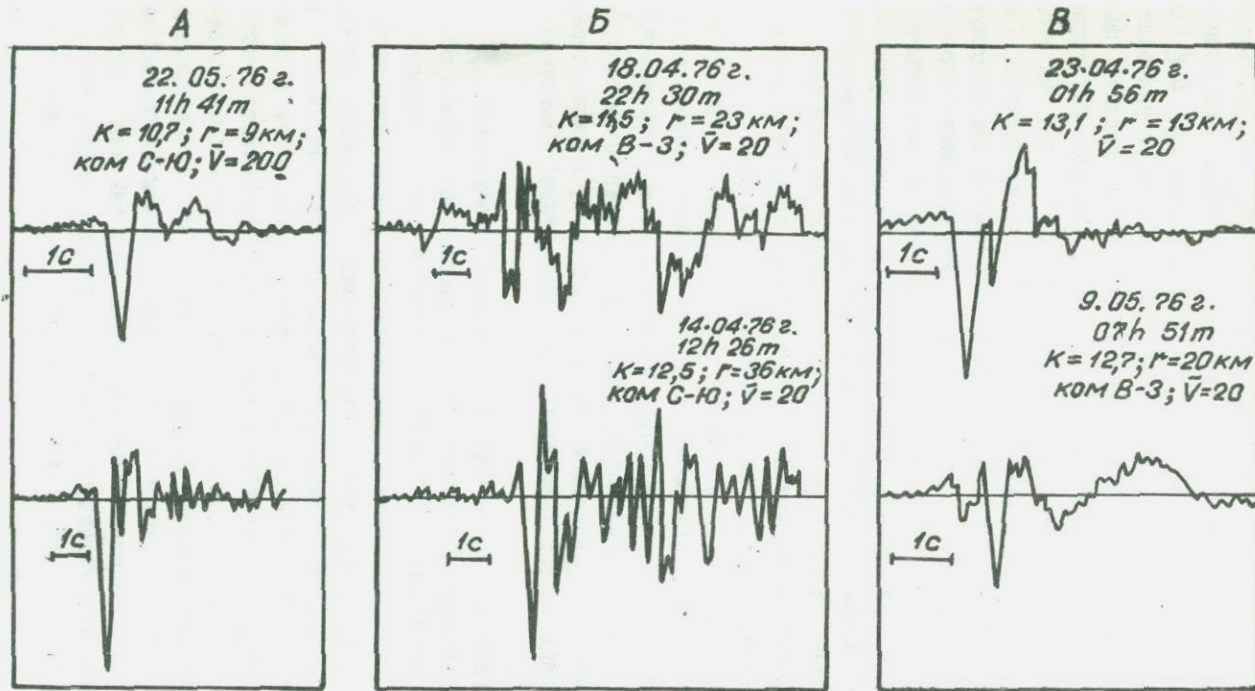


Рис. 2.6. Характер записей смещений при землетрясениях (район Газли)

бинного строение района и пространственного расположения гипоцентров.

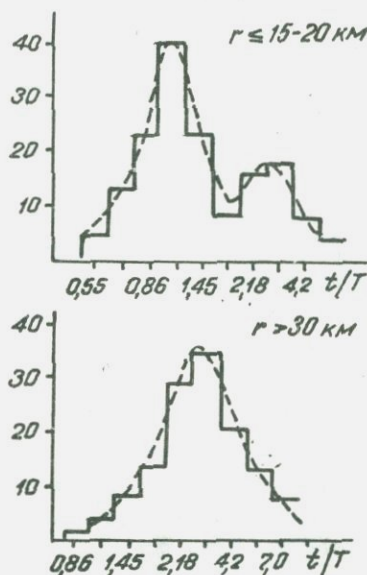


Рис. 2.7. Распределение числа записей землетрясений по величине отношения длительности основной фазы колебаний (t) к периоду максимального смещения (T) на разных расстояниях (r)

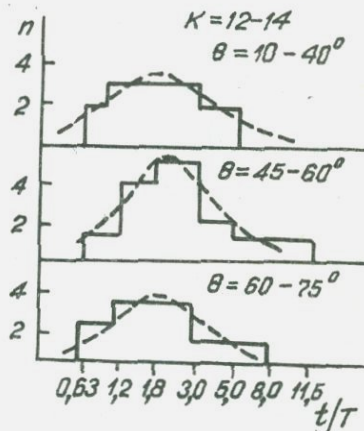
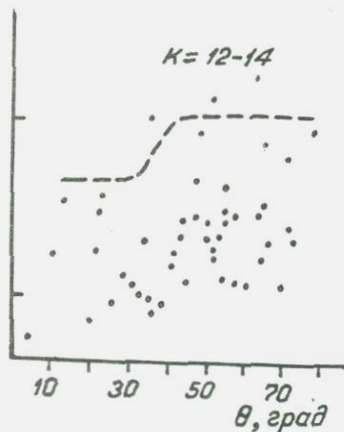
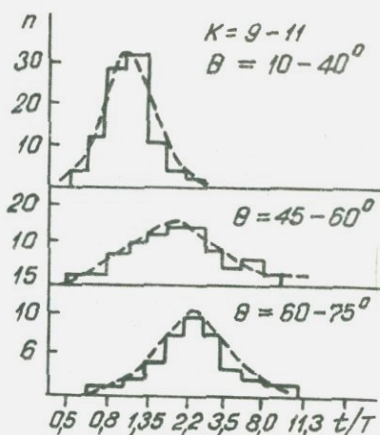
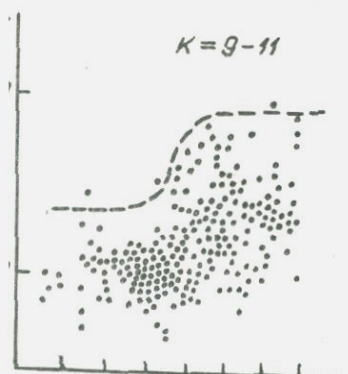
Записи колебательной формы могут наблюдаться вблизи нодальных линий [59]. Это предположение, безусловно, заслуживает внимания, хотя непосредственная проверка его затруднительна из-за упоминавшихся выше погрешностей в практических определениях азимута направления очаг-станция и положения самих нодальных линий. Кроме того, вблизи нодальных линий амплитуды сейсмических сигналов должны резко уменьшаться, амплитуды же колебательных записей в среднем соизмеримы с амплитудами импульсных и если ниже их, то не более чем в 1,5-2,0 раза.

Большую роль в формировании сейсмического сигнала играет верхняя слоистая часть разреза, реакция которой (см. I.I) зависит от угла подхода сейсмических волн. Угол подхода при одном и том же (малом) гипоцентральной расстоянии может варьировать с изменением глубины очага землетрясения. Это можно приближенно оценить через косинус отношения глубины очага (H) к гипоцентральному расстоянию (ϱ), форму сигнала — через величину t/T . Результаты экспериментального сопоставления этих двух величин для землетрясений с $\varrho < 10-20$ км показаны на рис. 2.8, а. Прослеживается отчетливая связь величины t/T с углом подхода θ для группы небольших землетрясений ($K = 9-II$; $\varrho \approx 10-15$ км). Так, при $\theta = 10-40^\circ$ значения t/T сосредоточены в основном в узком интервале от 0,5 до 1,5. Форма распределения (гистограммы) величины t/T при этом имеет четкий максимум около $t/T = 1,0$, т.е. наблюдаются записи преимущественно импульсного типа.

При увеличении θ ($40-60^\circ$) разброс значений t/T резко возрастает, гистограмма "сплющивается", и центр группирования перемещается в область $t/T = 2,0$, т.е. наряду с импульсными появляется значительное количество колебательных записей. При еще большем увеличении угла подхода ($\theta = 60-75^\circ$) форма гистограммы опять сужается, и формируется четкий максимум при значениях $t/T \approx 2,5$, т.е. форма сигнала становится колебательной.

Другая картина наблюдается для более крупных землетрясений ($K = 12-14$, $\varrho \approx 15-20$ км). Аналогичные построения здесь не показали четкой зависимости величины t/T от θ . Несмотря на то что количество землетрясений этой группы меньше и надежность выводов ниже, все же можно отметить, что форма гистограмм величины t/T почти не зависит от угла подхода. При более крупных землетрясениях "сплюсненность" кривых гистограмм, наличие большого интервала значений t/T с приблизительно одинаковой повторяемостью указывают на относительное возрастание числа колебательных записей. Положение центра группирования около $t/T \approx 2,0$ свидетельствует о том, что для этих землетрясений при всех углах подхода регистрируется сигнал более сложной формы, чем простой односторонний импульс.

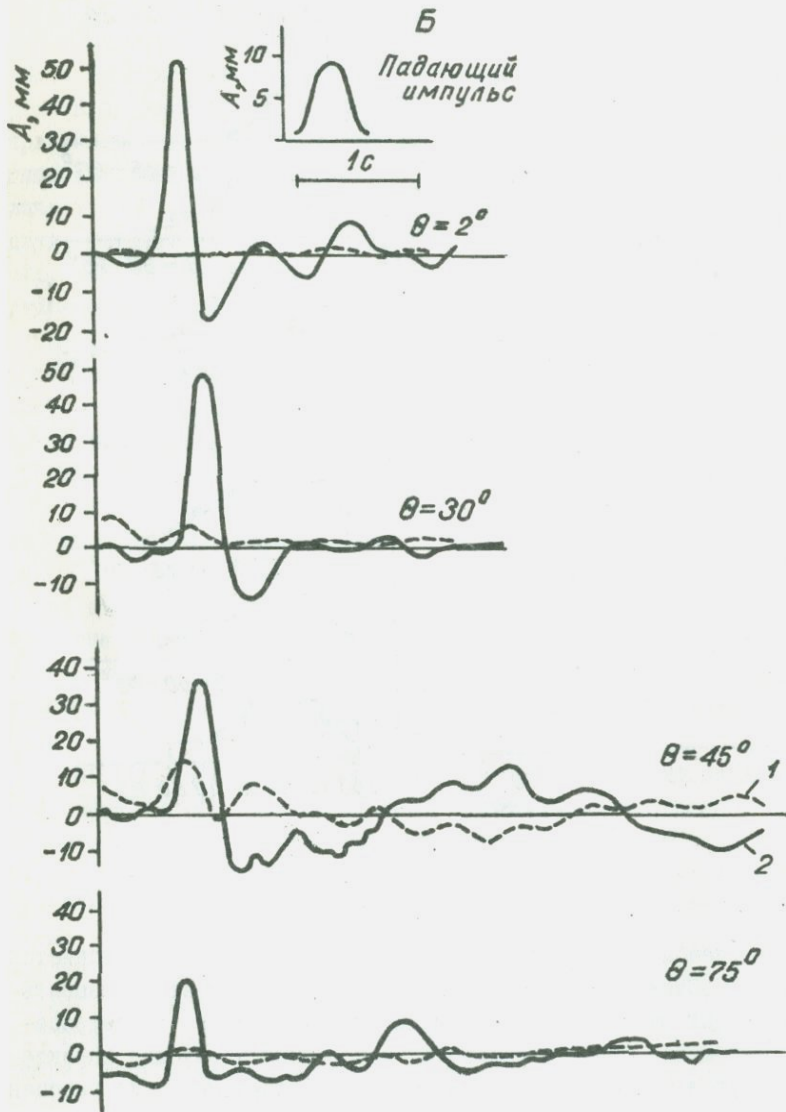
A



Кажущееся противоречие полученных результатов объясняется ием протяженности источника, которое начинает сказываться на малых расстояниях при увеличении магнитуды землетрясе-

Отношение гипоцентрального расстояния к глубине характеризует угол подхода сейсмических волн, излученных из гипоцен-

При небольших размерах очага по сравнению с расстоянием, отором регистрируются колебания ($\leq 1:10$), его можно распривать как точку, и по углу подхода θ можно будет дос-



точно оценивать излучение из очага в целом.

Для землетрясений с $K = 12-14$ размеры очага могут достигать 5-10 км [168, 229, 240]. В этом случае углы подхода воды из различных участков разрыва могут значительно различаться и тогда $\theta = \arccos H/2$ перестает характеризовать излучение всего очага, поэтому корреляция между θ и t/T нарушается.

Экспериментальные зависимости величины t/T от θ сравнивались с теоретическими сейсмограммами, рассчитанными по программе Д.И.Ратниковой [150]. Среда была задана исходя из реального разреза под станцией Каракыр, основные характеристики которого приводятся в работах [216, 237].

Исследовались смещения воды SV на поверхности для углов падения $\theta = 2, 15, 30, 45, 60, 75^\circ$. На рис. 2.8,б показан падающий импульс, горизонтальные и вертикальные компоненты расчетных записей смещений при различных углах падения. При небольших углах падения ($\theta = 2-30^\circ$) форма записи упрощается и совпадает с импульсным типом записи афтершоков Газлийских землетрясений 1976 г. При увеличении угла падения ($\theta > 45^\circ$) форма записи усложняется.

Таким образом, теоретические расчеты и экспериментальные данные свидетельствуют о существенном влиянии угла подхода на форму сейсмического сигнала. Однако формы сейсмограмм более крупных землетрясений усложняются независимо от угла подхода сейсмических волн. Вероятно, это происходит вследствие того, что механизмы действия очагов землетрясений разной величины различны: разрыв большой протяженности распространяется в относительно более неоднородной среде, чем маленький, что вызывает усложнение характера подвижки в очаге и, как следствие, формы сейсмических сигналов (рис. 2.9). Видно, что записи колебательного типа характерны для более крупных повторных толчков, особенно периода до землетрясения 17 мая 1976

Рис. 2.8. Влияние угла падения сейсмических волн θ на форму сейсмического сигнала:

А - экспериментальные данные; Б - теоретический расчет

г., что может объясняться тем, что среда в районе еще не потеряла свою прочность и разрывы происходили не по готовым плоскостям. В результате землетрясения 17 мая в земной коре образовалась сеть трещин и разломов, подвижки по которым уже происходили легче.

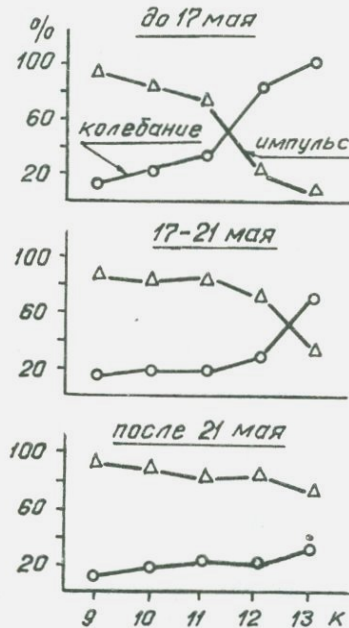


Рис. 2.9. Изменение процентного соотношения афтершоков Газлийских землетрясений 1976 г. с импульсной и колебательной формами записи в различные промежутки времени

Итак, простому виду записи (односторонний одиночный импульс) соответствует гладкая подвижка в источнике. При сложном колебательном виде прямой волны происходит либо сложная, множественная, подвижка, когда землетрясения состоят из нескольких актов, либо разрыв распространяется в неоднородной среде, когда меняются направление разрыва, его скорость и вектор подвижки.

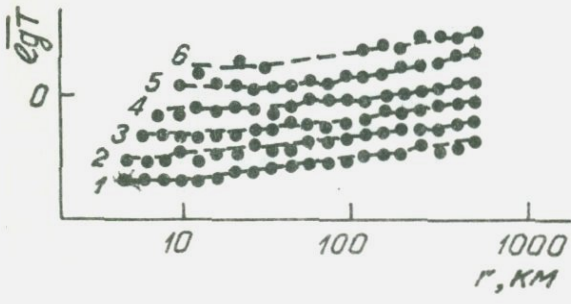
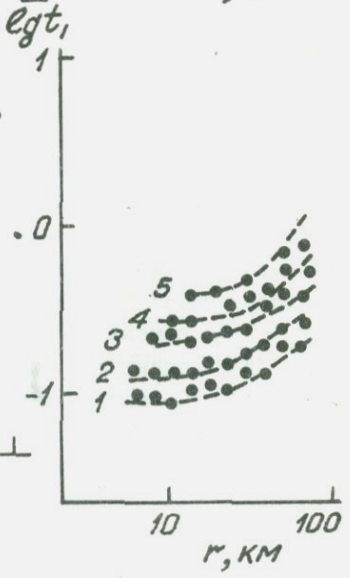
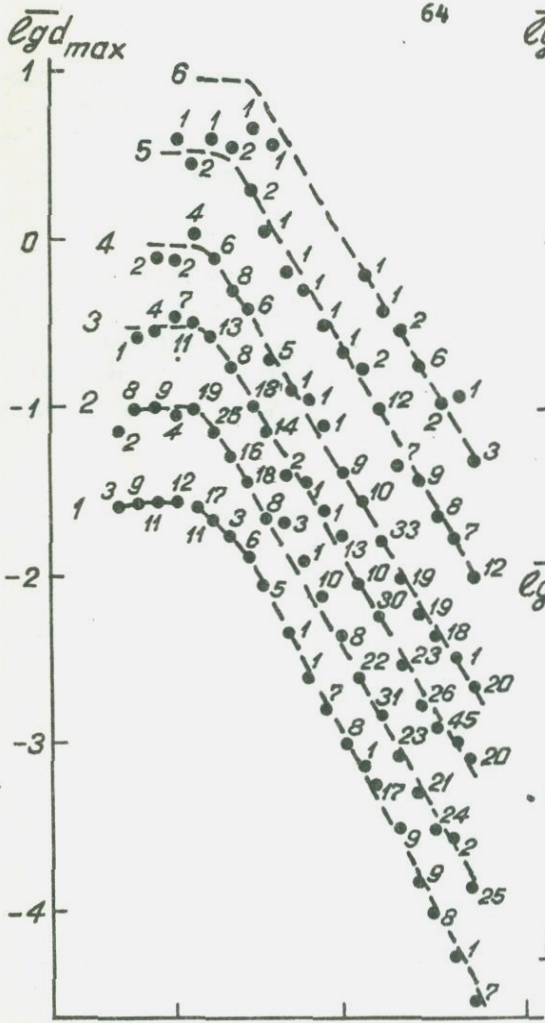
Изложенная интерпретация не противоречит теоретическим представлениям Б.В.Кострова [104], Дав, Аки [280], А.Быковцева [42, 276], а также результатам опытов С.Д.Виноградова [46-48] (см. I.I). В аналогичным выводам пришел впоследствии В.М.Грайзер, анализируя восстановленные из записей "истинные" смещения [59].

Следует добавить, что четкой связи формы сейсмограмм с глубиной очага землетрясения не отмечается. Однако эти выводы следует воспринимать осторожно, так как относительная погрешность в определении координат эпицентра и глубины очага для близких расстояний велика, что может привести к затухиванию существующих зависимостей.

2.3. Зависимости характеристик колебаний грунта от расстояния

Сопоставление наиболее вероятных или средних значений логарифмов амплитуд, периодов, длительностей и времени нарастания смещений (рис. 2.10-2.12), скоростей (рис. 2.13) и ускорений (рис. 2.14), определенных на разных гипоцентральных расстояниях при землетрясениях с различными магнитудами (энергетическими классами), прежде всего показывает различный характер изменения всех рассматриваемых параметров колебаний грунта. На больших расстояниях величины $\lg d_{max}$, $\lg V_{max}$, $\lg a_{max}$, $\lg T$, $\lg t$, $\lg t'$ изменяются пропорционально расстоянию. При приближении к гипоцентру начиная с некоторых расстояний $r \leq r'$ (на рис. 2.10 они указаны стрелками) средние значения смещений, скоростей и ускорений достигают определенного уровня и затем становятся почти независимыми от гипоцентрального расстояния. Вследствие недостаточности статистики измерений на расстояниях $r < r'$ пологие участки не везде выделяются уверенно (например, графики для землетрясений с $K = 13-14$ на рис. 2.10, с $M = 3,9$ на рис. 2.11, с $M = 3,5$ на рис. 2.13 и 2.14). Однако общая картина выявляется достаточно отчетливо.

Размеры пологих участков (r') зависимостей различных динамических параметров смещений, скоростей и ускорений колебаний грунта близки при одинаковых M или K и возрастают с увели-



чением энергетического класса или магнитуды землетрясения приблизительно как

$$\xi' = (0,57K - 0,03)^{-2}, \quad (2.3)$$

Сопоставляя это выражение с указанными в разделе 2.2 зависимостями длины очагов коровых землетрясений от энергии можно отметить, что для небольших землетрясений ($K < 12$, $M < 4,5$) размеры области ξ' намного превышают длины очагов землетрясений (ℓ). С увеличением $K(M)$ разница между ξ' и ℓ уменьшается и для $K \geq 15$ ($M \geq 6$) практически исчезает.

Описанные факты могут быть интерпретированы следующим образом. В разделе 2.1 показано, что при статистических построениях области слабого изменения параметров колебаний с расстоянием могут наблюдаться из-за влияния ошибок их определения. В наших опытах имеются два основных источника этих ошибок: первый — это погрешности, связанные с неточностью измерения расстояний, в частности, из-за неточного знания координат гипоцентра (δg) или эпицентра ($\delta \Delta$) (см. 2.1), второй — с неадекватностью (в общем случае) представления расстояний до очага землетрясения посредством гипоцентральных или эпицентральных расстояний. Гипоцентральное расстояние характеризует значение до точки начала вспарывания разрыва, но не до всего разрыва в целом, поэтому оно является лишь приближенной оценкой. Степень этого приближения (или величина погрешности) зависит от самого расстояния и от габаритов или геометрических размеров очага землетрясения. В дальней зоне, т.е. на расстояниях много больших размеров очага землетрясения, когда он может считаться точечным, такое приближение не дает больших погрешностей и им можно пренебречь. По мере же уменьшения расстояния до источника величина таких ошибок возрастает. Это связано с тем, что ко-

Рис. 2.10. Средние значения $\overline{e g d_{max}}$, $\overline{e g T}$, $\overline{e g t}$, $\overline{e g t_1}$ смещений грунта на разных гипоцентральных расстояниях (афтершоки Газлийских землетрясений 1976 г.):

(d_{max} — в мм; T, t, t_1 — в с)

I — $K = 9$; 2 — 10; 3 — 11; 4 — 12; 5 — 13; 6 — $K = 14$. Цифры около точек на кривых $d_{max}(z)$ — количества осредненных значений

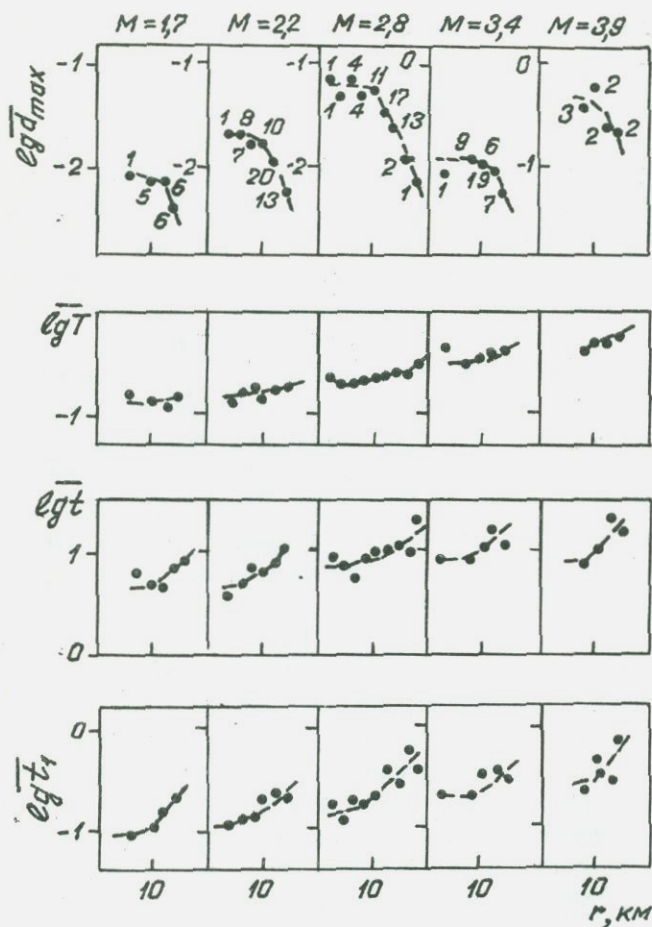
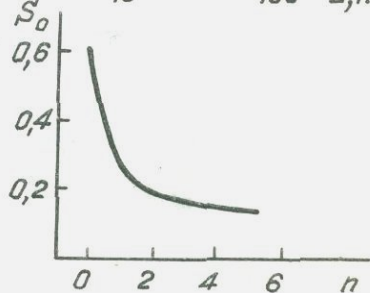
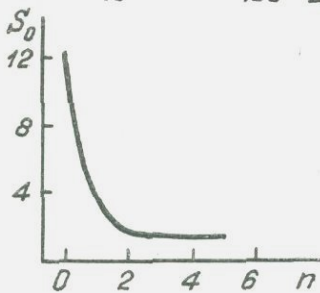
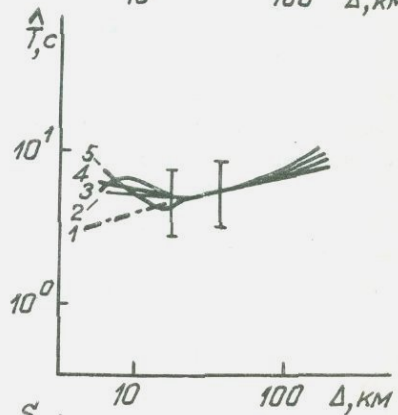
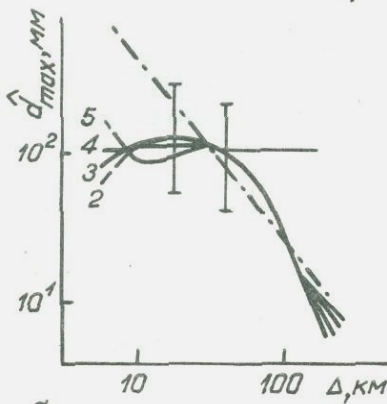
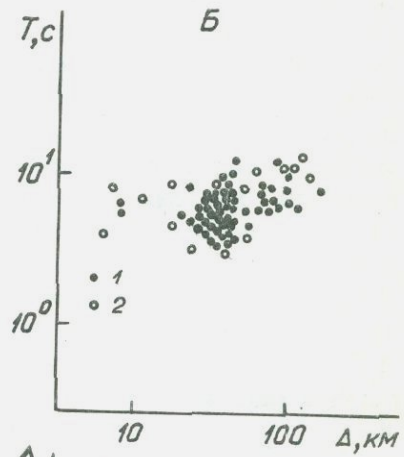
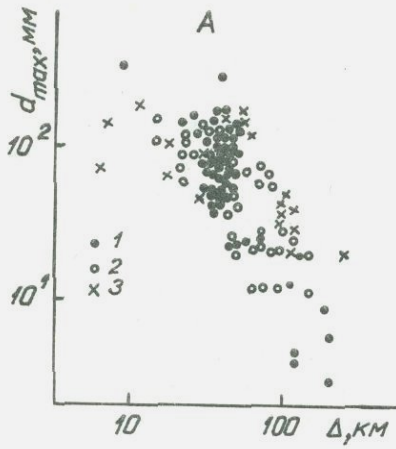


Рис. 2.II. Средние значения $\overline{\lg d_{max}}$, $\overline{\lg T}$, $\overline{\lg t}$, $\overline{\lg t_1}$ на разных гипоцентральных расстояниях (афтершоки землетрясения Сан-Фернандо 1971 г.). Обозначения те же, что и на рис. 2.I0



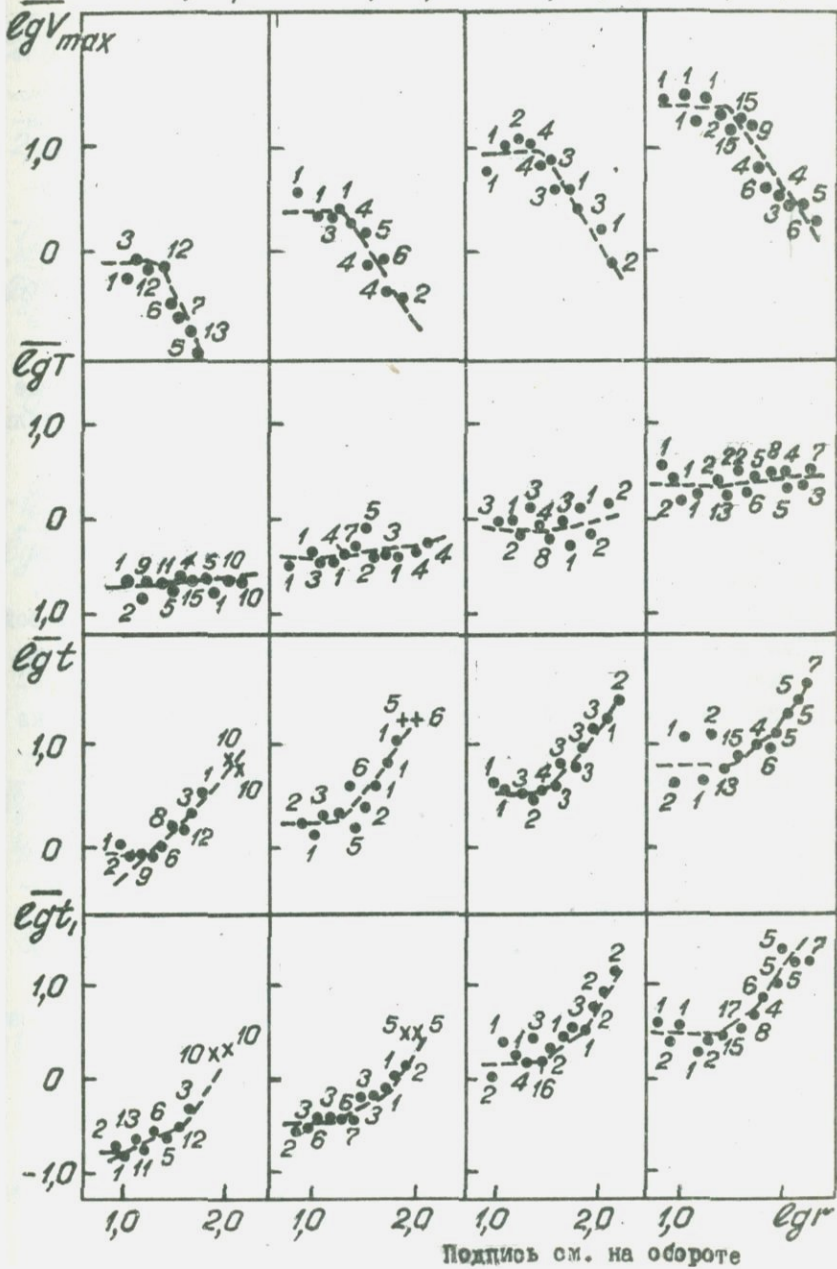
Подпись см. на обороте

лебания в точке наблюдения, находящейся вблизи протяженного источника (разрыва или системы разрывов), определяются главным образом воздействием не всего разрыва, а лишь его части, размеры которой существенно меньше общих размеров разрыва. Причем этот участок разрыва, более других "ответственный" за колебания в данной точке, не обязательно должен быть самым ближним, как это следует из расчетов A_{ki} [254], Levy, Mal [320], сделанных для гладкого разрыва, и как это принимается во многих исследованиях для объяснения характера колебаний грунта в ближней зоне крупных землетрясений. Еще Anderson, Trifunac [261] считали такое объяснение слишком упрощенным. Действительно, в очагах сильных землетрясений величины и скорости локальных подвижек по разлому, сброшенных напряжений и другие характеристики на различных участках могут отличаться в несколько раз [240]. В этих условиях может оказаться, что колебания в точке наблюдения будут определять более удаленный, но с более интенсивным излучением локальный участок (рис. 2.15). Предположим, что разрыв (очаг землетрясения) выходит на поверхность, а наблюдения ведутся вкост его простирания (рис. 2.15, а). На разрыве на разных глубинах выделяются локальные участки, действующие независимо друг от друга (некогерентное излучение, по Б.В.Кострову [104]), и различающиеся по интенсивности генерируемых ими пиковых ускорений (a_{max}) в пропорции 1:3:5. Предположение об увеличении a_{max} с глубиной сделано на основе данных о соответствующем возрастании прочности горных пород и связанным с этим смещением очагового спектра в высокочастот-

Рис. 2.12. Расчет зависимостей амплитуд (d_{max}) и периодов (T) от эпицентрального расстояния (Δ):

А - расчет d_{max} (Δ): 1 и 2 - землетрясения Сан-Фернандо 1971 г., интегрированные сейсмограммы и данные сейсмоскопов соответственно; 3 - другие землетрясения запада США с $M = 6$; 3 - 6,6; Б - расчет $T(\Delta)$: 1 - землетрясение Сан-Фернандо 1971 г.; 2 - другие землетрясения запада США с $M = 6$, 3 - 6,6 (номера около кривых соответствуют степени аппроксимирующего многочлена)

$M=3,1-4,0$ $M=4,1-5,0$ $M=5,1-6,0$ $M=6,1-6,9$



ную область (см. работы С.Л.Соловьева и др. [194, 195]). Затухание $n = \Delta \lg a_{max} / \Delta \lg R \approx -1,5$ одинаково во всех направлениях, т.е. анизотропией среды и направленностью излучений пренебрегаем. Тогда в разных точках профиля величины a_{max} будут определяться действием разных локальных участков, как самых так и не самых близких к точке наблюдения. Однако, учитывая реальные соотношения между вариациями интенсивности излучения отдельных участков разрыва, размерами этих участков, затуханиями сейсмических сигналов с расстоянием, можно считать, что эти локальные участки, определяющие колебания в точке наблюдения, не должны находиться от нее слишком далеко, т.е. все они могут характеризоваться как близкие.

Отметим, что рассчитанные с учетом реальных данных кривые затухания a_{max} на рис. 2.15 очень похожи на экспериментальные, наблюдаемые В.В.Штейнбергом [240]. В частности, четко выделяются зоны слабой зависимости a_{max} от расстояния до разрыва, размеры которых также совпадают с наблюдаемыми ([240], рис. 1.2). Это свидетельствует о том, что описанный механизм может служить еще одним (кроме механизма чистой случайности, по В.В.Штейнбергу [240]) объяснением существования зон слабой зависимости a_{max} от расстояния до разрыва.

Таким образом, в ближней зоне на характеристики сейсмического сигнала влияет расстояние не до гипоцентра, а до участка разрыва, "ответственного" за колебания в точке наблюдения. Такие участки называют еще эффективными излучателями [240]. Разница между гипоцентральной расстоянием и расстоянием до эффективного излучателя и составляет величину рассматриваемой ошибки, так сказать второго рода. Если предположить (см. раздел 1.1), что эффективные излучатели могут находиться в любой (центральной или периферийной) части очага землетрясения, то величина ошибки, очевидно, может варьировать от 0 - когда гипоцентр совпадает с эффективным излучателем до l (длина очага) - когда гипоцентр и эффективный излучатель расположены

Рис. 2.13. Средние значения $\overline{v_{max}}, \overline{T}, \overline{t}, \overline{t_1}$ скоростей колебаний грунта на разных гипоцентральных расстояниях (мировые данные), v_{max} - в см/с; T, t, t_1 - в с

M = 3,1-4,0 M = 4,1-5,0 M = 5,1-6,0 M = 6,1-6,9

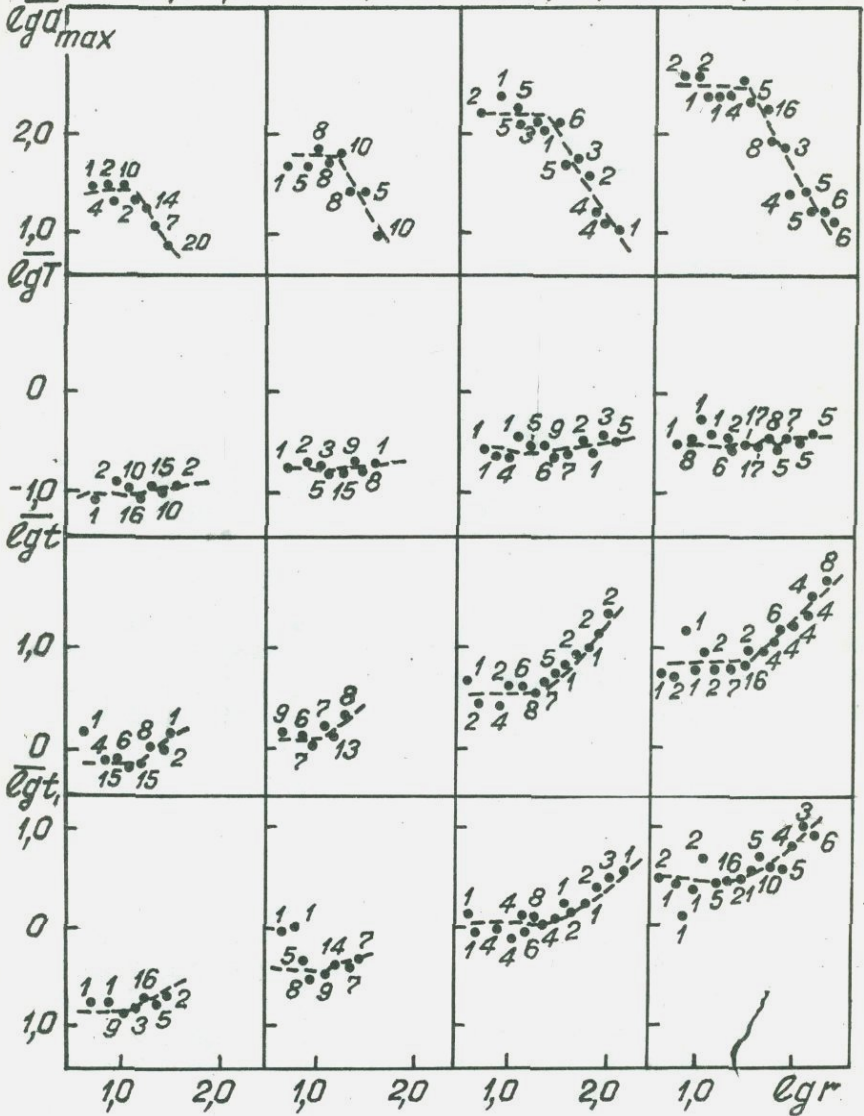


Рис. 2.14. Средние значения $\overline{lg a_{max}}$, $\overline{lg T}$, $\overline{lg t}$, $\overline{lg t_1}$ ускорений колебаний грунта на разных гипоцентральных расстояниях (мировые данные), a_{max} - в cm/s^2 , T, t, t_1 - в с

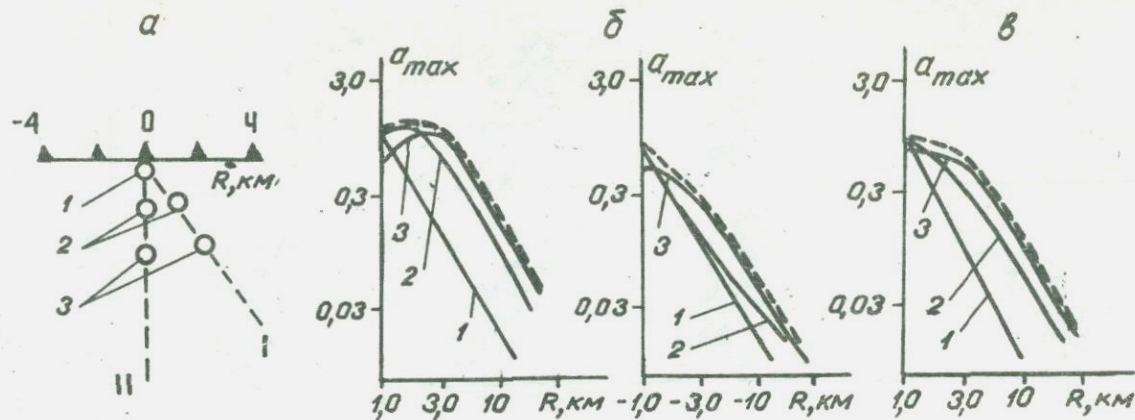


Рис. 2.15. Оценки характера затухания пиковых ускорений грунта при удалении от магистрального разрыва (очага землетрясения):

а - схематический разрез поперек простирания разрыва (наклонного - I и вертикального - II): I, 2, 3 - локальные излучатели с a_{max} , различающимися как I:3:5 соответственно; б - кривые $a_{max}(R)$ от отдельных излучателей (цифры около кривых), рассчитанные в разных направлениях от наклонного разрыва. Пунктир - огибающая a_{max} от отдельных излучателей, в - то же, что на рис. 2.15б, но для вертикального разрыва

на разных краях очага землетрясения. Заметим, что такое предположение вполне естественно для короткопериодных колебаний, с которыми связаны пиковые ускорения [106]. Для максимальных же скоростей и смещений справедливость такого предположения не вполне очевидна и поэтому здесь необходимы некоторые пояснения. Результаты опытов О.Г.Шамяиной и др. [222], Brune [272, 273], С.Д.Виноградова [46, 47, 48] показывают, что максимальные скорости вспарывания разрыва и скорости подвижки по нему могут наблюдаться практически на любом участке разрыва — в центре, начале или конце. Это означает, что если рассматривать некий среднестатистический разрыв, который обобщает свойства большого числа одинаковых (например по магнитуде) разрывов, то различные его участки (периферийные или центральные) будут одинаковыми в смысле вероятности генерации интенсивных скоростей или смещений грунта. Таким образом, если в случае ускорений мы можем иметь в виду свойства единичного очага, то в случае скоростей и смещений — свойства большого числа или совокупности сходных очагов землетрясений. Именно такой статистический подход и реализуется в наших расчетах.

Поскольку пространственная ориентация очагов землетрясений в каждой совокупности неизвестна, можно считать любое их положение по отношению к точке наблюдения равновероятным. В этих условиях ошибка определения расстояния до эффективного излучателя будет случайной величиной, изменяющейся от 0 до ℓ с наиболее вероятным значением $\approx \ell/2$.

На основании полученных результатов (см. 2.1) можно записать

$$\xi'_0 \approx 2(\ell/2 + \delta\xi) \approx \ell + 2\delta\xi. \quad (2.4)$$

Таким образом, размер зоны слабого изменения динамических параметров колебаний грунта (ξ') с расстоянием определяется двумя факторами: размерами источника или очага землетрясения и точностью определения координат гипоцентра. Удельный вес этих факторов для больших и малых землетрясений неодинаков: для малых магнитуд ξ' зависит главным образом от ошибок измерения $\delta\xi$, при $M \geq 6$ — от самого очага землетрясения. Этим объясняется существенное отклонение величины ξ' от размеров ℓ

при $K = 9-10$ и приблизительное соответствие этих двух величин при $K \geq 15$ (см. выше).

Приняв ошибку определения гипоцентрального расстояния равной $\pm 5-6$ км (ошибка определения эпицентра $\approx 2-3$ км + ошибка определения глубины очага ≈ 5 км), поправку за ошибку δz_0 можно оценить как $10-12$ км. Тогда истинные размеры ближней зоны или зоны, связанной с влиянием протяженного очага землетрясения, в зависимости от энергетического класса (магнитуды) землетрясения можно записать так:

$$l_{g z_0} \text{ (км)} = 0,28 K - 2,75 \quad (2.5)$$

или

$$l_{g z_0} \text{ (км)} = 0,50 M - 1,65.$$

Выражения (2.5) близки к упомянутым выше зависимостям $l(M, K)$ из работ [168, 229, 240].

Таким образом, учет влияния ошибок измерения расстояний позволяет устранить противоречия, возникающие в случае, когда размер зоны слабого изменения параметров колебаний с расстоянием связывается только с протяженностью очага землетрясения [106, 215, 217].

Большие размеры ближней зоны при небольших землетрясениях могут быть объяснены рассеянием сейсмических волн на неоднородностях в верхней части земной коры. Однако сделанные нами оценки возможных амплитуд смещений и скоростей колебаний грунта, вычисленных на основании ожидаемой плотности потока энергии по Е.Ф.Саваренскому [178] в ближней зоне, делают такое объяснение менее предпочтительным. Для землетрясений с $M \approx 3$ эти амплитуды оказались в 5-10 раз ниже наблюдаемых в действительности и в большинстве случаев должны были бы находиться за пределами чувствительности аппаратуры [220].

Изложенное выше позволяет сделать вывод, что зависимость всех исследуемых параметров смещений, скоростей и ускорений от гипоцентрального расстояния имеет сложный характер и состоит из двух качественно различных участков: дальней зоны, в пределах которой наблюдается закономерное изменение указанных параметров с расстоянием, и ближней зоны - расстояний, на кото-

рых эти параметры достигают своих предельных (для данной магнитуды землетрясения) значений и в дальнейшем становятся относительно стабильными. Для описания этих зависимостей могут использоваться выражения типа

$$y = \begin{cases} a_1 x + a_0 & \text{для дальней зоны,} \\ a_1 x_0 + a_0 & \text{для ближней зоны,} \end{cases} \quad (2.6)$$

где y - наиболее вероятное значение логарифма величины параметра (a_{max} , v_{max} , a_{max} , T , t и t_1); x - логарифм расстояния ξ ; x_0 - логарифм расстояния ξ_0 (М), соответствующего началу ближней зоны.

Результаты расчета коэффициентов a_1 и a_0 аппроксимирующих выражений типа (2.6) для дальней зоны, по данным о смещениях (рис. 2.10 и 2.11), приведены в прил. 2.6, по данным о скоростях и ускорениях (рис. 2.13 и 2.14) - в прил. 2.7. Указанные в прил. 2.6 и 2.7 коэффициенты a_1 и a_0 зависимостей $\lg t$ ($\lg v$) и $\lg t_1$ ($\lg a$) рассчитаны для $\xi < 50$ км от источника. На более далеких расстояниях и для смещений и для скоростей и для ускорений наблюдается увеличение скорости изменения величин t и t_1 с расстоянием примерно на 20-40%. Это, по-видимому, объясняется тем, что на расстояниях $< 50-60$ км наиболее интенсивная часть записей формируется прямыми волнами. На более далеких расстояниях к поверхности земли начинают поступать дополнительные порции энергии в виде рефрагированных волн и отраженных от глубинных слоев земли. Вследствие этого длительность интенсивной части сейсмического сигнала относительно резко увеличивается. Дополнительные данные о величинах t и t_1 , измеренных на сейсмограммах афтершоков Газлийских землетрясений 1976 и 1984 гг. (М = 3-5; $\xi = 90-190$ км), также показали увеличение скорости изменения этих величин примерно на 30% по сравнению с расстоянием < 50 км.

На расстояниях более 200-250 км вновь наблюдается замедление роста длительностей и времени нарастания сейсмических сигналов. Этот результат не противоречит выводам Н.В.Шебалина [224], А.С.Маламуда [119], Bistriczany [266] о

слабом изменении длительности сейсмических колебаний на расстояниях свыше $1-2^{\circ}$.

Коэффициенты α_1 и α_0 (прил. 2.6-2.7) несмотря на случайный разброс четко зависят от K или M . Аналитические выражения этих зависимостей приведены в приложении 2.8. На основании этих выражений получены следующие зависимости вероятных параметров смещений от расстояния в дальней зоне:

Газлийский район

$$\overline{lg d_{max}} = (0,10M_{LH} - 2,09) lg e + 0,96M_{LH} - 3,07, \quad (2.7)$$

$$\overline{lg T} = 0,13 lg e + 0,28M_{LH} - 1,54, \quad (2.8)$$

$$\overline{lg t} = lg e + 0,28M_{LH} - 2,48, \quad (2.9)$$

$$\overline{lg t_1} = 0,7 lg e + 0,33M_{LH} - 2,47, \quad (2.10)$$

район Сан-Фернандо

$$\overline{lg d_{max}} = (0,11M_{LH} - 2,32) lg e + 0,95M_{LH} - 2,5, \quad (2.11)$$

$$\overline{lg T} = 0,17 lg e + 0,37M_{LH} - 1,85, \quad (2.12)$$

$$\overline{lg t} = 0,95 lg e + 0,19M_{LH} - 1,46, \quad (2.13)$$

$$\overline{lg t_1} = 0,80 lg e + 0,30M_{LH} - 2,5, \quad (2.14)$$

Для вероятных скоростей аналогичные выражения имеют вид

$$\overline{lg V_{max}} = (0,12M_{LH} - 2,2) lg e + 0,50M_{LH} - 0,15, \quad (2.15)$$

$$\overline{lg T} = 0,14 lg e + 0,32M_{LH} - 2,13, \quad (2.16)$$

$$\overline{lg t} = 0,95 lg e + 0,22M_{LH} - 2,11, \quad (2.17)$$

$$\overline{lg t_1} = 0,75 lg e + 0,33M_{LH} - 2,82, \quad (2.18)$$

для ускорений

$$\overline{lg a_{max}} = (0,06M_{LH} - 1,97) lg e + 0,54M_{LH} - 2,0, \quad (2.19)$$

$$\overline{lg T} = 0,14 lg e + 0,15M_{LH} - 1,66, \quad (2.20)$$

$$\overline{lg t} = 0,69 lg e + 0,26M_{LH} - 1,85, \quad (2.21)$$

$$\overline{lg t_1} = 0,47 lg e + 0,34M_{LH} - 2,64. \quad (2.22)$$

В выражениях (2.7)-(2.22) d_{max} даны в см; V_{max} - в см/с; a_{max} - в см/с²; T , t и t_1 - в с; e - в км. Выра-

жения (2.7)–(2.10) рассчитаны для землетрясений с $M=2,5-5,0$; (2.11)–(2.14) – с $M = 1,5-4,5$; (2.15)–(2.22) – с $M = 3,0-7,0$.

Зависимости (2.7)–(2.22) описывают изменения вероятных величин d_{max} , V_{max} , a_{max} , T , t , t_1 за пределами ближней зоны. В пределах же ближней зоны эти параметры можно оценить, подставив в уравнения (2.7)–(2.22) значения z , равные размерам ближней зоны для землетрясений данной магнитуды или $z = z_0(M, K)$. Величина z_0 , как было показано выше, приблизительно равна размерам очага землетрясения ρ . Здесь, однако, нужно сделать одно уточнение. Реальные землетрясения происходят на некоторой глубине и поэтому ближняя зона, выделенная по совокупности наблюдений, произведенных на поверхности, будет иметь размеры

$$z_0(M) = \sqrt{[\rho(M)]^2 + [H_{min}(M)]^2}, \quad (2.23)$$

где $\rho(M)$ и $H_{min}(M)$ – вероятные длина и минимальная глубина очага землетрясения данной магнитуды. Учет H_{min} особенно важен при рассмотрении небольших землетрясений ($M = 2-3$), для которых $\rho \ll H_{min}$. Введение величины H_{min} позволяет также установить естественный предел применимости выражений (2.6), (2.7)–(2.22), так как реальные наблюдения на расстояниях меньших чем H_{min} невозможны, и оценки параметров колебаний в этом случае лишены физического смысла.

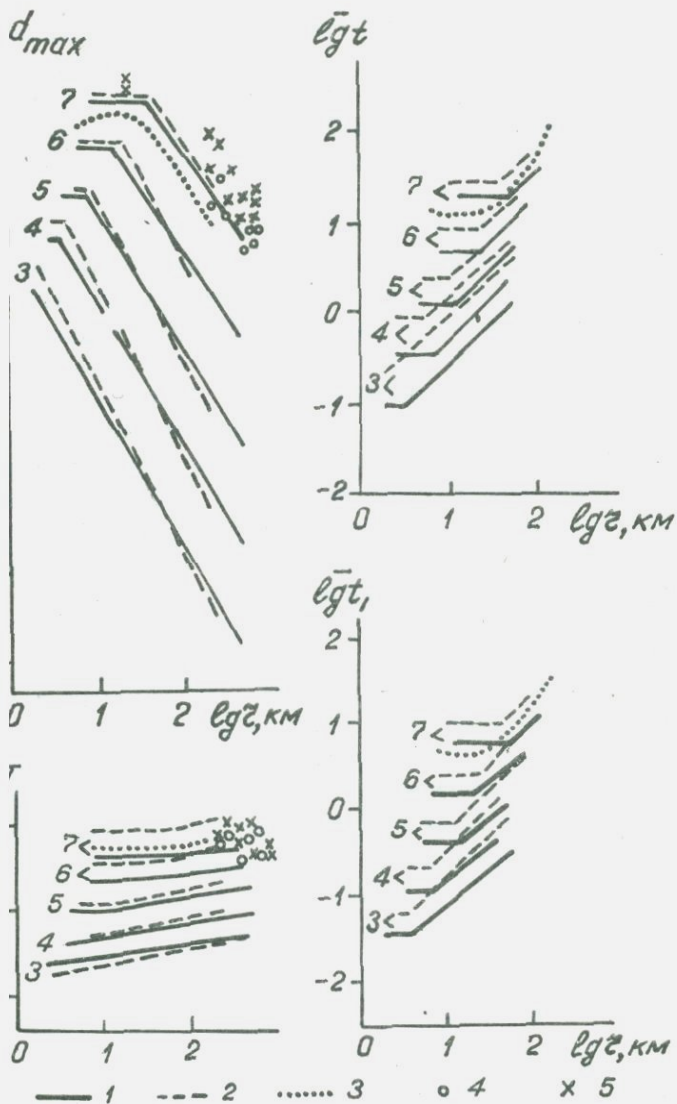
Проведенный нами анализ распределений очагов землетрясений по глубине в Узбекистане показал, что для землетрясений с $K \approx 7$ ($M \approx 1,7$) $H_{min} \approx 1,0$ км; для $K = 8$ ($M \approx 2,2$) – $H_{min} \approx 1,3$ км; для $K = 9$ ($M \approx 2,8$) – $H_{min} \approx 1,7$ км; для $K = 10$ ($M \approx 3,3$) – $H_{min} \approx 2,0$ км. Эти оценки в качестве первого приближения приняты и для других рассматриваемых регионов.

Выражение (2.23) описывает размеры ближней зоны для зависимостей d_{max} , V_{max} , a_{max} и T , так как изменение этих параметров с расстоянием за пределами очага определяется главным образом расхождением фронта волны и поглощением и поэтому должно происходить монотонно (см. раздел I.1).

При определении величины ξ в зависимостях $t(\xi)$ и $t_1(\xi)$ необходимо учесть, что изменение этих параметров с расстоянием существенно зависит от формы сигнала, которая может претерпевать неравномерные изменения при распространении колебаний от очага в точку наблюдения. Особенно это заметно на записях смещений. Так, излученный очагом сейсмический сигнал распространяется в начале в виде одностороннего импульса и лишь на некотором удалении за счет перераспределения сейсмической энергии усложняется (см. разделы I.1, 2.2).

Таким образом, между ближней и дальней зонами должна быть еще одна, в пределах которой изменение t и t_1 с расстоянием происходит при постоянной форме сейсмического сигнала. Эти изменения относительно малы (примерно такие же, как изменение величины $T(\xi)$), и в эксперименте ближняя и "переходная" зоны будут наблюдаться как одна область слабого изменения величин $t(\xi)$ и $t_1(\xi)$. Размер этой области оценивается из условия, что величина $t \geq T/2$ по определению. Расстояния, при которых $t(\xi) \leq I/2T(M)$, можно считать ближней зоной для зависимостей $t(\xi)$ и $t_1(\xi)$, а сами зависимости в ближней зоне аппроксимируются прямыми, параллельными оси ординат. За пределами этой зоны $t(\xi)$ и $t_1(\xi)$ описываются выражениями (2.9), (2.10), (2.13), (2.14), (2.17), (2.18), (2.21), (2.22).

Графики описанных выше зависимостей вероятных значений параметров смещений от расстояния в ближней и дальней зонах землетрясений в районах Газли и Сан-Фернандо показаны на рис. 2.16. Графики для землетрясений с $M > 5$ получены экстраполяцией зависимостей (2.7)–(2.14) в область больших магнитуд. Правильность этих построений в определенной степени подтверждается сопоставлением расчетных кривых с данными об одних из сильнейших инструментально зарегистрированных землетрясений – Газлийских 8 апреля и 17 мая 1976 г. На этом же рисунке показаны кривые, рассчитанные по наиболее многочисленным из имеющихся записям смещений при сильных землетрясениях – в Сан-Фернандо 1971 г. ($M_L = 6,4$), а также некоторых землетрясений запада США с $M = 6,3$ – $6,6$, зарегистрированных на близких расстояниях (см. раздел 2.1 и [2.14]). Пример расчета кривых $d_{max}(\Delta)$ и $T(\Delta)$ приведен на рис. 2.12, аналитические выражения для аппроксимирующих



Подпись см. на обороте

многочленов (парабол) даны в приложении 2.9. Сопоставление этих кривых с зависимостями, рассчитанными по небольшим землетрясениям в районе Сан-Фернандо, показывает хорошую сходимость. Характеристики смещения грунта при сильных калифорнийских землетрясениях с $M = 5,3-5,9$ и $M = 7,1-7,7$, проанализированные нами в [213, 357], также соответствуют описанным выше расчетным кривым.

Полученные зависимости вероятных параметров скоростей и ускорений от расстояния в целом не противоречат имеющимся к настоящему времени аналогичным оценкам (см. раздел I.I), хотя отличаются (это видно из выражений (2.15)-(2.22)) рядом деталей, что будет обсуждено ниже.

Оценки дисперсий параметров d_{max} , проведенные для землетрясений с близкими M и z в районе Газли и Сан-Фернандо, показали, что с большой вероятностью их можно считать принадлежащими одной генеральной совокупности, т.е. различия между ними статистически незначимы во всем рассматриваемом диапазоне изменения M и z . Аналогичные результаты получены при анализе дисперсий других параметров смещений - T , t и t_1 , а также скоростей и ускорений. Значения среднеквадратичных отклонений (стандартов) параметров смещений, скоростей и ускорений, рассчитанных для фиксированных расстояний (с точностью до 0,1 лог.ед.) и магнитуд (с точностью до 1,0) приведены в приложении 2.10.

Сопоставление однотипных зависимостей (выражения (2.7)-(2.10) и (2.11)-(2.14), рис. 2.16) для разных районов Газли и Сан-Фернандо) указывает на их региональный характер. Так, мак-

Рис. 2.16. Зависимости вероятных значений d_{max}, T, t, t_1 смещений от расстояния (цифры около кривых - магнитуды землетрясений; d_{max} - в мм; T, t и t_1 - в с);

1 - зависимости, рассчитанные для Газлийского района; 2 - зависимости, рассчитанные для района Сан-Фернандо, 1971 г.; 3 - землетрясения Сан-Фернандо 1971 г.; 4 и 5 - Газлийские землетрясения 8 апреля и 17 мая 1976 г. соответственно

симальные амплитуды смещений при землетрясениях одинаковой магнитуды в районе Сан-Фернандо затухают быстрее, чем в районе Газли. Это объясняется, с одной стороны, различными средними периодами колебаний, наблюдающимися при одинаковой магнитуде землетрясения в этих двух районах, с другой — различными поглощающими свойствами горных пород, слагающих слои земной коры и верхней мантии. Различия в закономерностях изменения величин \dot{t} и \ddot{t} , смещений с расстоянием в этих районах не столь значительны, что указывает на иной (близкий) физический механизм, влияющий на эти характеристики колебаний.

Представляет интерес сопоставление описанных выше зависимостей изменения с расстоянием одних и тех же динамических параметров смещений, скоростей и ускорений колебаний грунта. Как следует из выражений (2.7) и (2.II), коэффициенты α_1 в выражениях $\overline{e_g d_{max}}(e_g z)$ для смещений и $\overline{e_g v_{max}}(e_g z)$ для скоростей практически совпадают при землетрясениях с одинаковыми магнитудами. Этот результат может показаться противоречащим изложенным выше интерпретациям. В самом деле, по приведенным выше оценкам максимальные смещения и максимальные скорости колебаний грунта имеют разные периоды и, следовательно, более короткопериодные пиковые скорости должны были затухать с расстоянием быстрее, чем более длиннопериодные смещения. Однако это — кажущееся противоречие. Оно исчезает, если предположить, что пиковые смещения и пиковые скорости связаны с одним и тем же движением грунта. Действительно, в этом случае, как следует из теории колебаний [196], амплитуда скорости колебания грунта пропорциональна амплитуде смещения грунта при данном колебании. Коэффициент пропорциональности зависит от периода или частоты колебания. При распространении сейсмического сигнала изменения T достаточно медленные (на один-полтора порядка меньше, чем амплитуды). Поэтому этими изменениями можно пренебречь, тогда коэффициент пропорциональности между амплитудами скоростей и смещений будет оставаться постоянным во всем рассматриваемом диапазоне z . Другими словами, скорость изменения с расстоянием амплитуд скоростей и смещений грунта должна быть приблизительно одинаковой, что и зафиксировано полученными выше зависимостями $\overline{e_g d_{max}}(e_g z)$ и $\overline{e_g v_{max}}(e_g z)$. Скорости изменения с расстоянием величин T , \dot{t} и \ddot{t} , и смеще-

ний и скоростей колебаний грунта также практически совпадают. Это дополнительный аргумент в пользу высказанного предположения о том, что максимальные смещения и скорости в рассматриваемом диапазоне магнитуд и расстояний связаны с одним и тем же (в статистическом смысле) сейсмическим движением грунта.

Иная картина наблюдается при рассмотрении закономерностей изменений с расстоянием параметров ускорений (выражения (2.15)–(2.18)). Коэффициенты α_1 в зависимостях $\overline{lg a_{max}}(lg z)$ для землетрясений с $M \approx 3,5$ здесь совпадают с аналогичными величинами для смещений и скоростей. Это можно интерпретировать как факт, подтверждающий, что пиковые ускорения так же, как и пиковые скорости и пиковые смещения, при небольших магнитудах землетрясений связаны с одним и тем же движением грунта.

С увеличением магнитуд землетрясений α_1 (по абсолютной величине) уменьшаются, но существенно медленнее, чем в рассмотренных выше зависимостях $\overline{lg d_{max}}(lg z)$ и $\overline{lg v_{max}}(lg z)$. Так, при $M = 6-7$ они уже почти на 15% выше, чем аналогичные показатели для пиковых смещений и скоростей, но в то же время равны затуханиям величин d_{max} и v_{max} при меньших магнитудах ($M \approx 5$), т.е. когда T смещений и скоростей равны учетверенным и удвоенным периодам пиковых ускорений при землетрясениях с $M = 6-7$ соответственно (см. выражения (2.7)–(2.22)). Эта внутренняя согласованность расчетных данных свидетельствует о достаточной надежности полученных зависимостей.

Таким образом, можно сделать вывод, что по мере роста энергии очага (магнитуды) землетрясения пиковые ускорения все в меньшей степени связаны с движениями, обуславливающими пиковые смещения и пиковые скорости. Они во все большей мере определяются более высокочастотными "осложняющими" основную фазу колебаний движениями. Это в определенной степени подтверждается сопоставлением зависимостей $\overline{lg t}(lg z)$ и $\overline{lg t_s}(lg z)$ ускорений, с одной стороны, и скоростей или смещений, с другой. Быстрота изменения с расстоянием длительностей и времени нарастания ускорений примерно на 35% меньше, чем скоростей или смещений.

2.4. Зависимости характеристики колебаний грунта от энергии очага (магнитуды) землетрясений

Информация об изменении параметров d_{max} , V_{max} , a_{max} , T , t , t_1 смещений скоростей и ускорений грунта в зависимости от магнитуды (М) или энергетического класса (К) землетрясений в неявном виде заложена уже в выражениях (2.7)–(2.22), согласно которым эти изменения вблизи очага землетрясения и на удалении от него неодинаковы. Особый интерес при этом представляет ближняя зона землетрясения. Размер ее – величина переменная, зависящая от магнитуды землетрясения (см. раздел 2.3). Поэтому для определения зависимостей параметров колебаний от магнитуды или энергетического класса землетрясения гипоцентральное расстояние в выражениях (2.7) – (2.22) принято равным ξ (см. выражения (2.5) и (2.23)). Для небольших землетрясений, когда величина ξ меньше минимальной глубины землетрясения (H_{min}), она принимается равной H_{min} . Наиболее вероятные (средние) значения параметров $\overline{eg}d_{max}$, $\overline{eg}V_{max}$, $\overline{eg}a_{max}$, $\overline{eg}T$, $\overline{eg}t$ и $\overline{eg}t_1$ в ближней зоне землетрясений с различными М и К показаны точками на рис. 2.17–2.19. Параметры смещений d_{max} , T , t и t_1 зависят от магнитуды или энергетического класса землетрясения (линии на рис. 2.17 и 2.19). Аналитические выражения этих зависимостей в пересчете на магнитуду для района Газли имеют вид

$$\overline{eg}d_{max} = 0,53M_{LH} - 2,37, \quad (2.24)$$

$$\overline{eg}T = 0,25M_{LH} - 1,58, \quad (2.25)$$

$$\overline{eg}t = 0,54M_{LH} - 2,62, \quad (2.26)$$

$$\overline{eg}t_1 = 0,52M_{LH} - 2,94; \quad (2.27)$$

для района Сан-Фернандо

$$\overline{eg}d_{max} = 0,48M_{LH} - 2,10, \quad (2.28)$$

$$\overline{eg}T = 0,35M_{LH} - 1,92, \quad (2.29)$$

$$\overline{eg}t = 0,50M_{LH} - 2,00, \quad (2.30)$$

$$\overline{eg}t_1 = 0,54M_{LH} - 2,80; \quad (2.31)$$

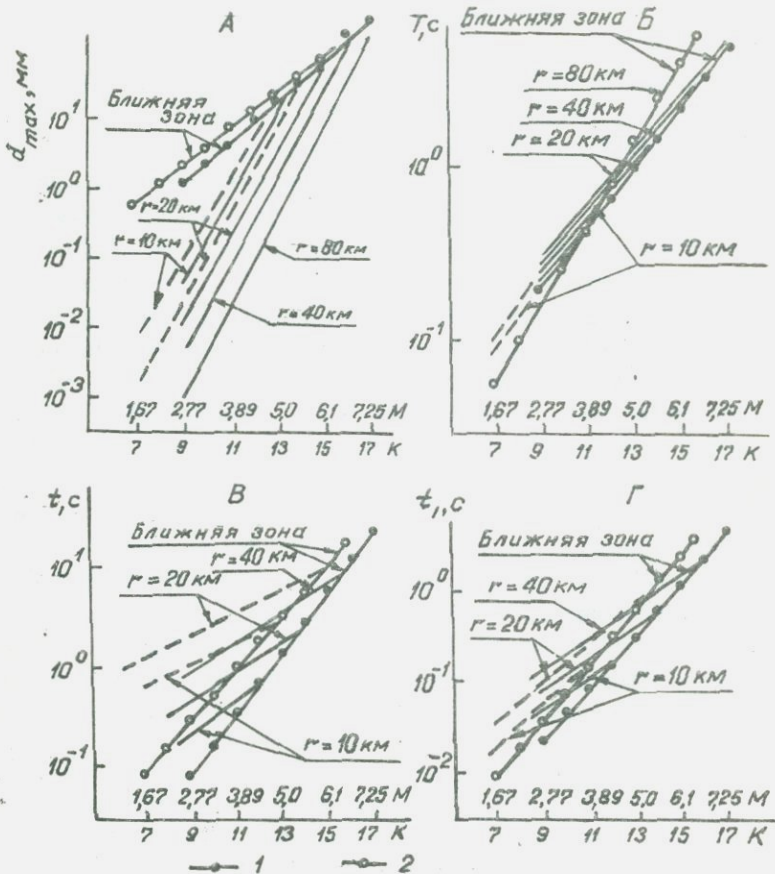


Рис. 2.17. Зависимость средних значений амплитуд (А), периодов (Б), длительностей (В) и времени нарастания (Г) смещений от магнитуды (энергетического класса) землетрясения в ближней зоне и вне ее:

1 - для района Газли; 2 - для района Сан-Фернандо

здесь d_{max} - в см; T , t и t_r - в с.

Выражения (2.24)-(2.27) справедливы в диапазоне магнитуд 2,5-7,3; (2.28)-(2.31) - 1,5-6,5.

Для параметров скоростей получены выражения

$$\overline{eg}V_{max} = 0,32M_{LH} - 0,60, \quad (2.32)$$

$$\overline{eg}T = 0,30M_{LH} - 1,98, \quad (2.33)$$

$$\overline{eg}t = 0,51M_{LH} - 2,3, \quad (2.34)$$

$$\overline{eg}t_1 = 0,50M_{LH} - 1,83; \quad (2.35)$$

для ускорений

$$\overline{eg}a_{max} = 0,15M_{LH} + 1,63, \quad (2.36)$$

$$\overline{eg}T = 0,15M_{LH} - 1,50, \quad (2.37)$$

$$\overline{eg}t = 0,33M_{LH} - 1,43, \quad (2.38)$$

$$\overline{eg}t_1 = 0,37M_{LH} - 2,11; \quad (2.39)$$

здесь V_{max} - в см/с; a_{max} - в см/с²; T , t и t_1 - в с.

Выражения (2.32)-(2.39) рассчитаны для интервала магнитуд 3,5-6,5, но справедливы, вероятно, и для меньших магнитуд землетрясений ($M = 2,0-3,0$). В области больших магнитуд ($M \geq 7,0$) возрастание величин a_{max} , V_{max} , а также d_{max} и T ускорений, скоростей и смещений, возможно, несколько замедляется. Это замедление более существенно для параметров ускорений (см. раздел I.I). Скорость изменения величин t и t_1 с магнитудой может остаться неизменной. Предполагаемые значения $\overline{eg}d_{max}$, $\overline{eg}V_{max}$, $\overline{eg}a_{max}$, $\overline{eg}T$, $\overline{eg}t$, $\overline{eg}t_1$ смещений, скоростей и ускорений грунта в ближней зоне землетрясений с $M < 3,5$ и $M > 6,5$ показаны на рис. 2.I8 и 2.I9.

Полученные коэффициенты возрастания с магнитудой пиковых ускорений в ближней зоне хорошо согласуются с оценками Ф.Ф. Алтикаева [263], однако существенно ниже многих предыдущих оценок для $M < 6,0$ (см. раздел I.I). Это, вероятно, связано с тем, что в большинстве этих работ расчет проводился для различных расстояний без учета ближней и дальней зон.

Сопоставляя между собой полученные зависимости $\overline{eg}d_{max}(M)$, $\overline{eg}V_{max}(M)$, $\overline{eg}a_{max}(M)$, $\overline{eg}T(M)$, $\overline{eg}t(M)$, $\overline{eg}t_1(M)$ смещений, скоростей и ускорений, можно видеть, что при малых магнитудах ($M = 2,5$) V_{max} и a_{max} совпадают с амплитудами скоростей и смещений, которые должны были бы наблюдаться при соответствующих данной магнитуде значениях d_{max} в предположе-

нии квазигармонического характера колебаний.

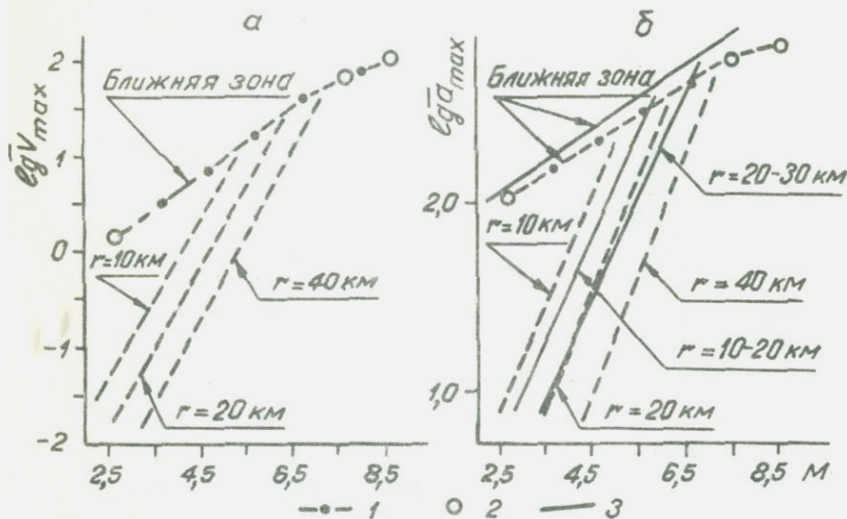


Рис. 2.18. Зависимости пиковых скоростей (а) и ускорений (б) от магнитуды землетрясения в ближней зоне и на фиксированных расстояниях от нее:

1 - наблюдаемые значения; 2 - экстраполированные значения; 3 - зависимости $a_{max}(M)$ из работ [220, 257] (V_{max} - в см/с; a_{max} - в см/с²)

Возрастание с магнитудой величины a_{max} происходит быстрее, чем V_{max} , которая в свою очередь увеличивается быстрее, чем a_{max} . Это связано с ростом периода пиковых смещений и скоростей при возрастании M . При этом V_{max} увеличивается несколько быстрее, чем это должно было бы быть при гармоническом колебании смещений, а a_{max} - быстрее, чем при гармоническом колебании скоростей. Это свидетельствует об относительном ус-

дожнении формы сейсмического сигнала при росте M , что соответствует выводам раздела 2.2. В целом же полученные оценки зависимостей вероятных значений a_{max} , V_{max} и a_{max} от M не противоречивы и согласуются между собой.

Сравнение зависимостей $\lg T(M)$ смещений и скоростей (рис. 2.19) показывает, что величины T скоростей во всем диапазоне магнитуд в среднем в 2 раза ниже, чем величины T смещений. Значения $\lg t$ и $\lg t_1$ смещений и скоростей практически совпадают во всем рассматриваемом диапазоне магнитуд.

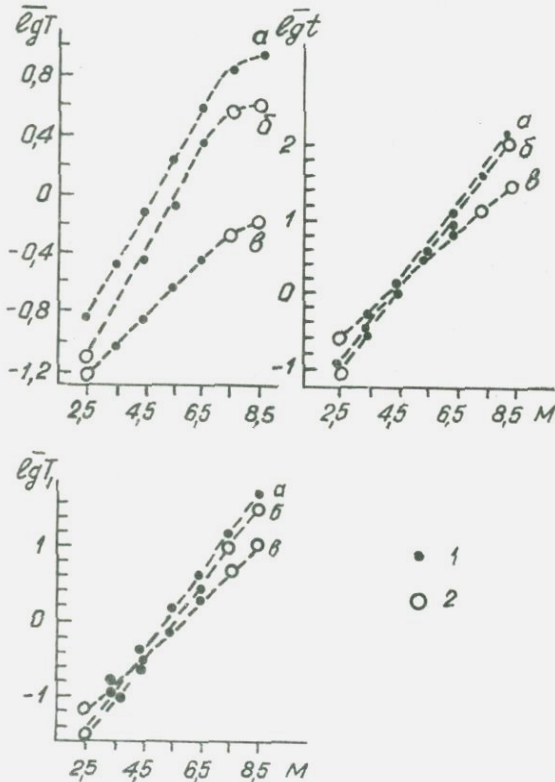


Рис.2.19. Зависимости периодов (T), длительностей (t) и времени нарастания (t_1) смещений (а), скоростей (б), ускорений (в) от магнитуды землетрясения в ближней зоне (T, t, t_1 - в с):

1 - наблюдаемые значения; 2 - экстраполированные

Изложенное подтверждает высказанные выше предположения о том, что максимальные скорости и смещения связаны с одним и тем же движением грунта. Фаза максимальных ускорений в области малых магнитуд, по-видимому, определяется теми же движениями, что и максимальные смещения и скорости. В области же больших магнитуд ускорения связаны с более высокочастотными, осложняющими основную фазу смещений движениями (рис. 2.19).

В разделе 2.3 указано, что дисперсии параметров колебаний грунта статистически значимо не зависят от M в диапазоне $< 7,0$. В то же время дисперсии амплитуд скоростей оказались меньшими амплитуд смещений и большими амплитуд ускорений (см. приложение 2.10). Возможно, это связано не с различным механизмом случайности, действующим при формировании разных кинематических характеристик сейсмических сигналов, а с неслучайными факторами и, в частности, с разной скоростью возрастания амплитуд смещений, скоростей и ускорений при увеличении магнитуды землетрясения (см. выражения (2.24), (2.28), (2.32) и (2.36)). Если в полученные оценки дисперсий внести соответствующие поправки, то окажется:

$$\sigma_{eg d_{max}} \approx \sigma_{eg v_{max}} \approx \sigma_{eg a_{max}} \approx$$

$0,26 \pm 0,2$, что хорошо согласуется с данными других исследователей [287, 371].

Подобные оценки для периодов колебаний показали, что и здесь величины $\sigma_{eg T}$ смещений, скоростей и ускорений примерно одинаковы: $\sigma_{eg T} \approx 0,16 \pm 0,01$. Для длительностей $\sigma_{eg t} \approx 0,20 \pm 0,02$, для времен нарастания - $\sigma_{eg t_r} \approx 0,22 \pm 0,02$. Таким образом, точность оценок величин d_{max} , v_{max} , a_{max} , T , t и t_r смещений, скоростей и ускорений можно считать примерно одинаковой и в качестве первого приближения принять, что при землетрясениях с $M \leq 7,0$ случайные вариации каждого из этих параметров не выйдут за пределы двукратного отклонения от среднего, рассчитанного по формулам (2.7)–(2.39). Некоторое уменьшение дисперсий величин d_{max} , v_{max} , a_{max} , T в ближней зоне, судя по отдельным немногочисленным данным, можно ожидать при возрастании магнитуд землетрясений ($M > 7,0$). Такая возможность вытекает, например, из предположения (см.

выше) о том, что скорость изменения с магнитудой величин a_{max} , v_{max} и особенно a_{max} и T уменьшается в области больших M . Однако, как уже отмечено выше, прямыми статистическими определениями установить это не удалось из-за ограниченности имеющихся в настоящее время натуральных данных. Параметры смещений, скоростей и ускорений в ближней зоне землетрясения с $M = 7,3$, оцененные в соответствии с выражениями (2.24)-(2.39), приведены в табл. 2.1. Здесь же даны значения параметров колебаний, зарегистрированных в ближней зоне Газлийского землетрясения 17 мая 1976 г. [57]. Сопоставление показывает хорошее соответствие расчетных и наблюдаемых данных.

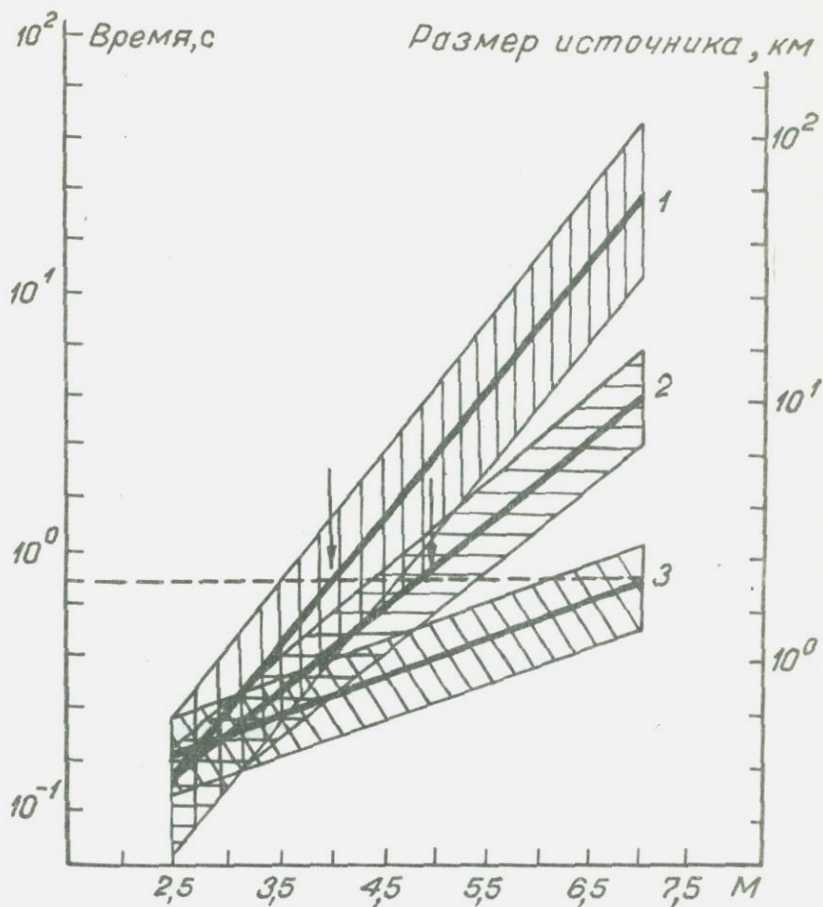
Исходя из предположения, что за полпериода смещения совершаются полный период колебаний скорости и два периода колебаний ускорений, на рис. 2.20 сопоставлены величины t смещений и скоростей, $T/2$ смещений и T скоростей, а также $2T$ ускорений, оцененные для ближней зоны землетрясений разных магнитуд в соответствии с зависимостями (2.24)-(2.39). При небольших магнитудах ($M \leq 3,5$) величины $T/2$ смещений, T скоростей и $2T$ ускорений, а также t смещений и скоростей практически одинаковы. По мере роста магнитуд значения $T/2$ смещений и T скоростей и особенно $2T$ ускорений все больше отстают от t смещений и скоростей и начиная с $M \geq 4,5$ становятся в 2 с лишним раза меньше последних. При еще больших магнитудах начинает сказываться разница в быстроте возрастания $T/2$ смещений или T скоростей и $2T$ ускорений. При $M \geq 5,0$ величины $2T$ ускорений уже начинают статистически значимо (≈ 2 раза) отличаться от $T/2$ смещений или T скоростей. При максимальных (в рассматриваемом диапазоне) магнитудах ($M \approx 7,0$) величины $2T$ ускорений в 5-6 раз меньше, чем $T/2$ смещений или T скоростей, которые в свою очередь в 5-6 раз меньше t смещений и скоростей.

Предположим далее, что рассматриваемые характеристики колебаний характеризуют время работы некоторых источников или излучателей, например, время вспарывания разрывов или отдельных частей этих разрывов (см. раздел I.1). Тогда, приняв в соответствии с рекомендациями А.Г.Москвиной [127] среднюю скорость вспарывания разрыва $v_e = 2,7$ км/с, можно оценить в усредненной форме соотношение размеров соответствующих источников

Таблица 2.1

Расчетные и наблюдаемые параметры колебаний грунта в ближней зоне землетрясения с $M = 7,3$ (a_{max} - в см; V_{max} - в см/с; σ_{max} - в см/с²; T , t и t_1 - в с)

	Смещения		Скорости		Ускорения	
	расчетн.	наблюд. [57]	расчетн.	наблюд. [57]	расчетн.	наблюд. [57]
$a_{max}, V_{max}, \sigma_{max}$	30(15-60)	26-35	50(25-100)	50-75	500(250-1000)	640-920
T	5,0(2,8-9,0)	4,5-5,0	3,0(1,7-5,8)	2,2-5,5	0,5(0,25-0,9)	0,25-0,29
t	19(9-38)	-	18(9-36)	-	9,0(4,5-18)	9-10
t_1	6,5(3,5-13)	6-7	5,6(3-11)	4,0-7,0	3,0(1,5-6,0)	4,5-5,5



ис. 2.20. Вероятные значения параметров колебаний грунта:
 t смещений и скоростей (1); $T/2$ смещений и T скоростей (2); $2T$ ускорений (3) в ближней зоне землетрясений разных магнитуд (M). Линии - вероятные значения, заштрихованы в области 90% уровня доверия

или излучателей (рис. 2.20). Видно, что размеры излучателей, "ответственных" за ℓ смещений или скоростей, практически совпадают с размерами очагов землетрясений соответствующих магнитуд (см. выше) во всем рассматриваемом диапазоне M . Излучатели, "ответственные" за $T/2$ смещений и T скоростей, совпадают с очагами землетрясений только при небольших магнитудах, а в общем случае составляют лишь части очага землетрясения. И, наконец, размеры излучателей, "ответственных" за $2T$ ускорений, составляют часть вышеупомянутых излучателей и еще меньшую часть всего очага землетрясения.

Таким образом, исходя из представлений об очаге как о сложном построенном излучателе сейсмических волн в качестве гипотезы в нем можно выделить три типа эффективных излучателей, которые определяют различные характеристики колебаний грунта в ближней зоне землетрясений. Первый тип - очаги в целом с размерами (ℓ), согласно [168, 229, 240], возрастающими примерно в 3 раза при увеличении магнитуды на единицу. При $M < 3-4$ эти излучатели определяют все основные характеристики смещений, скоростей и ускорений колебаний грунта, при $M > 3-4$ - только длительности интенсивных смещений и скоростей. Второй тип - осложняющие основной разрыв локальные неоднородности, оперяющие разрывы и т.д., которые заметно проявляются при размерах очага 2-3 км и более ($M > 3-4$). Размеры этих излучателей (ℓ') возрастают с магнитудой, но медленнее, чем ℓ , составляя от $\ell' \approx \ell/2$ при $M \approx 3-4$ до $\ell' \approx \ell/5$ при $M \approx 7,0$. При $M < 5$ эти излучатели определяют характеристики пиковых смещений, скоростей и ускорений ($d_{max}, V_{max}, a_{max}, T$), а также длительность (t) ускорений, при $M > 5$ - только d_{max}, V_{max}, T смещений и скоростей, а также t ускорений. Третий тип - субисточники, осложняющие излучатели второго рода, когда те в свою очередь достигают 2-3 км и более ($M > 5$). Их ℓ'' также растет с увеличением M , но еще медленнее, чем ℓ' , и составляет от $\ell'' \approx \ell'/2$ при $M \approx 5,0$ до $\ell'' \approx \ell'/5$ при $M \approx 7,0$. Эти излучатели определяют величины a_{max} и T ускорений. Соотношение размеров выделенных типов излучателей близко к иерархическим соотношениям структур М.А. Садовского [179-181].

В связи с изложенным представляется важным решение вопроса — действительно ли оцененные нами по экспериментальным данным величины a_{max} , V_{max} , d_{max} при рассматриваемых крупных землетрясениях являются наибольшими или есть более интенсивные сигналы, которые из-за ограниченных возможностей аппаратуры не регистрируются. Наши оценки ускорений и, по-видимому, скоростей можно считать действительно оценками максимальной фазы колебаний. Относительно же смещений исчерпывающего ответа пока дать невозможно. Специальные расчеты, сделанные нами [214, 220], свидетельствуют о том, что приведенные выше значения d_{max} в ближней зоне действительно максимальны. Окончательное решение можно получить после накопления сейсмограмм, полученных специальными длиннопериодными приборами (см. раздел I.I). Следует также подчеркнуть, что речь идет о колебательных или динамических составляющих поля смещений. Остаточные смещения или статическая их составляющая в ближней зоне могут достигать большой величины и значительно превосходить колебательные [57-59, 26].

Сравнение $T(M)$ смещений для ближней зоны в районах Сан-Фернандо и Газли указывает на более высокочастотный характер колебаний при Газлийских землетрясениях. Это, вероятно, объясняется повышенными прочностными свойствами материала земной коры в районе Газли (относительно монолитная Туранская плита). Величина параметров t и t_1 при землетрясениях в районе Газли в среднем также в 1,5-2 раза ниже, чем в районе Сан-Фернандо. Это можно трактовать как различия в размерах источников, ответственных за регистрируемые в ближней зоне максимальные смещения грунта.

На фиксированных гипоцентральных расстояниях параметры колебаний грунта зависят от M более сложным образом, чем в ближней зоне (рис. 2.16 и 2.17). Это обусловлено наличием двух качественно различных областей ближней и дальней зон. Так, если зависимости $d_{max}(M)$, $V_{max}(M)$, $a_{max}(M)$, $T(M)$, $t(M)$ или $t_1(M)$ определяются на некотором сравнительно небольшом расстоянии, то может оказаться, что оно будет дальней зоной для небольших (в рассматриваемом диапазоне магнитуд) землетрясений, в то время как для более крупных событий эти расстояния не выйдут за пределы ближней зоны. Так, для землетрясений с $M < 5,0$

$\xi = 10$ км является дальней зоной, а с $M = 7,0$ — ближней. Так как в ближней зоне параметры колебаний определяются в первую очередь ближайшим к точке наблюдения участком разрыва, то при одинаковом гипоцентральной расстоянии сейсмические волны в ближней и дальней зонах проходят в среде фактически разные пути. Этот механизм приводит к резкому изменению характера рассматриваемых зависимостей в ближней зоне и за ее пределами. Поэтому для магнитуд землетрясений, размеры ближних зон которых больше, чем данное фиксированное расстояние, пригодны выражения (2.24) — (2.39), для остальных случаев выражения даны в приложениях 2.11, 2.12.

Различия в скорости изменения амплитуд колебаний в зависимости от M наблюдаются не только в ближней и дальней зонах, но и внутри дальней зоны на разных расстояниях. Так, скорость изменения $a_{max}, V_{max}, A_{max}$ с M в рассматриваемом диапазоне M и ξ возрастает по мере удаления от гипоцентра. Это связано с поглощающим действием реальных сред, которое пропорционально частоте и пройденному сейсмическим сигналом расстоянию (см. разделы 1.1 и 2.3).

Установленный сложный характер зависимостей параметров колебаний грунта от магнитуды землетрясения не совсем привычен. В настоящее время больше распространены более простые модели (см. раздел 1.1), однако подобную структуру зависимостей, по крайней мере для $a_{max}(M)$, можно получить, несколько переинтерпретировав хорошо известные данные. Так, Ambrasens [258] показал, что рассчитанные хотя и для небольших, но фиксированных гипоцентральных расстояний значения $a_{max}(M)$ существенно отличаются от наибольших a_{max} , зарегистрированных при землетрясениях данных магнитуд. Мы осреднили эти наибольшие пиковые значения амплитуд ускорений и отождествили их с вероятными значениями a_{max} в ближней зоне [220]. В результате общая структура зависимостей $a_{max}(M)$, по данным из [258], как это видно из сопоставления на рис. 2.18, б, стала подобной определенной нами. Близкими оказались и сами значения $a_{max}(M)$, различия составили 0,2–0,3 лог.ед., что отчасти объясняется региональным отбором данных в работе [258], где использованы материалы только европейских землетрясений, а также неточностями определения расстояний и магнитуд.

Отношения V_{max} (см/с)/ a_{max} (см/с²) изменяются от 0,015 (при $M \approx 2,5$) до 0,12 (при $M = 7,5$), что существенно отличается от оценок Seed и др. [354], Н.М.Ньюмарка и Е.Розенблэста [137], которые для мягких грунтов определили это отношение равным $\approx 0,11$. Такие значения характерны лишь для магнитуд 6-7 и для расстояний 40-60 км (см. рис. 2.18).

2.5. Закономерности изменения спектров колебаний грунта при землетрясениях различной величины и удаленности

Общий характер изменения с расстоянием уровней спектральных плотностей, рассчитанных для различных частот (рис. 2.21), подобен характеру зависимостей от расстояния пиковых амплитуд колебаний грунта (см. раздел 2.3). Здесь также выделяются ближняя и дальняя зоны. Размеры ближней зоны совпадают с размерами зон \mathcal{Z} , выделенных выше ((2.5), (2.23)). В ближней зоне уровень спектральной плотности для фиксированных частот колебаний и магнитуд землетрясений приблизительно постоянен и не зависит от гипоцентрального расстояния. Существование ближней зоны в зависимостях $l_{g}/S/(l_{g}z)$ определяется, как и в случае рассмотренных выше единичных параметров колебаний, влиянием протяженности очага землетрясения и погрешностями измерения гипоцентральных (эпицентральных) расстояний (см. раздел 2.3).

В дальней зоне уровень спектральной плотности пропорционален расстоянию. Аппроксимирующие выражения могут быть описаны уравнением типа (2.6). В приложениях 2.13 и 2.14 приведены рассчитанные коэффициенты α , и α_0 таких аппроксимирующих выражений для дальней зоны землетрясений в районах Гаэли, Сан-Фернандо и в Дагестане, в 2.15 - коэффициенты линейных выражений, аппроксимирующих зависимости $l_{g}/S/(l_{g}\Delta)$ в дальней зоне, и парабол, аппроксимирующих эти зависимости в ближней и дальней зонах землетрясения в Сан-Фернандо 1971 г., подобно рассмотренным в разделе 2.3 зависимостям d_{max}, T, t, t_0 от Δ .

Сопоставление результатов расчетов, сделанных по разным выборкам, показывает, что затухание с расстоянием величин $l_{g}/S/$

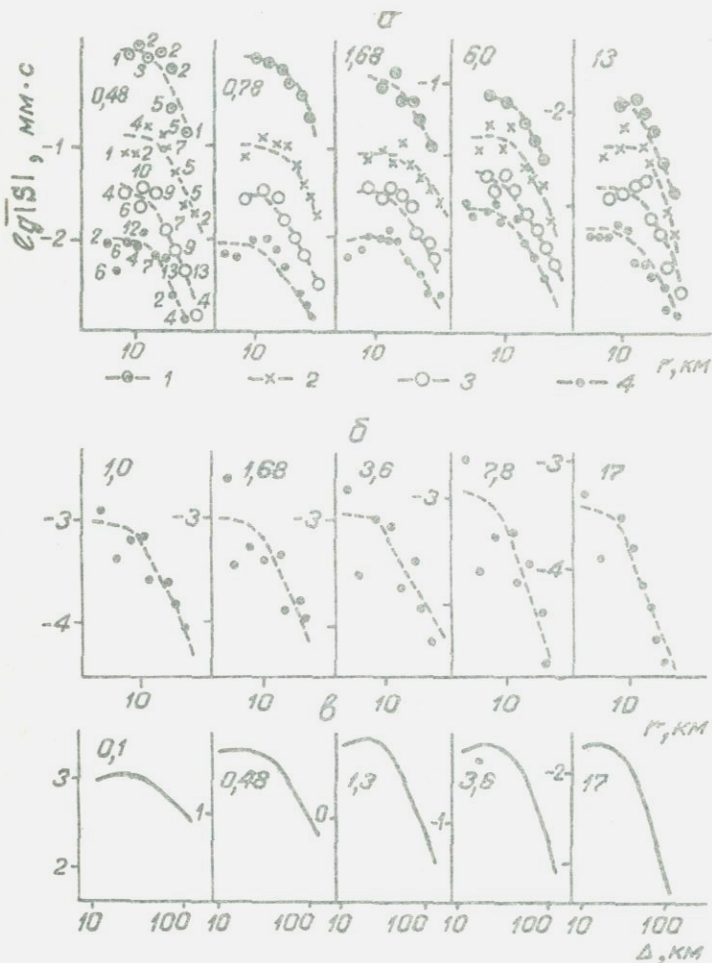


Рис. 2.2I. Средние значения спектральной плотности смещений на различных гипоцентральных (ε) и эпицентральных (Δ) расстояниях (цифры в углу графиков - частота спектральной составляющей в Гц):

а - афтершоки Газлийских землетрясений 1976 г. (цифры около точек - число осредняемых значений $lg|S|$: I-K-I3; 2 - I2; 3 - II; 4 - I0); б - афтершоки землетрясения в Сан-Фернандо 1971 г. с $M=2,5-3,0$; в - землетрясение в Сан-Фернандо 1971 г.

зависит от частоты. Характер этих зависимостей (аналитические выражения см. в приложении 2.16) для высокочастотной ($f > f_c$ - угловая частота спектра по Бруне [271, 273]) и низкочастотной частей спектра существенно различен. В высокочастотной части коэффициент затухания α_1 практически не зависит от магнитуды землетрясения и возрастает по абсолютной величине с частотой. Объединяя результаты расчетов зависимостей $\alpha_1(f)$ для разных магнитуд землетрясений и для разных районов, из приложения 2.16 можно записать

$$\alpha_1 = -(0,68 \pm 0,08) \lg f - (1,6 \pm 0,1). \quad (2.40)$$

Нижний предел значений $\alpha_1(f)$ из выражения (2.40) соответствует районам с относительно монолитным строением земной коры типа Туранской плиты (район Газли). Более высокие значения $\alpha_1(f)$ характерны для районов с большой раздробленностью земной коры (район Сан-Фернандо), где усиливаются поглощение и рассеяние энергии сейсмических волн при их прохождении через зоны дробления.

Некоторые особенности обнаруживаются в зависимостях $\alpha_1(f)$, рассчитанных отдельно для скальных и рыхлых грунтов. Так, коэффициенты $\alpha_1(f)$, найденные по спектрам Дагестанских землетрясений (приложение 2.16) для рыхлых грунтов, в целом подчиняясь зависимости, близкой к (2.40), имеют аномально низкие по абсолютной величине значения на частотах $f = 3,6-7,8$ Гц. Отметим, что именно эти частоты являются резонансными для типа грунтов под станциями Дружба - Клуб и Буйнак (см. раздел 2.1). В то же время указанные аномалии на скальных грунтах не наблюдаются. Существование на резонансных частотах пониженных скоростей затухания $\lg |S|$ с расстоянием подтверждается при рассмотрении исходных спектров землетрясения Сан-Фернандо 1971 г. [214], где наблюдается относительно резкое уменьшение затухания $\lg |S|$ на частотах 2,2-4,8 Гц. Аналогичная картина отмечается и при рассмотрении спектров, зарегистрированных на рыхлых грунтах в районе Фриули (см. раздел 2.1); некоторые факты приводятся В.М.Грайзером [58]. В целом, однако, экспериментальных данных для окончательных выводов пока недостаточно и предположение об уменьшении затухания спектров на резонансных

частотах можно принять как рабочую гипотезу.

Во многих случаях, например, когда расчеты делаются для не очень больших расстояний ($r < 40-50$ км), различиями в сейсмотектонических особенностях района и местных грунтовых условиях можно пренебречь, используя в качестве первого приближения средние значения $\alpha_1(f)$ и выражения (2.40). Возникающие при этом погрешности в оценке уровня спектра, как правило, не превышают 0,1-0,2 лог. ед., что находится в пределах обычной точности оценок $E_g/|S|$.

Существенно иные зависимости получены для низкочастотной части спектра. Для Газлийских землетрясений, например, затухание $E_g/|S|$ с расстоянием увеличивается с уменьшением частот, причем коэффициент α_1 меняется с частотой тем быстрее, чем выше K .

Полученные результаты могут быть объяснены следующим образом. Высокочастотная часть спектра, согласно современным представлениям (см. раздел I.1), определяется сброшенными напряжениями ($\Delta\sigma$) и поэтому связана с колебательной или динамической составляющей поля перемещений. Затухание этих колебаний при распространении в реальных средах пропорционально частоте и зависит лишь от расстояния и поглощающих свойств среды и не зависит от M .

Низкочастотная часть спектра во многом зависит от формы анализируемого сигнала [32, 210]. При распространении от источника на расстояние $> 15-20$ км первоначально импульсный (асимметричный) сигнал, имеющий спектр, открытый в сторону низких частот, постепенно приобретает колебательную или квазисинусоидальную форму (см. раздел 2.2). Спектр такого сигнала быстро падает в сторону низких частот, поэтому в низкочастотной части спектра наблюдается уменьшение уровня спектральной плотности и тем заметнее, чем более колебательным становится сейсмический сигнал, т.е. чем больше гипоцентральное расстояние.

Увеличение скорости изменения коэффициента α_1 с частотой в низкочастотной части спектра с ростом K или M , вероятно, связано с уменьшением относительных ошибок при цифровке сейсмограмм более интенсивных землетрясений. Кроме того, определенную роль здесь могут играть остаточные смещения, заметно присутствующие (см. [57]) на записях крупных землетрясений в ближ-

ней зоне. Они увеличивают асимметричность сейсмических сигналов, повышая тем самым относительный уровень низкочастотной части спектра. С расстоянием же остаточные смещения быстро затухают, повышая скорость затухания низкочастотных составляющих тем сильнее, чем больше остаточные смещения в ближней зоне, т. е. чем больше магнитуда землетрясения. Сказанное относится лишь к диапазону расстояний 10–50 км, когда существенно изменяется не только амплитуда, но и форма сейсмического сигнала. При неизменности формы сигнала затухание на частотах $f < f_c$ остается примерно постоянным и равным $\alpha_1(f_c)$, что можно наблюдать на примере афтершоков землетрясения Сан-Фернандо 1971 г. (приложение 2.14). Об этом же свидетельствуют расчеты затухания $lg|S|$ с расстоянием в низкочастотной части спектров афтершоков Газлийских землетрясений с колебательной формой записи в ближней и дальней зонах (приложение 2.14). Это справедливо, очевидно, и для спектров сигналов с неизменяющейся при распространении импульсной формой. Такие сигналы регистрируются обычно на расстояниях $< 15-20$ км (см. раздел 2.2).

Низкочастотные ветви таких спектров остаются параллельными оси абсцисс. При распространении сигнала общий уровень спектра уменьшается, т. е. коэффициент α_1 постоянен для всех $f < f_c$ и определяется выражением (2.40), в котором $f = f_c$ для данных M или K .

Таким образом, для частот $f < f_c$ дальняя зона делится на два участка: в котором форма сейсмического сигнала изменяется ($z < 15-20$ км) и в котором она изменяется слабо ($z > 15-20$ км). Последний участок аналогичен переходной зоне, выделенной на зависимостях $t(z)$ и $t_1(z)$ (см. раздел 2.3). Так как спектральная плотность определяется не только длительностью (формой) сигнала, но и его амплитудным уровнем, то на этом участке в отличие от указанной выше переходной зоны величина $lg|S|$ изменяется, хотя и медленнее, чем на более далеких расстояниях.

Зависимости изменения спектров от величины M или K рассматривались для ближней зоны и различных фиксированных гипоцентральных расстояний. Отдельно изучались афтершоковые последовательности землетрясений и обычные неафтершоковые землетрясения.

Спектры афтершоков Газлийских землетрясений 1976 г. и землетрясения Сан-Фернандо 1971 г., имеющих разные M и e , пересчитывались с использованием (2.40) в ближнюю зону и на расстояния 10, 20 и 40 км и после этого осреднялись (рис. 2.22). Общая структура зависимостей подобна зависимостям a_{max} , V_{max} и A_{max} от M (см. раздел 2.4). Коэффициенты аппроксимирующих выражений типа (2.6) для землетрясений в районах Газли и Сан-Фернандо приведены в приложениях 2.17, 2.18. В указанных приложениях вместо рассматриваемых в предыдущем разделе коэффициентов α_1 используются совпадающие с ними по смыслу величины $\beta_{M,K} = \Delta \lg |S| / \Delta M, K$ — приращения уровня спектральной плотности на единицу магнитуды или энергетического класса, введенные ранее В.И.Халтуринным и др. [209]. Коэффициенты $\beta_{M,K}$ увеличиваются с уменьшением частоты колебаний (см. приложения 2.17, 2.18 и рис. 2.23), т.е. с повышением энергии источника интенсивность низкочастотных колебаний растет быстрее, чем высокочастотных. Эти тенденции сохраняются и в ближней зоне и для всех рассматриваемых гипоцентральных расстояний. В ближней зоне значения β_M наименьшие, зависимости $\beta_M(f)$ можно представить двумя ветвями — высокочастотной, где изменение β_M линейно относительно $\lg f$, и низкочастотной, где $\beta_M(f) \approx \text{const}$. В ближней зоне относительное увеличение интенсивности длиннопериодного излучения по сравнению с короткопериодным при росте M можно объяснить возрастанием общих размеров разрыва (очага землетрясения) и соответственно величины и длительности подвижки по нему (см. раздел 1.1).

Независимость величины β_M от частоты в длиннопериодной области связана с ограничениями, накладываемыми методикой построения функции $\beta_M(f)$, а именно — диапазоном изменения K или M сравниваемых землетрясений. Так как в ближней зоне спектры землетрясений, согласно принятой модели, имеют низкочастотные ветви, параллельные между собой, то на частотах $f < f_x$ (где f_x — угловая частота наибольшего из сравниваемых землетрясений) величина β_M будет постоянной и независимой от частоты. Например, для Газлийских землетрясений ($K = 9-13$) $f_x = 0,78-1,0$ Гц и плоский участок $\beta_M(f)$ наблюдается на частотах $f < 0,78$ Гц (рис. 2.23, а). Для землетрясений в районе Сан-Фернандо ($M = 1,7-4,5$) $f_x = 1,0-1,3$ Гц, и поэтому

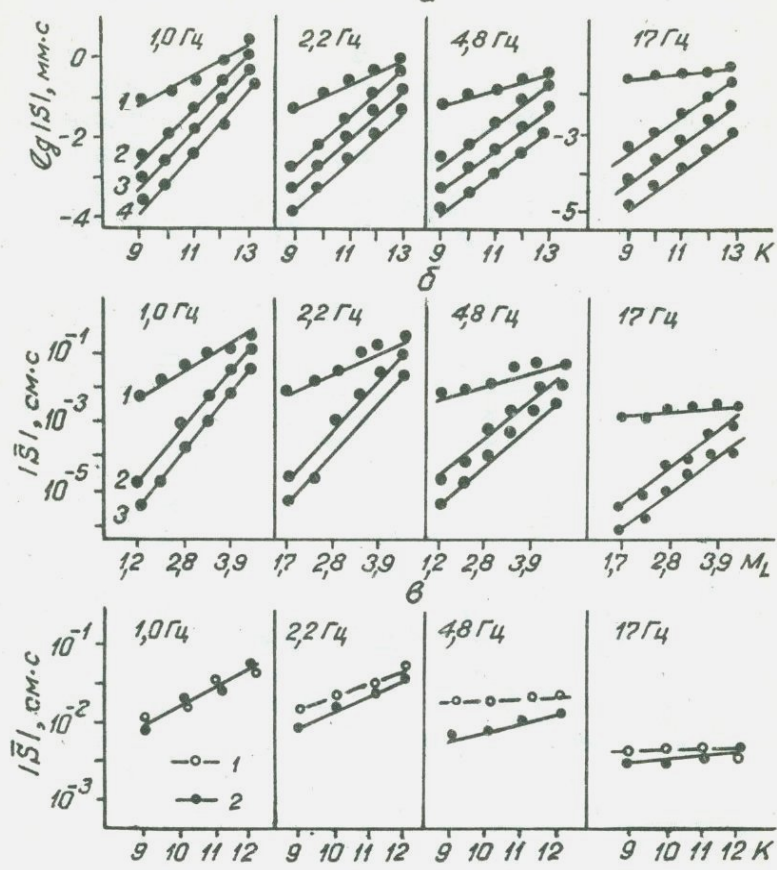


Рис.2.22. Зависимости спектральной плотности колебаний грунта от энергии очага (К) или магнитуды (M_L) землетрясения на разных гипоцентральных расстояния (r):
 а - афтершоки Газлийских землетрясений: 1 - ближняя зона; 2, 3, 4 - $r = 10, 20, 40$ км соответственно;
 б - афтершоки землетрясения Сан-Фернандо 1971 г.; 1 - ближняя зона; 2,3 - $r = 10, 20$ км соответственно;
 в - афтершоки Дагестанского землетрясения 1970 г.: 1, 2 - рыхлый и скальный грунт соответственно, ближняя зона

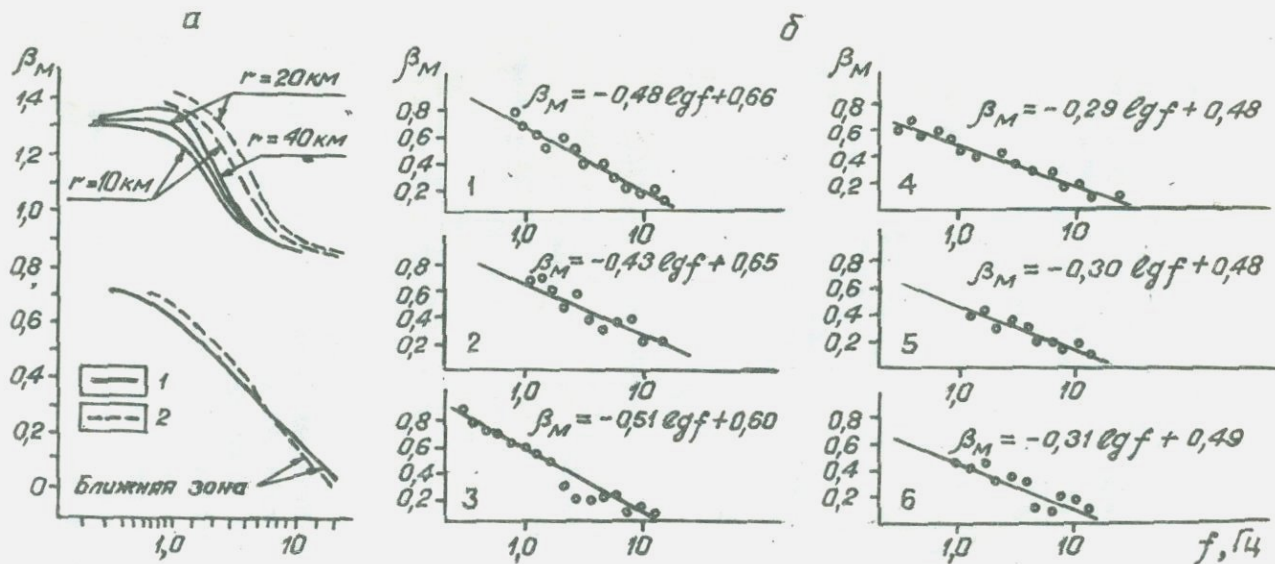


Рис. 2.23. Графики зависимостей β_M от частоты в ближней и дальней зонах:
 а - афтершоки Газлийских землетрясений 1976 г. (1) и землетрясения в Сан-Фернандо 1971 г. (2); б - ближняя зона землетрясений: 1 - Папской очаговой области; 2 - Назарбек-Ташкентской очаговой области; 3 - района Фриули; 4 и 5 - Дагестанских землетрясений, рыхлый и скальный грунты соответственно; 6 - запада США с $M = 5,3-7,7$

плоский участок кривой $\beta_m(f)$ находится за пределами рассматриваемого диапазона частот.

Значения $\beta_m(f)$, рассчитанные для ближней зоны Газлийских землетрясений и в районе Сан-Фернандо, практически совпадают (рис. 2.23, а). Для них получено выражение

$$\beta_m = \begin{cases} \text{const} = -0.46 \lg f_{x_1}^p + 0.64 & \text{при } f < f_{x_1} \\ -0.46 \lg f + 0.64 & \text{при } f > f_{x_1} \end{cases} \quad (2.41)$$

Аналогичные зависимости рассчитаны и для других районов (рис. 2.23, б).

Сравнивая полученные выражения, можно видеть, что зависимости, рассчитанные для сдвиговых землетрясений в различных районах земного шара (Дагестан и запад США), практически совпали. То же можно сказать и о взбросовых землетрясениях в районах Газли, Сан-Фернандо, Назарбек, Пап и Фриули. В то же время зависимости $\beta_m(f)$ для взбросовых и сдвиговых землетрясений даже в пределах одного района (например, Калифорнии) существенно различны. Величины, рассчитанные по записям афтершоков и обычных землетрясений, различаются незначительно.

Наблюдаемые закономерности спектров в ближней зоне землетрясений могут быть объяснены следующим образом. Зависимость β_m от частоты f есть следствие присутствия в общем спектре колебаний определенной доли некогерентного (по терминологии Б.В.Кострова [104]) излучения. Действительно, если бы некогерентное излучение отсутствовало, то, согласно Аки [254], высокочастотные ветви спектров имели бы при разных магнитудах одинаковый наклон и коэффициенты β_m не зависели бы от частоты. Следовательно, зависимости $\beta_m(f)$ выступают в роли некоторой меры доли некогерентного излучения в спектре — чем больше она, тем сильнее зависимость β_m от f . При этом само некогерентное излучение порождено разного рода неоднородностями развивающегося очага землетрясения: чем больше их относительное количество, тем больше доля некогерентного излучения и, следовательно, тем сильнее зависимость β_m от f . Таким образом, на основании полученных зависимостей $\beta_m(f)$ можно заключить, что в среднем при сдвигах очаги — менее неоднородные, а подвижка в них — более гладкая, чем при взбросах. Главное

отличие сдвигов от взбросов заключается в том, что подвижки в них происходят в разных направлениях — горизонтальном и вертикальном соответственно. Следовательно, движение в вертикальном направлении проходит более неравномерно, чем в горизонтальном, и может быть связано со сложным строением земной коры. Возникает явление, подобное упоминаемому в литературе под названием "эффекта стиральной доски", когда движение вдоль ребер происходит более гладко, чем поперек них. Следует подчеркнуть, что предлагаемое объяснение не является альтернативой высказываемым ранее (см. работы [22, 180, 240]) предположениям о связи особенностей излучения очагов с разным механизмом подвижки и характером действующих тектонических напряжений или с действием сил тяжести. Более того, сама слоистость, например, в значительной мере сформировалась под воздействием этой силы тяжести. Таким образом, наша трактовка предлагает конкретную форму, в которой могут проявляться указанные выше природные факторы.

Таким образом, функции $\beta_m(f)$ в ближней зоне оказались достаточно устойчивыми характеристиками зависимости спектра колебаний грунта от энергии очага (магнитуды) землетрясения. При этом они достаточно чувствительны к таким факторам, как тип подвижки в очаге землетрясения. Используя полученные результаты, сделаны оценки наиболее вероятных или средних спектров ускорений грунта при землетрясениях разных магнитуд и механизмов подвижки в очаге в районах Газли, Сан-Фернандо, Назарбек, Пап, Дагестан, Фриули, запад США (рис. 2.24, см. рис. 5.15). Сопоставление расчетных спектральных кривых с независимыми данными о реальных землетрясениях (рис. 2.25) показывает достаточную надежность наших построений.

Описываемый метод реконструкций спектра сильного землетрясения по записям слабых позволяет уловить региональные отличия в характере колебаний грунта при землетрясениях.

Сравнение спектров ускорений взбросовых землетрясений разных магнитуд в районах Газли и Сан-Фернандо (рис. 2.24) показывает, что несмотря на одинаковый характер изменения функции $\beta_m(f)$ сами спектры резко различаются. Интенсивность высокочастотных составляющих спектров Газлийских землетрясений существенно больше, чем таких же по магнитуде землетрясений в

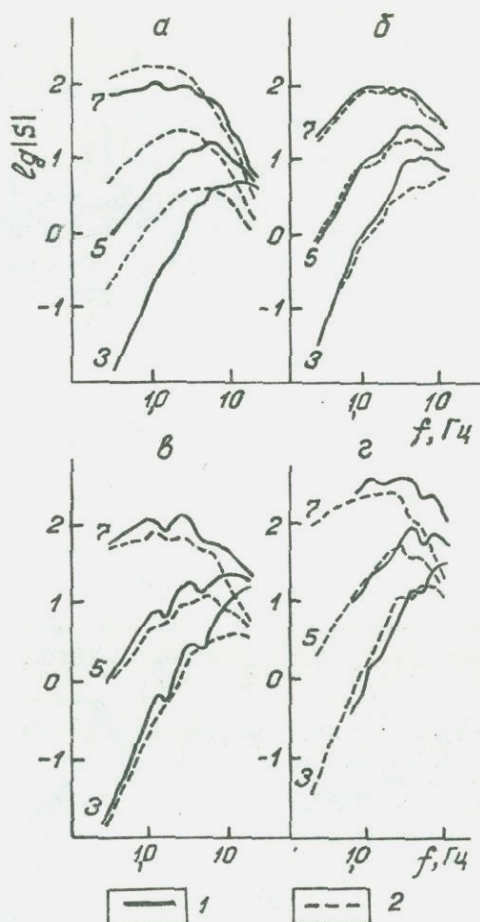
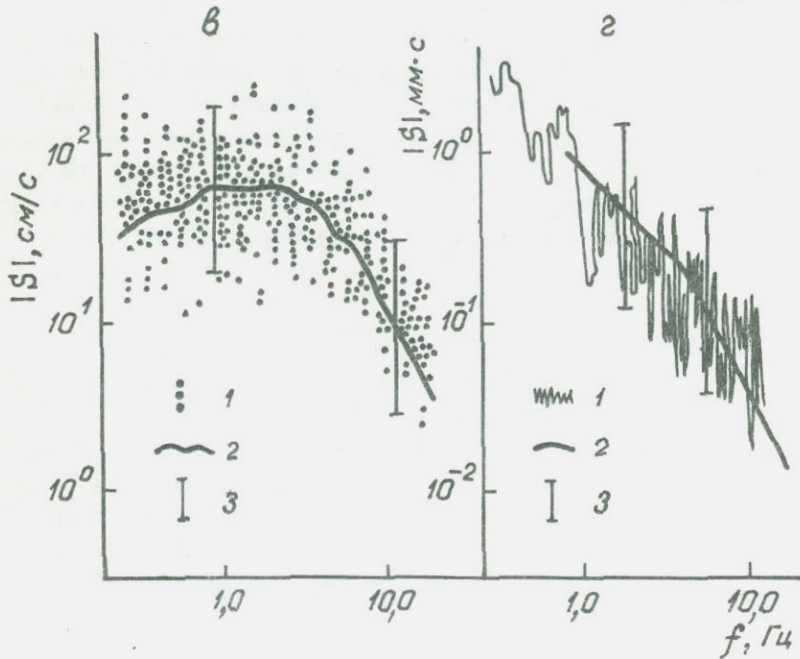
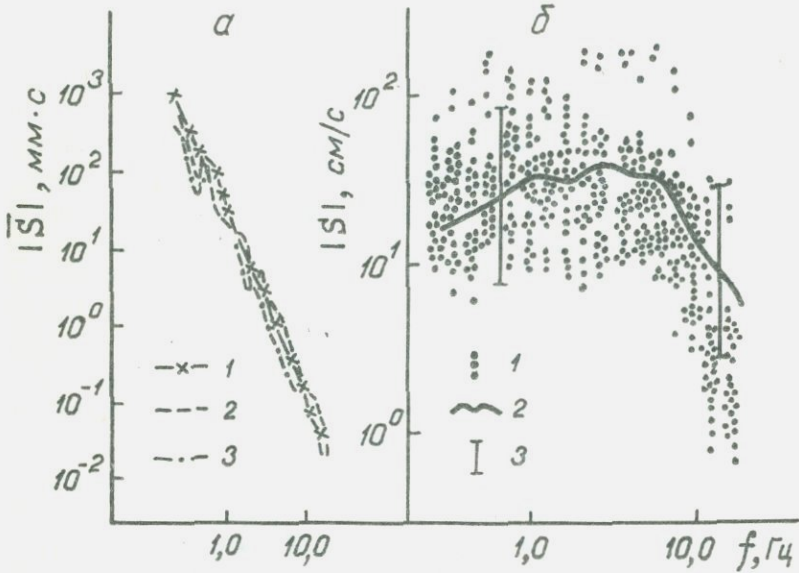


Рис. 2.24. Вероятные спектры ускорений грунта в ближней зоне землетрясений (цифры около кривых обозначают магнитуды землетрясений), $|s|$ - в см/с.

а - взрывовые землетрясения в районе Сан-Фернандо (1), сдвиговые землетрясения запада США (2); б - Дагестан, рыхлый (1) и скальный (2) грунт; в - взрывовые землетрясения в районе Газли (1) и Сан-Фернандо (2); г - взрывовые землетрясения в Назарбек-Ташкентском районе (1) и в районе Фриули (2)



Сан-Фернандо. Это обстоятельство, по-видимому, объясняется тем, что Газлийские землетрясения происходили в пределах относительно монолитной Туранской плиты - в условиях, для которых характерны более "жесткие" (по терминологии Н.В.Шебалина [225]) очаги. Район же Сан-Фернандо расположен в зоне разломов Сан-Андреас, где из-за раздробленной зоны коры очаги землетрясений более "вялые".

На рис. 2.24,б показаны спектры ускорений в ближней зоне землетрясений разных магнитуд, реконструированные по записям афтершоков Дагестанского землетрясения 1970 г. Для скальных пород расчеты сделаны по выражению на рис. 2.23,б, для рыхлых грунтов - с учетом показанных точками аномально низких значений β_M на частотах 6-8 Гц. На общий ход аппроксимирующей прямой эти аномальные точки влияют слабо, вызывая лишь незначительное увеличение наклона прямой $\beta_M(f)$ по сравнению со скалой. В то же время аномальное уменьшение величин β_M в узком интервале частот может иметь более глубокий физический смысл, а именно - быть связанным с особенностями интерференционных явлений в рыхлых породах вблизи протяженного источника сейсмических колебаний. Как видно из рис. 2.24,б, соотношение вероятных спектров рыхлых и скальных грунтов при изменении магниту-

Рис. 2.25. Сопоставление расчетных и реальных спектров:

а - район Газли: 1 - расчетный спектр, $M = 7,3$, ближняя зона; 2, 3 - спектры при землетрясении 17 мая 1976 г. (по данным [57]); б - район Сан-Фернандо: 1 - значения $|S|$ при землетрясении 09.02.71 г.; $\Delta \leq 40$ км; 2, 3 - расчетный спектр (средние значения и доверительные интервалы), $M = 6,0-6,9$, ближняя зона, взброс; в - запад США: 1 - значения $|S|$ при землетрясении Империл Велли 1979 г., $\Delta < 25$ км; 2, 3 - расчетный спектр (средние значения и доверительные интервалы), $M = 6,0-6,9$, ближняя зона, сдвиг; г - Назарбекская зона: 1 - спектр Назарбекского землетрясения 1980 г. на ЦСС "Ташкент" по [145]; 2, 3 - расчетный спектр (средние значения и доверительные интервалы), $M \approx 5,1$, $z = 20$ км

ды меняется. При небольших магнитудах ($M = 3-4$) в полосе частот 6-8 Гц спектральная плотность на рыхлых грунтах по сравнению со скальным увеличивается примерно в 2 раза. При росте магнитуды землетрясения уровни вероятных спектров колебаний на частотах 6-8 Гц сближаются и при $M \approx 7$ становятся практически одинаковыми. Полоса 6-8 Гц соответствует резонансным частотам, которые можно ожидать для слоя рыхлых пород в пунктах наблюдений (см. раздел 2.1).

Землетрясения с $M < 3-4$ имеют небольшую протяженность очагов по сравнению с расстояниями, соответствующими "ближней зоне" (см. выражение (2.23)), поэтому различиями в путях и времени прохождения можно пренебречь. В этом случае повышение интенсивности колебаний на поверхности рыхлых грунтов можно объяснить конструктивной интерференцией плоских волн в слое [178, 233]. При увеличении магнитуды землетрясения ($M = 6-7$) протяженность источника становится существенно больше минимальных расстояний, на которых возможны экспериментальные наблюдения. Сейсмические волны, излучаемые различными участками протяженного очага, могут приходить в точку наблюдения под различными углами и с разными временными задержками. Вследствие этого интерференционная картина в слое будет более сложной, а резонансные эффекты статистически менее четко выраженными.

Близость уровней амплитуд ускорений рыхлых и скальных грунтов в ближней зоне крупных землетрясений отмечалась и ранее (например, [107, 241]). Обычно этот эффект объясняется нелинейным поведением рыхлого грунта при сейсмических воздействиях большой интенсивности. Подобные явления, несомненно, имеют место в ближних зонах сильных землетрясений. Однако в данном случае эффект сближения уровней высокочастотных частей спектров колебаний рыхлых и скальных пород экспериментально наблюдается при сравнительно небольших магнитудах ($M = 2,5-4,5$) землетрясений, при которых нелинейные процессы в грунтах еще практически незаметны. В этих условиях предположение о влиянии на реакцию рыхлого слоя протяженности очага землетрясения представляется предпочтительнее.

Следует, однако, оговорить, что эффекты сближения спектров колебаний рыхлых и скальных грунтов в эксперименте наблюдались лишь в небольшом диапазоне магнитуд ($M = 2,5-4,5$). Поэтому к

результатам далеких экстраполяций в область больших магнитуд ($M = 6-7$) при изучении таких относительно тонких и малозаметных эффектов следует относиться с осторожностью. Для проверки высказанных предположений необходимы последующие наблюдения.

В дальней зоне функции $\beta_M(f)$ существенно отличаются по уровню и по форме от таковых в ближней: в дальней зоне они в среднем в 2 раза выше, чем в ближней; на кривых, кроме пологого участка на низких частотах и наклонного на средних, появляется еще один пологий участок на высоких частотах. Существование его объясняется поглощающими свойствами реальных геологических сред и влиянием размеров очагов землетрясений. Так, при одних и тех же гипоцентральных расстояниях больший путь проходят сейсмические волны от очагов меньшего размера. Соответственно сильнее изменяются и спектры. Это выражается, в частности, в более сильном, чем для крупных землетрясений, увеличении крутизны высокочастотной ветви. А так как в ближней зоне высокочастотная ветвь спектров больших землетрясений падает круче, чем малых, то по мере распространения волн за счет описанного механизма на частотах $f > f_{x_2}$ (где f_{x_2} - угловая частота наименьшего из сравниваемых землетрясений) крутизна высокочастотной ветви больших и малых землетрясений может сравняться, что приведет к стабилизации значений $\beta_M(f)$.

Увеличение абсолютных значений $\beta_M(f)$ в дальней зоне ($z = 10-40$ км) по сравнению с ближней вызвано влиянием протяженности очага землетрясения (см. раздел 2.4). Как и в случае с зависимостями d_{max} , Y_{max} , α_{max} от M , значения функций $\beta_M(f)$, рассчитанные для дальней зоны ($z = 10, 20, 40$ км), справедливы для ограниченного диапазона M . Наибольшие в этом диапазоне значения M определяются из условия, что размеры очага землетрясения при данных M не должны превышать расстояния, для которого определены рассматриваемые зависимости $\beta_M(f)$. Следует отметить, что предположение о стабилизации значений в области частот $f > f_{x_2}$ выдвинуто В.И.Халтуриним и др. [209]. Таким образом, наши исследования подтверждают, что в дальней зоне скорость изменения спектральной плотности на частотах $f > f_{x_2}$ действительно стабилизируется. В то же время в ближней зоне на этих частотах продолжается равномерное уменьшение β_M . Однако следует учитывать большие погрешности в опре-

делении значений $\lg|S|$ на частотах $f \geq 10$ Гц, а также относительно невысокую надежность определения крайних членов ($f = 13, 17, 22$ Гц) рассматриваемого статистического ряда f (0,28–22 Гц). Для окончательных выводов необходимо улучшить статистику данных в более короткопериодной части спектра.

Значения $\beta_M(f)$, рассчитанные для районов Газли и Сан-Фернандо (рис. 2.23,а), в дальней зоне заметно различаются, особенно с увеличением гипоцентрального расстояния. Это связано с различными условиями распространения волн в этих районах. Такой результат в определенной мере подтверждает предположения В.И.Халтурина и др. [209] о возможных вариациях функций $\beta_M(f)$ в разных районах. Графики $\beta_M(f)$, полученные в работе [209] и показанные на рис. 2.23,а, достаточно близки.

Среднеквадратические отклонения величин $\lg|S|$ от наиболее вероятных приблизительно одинаковы для всех спектральных составляющих в рассматриваемом диапазоне частот (0,3–20 Гц). Значения $\sigma_{\lg|S|}$ также не имеют статистически значимой связи с M и \hat{z} , поэтому наиболее вероятные величины стандартов при всех M , \hat{z} и f можно считать равными $\overline{\sigma_{\lg|S|}} = 0,25-0,3$.

ГЛАВА 3. КОРРЕЛЯЦИОННЫЕ СВЯЗИ МЕЖДУ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНТЕНСИВНОСТЬЮ И ПАРАМЕТРАМИ КОЛЕБАНИЙ ГРУНТА ПРИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

3.1. Исходные материалы и методика их обработки

Как исходный материал использованы главным образом описанные выше записи смещений, скоростей и ускорений колебаний грунта, для которых имелись независимые определения макросейсмической интенсивности землетрясения в точке инструментальной регистрации или в непосредственной близости от нее. Среди отобранных — записи сильных землетрясений запада США, Газлийских 1976 и 1984 гг., в районе Фриули 1976 г., афтершоки Папского землетрясения 1984 г., Назарбекские 1980 г., Ташкентские 1966 г. Макросейсмическая интенсивность отобранных записей землетрясений варьировала от 2 до 9–10 баллов, а в отдельных случаях и выше.

Привлечены также не рассматриваемые в гл. 2 записи афтершоков Папского и Газлийского землетрясений 1984 г. (в основном сейсмограммы, иногда велосиграммы), для которых имелись данные об интенсивностях сотрясений, но не был определен энергетический класс или гипоцентрального расстояние. Кроме того, использованы записи Дагестанских землетрясений 1970 г. и ряда других с указанием балльности [174].

Магнитуды рассмотренных землетрясений изменялись от 1,6 до 7,7, расстояние до пунктов регистрации — от 1–2 до 200 км. Всего обработано 590 сейсмограмм, 260 велосиграмм и 250 акселерограмм землетрясений. Распределение числа записей по величине интенсивности сотрясений показано на рис. 3.1.

Более подробное описание используемых записей с указанием характеристик регистрирующей аппаратуры, локальных грунтовых условий в пунктах регистрации, магнитуд землетрясений, расстояний, ссылки на первоисточники и другие данные приведены в разделе 2.1.

Использованы также 35 значений Δ_{max} смещений грунта при землетрясениях с интенсивностью $\mathcal{I} = 4-7$ баллов из [258], 60 значений V_{max} и T скоростей колебаний грунта при землетрясениях с $\mathcal{I} = 6-10$ баллов из [124], а также 162 значения ускорений при землетрясениях с $\mathcal{I} = 4-10$ баллов из [257].

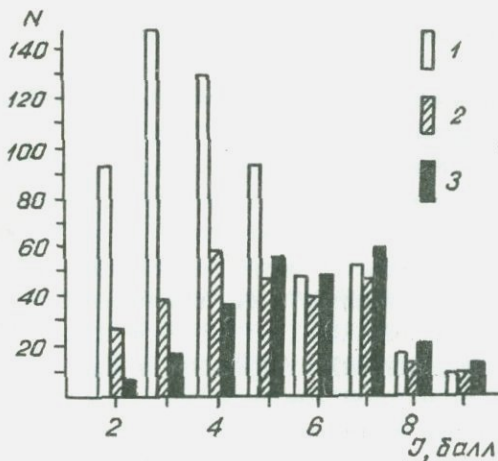


Рис. 3.1. Количества различных видов записей землетрясений для корреляций с балльностью:
1 - сейсмограммы; 2 - велосигramмы; 3 - акселерограммы

Для анализа спектрального состава колебаний рассмотрены 300 амплитудных спектров Фурье, смещений и ускорений грунта большей частью из числа описанных в предыдущей главе; 30 спектров землетрясений с $\mathcal{I} = 3-8$ баллов рассчитаны нами по записям колебаний грунта Д.Н.Рустановича [174]. Методика построения спектров также описана в предыдущей главе.

Спектрально-временной анализ (СВАН) проведен для 47 записей ускорений грунта при землетрясениях в районе Фриули в 1976 г. При этом использована программа расчета на ЭЕМ, описанная в работе [110]. Расчет амплитуд огибающих проводился для 17 узкополосных фильтров, центральные частоты которых распределены логарифмически равномерно с шагом 0,111 лог.ед. в диапазоне час-

тот 0,36–22 Гц. Длительность анализируемых участков составляла 10–12 с. Более детально рассматривались спектральные составляющие СВАН-диаграмм в диапазоне частот 1,0–13 Гц, так как на этих частотах (как будет показано ниже) наблюдается наилучшая корреляция макросейсмической интенсивности землетрясений с динамическими характеристиками сейсмических колебаний грунта. Технические подробности проведенного спектрально-временного анализа описаны нами в [219].

Сведения о макросейсмической интенсивности (балльности) сотрясений в пунктах инструментальной регистрации Ташкентских землетрясений 1966 г., Газлийской очаговой зоны в 1976 и 1984 гг., Назарбекской в 1980–1981 гг. и Папской очаговой зоны в 1984 г. даны по материалам полевых наблюдений Института сейсмологии АН УзССР [6, 7, 95, 201, 231], а также Института физики Земли АН СССР, предоставленных Н.В.Шебалиным и В.В.Штейнбергом [142, 176]. Для Дагестанских землетрясений 1970 г. данные о балльности заимствованы из [13, 28, 45, 174], для землетрясений в других районах СССР – из [174], запада США – [124, 259, 330, 346], в районе Фриули 1976 г. – из [258]. В нескольких случаях для землетрясений в районе Фриули балльность оценена при помощи зависимостей Н.В.Шебалина [229] пересчетом интенсивностей сотрясений в эпицентре (опубликованных в каталогах [274]) в точку наблюдения.

Данные о балльности землетрясений некоторых других районов мира заимствованы из работ [124, 258, 363].

Для землетрясений на территории СССР интенсивность дана по шкале *MSK-64* (или ГОСТ 6249-52), для европейских и американских – по шкале *MM*.

Исследованы зависимости максимальных амплитуд, соответствующих им периодов, длительностей, времени нарастания и уровня спектральной плотности колебаний (ускорений, скоростей и смещений) грунта от макросейсмической интенсивности (балльности) землетрясений. Проведен корреляционный, регрессионный и дисперсионный анализы данных. Изучены также виды и параметры распределений величин a_{max} , v_{max} , d_{max} , T , t , t_1 и $|S|$ при землетрясениях различных фиксированных балльностей. При этом все массивы значений a_{max} , v_{max} , d_{max} , T , t , t_1 и $|S|$ для каждой кинематической характеристики (ускорения, скорости и

смещения) разбиты на группы с приблизительно одинаковой макросейсмической интенсивностью: $\mathcal{J} \approx 2(1-2+2)$; $\mathcal{J} = 3(2-3+3)$; $\mathcal{J} = 4(3-4+4)$; $\mathcal{J} = 5(4-5+5)$; $\mathcal{J} = 6(5-6+6)$; $\mathcal{J} = 7(6-7+7)$; $\mathcal{J} = 8(7-8+8)$; $\mathcal{J} = 9(8-9+9-10)$ с последующими оценками математических ожиданий и дисперсий параметров колебаний в каждой группе. При этом предполагалось, что рассматриваемые параметры колебаний при фиксированных \mathcal{J} распределены по логнормальному закону, о чем свидетельствуют результаты исследований Ф.Ф. Аптикаева [263], А.Д.Гвишиани и др. [52], Trifunac и др. [369, 375], В.М.Лятхера, Н.О.Фроловой [113, 321], хотя для некоторых случаев, как показывают наши расчеты, вероятность альтернативного предположения также достаточно высока.

В расчетах используются оценки интенсивности сотрясений, выраженные в единицах двух различных шкал. Поэтому важно определить правила перевода балльности из одной шкалы в другую. Проводивший специальные сопоставления С.В.Медведев [122] считает, что баллы по шкалам *MSK-64* и *MM* достаточно хорошо соответствуют друг другу в широком диапазоне изменения \mathcal{J} . Г.П. Горшков и Г.А.Шинкарева [54], а затем Н.В.Шебакин [228] показали, что в диапазоне 4-10 баллов одинаковые макросейсмические интенсивности по шкале *MSK-64* оцениваются в среднем на 0,5 балла ниже, чем по шкале *MM*. По мнению И.А.Ершова [71], наоборот, в диапазоне 4-8 баллов оценки по *MSK-64* на 0,5 балла выше, чем по *MM*. Некоторые отличия в этих двух шкалах в пределах 0,2-0,5 балла как в ту, так и в другую сторону отмечены в [129, 130, 174]. Как видим, имеющиеся к настоящему времени данные достаточно противоречивы. В этих условиях целесообразно, как это сделано в работе [263], принять так сказать "средний" вариант, т.е. что баллы этих двух шкал эквивалентны. При этом, как следует из изложенного, возможны ошибки до $\pm 0,5$ балла, что не превышает обычные погрешности макросейсмического определения балльности [228]. Оценки влияния таких ошибок на результаты расчетов, выполненные с использованием выражения (2. I), показали, что эти искажения не превышают 5-10%. Поэтому в проведенных построениях принято, что в рассматриваемом диапазоне интенсивностей одноименные баллы шкал *MSK-64* и *MM* соответствуют одинаковой макросейсмической интенсивности земле-

трясений.

При разбиении записей землетрясений на группы по балльности сознательно не учитывались различия в магнитудах землетрясений; расстояниях, механизмах очага, грунтовых условиях и другие факторы, которые в данном случае образовывали механизм случайности, воздействующий на рассматриваемые параметры колебаний. Неслучайным фактором принималась только балльность землетрясений, влияние которой и исследовалось.

Статистические зависимости отыскивались между величинами J в баллах и $lg a_{max}$ ($lg v_{max}$ или $lg d_{max}$), $lg T$, $lg t$, $lg t_1$ и $lg |S|$ (или их сочетаниями). Процедуры расчетов описаны в разделе 2.1.

3.2. Зависимость интенсивности землетрясений от амплитуд, периодов, длительностей и времени нарастания колебаний грунта.

На рис. 3.2 в качестве примера показаны массивы значений логарифмов амплитуд (a_{max} , v_{max} , d_{max}) ускорений, скоростей и смещений грунта, соответствующие различным уровням макросейсмической интенсивности (балльности) сотрясений в пункте наблюдения. Аналогичные построения проведены для других динамических параметров колебаний грунта — периодов колебаний с максимальной амплитудой (T), длительностей (t) и времени нарастания (t_1). Наиболее вероятные значения и среднеквадратичные отклонения параметров колебаний грунта, рассчитанные по этим массивам, приведены в приложении 3.1. Найдены также аппроксимирующие выражения вида $y = a_1 x + a_0$, где y — балльность землетрясений; x — значения $lg a_{max}$, $lg v_{max}$, $lg d_{max}$, $lg T$, $lg t$ и $lg t_1$; коэффициенты a_1 и a_0 корреляции (R) и критерий Стьюдента с учетом количества точек измерения (t_{cr}) сведены в табл. 3.1.

Анализ зависимостей из табл. 3.1 показывает, что различные динамические параметры колебаний грунта (максимальные амплитуды, периоды, длительности и время нарастания) ускорений, скоростей и смещений грунта коррелируют с макросейсмической балльностью в неодинаковой степени. Значения $lg T$, $lg t$ и $lg t_1$ для скоростей и ускорений не показали значимой связи с J ;

для смещений, несмотря на небольшой коэффициент корреляции ($R=0,6-0,7$), значимая связь между этими параметрами и интенсивностью все же вероятна, хотя она, возможно, и отличается от линейной.

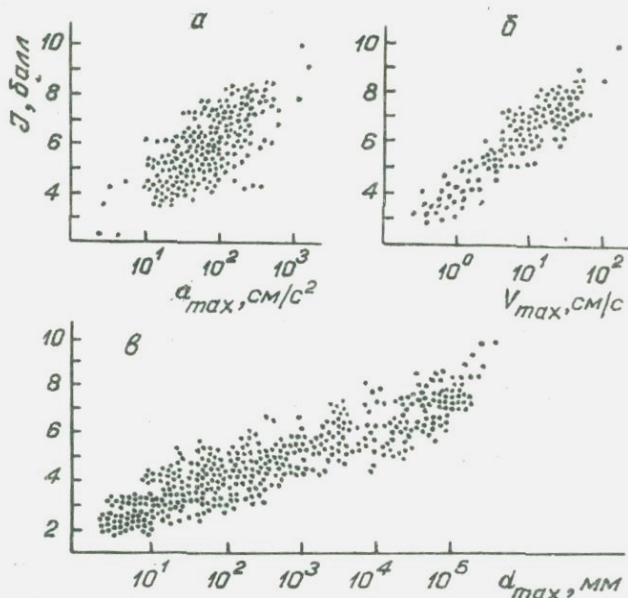


Рис. 3.2. Массивы значений максимальных амплитуд ускорений (а), скоростей (б) и смещений (в) грунта при землетрясениях различной балльности J

Расчет аппроксимирующих выражений в виде многочленов второй степени, действительно, уменьшает среднеквадратичное отклонение наблюдаемых значений $lg T$, $lg t$ и $lg t$, смещений от расчетных кривых в среднем на 5-20%.

Следует отметить более высокие коэффициенты корреляции для параметров T , t , t , смещений, чем для параметров ускорений. Отчасти это связано с большим интервалом изменения J (2-9 для смещений против 4-9 для ускорений). При расчете корреляционных зависимостей от J величин $lg T$, $lg t$ и $lg t$,

Таблица 3.1

Корреляционные соотношения между амплитудами, длительностями, временем нарастания записей колебаний грунта и балльностью землетрясений (d_{max} - в мм; V_{max} - мм/с, a_{max} - см/с², T , t и t_{cr} - с)

Кинематическая характеристика	Параметры уравнений	$lg d_{max} (J);$ $lg V_{max} (J); lg a_{max} (J)$	$lg T (J)$	$lg t (J)$	$lg t_{cr} (J)$
Смещение	a_1	0,70±0,018	0,2±0,012	0,28±0,02	0,27±0,026
	a_0	-3,99	-1,06	-0,88	-1,42
	R	0,88	0,63	0,59	0,52
	t_{cr}	95,59 I,98	20,7 I,98	15,47 I,98	14,44 I,96
Скорость	a_1	0,33±0,027	0,08±0,065	0,092±0,03	0,1±0,076
	a_0	-0,26	-0,61	0,98	-0,27
	R	0,85	0,58	0,51	0,39
	t_{cr}	15,46 I,98	2,18 I,98	2,36 I,98	2,04 I,98
Ускорение	a_1	0,25±0,024	0,12±0,016	0,2±0,018	0,27±0,093
	a_0	0,39	-1,34	-0,64	-1,68
	R	0,68	0,43	0,39	0,4
	t_{cr}	15,11 I,98	7,16 I,98	5,58 I,98	-

смещений для интервала $J = 4-9$ баллов, коэффициенты корреляции уменьшились и стали соизмеримыми с аналогичными коэффициентами для ускорений. С другой стороны, небольшие коэффициенты корреляции периодов и относительных длительностей скоростей и ускорений объясняются меньшим естественным диапазоном их изменения при возможных землетрясениях, что при применении формальных методов статистического анализа приводит к уменьшению коэффициента корреляции.

В целом, как следует из полученных в наших опытах данных, видимые периоды, длительности и время нарастания и ускорений, и скоростей, и смещений оказались довольно слабо связанными с макросейсмической балльностью землетрясений.

Несколько лучшая связь с макросейсмической интенсивностью сотрясений отмечается у максимальных (пиковых) амплитуд колебаний грунта. Коэффициенты корреляции здесь довольно высоки. Для смещений и скоростей, например, R достигает 0,88 и 0,85 соответственно, что свидетельствует в пользу существования тесной связи между величинами a_{max} , v_{max} , d_{max} и J . Критерий Стьюдента также указывает на высокую вероятность существования связи величин a_{max} , v_{max} , d_{max} и J . В то же время очень большой разброс между отдельными значениями максимальных амплитуд (два порядка для скоростей и ускорений, для смещений — еще больший) показывает, что видимая максимальная амплитуда колебаний не определяет полностью величину макросейсмического эффекта землетрясений. Это подтверждается также существенными различиями в характере затухания с расстоянием величин d_{max} , v_{max} , a_{max} (см. раздел 2.3) и балльности сотрясений [157, 224, 229].

Поскольку несколько большие значения R в зависимостях $d_{max}(J)$ и $v_{max}(J)$ по сравнению с $a_{max}(J)$, как отмечалось выше, объясняются более широким диапазоном возможных изменений d_{max} и v_{max} , нет оснований полагать, что параметры смещений или скоростей физически теснее связаны с балльностью землетрясений, чем параметры ускорений. Таким образом, предпочтение, часто отдаваемое пиковым ускорениям как количественной мере интенсивности землетрясений, нашими опытами не подтверждается.

Следует отметить тот факт, что скорости изменения пиковых ускорений и колебаний грунта с балльностью землетрясений в наших расчетах оказались близкими к общепризнанным, т.е. при изменении \mathcal{I} на единицу амплитуда колебания меняется примерно вдвое (см. раздел I.I). В то же время максимальная амплитуда смещений варьирует значительно быстрее. Так, при изменении балльности сотрясений на единицу d_{max} изменяется в среднем (во всем рассматриваемом диапазоне) в пять раз. Это обстоятельство представляется важным в связи со сложившейся в Узбекистане (и не только в Узбекистане) практикой сейсмического микрорайонирования [92, 159, 187]. Так, при инструментальном определении приращения сейсмической балльности принимается, что изменение максимальной амплитуды смещения в два раза соответствует приращению (положительному или отрицательному) интенсивности землетрясений на один балл. Правда, при этом обычно рассматриваются колебания с видимыми периодами не более одной секунды. Однако наш перерасчет зависимости $\lg d_{max}(\mathcal{I})$ для землетрясений с $\mathcal{I} = 2-5$ баллов, для которых $T \leq 1$ с, показывает, что величина $\Delta \lg d_{max} / \Delta \mathcal{I}$ уменьшается лишь на 20-30%. Таким образом, для смещений даже ограниченного частотного диапазона изменению балльности на единицу соответствует изменение максимальной амплитуды в среднем не менее чем в 3 раза, что следует учитывать при сейсмическом микрорайонировании и других практических оценках.

Таким образом, проведенный формальный анализ корреляций величин балльности \mathcal{I} и взятых по отдельности параметров колебаний грунта a_{max} , v_{max} , d_{max} , T , t и t_1 , не выявил, какие из кинематических характеристик (ускорения, скорости или смещения) лучше соответствуют балльности землетрясений. Из динамических параметров с величиной \mathcal{I} лучше других коррелируют максимальные амплитуды колебаний.

Корреляции величины \mathcal{I} с линейными комбинациями параметров колебаний $\lg a_{max}$, $\lg v_{max}$, $\lg d_{max}$, $\lg T$ и $\lg t$ показали, что наилучшие приближения получаются для ускорений

$$\mathcal{I}(\text{балл}) = 2,25 \lg a_{max} + 0,39 \lg T + 0,3 \lg t + 2,0,$$

скоростей

$$J(\bar{\sigma}_{\text{ал}}) = 1,85 \lg V_{\text{max}} + 0,17 \lg T + 0,15 \lg t + 3,1, \quad (3.1)$$

смещений

$$J(\bar{\sigma}_{\text{ал}}) = 0,97 \lg d_{\text{max}} - 0,27 \lg T + 0,23 \lg t + 5,4$$

здесь величины a_{max} - в $\text{см}/\text{с}^2$; V_{max} - $\text{мм}/\text{с}$; d_{max} - мм ; T и t - с.

Величины S_0 , характеризующие отклонение отдельных значений, наблюдаемых в опыте комбинаций параметров колебаний грунта, от рассчитанных по аппроксимирующим выражениям (3.1) (см. раздел 2.1), оказались на 25% для смещений, 85% для скоростей и 95% для ускорений меньше, чем соответствующие оценки S_0 для уравнений парной корреляции a_{max} , V_{max} , d_{max} с J , приведенных в табл. 3.1.

Линейные комбинации параметров ускорений грунта ($\lg a_{\text{max}}$, $\lg T$ и $\lg t$) лучше коррелируют с балльностью землетрясений в диапазоне изменения 2-9 баллов, чем аналогичные величины для смещений.

3.3. Зависимости интенсивности землетрясений от спектрального состава колебаний грунта

На рис. 3.3 приведены примеры двух массивов уровней спектральной плотности ускорений грунта на различных фиксированных частотах, сгруппированные по признаку одинаковой или близкой балльности соответствующих сотрясений ($J = 6$ и 7 баллов). Аналогичные построения выполнены для других рассматриваемых уровней балльности землетрясений ($J = 3-9$ баллов).

Результаты расчетов средних значений $\lg \bar{S}/S$ и дисперсий $\sigma_{\lg \bar{S}/S}^2$, сделанных по этим массивам данных для каждой спектральной составляющей при землетрясениях разных интенсивностей, приведены в приложении 3.2. Характеристики распределений спектральной плотности при землетрясениях определенной балльности не одинаковы на различных частотах. При этом существенно различаются не только средние значения $\lg \bar{S}/S$, но и их дисперсии (на рис. 3.4 значения $\sigma_{\lg \bar{S}/S}^2$ изображены графически). Кроме того,

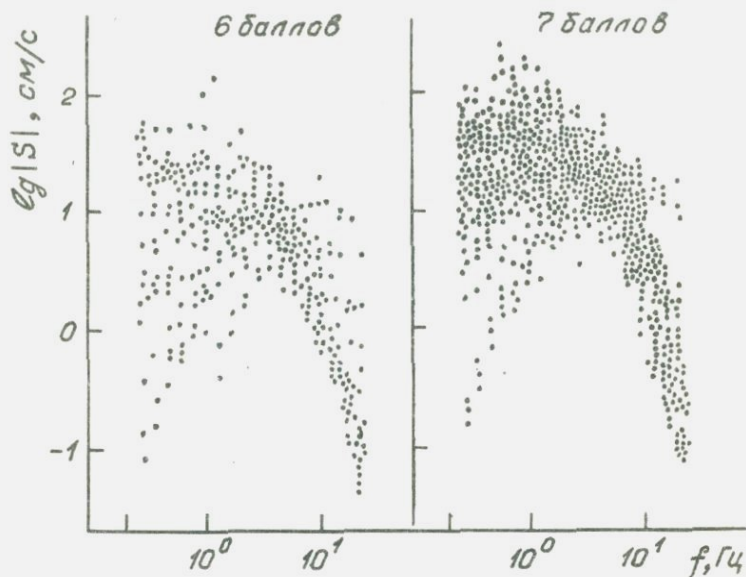


Рис. 3.3. Массивы значений спектральной плотности ускорений a_g/s на фиксированных частотах f при землетрясениях различной интенсивности

видно, что для каждого уровня балльности (\mathcal{I}) существует сравнительно узкая полоса частот, в пределах которой резко уменьшается разброс значений a_g/s около среднего. Эта закономерность прослеживается во всем рассматриваемом диапазоне \mathcal{I} , особенно четко для групп землетрясений с $\mathcal{I} \approx 5, 6, 7$ баллов, статистически наиболее представительных как по количеству осредненных спектров, так и по разнообразию условий, в которых осуществлялась регистрация колебаний. Так, в группу землетрясений с $\mathcal{I} \approx 5$ и $\mathcal{I} \approx 6$ баллов входят спектры небольших ($M < 4-5$) землетрясений, зарегистрированных в эпицентральной зоне (афтершоки Газлийских землетрясений 1976 г. и 1984 г., Дагестанского 1970 г., Фриули 1976 г. и др.) и спектры более крупных землетрясений запада США ($M > 5,0$), зарегистрированные

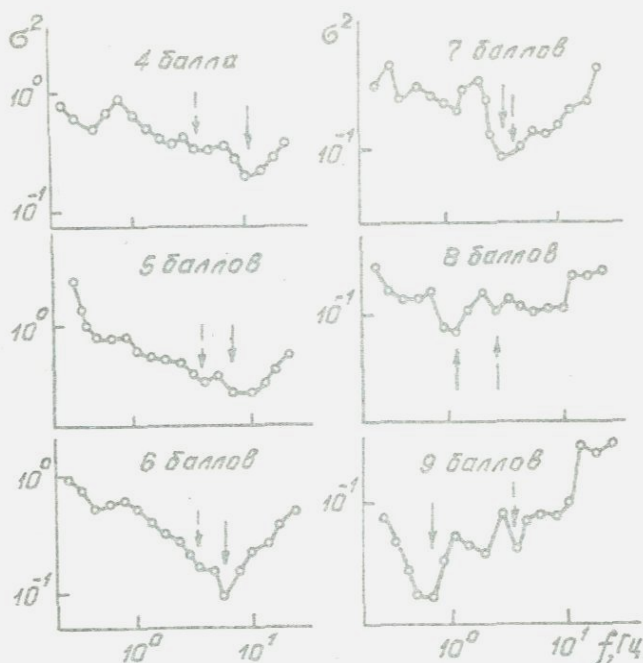


Рис. 3.4. Дисперсии значений логарифмов спектральной плотности (σ^2) для различных частот спектра (f) в зависимости от балльности землетрясений (по данным из приложения 3.2)

на удаленных расстояниях. Строение очаговых областей и механизмы этих землетрясений, свойства среды на пути от очага к станции, а также грунтовые условия в пунктах регистрации существенно отличаются друг от друга. Тем не менее, несмотря на совершенно различный общий характер средних спектров, например, запада США и Газлийских (рис. 3.5) в области частот 5,0–8,0 Гц для $M \approx 5$ баллов и 3,5–6,0 Гц для $M \approx 6$ баллов, уровни спектральной плотности практически совпали.

Описанные факты дают основания предположить, что роль различных спектральных составляющих в формировании макросейсмического эффекта землетрясений не одинакова. В общем спектре

колебаний существуют определенные частоты, более других "ответственные" за макросейсмический эффект данной силы. На них и наблюдаются наименьшие дисперсии уровней спектральной плотности.

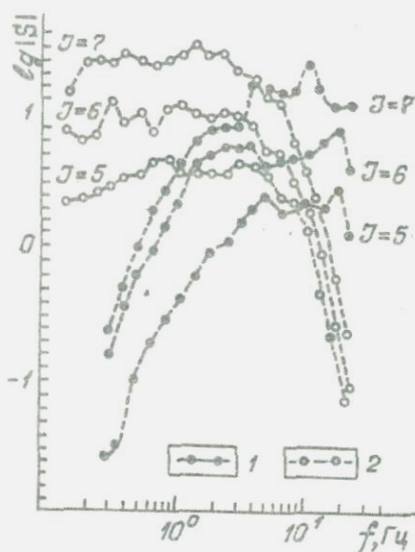


Рис. 3.5. Средние спектры ускорений грунта при землетрясениях различной макросейсмической балльности (J):

1 - район Газли; 2 - запад США

Рассмотрим вначале более простое предположение: макросейсмические эффекты землетрясений различной силы вызваны воздействием преимущественно одной спектральной составляющей - своей для каждого уровня балльности.

В каждой группе спектров с $J \approx 4, 5, 6, 7, 8$ и 9 баллов выбирались по три спектральных составляющих с наименьшими дисперсиями (σ^2). Предположив для простоты линейную зависимость между $\lg|S|$ и J , рассчитали 721 вариант корреляционных соотношений между этими величинами для различных сочетаний частот

и баллов. При этом в каждом варианте рассматривалась лишь одна из этих трех частот для каждого фиксированного значения \mathcal{I} . На рис. 3.6 показан вариант расчета зависимости $lg|S| = \psi(\mathcal{I}, f)$ с максимальным коэффициентом корреляции ($R = 0,92$). Из полученного результата видно, что при увеличении балльности землетрясений частота, "ответственная" за макросейсмический эффект данной силы, закономерно уменьшается. Разброс отдельных значений $lg|S|$ в среднем более чем на порядок ниже, чем в аналогичных зависимостях $\alpha_{max}(\mathcal{I})$. Коэффициент корреляции спектральной плотности ускорений с балльностью ($R = 0,92$) также существенно выше, чем аналогичный коэффициент для пиковых ускорений ($R = 0,7$).

Проведены также расчеты аппроксимирующих выражений $lg|S| = \psi(\mathcal{I}, f)$ в виде полинома второй и третьей степени. Полученные результаты показали, что в пределах точности наших построений можно пользоваться линейным приближением (рис. 3.6). Выше рассмотрен упрощенный вариант, когда предполагается, что сейсмическая балльность коррелирует с одной спектральной составляющей, имеющей наименьшую дисперсию величины $lg|S|$ и которая меняется с \mathcal{I} . В действительности же макросейсмический эффект землетрясений определяется совместным воздействием разночастотных колебаний грунта, относительный вклад которых меняется с балльностью сотрясений.

Действительно, из рис. 3.4 видно, что некоторые частоты, например 3,6 Гц, имеют относительно небольшие, хотя и не минимальные дисперсии во всем рассматриваемом диапазоне интенсивностей землетрясений. Так, средняя дисперсия, рассчитанная для этой частоты во всем изучаемом диапазоне балльностей (3-9), оказалась минимальной из всех средних дисперсий в диапазоне частот 0,28-20 Гц. Поэтому можно рассмотреть более сложную модель балльности землетрясения, согласно которой, на макросейсмический эффект, кроме "ответственных" частот, т.е. частот с наименьшей дисперсией, влияет и частота $f = 3,6$ Гц. Степень этого влияния (или "вес") меньше, чем "ответственной" частоты. Уменьшение "веса", пользуясь логикой выделения "ответственных" частот, можно было бы задать пропорционально увеличению дисперсии уровня спектральной плотности на частоте 3,6 Гц по отноше-

нию к дисперсии на "ответственной" частоте. Однако задание "веса" с учетом лишь дисперсии недостаточно.

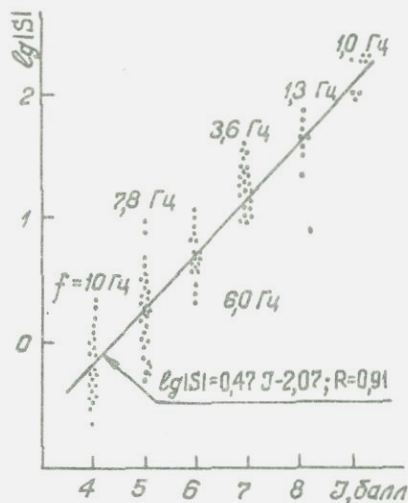


Рис. 3.6. Линейная корреляция спектральной плотности ускорений грунта $lg|S|$ на фиксированных частотах (f) с балльностью землетрясений (J)

На рис. 3.7 показаны рассчитанные по данным из приложения 3.2 скорости возрастания спектральной плотности при увеличении балльности для разных частот. Видно, что изменение на порядок среднего уровня спектральной плотности на частоте 3,6 Гц соответствует изменению интенсивности сотрясений на 2–2,5 балла. Такое же изменение величины $lg|S|$ на частоте $f=0,78$ соответствует изменению интенсивности лишь на 1–1,5 балла. Поэтому при задании "веса" различных спектральных составляющих в формировании общего макросейсмического эффекта следует учесть скорости изменения среднего значения $lg|S|$ с балльностью сотрясений на данной частоте. Количественные способы расчетов балльности сотрясений по спектрам колебаний грунта, основанные на выявленных выше закономерностях, а также некоторые их при-

ложения, описаны в следующих главах. Здесь отметим лишь, что сопоставление рассчитанных по спектрам колебаний грунта (см. главу 4) макросейсмических полей для некоторых крупных землетрясений Узбекистана показало хорошее соответствие с их реальными изосейстами.

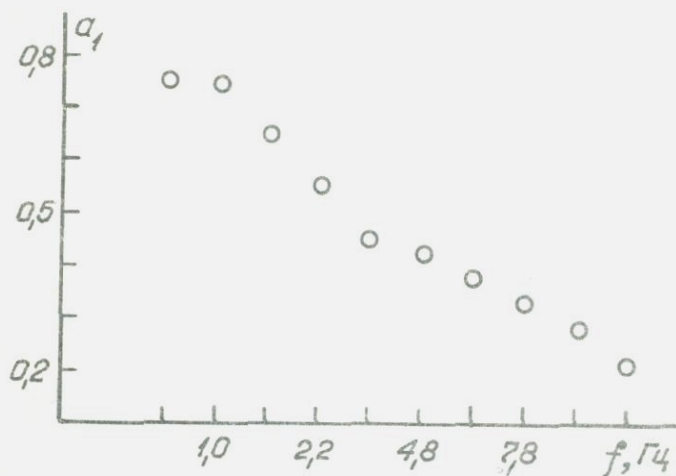


Рис. 3.7. Значения коэффициента регрессии $\lg |S| = a_1 T + a_0$ для различных частот спектра (f)

Полученные результаты позволяют представить процесс формирования макросейсмического эффекта землетрясений несколько по-новому. Важную роль в нем наряду с амплитудным уровнем и длительностью играет и частотный состав колебаний грунта.

Представляется возможным дать следующую качественную интерпретацию описанному явлению. Как отмечалось еще С.В.Медведевым [122], в современной шкале MSK-64, близкой к ней MM и других шкалах разных модификаций используются три основные группы макросейсмических признаков. Первая группа характеризует различный уровень балльности при небольших интенсивнос-

тях землетрясений (3-5 баллов) и главным образом связана с ощущениями людей и поведением бытовых (обычно мелких) предметов. Вторая группа признаков описывает различные уровни балльности землетрясений средней интенсивности (6-9 баллов) и включает в основном характеристики повреждений и разрушений различных типов зданий и сооружений, а также локальных изменений поверхности грунта. Третья группа признаков используется для описания различных уровней балльности при землетрясениях большой интенсивности (более 9 баллов). Сюда относятся крупные нарушения земной поверхности и другие явления такого же масштаба.

Из приведенного выше краткого описания видны качественные различия между признаками этих трех групп, которые характеризуют движения разной природы и масштаба. Так, в первой группе признаков большое значение имеет реакция людей, обычно испуг, который, как известно, может быть связан с воздействием колебаний с частотой 7-10 Гц. Падение мелких предметов в домах, осыпание штукатурки, дребезжание стекол и другие характерные признаки небольших землетрясений также вызываются главным образом короткопериодными движениями.

Для второй группы признаков характерны движения более крупных объектов (зданий, сооружений и их отдельных частей и т.д.), которые уже не могут происходить без участия более длиннопериодных воздействий, хотя и при наличии как бы подготавливающего воздействия более высоких частот. Самые сильные проявления землетрясений (перемещения геоморфологических элементов поверхностей и образование крупных обвалов и разрывов и т.п.) вызываются интенсивным воздействием еще более длиннопериодных сейсмических движений.

Следовательно, разные уровни макросейсмической интенсивности землетрясений, как их определяют сейсмические шкалы, порождаются разномасштабными движениями (или точнее их сочетаниями), соответствующими внутренней природе используемых в этих шкалах определительных признаков.

Аналогичные рассуждения применимы и для средней, наиболее важной с практической точки зрения части шкалы. Внутри группы землетрясений средней интенсивности (6-9 баллов) также происходят изменения (уменьшение) "ответственных" частот: от 5-6 Гц при $\mathcal{J} \approx 6$ баллов до 0,8-1,0 Гц при $\mathcal{J} = 9$ баллов. Это также

можно связать с качественным изменением реакции объектов (здания, сооружения и др.), служащей индикатором того или иного уровня балльности. Здесь тоже растет пространственно-временной масштаб движений с уровнем балльности. Действительно, при шестибалльных сотрясениях, например, наблюдаются в основном повреждения мелких деталей (трещины в углах, простенках и т.п.), которые могут быть вызваны относительно высокочастотными колебаниями. При более крупных повреждениях (7-8 баллов) возможны частичные обрушения стен, перекрытий и т.д., которые обуславливаются (при условии соответствующей "подготовки" объекта высокочастотным излучением) уже более длиннопериодными составляющими достаточной интенсивности. При еще более высокой балльности сотрясений происходит полное разрушение объектов под воздействием, по-видимому, кроме уже упомянутого высокочастотного и среднечастотного излучений, еще и достаточно интенсивных низкочастотных (относительно рассматриваемого диапазона частот 1,0-10 Гц) колебаний. В описанную выше качественную схему нарастания макросейсмического эффекта землетрясений органически вписываются, например, данные об увеличении в 2-3 раза собственного периода зданий при воздействии на них сейсмических сотрясений достаточной интенсивности [2, 161], а также выводы некоторых исследователей (например, [122, 262]) о том, что макросейсмические эффекты относительно невысокого уровня ($\mathcal{N} \leq 5-6$ баллов) лучше коррелируют с параметрами ускорений, т.е. определяются действующими на объекты сейсмическими силами, а при более высоких интенсивностях (8 баллов и более) - с параметрами скоростей (т.е. определяются переданной объекту или отдельным его частям сейсмической энергией).

Действительно, представим себе объект, например, здание до воздействия на него землетрясения. Этот объект обладает свойствами упругого тела, т.е. деформации в нем пропорциональны напряжениям. Тогда в некоторых пределах (пока в нем отсутствуют или, точнее, немного крупных макросейсмических дефектов, что соответствует низким уровням балльности) его реакция будет квазиупругой и определяться уровнем сейсмических сил, т.е. сейсмических ускорений. После того как в результате воздействия достаточно интенсивных колебаний в здании накапливаются макросейсмические дефекты, его реакция будет отличаться от пер-

воначальной упругой. В местах трещин образуется как бы пластический шарнир, в котором деформации уже не пропорциональны напряжениям. Для обеспечения дальнейшего накопления деформации, т.е. получения макросейсмического эффекта более высокого уровня, в этот "шарнир" должна быть "закачена" сейсмическая энергия. Следовательно, реакция объекта становится больше зависимой от скоростей колебаний грунта, которые связаны с более длиннопериодными колебаниями, чем ускорения (см. разделы 2.3 и 2.4).

В определенной степени в пользу таких представлений свидетельствуют некоторые наши наблюдения в эпицентральных зонах сильных землетрясений Узбекистана. Так, после Папского землетрясения 17 февраля 1984 г. ряд расположенных в эпицентральной зоне зданий получили повреждения, соответствующие интенсивности 7-8 баллов. Другие здания с примерно теми же характеристиками, расположенные в тех же условиях, имели значительно меньшую степень повреждений - порядка 6 баллов. После интенсивного повторного толчка первые получили незначительные дополнительные повреждения, повреждения же вторых возросли до 7 баллов. В пос. Газли ряд оставленных без восстановления зданий, имевших после землетрясения 17 мая 1976 г. повреждения 8-9-балльной тяжести, в 1984 г. вторично подверглись интенсивным воздействиям. В результате их состояние несколько ухудшилось, но не настолько, чтобы его можно было оценить как 9-10-балльное. В то же время повреждения многих расположенных рядом новых зданий, построенных после 1976 г., также оценивались как 8-9-балльные. Эти факты, вероятно, можно объяснить тем, что в случаях более поврежденных зданий для перехода к новому, более высокому уровню повреждений требовался достаточно высокий уровень колебаний, причем не тех частот, которые разрушают новые или слабо поврежденные здания (это как раз было реализовано), а более низкочастотных. Интенсивность таких колебаний была недостаточной при первых толчках и тем более при вторых, так как по магнитуде они были меньше (см. раздел 2.1).

Аналогично можно рассматривать и результаты испытаний на виброплатформе элементов строительных конструкций, выполненных в ЦНИИСК им. В.И.Кучеренко: при повышении интенсивности ускорений колебаний основания платформы при постоянной частоте повреждения конструкций сначала возрастали, а затем посте-

пенно стабилизировались (по данным А.М.Жарова).

Таким образом, повышение макросейсмического эффекта землетрясений средней интенсивности (6–9 баллов) можно представить как сочетание непрерывного роста макросейсмических дефектов одного (более низкого) масштабного уровня, происходящего под воздействием возрастающей интенсивности относительно высокочастотных колебаний с последующим скачкообразным переходом на другой масштабный уровень макросейсмических дефектов под действием достигших определенного уровня интенсивности более низкочастотных колебаний. Разумеется, описанная схема имеет качественный характер и не претендует на полноту и строгость и тем более на применение в расчетах на сейсмостойчивость и т.п.

Реальные процессы, происходящие в зданиях и сооружениях под воздействием землетрясений, намного сложнее и многообразнее и являются предметом изучения специальных разделов строительной механики. Наша же задача в данном случае – дать приемлемое с физической точки зрения толкование полученных результатов, которые могут оказаться полезными специалистам других профилей.

3.4. Влияние формы колебаний грунта на макросейсмический эффект землетрясения

В предыдущих параграфах показано, что макросейсмическая балльность землетрясений довольно тесно коррелирует с уровнем амплитудного спектра колебаний грунта, а также с амплитудами ускорений, скоростей и смещений. Тем не менее при одинаковых уровнях $|S|$, a_{max} , v_{max} или a_{max} наблюдается большой разброс отдельных значений \mathcal{J} относительно среднего $\pm 1-2$ балла. Одной из причин этого может быть неучет в проведенных корреляциях формы колебаний грунта.

Для количественного описания формы записей акселерограмм, велосиграм, сейсмограмм землетрясений использован предложенный нами в работах [213, 216] критерий t/T , где t – длительность колебаний, T – период максимального колебания (см. также раздел 2.2). Величина t/T характеризует число полных периодов (циклов) колебаний грунта во время наиболее интенсивных сейсмических воздействий. Кроме этой величины, для параметризации формы записи использованы предложенные нами в работе

[219] параметры формы t_1/T и t_1/t характеризующие число полных циклов колебаний за время нарастания интенсивности до максимальной и относительную скорость нарастания интенсивности колебаний соответственно. Здесь обозначения те же, что и в предыдущих разделах.

Для того чтобы исключить влияние на интенсивность сотрясений других характеристик записи (амплитуд, длительностей, периодов), а также для увеличения статистики рассматривались величины балльности, нормированные или приведенные к одному уровню интенсивности $J_0 \approx 5$ баллов. Приведение осуществлялось в двух вариантах путем расчета и введения поправок в реально наблюдаемую величину интенсивности J_n : с использованием зависимостей $lg a_{max}(J)$, $lg V_{max}(J)$, $lg a_{max}(J)$ (см. табл. 3.1 и приложение 3.1) - вариант I и формул (3.1) - вариант II.

Аппроксимирующие выражения зависимостей указанных параметров формы колебаний от интенсивности землетрясения рассчитывались в виде $y = a_1 x + a_0$; здесь $x = lg(t_1/t)$; $lg(t_1/T)$ или $lg(t_1/T)$ - величина приведенной макросейсмической интенсивности J_I или J_{II} . Цифры I и II обозначают разные варианты приведения. Результаты расчетов коэффициентов a_1 и a_0 и корреляция (R) сведены в табл. 3.2.

Таблица 3.2

Значения коэффициентов a_1, a_0 и корреляции (R) в зависимостях макросейсмической балльности землетрясений от формы колебаний грунта

Вид записи	Вариант приведения	$J_{I,II} = a_1 lg(t_1/t) + a_0$			$J_{I,II} = a_1 lg(t_1/T) + a_0$			$J_{I,II} = a_1 lg(t_1/T) + a_0$		
		a_1	a_0	R	a_1	a_0	R	a_1	a_0	R
Акселерограммы	I	-0,57	4,87	0,31	0,01	5,21	0,21	0,33	4,90	0,31
	II	-0,11	5,33	0,22	0,34	5,23	0,36	0,31	5,07	0,28
Велосиграммы	I	-0,54	4,47	0,32	-0,15	4,82	0,41	0,18	4,64	0,22
	II	-0,24	5,05	0,33	-0,29	5,22	0,17	0,005	5,19	0,30
Сейсмограммы	I	-0,20	5,02	0,25	-0,03	5,15	0,15	0,006	5,11	0,20
	II	-0,21	4,80	0,24	0,022	4,87	0,12	0,12	4,82	0,20

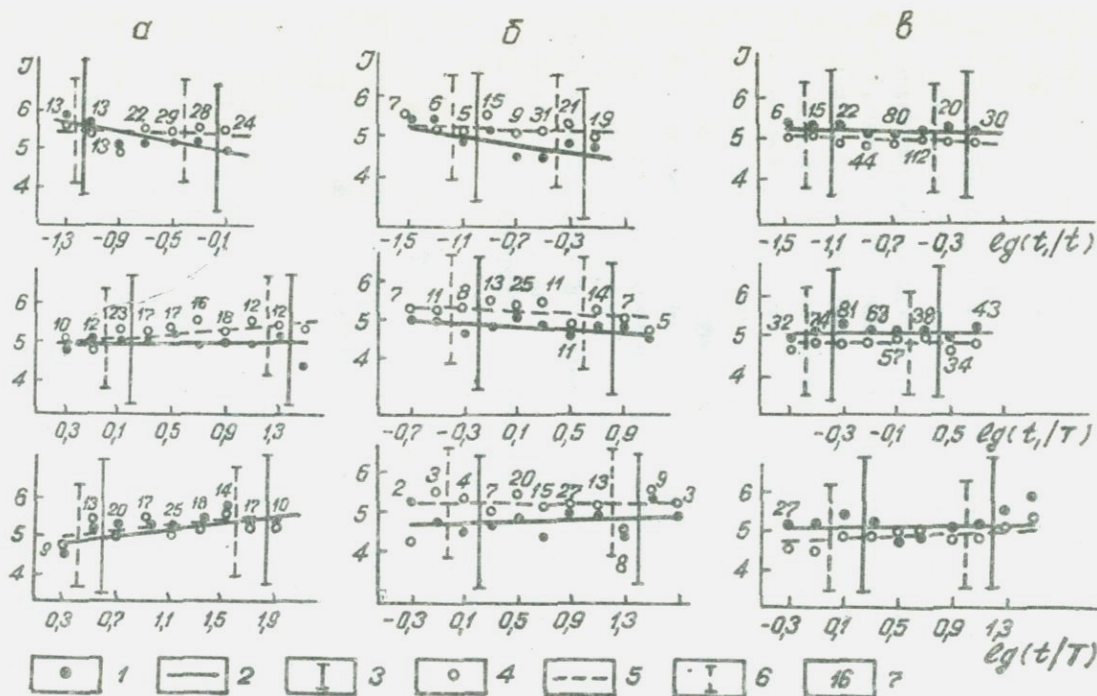


Рис. 3.8. Зависимости приведенной макросейсмической интенсивности землетрясений ($I_{I,II}$) от формы записей ускорений (а), скоростей (б) и смещений (в):

1,4 - средние значения I_I и I_{II} соответственно; 2,5 - аппроксимирующие кривые зависимостей I_I и I_{II} соответственно; 3,6 - доверительные интервалы изменения I_I и I_{II} для уровня вероятности 0,9; 7 - количество отдельных измерений приведенной балльности (одинаковое для I_I и I_{II})

Графики рассчитанных зависимостей с указанием доверительных интервалов возможных значений \mathcal{I}_T и \mathcal{I}_H для уровня вероятности 0,9 приведены на рис. 3.8. Различными знаками показаны средние значения приведенной макросейсмической балльности при фиксированных $Eg(t, t)$, $Eg(t, T)$, $Eg(t/T)$, рассчитанные в двух вариантах. Цифры указывают количество осредненных значений \mathcal{I}_T и \mathcal{I}_H (одинаковые для первого и второго вариантов приведения).

Из табл. 3.2 и рис. 3.8 видно, что величины \mathcal{I}_H , приведенные к $\mathcal{I}_0 \approx 5$ баллам с учетом максимальных амплитуд, периодов, длительностей, хотя и обладают меньшим разбросом отдельных измерений около среднего (меньшие доверительные интервалы), слабее зависят от параметров формы колебаний. Вариации \mathcal{I}_H для различных значений $Eg(t/T)$, $Eg(t, T)$ и $Eg(t, t)$ в среднем составляют 0,2 балла и не превышают 0,34 балла, что меньше обычной точности определения макросейсмической интенсивности землетрясений [228]. Статистические оценки наличия связи между величинами \mathcal{I}_H и параметрами формы колебаний показали низкую вероятность существования значимой связи между указанными параметрами.

Полученный результат объясняется тем, что при втором варианте приведения \mathcal{I}_H к \mathcal{I}_0 повторно учитываются параметры колебаний грунта T и t , которые уже учтены в классификации записей колебаний грунта по форме. Вследствие этого второй способ расчета оказывается мало эффективным.

Величины \mathcal{I}_T определенно зависят от формы колебаний грунта. Характер этих зависимостей неодинаков для ускорений, скоростей и смещений, влияют на него также различные способы параметризации формы записей. Наиболее четкие зависимости \mathcal{I}_T от формы получены для записей ускорений и скоростей. Форма записей смещений меньше влияет на макросейсмическую интенсивность. Это, по-видимому, связано с тем, что интенсивные ускорения и скорости колебания грунта наблюдаются в диапазоне периодов, более близких к "ответственным" за макросейсмический эффект землетрясений, чем диапазон периодов смещений (см. раздел 3.2).

Среди параметров формы записей ускорений и скоростей наибольшее влияние на величину \mathcal{I}_T оказывает отношение времени нарастания интенсивности колебаний до максимума к длительности

основной фазы $-t_1/t$. Варьирование макросейсмической балльности землетрясений может достигать 0,5–0,6 балла при изменении параметра t_1/t в 10 раз. Такие большие изменения имеет смысл учитывать на практике.

Следует отметить невысокие значения коэффициентов корреляции (0,31–0,32) и большие доверительные интервалы возможных значений $\mathcal{J}_r(t_1/t)$, что свидетельствует об относительно слабой связи между последующими параметрами и существовании других неучтенных в наших построениях факторов, влияющих на интенсивность сотрясений. В частности, это может быть частотный состав колебаний (см. предыдущий раздел).

Влияние формы сейсмических сигналов на интенсивность сотрясений с учетом частоты колебаний изучено с помощью спектрально-временного анализа записей колебаний грунта.

Исследовался характер изменения во времени амплитуд огибающих (или формы записи) для каждого частотного фильтра на рассчитанных СВАН-диаграммах ускорения. С учетом описанных выше результатов для параметризации формы записи использована величина t_1/t , где по аналогии с рассматриваемыми ранее параметрами колебаний грунта величина t_1 — время нарастания амплитуд, огибающих на каждом частотном фильтре от момента, когда их уровень равен 1/3 максимума до момента его достижения; t — относительная длительность наиболее интенсивной части записи (амплитуда огибающих не менее 1/3 их максимальных значений).

Пример параметризации формы записи ускорений грунта на разных частотах для одного из рассмотренных землетрясений показан на рис. 3.9. На оси абсцисс отложено время на акселерограмме, на оси ординат — амплитуды огибающих ускорений грунта, зарегистрированных на различных фиксированных частотах.

Параметры формы t_1/t определены для всех спектральных составляющих в диапазоне частот 1,0–13 Гц для каждой из СВАН-диаграмм ускорений и затем сопоставлены с величиной $\Delta\mathcal{J} = \mathcal{J}_H - \mathcal{J}_P$, где \mathcal{J}_H — наблюдаемая балльность землетрясений или определенная в пункте регистрации ускорений каким-либо независимым способом (например, по данным макросейсмического обследования); \mathcal{J}_P — расчетная или среднестатистическая балльность, найденная по спектру ускорений грунта в данном пункте наблюдения в соответствии с рекомендациями предыдущего раздела.

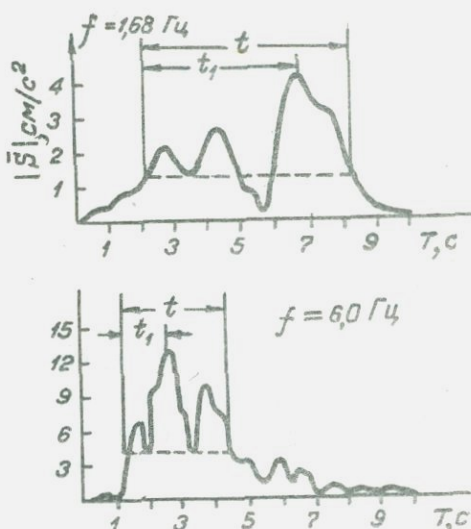


Рис. 3.9. Примеры определения формы колебаний t_1/t по огибающим различных частотных фильтров, рассчитанным для акселерограммы землетрясения 11.09.76 г., 16 ч 31 мин, ст. "Буйя", компонента В-3

Величина ΔJ характеризует не саму макросейсмическую балльность данного землетрясения, а ее вариации или отклонения от среднеожидаемой в зависимости от какого-либо фактора (например, от формы колебаний). Введение величины ΔJ является своего рода "нормировкой" землетрясений, различающихся по интенсивности, что в свою очередь позволяет объединить имеющиеся записи разных землетрясений в одну совокупность, чем повысить представительность выборки. Величина ΔJ определялась для каждого конкретного землетрясения. Результаты расчетов ΔJ и t_1/t приведены в приложении 3.3.

Проведен корреляционный и регрессионный анализ зависимостей ΔJ от $\lg(t_1/t)$. Уравнения регрессии ΔJ на $\lg(t_1/t)$ и коэффициенты корреляции между этими величинами рассчитывались отдельно для каждой из выбранных частот в диапазоне 1,0–13 Гц.

На рис. 3.10, а показаны примеры таких построений для двух частот (3,6 и 4,8 Гц), на которых в наших опытах чаще всего наблюдались максимумы спектров и пиковые значения ускорений. Аппроксимирующие кривые с достаточной точностью описываются выражением:

$$\begin{aligned} \text{для } f &= 3,6 \text{ Гц} \\ \Delta J &= -0,67 \lg(t_1/t) - 0,11; \\ R &= 0,44; \\ \text{для } f &= 4,8 \text{ Гц} \\ \Delta J &= -0,56 \lg(t_1/t) - 0,48; \\ R &= -0,50. \end{aligned} \quad (3.2)$$

Как видим (см. также рис. 3.9), макросейсмическая интенсивность землетрясений довольно слабо зависит от формы колебаний на этих двух фиксированных частотах, хотя можно отметить общую тенденцию к снижению величины ΔJ при увеличении значений t_1/t .

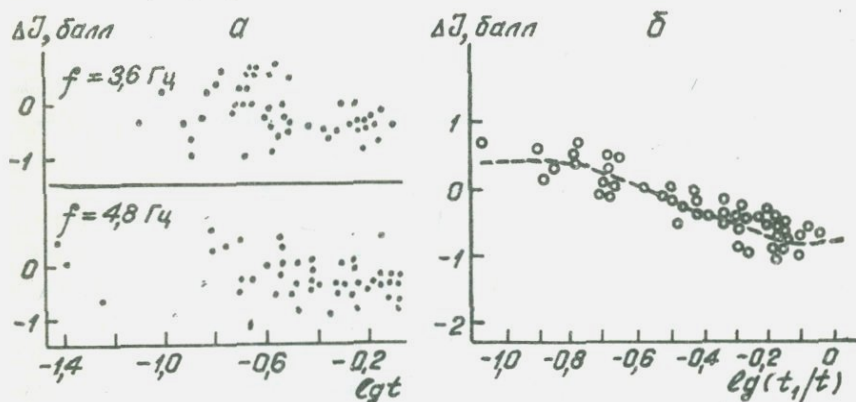


Рис. 3.10. Сопоставление вариаций интенсивности сотрясений (ΔJ) с параметрами формы колебаний грунта (t_1/t), измеренными на фиксированных частотах (а) и на частотах, "ответственных" за макросейсмический эффект данной силы (б). Точки - индивидуальные измерения, пунктир - аппроксимирующая кривая

Аналогичные результаты получены и для других частот. Следовательно, выделение в регистрируемых сейсмических сигналах колебаний на какой-либо частоте не позволяет выявить существенно более четкую, чем это было сделано выше для единичных параметров акселерограмм, велосиграм и сейсмограмм, зависимость между формой колебаний грунта и балльностью землетрясений. Эти результаты можно объяснить исходя из выводов предыдущего раздела, согласно которым, в общем спектре колебаний могут существовать частоты, "ответственные" за макросейсмический эффект землетрясений, причем различные для разной интенсивности сотрясений. Нами в одной совокупности рассмотрены записи землетрясений интенсивностью 4-8 баллов, для которых "ответственные" частоты варьируют в пределах 1,3-10 Гц. Отсюда ясно, что выделение какой-либо одной частоты на этих записях землетрясений разной интенсивности не может обеспечить хорошей корреляции параметров записи на ней с вариациями балльности в данном пункте регистрации во всем рассматриваемом диапазоне изменения J . Поэтому рассмотрены зависимости изменения ΔJ от t_1/t для частот, которые выбраны в соответствии с зарегистрированной (наблюденной) балльностью землетрясения (J_H) так, как это рекомендовано в разделе 3.2. На рис. 3.10,6 приведены результаты этих построений. Аналитическое выражение аппроксимирующих кривых:

$$\Delta J = \begin{cases} \text{const} \approx 0,34 & \text{при } \lg(t_1/t) \leq -0,8, \\ -1,75 \lg(t_1/t) - 1,05 & \text{при } -0,8 < \lg(t_1/t) \leq -0,29, \\ \text{const} \approx -0,70 & \text{при } \lg(t_1/t) \geq -0,20, \end{cases} \quad (3.3)$$

здесь ΔJ - в баллах, t_1 и t - в с.

Видно, что между параметрами формы колебаний грунта (t_1/t) и балльностью землетрясений (ΔJ) существует довольно четкая связь. Коэффициент корреляции достаточно высок ($R = 0,88$), что подтверждает сказанное выше.

Следует отметить, что рост балльности землетрясений может быть вызван простым увеличением длительности колебания ([20, 26]), а также разделы I.1, 3.2), что при неизменном времени нарастания t_1 выразилось бы в уменьшении значений параметра t_1/t . В связи с этим проанализирована зависимость

t от t_1 , которая показала, что в данных построениях использовались записи, длительности которых распределены практически равномерно в рассматриваемом диапазоне значений t_1/t . Следовательно, эффект возрастания балльности сотрясений не может объясняться только увеличением длительности сотрясений и более вероятной представляется его связь именно с формой записи или с относительной скоростью возрастания амплитуды колебаний на акселерограмме.

Зависимость величины ΔJ от t_1/t сложная. При малых значениях t_1/t (менее 0,15) интенсивность землетрясений максимальна и в среднем на 0,4 балла выше среднестатистической, при этом ΔJ практически не зависит от t_1/t . При увеличении значений t_1/t от 0,15 до 0,85 величина ΔJ монотонно снижается примерно от +0,4 до -0,6 балла. Нулевые значения ΔJ или среднестатистическая балльность землетрясений отмечаются при $\Delta J = 0,25-0,35$. При больших значениях t_1/t (0,85 и выше) интенсивность землетрясений минимальная и в среднем на 0,6 балла ниже среднестатистической, при этом она вновь становится независимой от формы записи.

Таким образом, вариации балльности землетрясений могут достигать одного балла вследствие разной формы колебаний грунта при прочих равных условиях.

Такой результат, однако, получен на экспериментальном материале, охватывающем главным образом землетрясения средней силы (4-7 баллов). Вопрос о том, будут ли описанные выше закономерности сохраняться при землетрясениях интенсивностью 8-10 баллов, может быть решен по мере накопления и анализа соответствующих данных.

ГЛАВА 4. ВЕРОЯТНОСТНЫЕ ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ И СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИЙ

4.1. Вероятностные оценки параметров колебаний грунта при потенциально опасных землетрясениях

В гл. I подчеркивалось, что возросшие требования к оценкам сейсмической опасности территорий предполагают определение не только вероятности их максимально возможного уровня, будь то пиковые амплитуды, соответствующие им периоды, длительности, время нарастания или спектры Фурье, спектры реакции и т.д., но и вероятностей возникновения всех уровней воздействий, имеющих практическое значение. Другими словами, необходимо иметь функцию распределения вероятностей интересующей нас случайной величины

$$F(X) = P[X \leq x], \quad (4.1)$$

где X — случайная величина (значение какого-либо динамического параметра колебаний грунта или другого параметра сейсмического воздействия; x — текущее значение случайной величины X в рассматриваемом диапазоне ее изменения.

Такие функции распределения могут быть построены на основе описанных в предыдущей главе закономерностей колебаний грунта при различных возможных землетрясениях. Основными здесь являются установленные предельные уровни параметров колебаний грунта в ближней зоне землетрясений и характер их изменения с расстоянием в дальней зоне. Определенные эмпирически, эти данные позволяют в принципе учитывать такие важные факторы, как особенности строения сейсмотектонической зоны, в пределах которой возникает потенциально опасный очаг землетрясения, его энергию (магнитуду), геометрические размеры и ориентацию в пространстве, механизм подвижки и удаленность, региональные свойст-

ва среды распространения сейсмических волн и местные грунтовые условия (вопрос о влиянии грунтовых условий будет обсужден в последующих разделах).

Рассмотрим подробнее очаговые факторы и изменение характеристик колебаний с расстоянием. Характеристикой удаленности очага землетрясения в целом удобнее считать расстояние между точкой наблюдения и центром тяжести излучателя сейсмической энергии (очага землетрясения), так как традиционно определяемые эпицентральные или гипоцентральные расстояния, а также глубины очагов землетрясений дают расстояния до точки начала разрыва в очаге (вообще говоря произвольно расположенной в пределах самого очага) и, следовательно, не могут однозначно характеризовать взаиморасположенные точки наблюдения и очага землетрясений.

Поскольку точки наблюдения (участки, для которых проводится прогноз сейсмических воздействий), как правило, находятся на поверхности земли, то удаленность землетрясения (расстояние до центра тяжести очага) целесообразно представить в виде двух величин; расстояния в плане (R) — от точки наблюдения до проекции центра тяжести очага на поверхность и глубины очага (H) — расстояния по вертикали от поверхности до центра тяжести очага.

В соответствии с материалами гл. 2 будем считать, что распределение вероятностей значений максимальных амплитуд (d_{max} , V_{max} , a_{max}), соответствующих им периодов (T), длительностей (t), времени нарастания (t_r) и уровней спектральной плотности на фиксированных частотах ($1/S$) ускорений, скоростей и смещений грунта при одном землетрясении с заданной магнитудой и расстоянием подчинено логнормальному закону во всем рассматриваемом диапазоне магнитуд и расстояний. Тогда для одного землетрясения с заданными магнитудой $M = m$ и глубиной очага $H = h$ в точке наблюдения, расположенной на расстоянии $R = z$, вероятность превышения логарифмом данного динамического параметра колебаний X значения, равного x_i , описывается формулой

$$P_{N(M=m; R=z; H=h)}[X \leq x_i] = \frac{1}{\sigma_x \sqrt{2\pi}} \int_{x_{min}}^{x_i} e^{-\frac{(x-\alpha)^2}{2\sigma_x^2}} dx; \quad (4.2)$$

здесь X_0 - текущее значение случайной величины X в интересующем нас диапазоне ее изменения; α - среднее значение логарифма (математическое ожидание) рассматриваемого параметра колебаний грунта при землетрясении с заданными характеристиками (магнитудой и удаленностью):

$$\alpha = \begin{cases} X_0 + \alpha_1 \lg\left(\frac{z'}{z'_0}\right) & \text{при } z' > z'_0, \\ X_0 & \text{при } z' \leq z'_0. \end{cases} \quad (4.3)$$

В выражении (4.3) X_0 - среднее значение (математическое ожидание) случайной величины X в ближней зоне землетрясения данной магнитуды ($M = m$), предполагается известной (см. гл. 2); α_1 - коэффициент, характеризующий скорость изменения с расстоянием величины X , предполагается известным (см. гл. 2); z' - расстояние от точки наблюдения до ближайшей точки основного разрыва в очаге землетрясения, вычисляется исходя из заданного взаимного расположения точки наблюдения и центра тяжести очага землетрясения, его ориентации и размеров; z'_0 - приблизительно равно расстоянию по вертикали от поверхности до центра тяжести очага землетрясения при его минимальной возможной глубине; имеет тот же смысл, что и минимальные расстояния, на которых возможны реальные сейсмологические наблюдения (регистрация) колебаний грунта при небольших землетрясениях, и определяет средние размеры ближней зоны при больших магнитудах землетрясений (см. гл. 2); R - расстояние от точки наблюдения до проекции на поверхность центра тяжести очага землетрясения.

Одна из важнейших характеристик потенциально опасного землетрясения - его магнитуда. Как следует из материала предыдущих глав, она сказывается на регистрируемом поле колебаний грунта двояким образом. От энергии очага (магнитуды) землетрясения, во-первых, зависят интенсивность, частотный состав, длительность и другие характеристики сейсмического излучения, во-вторых, геометрические размеры очага, а, следовательно, и фактическая удаленность точки наблюдения от источника излучения сейсмических волн. Вопрос об удаленности очага землетрясения, особенно на близких (соизмеримых с размерами самого очага) расстоя-

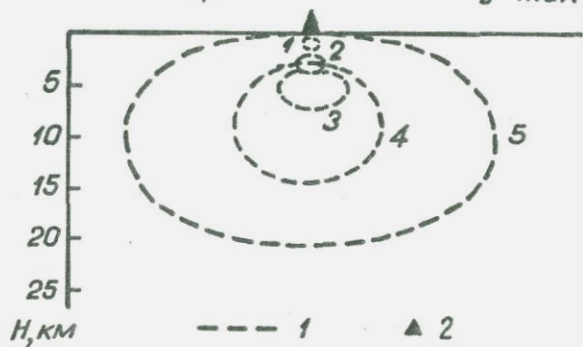
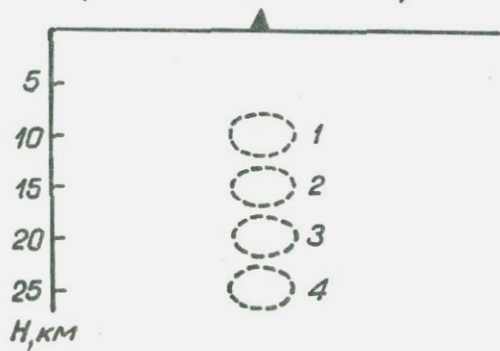
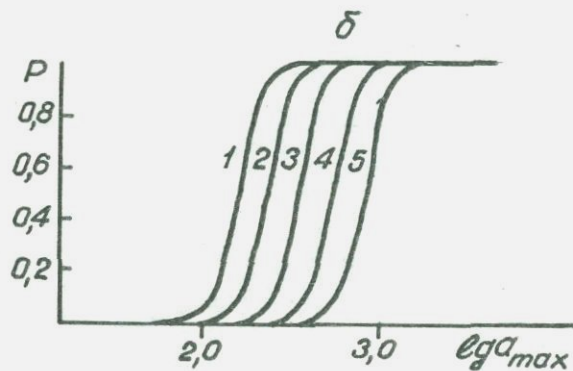
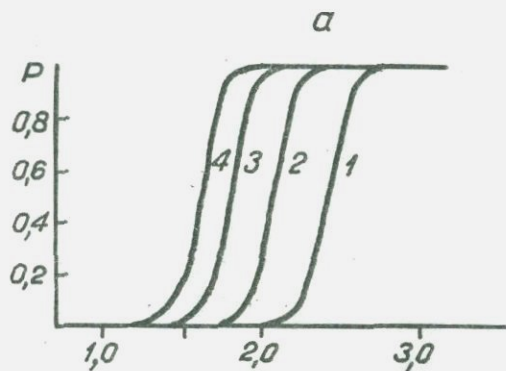
ниях, требует специального определения. Как видно из изложенного в предыдущих главах, при приближении к источнику на среднестатистические характеристики параметров колебаний грунта начинает все больше влиять расстояние от точки наблюдения до ближайшего участка очага землетрясения (см. разделы 1.1 и 2.3). Оно определяется взаимным расположением в трехмерном пространстве (сейсмогенерирующем слое литосферы) точки наблюдения и обладающего определенными габаритами очага землетрясения.

Согласно материалам раздела 1.1, очаг землетрясения — трехмерное тело, занимающее некоторый объем вокруг основного или магистрального разрыва. Если принять, что поверхность основного разрыва в очаге землетрясения в первом приближении может быть аппроксимирована площадкой какой-либо простой геометрической формы (круг, квадрат, прямоугольник, эллипс и др.), то положение очага землетрясения — можно задать положением центра тяжести этой площадки и ориентацией в трехмерном пространстве ее основных элементов, например, осей симметрии.

Таким образом, задав в трехмерной системе координат координаты точки наблюдения, координаты центра тяжести, ориентацию и размеры площадки, аппроксимирующей главный разрыв в очаге землетрясения, можно определить расстояние между точкой наблюдения и ближайшим к ней участком очага. Третье измерение, или "толщина" очага, учитывается уменьшением расстояния, рассчитанного до основного разрыва, на некоторую величину, зависящую от магнитуды землетрясения и характеризующего размеры ближней зоны для данной характеристики колебаний грунта (см. гл.2);

σ_x — среднеквадратическое отклонение случайной величины X при заданных M , R и H ; $x_{min} \approx a - K\sigma_x$ — достаточно малая величина, определяемая постановкой задачи (K обычно равно 3-5).

Выражение (4.3) применимо для расчета значений функций распределения всех рассматриваемых параметров колебаний (d_{max} , V_{max} , a_{max} , T , t , t_1 и $|S|$) лишь на расстояниях меньших 50 км, т.е. в области регистрации прямых сейсмических волн, приходящих из очага корового землетрясения в точку наблюдения. В этом случае, как было показано ранее (см. гл. 2), величина для каждого из указанных выше параметров колебаний постоянна и с расстоянием не меняется. В случае $z > 50$ км скорости изме-



Подпись см. на обороте

нения с расстоянием сохраняются лишь для параметров α_{max} , V_{max} , A_{max} и T . Этот результат был получен для 200–600 км. Следовательно, для оценки параметров функции распределения величин α_{max} , V_{max} , A_{max} и T в инженерно-сейсмологических целях выражение (4.3) может применяться практически без ограничений, так как потенциально опасные сейсмические воздействия от коровых землетрясений обычно ожидаются при удалениях не более 200–300 км. Для параметров t , t_1 , $|S|$ на расстояниях больших 50 км оценки параметров распределения следует проводить в два этапа: сначала по формуле (4.3) оценивается среднее значение рассматриваемого параметра (α) на расстоянии 50 км; затем расчет проводится по формуле, сходной с выражением (4.3), с той лишь разницей, что вместо величины X_0 берется среднее значение параметра колебаний, рассчитанное для $z = 50$ км, вместо величины $z_0' - z = 50$ км, а вместо величины α_1 - скорость изменения рассматриваемого параметра колебаний с расстоянием на данном интервале z . Как показано в гл. 2, скорость возрастания с расстоянием величин t и t_1 при $z = 50-200$ км примерно на 30–50% ниже, чем на расстояниях $z < 50$ км. Затухание уровней спектральной плотности в этом диапазоне расстояний также уменьшается примерно на 30–40% для одних и тех же спектральных составляющих. Напомним, что при этом речь идет о частотах больших, чем угловая частота спектра, т.е. о высокочастотной части спектра (см. гл.2).

На рис. 4.1 показано, несколько вариантов рассчитанных функций распределения величин α_{max} при различных размерах

Рис. 4.1. Примеры функций распределения вероятностей ускорений колебаний грунта, рассчитанных для землетрясений с различными магнитудами и глубинами в Газлийском районе:

а - $M = 5$ (цифры на кривых распределений 1,2,3,4 соответствуют глубинам 10,15,20,25 км); б - ближняя зона (цифры на кривых распределений 1,2,3,4,5 соответствуют магнитудам землетрясений 3,4,5,6,7; 1 - контур очага землетрясения; 2 - расчетная точка на поверхности

(магнитудах) и глубинах очага землетрясений. Главные разрывы в очаге заданы площадками в форме эллипса, длина и ширина которых выбраны в соответствии с рекомендациями В.В.Штейнберга для внутриконтинентальных землетрясений взбросового типа [239]. Площадки наклонены, угол падения $\approx 40^\circ$, что соответствует углам падения поверхностей, по которым происходили подвижки в очагах многих землетрясений Газлийского района [33, 34]. Уровень максимальных амплитуд ускорений в ближней зоне и функции затухания амплитуд ускорений с расстоянием приняты такими же, как для землетрясений Газлийской очаговой зоны (см. гл.2). При этом в соответствии с результатами раздела 2.5 считается, что уровень ускорения в ближней зоне Газлийских землетрясений в среднем в 1,5 раза выше, а затухание с R на 20% ниже среднемировых. Как видно на рис. 4.1, а, наиболее вероятные значения пиковых ускорений при землетрясении с $M \approx 5$ (4,5-5,4) изменяются от 0,04g при глубине очага порядка 25 км до 0,25g при глубине ≈ 10 км и для этих глубин с вероятностью 0,9 не превышает значений 0,07g и 0,45g соответственно. Из рис. 4.1, б видно, что в ближней зоне землетрясений наиболее вероятные значения пиковых ускорений изменяются от 0,15g при $M \approx 3$ до 0,8g при $M \approx 7,0$. Доверительные интервалы на уровне вероятности 0,9 при этом составляют от 0,09-0,25g до 0,5-1,5g соответственно.

Полученные оценки хорошо согласуются с реальными ускорениями колебаний грунта, зарегистрированными в эпицентральных зонах землетрясений с $M \approx 5,0$ в 1976 и 1984 гг. (см. гл. 1-2, а также работы [6, 83]).

На рис. 4.2 приведены результаты расчетов вероятных значений пиковых ускорений на различных расстояниях от очага землетрясения с $M \approx 6,0$, сделанные для двух профилей - вдоль простирания очага землетрясения и поперек его. Вероятные значения пиковых ускорений в ближней зоне и функции их затухания с расстоянием, как и в предыдущем случае, заданы такими же, как для Газлийского района.

Ожидаемые значения пиковых ускорений, как это видно из рисунка, в разных направлениях изменяются с расстоянием неодинаково, особенно вблизи источника. Кроме того, в ближней зоне

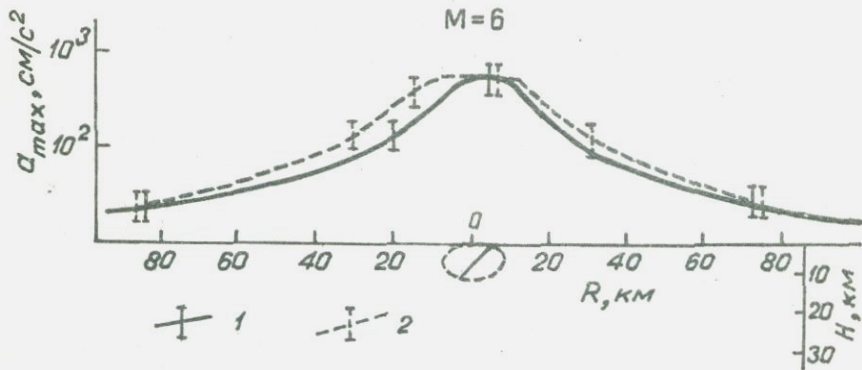


Рис. 4.2. Вероятные значения ускорений колебаний (a_{max}) на разных расстояниях (R) при разной ориентации очага землетрясения с магнитудой 6 и минимальной глубиной очага:

1 и 2 — в направлениях поперек и вдоль простирания поверхности очага соответственно

наблюдается асимметрия распределения пиковых ускорений по профилю относительно центра тяжести излучателя сейсмической энергии (очага). Вероятные максимальные значения пиковых ускорений смещены в сторону его верхнего конца. По мере удаления от очага землетрясения статистические различия между пиковыми ускорениями в разных направлениях нивелируются и на расстояниях ~70–80 км становятся практически незначительными. Общий вид кривых затухания a_{max} подобен кривым затухания пиковых ускорений при удалении от вышедшего на поверхность основного разрыва, полученным В.В.Штейнбергом по материалам детальных полевых наблюдений [238, 240]. Это свидетельствует о хорошей разрешающей способности описанной методики расчетов и ее возможностях учитывать пространственное положение очагов землетрясений, что представляется особенно важным в свете новых данных о последствиях сильных

землетрясений, приведенных Н.В.Шебалиным [232].

На рис. 4.3 показано расположение изолиний, разделяющих участки поверхности земли с различными вероятными значениями

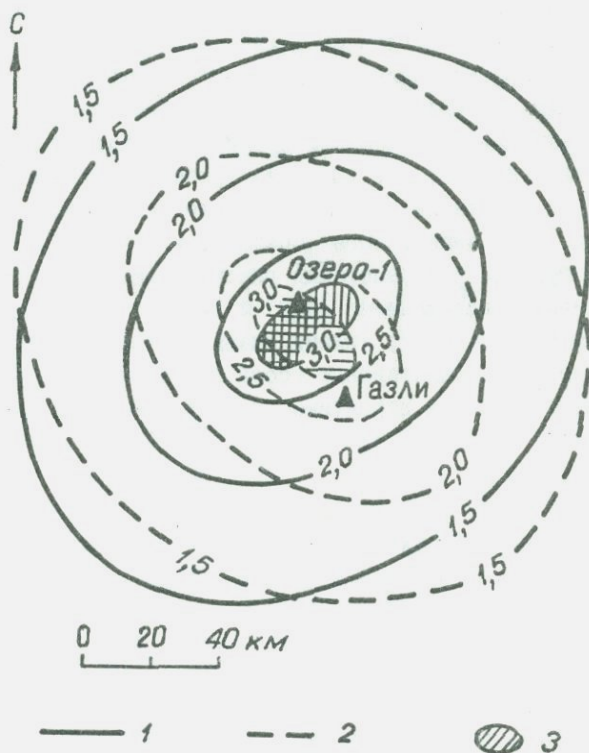


Рис. 4.3. Расчетные изолинии пиковых ускорений грунта (α_{max} , где α_{max} в $\text{см}/\text{с}^2$), соответствующих максимальной плотности вероятности при различных предполагаемых положениях очага Газлийского землетрясения 1984 г.:

1 - угол падения - 52° , азимут простирания - 48° , глубина минимальная; 2 - угол падения 60° , азимут простирания - 20° , глубина минимальная; 3 - проекция очага на земную поверхность

a_{max} при землетрясении с $M \approx 7,2$. Изолинии рассчитаны на территории размером 200x200 км, в центре которой располагался очаг землетрясения – эллиптическая площадка с размерами большой и малой осей 35 и 25 км соответственно. Рассматривались различные варианты ориентации очага, соответствующие данным из работы [34]: большая ось горизонтальна с азимутом 48° , меньшая – падает под углом 52° ; большая ось горизонтальна с азимутом 110° , меньшая – падает под углом 60° . Очаг землетрясения расположен на минимально возможной для такой магнитуды глубине и, следовательно, верхний его край находится вблизи поверхности. Характеристика величин a_{max} в ближней зоне, а также их затухание с расстоянием такие же, как для землетрясений в Газлийском районе (см. выше). Затухание a_{max} принято одинаковым во всех направлениях, т.е. анизотропная среда не учитывается.

Оценка функции распределения пиковых ускорений проведена в соответствии с выражениями (4.2) и (4.3) в точках-узлах сетки размером 5x5 км. Между узлами оценки сделаны интерполяцией. Расчетные изолинии представляют собой геометрические места точек, в которых наиболее вероятные пиковые ускорения имеют близкие значения ($\bar{a}_{max} \approx 0,8g$; $\bar{a}_{max} \approx 0,27g$; $\bar{a}_{max} \approx 0,09g$; $\bar{a}_{max} \approx 0,03g$; $\bar{a}_{max} \approx 0,01g$).

Возможные вариации пиковых ускорений за счет естественно-го разброса с вероятностью 0,9 не выходят за пределы двукратного увеличения или уменьшения значений \bar{a}_{max} , указанных изолиниями, ограничивающими данную площадь.

Как видно из рис. 4.3, землетрясение с $M = 7,2$, происшедшее в районе оз. Каракир, вызвало бы в пос. Газли колебания грунта с наиболее вероятными пиковыми ускорениями порядка 0,3 или, с учетом доверительного интервала, с вероятностью 0,9 ниже 0,6g. Примерно такие ускорения, судя по наблюдавшимся разрушениям (см. данные А.Джураева и др. [69]), отмечались в пос. Газли при землетрясении 19 марта 1984 г. Подчеркнем, что данные оценки сделаны для "средних" грунтовых условий. На ухудшенных же грунтах (к ним на территории пос. Газли относятся обводненные супесчано-суглинистые отложения) интенсивность колебаний может увеличиться.

Учет грунтовых условий в рамках данной расчетной схемы может быть осуществлен в двух вариантах, т.е. когда влияние

грунта задано и в детерминированной и в вероятностной форме. На практике пока преобладают оценки в виде детерминированных отношений (φ) различных параметров колебаний (a_{max} , v_{max} , d_{max} , $|S|$ и др.) на разных типах грунта [187, 205]. В этом случае для учета влияния грунта достаточно величину a из выражения (4.2) умножить на соответствующие отношения φ . В то же время, как показано в разделе 2.5 и подтверждено затем расчетами В.Ю.Соколова, влияние грунтовой толщи, особенно в ближней зоне крупных землетрясений, имеет значительный элемент неопределенности. Поэтому φ является случайной величиной с соответствующей функцией распределения вероятностей. Тогда учет влияния грунта может быть сделан на основании формулы полной вероятности

$$P_{N(M=m; R=z; H=h)}[X \leq x_i] = \sum_{\varphi_{min}}^{\varphi_{max}} \left\{ \left[\frac{1}{\sigma_x \sqrt{2\pi}} \cdot \int_{x_{min}}^{x_{max}} e^{-\frac{(x-a \cdot \varphi_k)^2}{2\sigma_x^2}} \cdot P[\varphi = \varphi_k] \right] \right\} \cdot (4.2')$$

здесь обозначения те же, что и в выражении (4.2); $P[\varphi = \varphi_k]$ - вероятность того, что случайная величина φ примет значение φ_k .

4.2. Вероятностные оценки макросейсмической интенсивности отдельного землетрясения с заданными характеристиками очага и среды

Определение силы землетрясений с использованием описательных макросейсмических признаков в значительной мере подвержено влиянию субъективных факторов. Эффективность оценок на основе традиционно используемых для этих целей количественных характеристик колебаний грунта, таких как амплитуды, периоды, длительности, также невысока из-за большой неопределенности получаемых результатов (см. разделы 1.1 и 3.1). Поэтому представ-

ляется целесообразным использовать для таких оценок спектры колебаний грунта, которые, как показано в разделе 3.2, существенно лучше коррелируют с балльностью, чем единичные параметры колебаний.

Зависимость интенсивности сотрясений от уровня спектра колебаний носит вероятностный характер. Следовательно, для количественного описания интенсивности землетрясения имеется возможность построения соответствующей функции распределения балльности.

Рассмотрим несколько вариантов расчета такой функции распределения, соответствующих различной точности оценок, а также различным способам задания исходных спектров колебаний грунта на практике.

Пусть дан реальный спектр землетрясения, зарегистрированный в некотором пункте наблюдения, и требуется определить макросейсмическую интенсивность этого землетрясения в указанном пункте. Здесь реализуется случай, когда спектр задан в детерминированной форме.

Рассмотрим вначале упрощенный вариант расчетной модели, в которой в качестве основного предположения принято, что макросейсмический эффект землетрясения формируется главным образом колебаниями грунта на частотах, "ответственных" за данную интенсивность сотрясений (см. приложение 3.2, рис. 3.6); вкладом остальных частот спектра можно пренебречь.

При принятых предположениях для непревышения балльности необходимо условие, чтобы уровень спектра на частоте, "ответственной" за макросейсмический эффект данной силы (f_i), не превышал уровня спектральной плотности, приписанного этой балльности ($\mathcal{I} = i$), в соответствии с полученными ранее результатами (см. гл. 3). Однако это условие необходимое, но недостаточное. Действительно, частоты, "ответственные" за макросейсмические эффекты разной силы, различны. Это означает, что при выполнении условия непревышения наблюдаемым спектром на частоте f_i уровня спектральной плотности, приписанного этой балльности, на другой частоте, "ответственной" за эффект большей силы $\mathcal{I} = j > i$, уровень наблюдаемого спектра может достигать или превышать уровень спектральной плотности, приписанный $\mathcal{I} = j$, что

равнозначно превышению уровня балльности $\mathcal{J} = i$. Таким образом, необходимым и достаточным условием непревышения балльности $\mathcal{J} = i$ является условие непревышения наблюдаемым спектром на "ответственной" частоте f_i уровня, приписанного балльности $\mathcal{J} = i$, а также на других частотах, "ответственных" за макросейсмический эффект большей силы ($\mathcal{J} = j > i$) уровней спектральной плотности, приписанных балльностям $\mathcal{J} = j > i$. Так как спектральные плотности, приписанные различным уровням балльности, задаются не в детерминированной форме, а в виде функций распределения вероятностей, то их непревышение (или превышение) является случайным событием, наступление которого можно ожидать лишь с некоторой вероятностью, которая в свою очередь определяет вероятность непревышения (или превышения) балльности $\mathcal{J} = i$ при данном наблюдаемом спектре колебаний грунта при землетрясении.

Таким образом, случайное событие — непревышение балльности сотрясений $\mathcal{J} = i$ равнозначно совмещению случайных событий: непревышению отдельными спектральными составляющими совокупностей уровней интенсивности, приписанных балльности $\mathcal{J} = i, i+1, i+2, \dots, 12$.

На основании сказанного, для вычисления функции распределения вероятностей непревышения балльности при фиксированном спектре колебаний грунта может быть предложено следующее выражение:

$$P[\mathcal{J} \leq i] = \prod_{j=i}^{12} \left(1 - \frac{1}{\sigma_j \sqrt{2\pi}} \int_{x_{min}}^{x_j} e^{-\frac{(x-\alpha_j)^2}{2\sigma_j^2}} dx \right), \quad (4.4)$$

здесь α_j и σ_j — среднее значение (математическое ожидание) и стандарт величины $x = \lg |S|$, приписанные балльности $\mathcal{J} = i$ на частоте f_j , "ответственной" за макросейсмический эффект данной силы; x_j — значение логарифма наблюдаемого спектра колебаний грунта на частоте f_j ; x_{min} — достаточно малая величина (обычно равная $\alpha_j - 5\sigma_j$).

Выражение (4.4), как и последующие (4.5), (4.6), (4.8), можно рассматривать как произведение условных вероятностей (зависимых в общем случае) случайных событий — непревышений некоторых заданных уровней отдельными фиксированными спектральными составляющими колебаний грунта при условии возникновения самого землетрясения. Так как землетрясение уже произошло, то вероятность его возникновения равна единице, и соответствующий член в произведении (4.4) опущен.

Рассмотрим теперь вариант модели, согласно которой на макросейсмическую балльность, кроме "ответственных" частот, влияют хотя и меньше, другие частоты спектра в диапазоне 0,78–10 Гц. Частоты "слева" от "ответственных" уже учтены в выражении (4.4), следовательно, в данном случае следует учесть частоты "справа" от "ответственных", т.е. большие последних.

Выражение для функции распределения балльности в этом случае можно записать в виде

$$P[J \leq i] = \prod_{j=i}^{12} \prod_{f=f_{max}}^{f_j} \left(1 - \frac{1}{\sigma_{j,f} \sqrt{2\pi}} \int_{x_{min}}^{x_{j,f}} e^{-\frac{(x-a_{j,f})^2}{2\sigma_{j,f}^2}} dx \right)^{K_f} \quad (4.5)$$

$a_{j,f}$ и $\sigma_{j,f}$ — соответственно средние значения и стандарты величин $x = \lg |S|$, приписанных балльности $J=j$ на частотах, "ответственных" за интенсивность сотрясений f_j , а также средние значения и стандарты величин $x = \lg |S|$, приписанных балльности $J=j$ на частотах f , больших, чем частота, "ответственная" за сейсмический эффект данной силы $J=j$; $x_{j,f}$ — значение наблюдаемого спектра на частотах f_j , а также на частотах, больших частоты, "ответственной" за балльность $J=j$;

x_{min} — так же, как и в выражении (4.4), равно $a_{j,f} - 5\sigma_{j,f}$;

K_f — показатель степени, равный единице для частот, "ответственных" за макросейсмический эффект $J=j$, и меньший единицы для частот, больших f_j , для которых $K_f \approx \frac{K_g}{K_i}$, когда K_g — коэффициент линейной регрессии $\lg |S|$ на J для данной частоты

ты; K_i - коэффициент линейной регрессии $\lg|S|$ на \mathcal{J} для частоты f_j (см. разделы 3.2, рис. 3.7). Специальные расчеты показали, что с необходимой для практических нужд точностью при расчетах функций $P[\mathcal{J} \leq i]$ по формуле (4.5) нет необходимости рассматривать все частоты "справа" от частоты f ; можно ограничиться лишь одной "представительной" для данного диапазона частот спектральной составляющей. Так, для $\mathcal{J} \leq 7$ баллов представительной частотой (с наименьшей суммарной дисперсией значения $\lg|S|$) может быть $f = 3,6$ Гц. В целях упрощения расчетов для $f = 3,6$ Гц можно принять $K_f = 0,5$.

Для случая, когда спектр колебания задан не в детерминированной форме, а в виде совокупности некоторых функций распределения спектральных плотностей на рассматриваемых частотах, функции распределения балльности сотрясений выражаются так:

$$P[\mathcal{J} \leq i] = \prod_{j=i}^{12} \prod_{f=f_{\max}}^{f_j} \left\{ 1 - \sum_{x_{j,f} = a'_{j,f} - 3\sigma'_{j,f}}^{a'_{j,f} + 3\sigma'_{j,f}} \left(\frac{1}{\sigma_{j,f} \sqrt{2\pi}} \cdot \int_{x_{\min}}^{x_{j,f}} e^{-\frac{(x - a_{j,f})^2}{2\sigma_{j,f}^2}} dx \right) \cdot P[x = x_{j,f}] \right\}^{K_f} \quad (4.6)$$

где $P[x = x_{j,f}]$ - вероятность того, что уровень спектра колебаний грунта на частоте f и на частотах "справа" от нее попадает в интервал значений с центром $\lg|S| = X_{j,f}$. Эта вероятность в предположении, что $\lg|S|$ распределены по нормальному закону, оценивается как

$$P[x = x_{j,f}] = \frac{1}{\sigma'_{j,f} \sqrt{2\pi}} \int_{x_{j,f} - \delta x_{j,f}}^{x_{j,f} + \delta x_{j,f}} e^{-\frac{(x - a'_{j,f})^2}{2(\sigma'_{j,f})^2}} dx \quad (4.7)$$

В выражениях (4.6)–(4.7) $\alpha'_{j,f}$, $\sigma'_{j,f}$ – соответственно средние значения и стандарты $x = \lg |S|$ заданных распределений спектра на частотах, "ответственных" за эффект силой $\mathcal{J} = j$, и на частотах "справа" или больших, чем f_j (см. (4.5)); величина $\delta x_{j,f}$ равна половине интервала рассматриваемого диапазона значений $\lg |S|$, обычно она принимается $\approx 0,3 \sigma'_{j,f}$. Остальные обозначения имеют тот же смысл, что и в уравнении (4.5).

В случаях вероятностного задания спектра колебаний грунта оценки функции распределения балльности могут быть получены при помощи упрощенной формулы

$$P[\mathcal{J} \leq i] = \prod_{j=i}^{12} \frac{1}{\sigma_j \sqrt{2\pi}} \int_{x_{min}}^{a_j} e^{-\frac{(x - \alpha'_j)^2}{2(\sigma'_j)^2}} dx, \quad (4.8)$$

где α'_j и σ'_j – средние значения и стандарт величины $x = \lg |S|$ заданного спектра на частоте f_j ; a_j – среднее значение величины $\lg |S|$, приписанное балльности $\mathcal{J} = j$ на частоте f_j .

Можно видеть, что в выражении (4.8) не учитывается распределение спектральной плотности колебаний грунта при заданных значениях $\mathcal{J} = i$. Однако во многих случаях расчеты по этой формуле, как это будет видно из последующих глав, дают результаты с достаточной для практических нужд точностью. Параметры распределений спектральной плотности на фиксированных частотах $\alpha'_{j,f}$ и $\sigma'_{j,f}$ в выражении (4.7), α'_j и σ'_j в выражении (4.8) при заданных M , R и N определяются так же, как это описано в предыдущем параграфе (см. выражение (4.3)).

Совокупности значений $P[\mathcal{J} \leq i]$ для разных \mathcal{J} , оцененные в соответствии с выражениями (4.4)–(4.8), дают интегральные кривые искомых функций распределения. Наиболее вероятное значение балльности сотрясений при заданном спектре колебаний оценивается по максимуму первой производной этих функций.

Как видно из изложенного, алгоритм оценки балльности по спектру колебаний грунта достаточно прост и легко реализуется на ЭВМ. Соответствующие вычислительные программы составлены

В.И.Соколовым на языке ФОРТРАН с учетом системы программирования ОС ЕС.

В табл. 4.1 приведены результаты тестовых оценок интенсивностей сейсмических воздействий по спектрам ускорений, проведенных в соответствии с уравнением (4.5). В качестве примеров выбраны записи ускорений главного толчка Газлийского землетрясения 17 мая 1976 г., землетрясения в Империял Велли (Калифорния) в 1979 г., афтершоков землетрясений во Фриули (Италия) в 1976 г., а также некоторые записи смещений в эпицентральных зонах сильных землетрясений СССР. Описание этих материалов и первоисточники даны в разделах 2.1 и 3.1. Записи подобраны так, чтобы можно было проверить возможности описанной методики в достаточно широком диапазоне интенсивностей сотрясений (в данном случае от 3 до 9 баллов), а также в "аномальных" случаях, когда оценки другими способами дают противоречивые результаты, например, когда при высоких уровнях ускорений наблюдается относительно небольшая макросейсмическая интенсивность и наоборот, когда при одинаковых ускорениях балльность разная и т.п. Оценивались также возможности использования спектров, построенных по записям различных кинематических характеристик колебаний грунта, - сейсмограмм, велосиграмм, акселерограмм.

Из табл. 4.1 видно, что при Газлийском землетрясении 17 мая 1976 г. в эпицентре зарегистрировано очень большое ускорение $a_{max} = 1,4g$ (g - ускорение силы тяжести), что, согласно зависимостям из табл. 3.1, соответствует интенсивности более II баллов, в действительности же наблюдалось 9-10 баллов. Расчеты по спектру дают близкую к реальной оценку - $\mathcal{J} = 9,6$ балла.

В пунктах наблюдения Калехико, Холтвилл и № 2, расположенных в эпицентральной зоне землетрясения Империял Велли 1979 г., согласно оценкам из [34], наблюдалась одинаковая макросейсмическая интенсивность - порядка УП (сильные повреждения строений). В то же время уровень ускорений в этих пунктах был существенно разным и, кроме того, слишком высоким для такого макросейсмического эффекта. Оценка же балльности по спектру и здесь хорошо согласуется с наблюдаемыми.

Сходимость оценок балльности по спектрам землетрясений в районе Фриули в 1976 г. с реально наблюдавшимися макросейсмиче-

Таблица 4.1

Сопоставление параметров колебаний грунта с макросейсмической и расчетной балльностью сотрясений при различных землетрясениях

№№ пп	Дата	Станция	Макс.: амплиту- да	Макро- сейсм. балль- ность	Расч. балль- ность
1.	17.05.76	Каракыр	1,4	9-10	9,6
2.	15.05.79	Калехико	0,28	7	7
3.	15.05.79	Холтвилл	0,26	7	7,4
4.	15.05.79	№ 2	0,43	7	7,4
5.	11.05.76	Форгарио-Кар- нино	0,19	5-6	6,0
6.	13.09.76	,	0,074	6-6	5,5
7.	13.09.76	Байя	0,068	5	5,1
8.	11.09.76		0,04	5	5,7
9.	15.05.78	Матано	0,028	4	3,8
10.	09.06.76		0,07	5	5,3
11.	11.05.76	Асияго	0,065	5-6	4,1
12.	09.06.76		0,015	4	4,1
13.	01.06.76		0,015	4	3,8
14.	01.06.76		0,021	4	3,5
15.	06.05.76		0,023	4-5	4,4
16.	29.06.66	Дугина	0,023	7	6,5
17.	29.06.66	Алмазар	-	5	4,6
18.	01.10.68	Гярд		6	5,6

В № 1-15 балльность оценивается по записям ускорений,
в № 16-18-смещений.

скими эффектами также довольно хорошая. Так, акселерограмма землетрясения 13.09.76 г. в пункте Байя имеет максимальную амплитуду 0,068 g, и интенсивность сотрясения по шкале, учитывающей

только максимальные ускорения, должна оцениваться в 6-7 баллов, фактическая же макросейсмическая интенсивность равнялась 5 баллам, а вероятная интенсивность, оцененная по спектру ускорения, - 5,1 балла. Акселерограмма землетрясения 11.09.76 г., зарегистрированная в том же пункте, имеет максимальное ускорение $0,04 g$ - в 1,7 раза меньше, а реальная сейсмическая интенсивность точка 5-6 баллов. По спектру ускорения получена оценка вероятной интенсивности 5,7 балла.

Интенсивные ускорения грунта при землетрясении 11.09.76 г. продолжались значительно дольше, чем при землетрясении 13.09.76 г., что и обусловило меньшую макросейсмическую интенсивность последнего. Величина спектральной плотности колебаний зависит как от амплитуды, так и от длительности колебаний, что в данном случае и объясняет лучшую сходимость результатов при оценке интенсивности по спектру записи, чем по максимальной амплитуде колебаний.

Акселерограмма землетрясения 11.05.76 г., зарегистрированная в пункте Матано, имеет максимальную амплитуду $0,065 g$ и довольно большую длительность колебаний основной фазы. Реальная макросейсмическая балльность оценена в 5-6 баллов, по спектру колебаний интенсивность определена в 5,3 балла. Сравнительно низкая интенсивность колебания при высокой амплитуде ускорения и большой длительности объясняется тем, что колебания основной фазы довольно высокочастотны. Хорошее совпадение макросейсмической балльности с расчетной свидетельствует в пользу того, что спектр является универсальным описанием колебаний, учитывающим как его максимальную амплитуду, так и длительность и частотный состав.

С практической точки зрения важное значение имеет то, что оценку интенсивности с достаточной точностью можно проводить по спектрам не только записей ускорений, но и записей скоростей и смещений. Об этом свидетельствуют приведенные в табл. 4.1 результаты оценки интенсивности по сейсмограммам, взятым из работы Д. Н. Рустановича [174]. Переход от амплитудных спектров смещений и скоростей к амплитудным спектрам ускорений при этом осуществляется, как описано в разделе 2.1.

Таким образом, расчет макросейсмической балльности по спектрам записей землетрясений позволяет получить достаточно объ-

ективную оценку вероятной интенсивности сотрясения по инструментальным данным.

Оценки функций распределения интенсивности сотрясений по вероятным спектрам колебаний грунта проведены для различных глубин, ориентации и удаленности очага землетрясения с максимальной (согласно выводам А.К.Ходжаева [211]) для Приташкентского района магнитудой. Спектр землетрясения в ближней зоне и функции его изменения с расстоянием приняты такими же, как для землетрясений Назарбекской очаговой зоны (см. раздел 2.5). На рис. 4.4 показаны результаты расчетов с использованием выражения (4.8). Как видно из этих расчетов, в ближней зоне такого землетрясения наиболее вероятное значение интенсивности $\mathcal{I}_0 = 9,6$ балла. При заранее неизвестной глубине очага (но в пределах земной коры) землетрясение такой магнитуды с наибольшей вероятностью вызовет максимальные сотрясения $\mathcal{I} = 9,2$ балла. На расстояниях 100 км сила сотрясений будет примерно равна 5,5 балла. Плейстоценовая область имеет в 2-3 раза меньшую протяженность в сторону падения поверхности разрыва, чем в противоположную сторону. Все эти результаты хорошо согласуются с имеющимися натурными данными [201, 224, 238, 240, 300]. Расчеты, проведенные при помощи выражения (4.6), дали хорошую сходимость. При одинаковой вероятности непревышения расхождения были не более $\pm 0,5$ балла и в основном в области малых интенсивностей ($\mathcal{I} \leq 6$ баллов). Таким образом, во многих случаях, особенно когда учитываются лишь очаговые факторы, в практических расчетах можно пользоваться более простой формулой (4.8). Использование выражения (4.6) целесообразно при изучении более тонких эффектов влияния высокочастотных составляющих спектра на макросейсмические проявления, например, при оценке влияния возможных резонансных явлений в грунтовом слое, а также других факторов.

Описанная выше методика использована, например, для оценки расположения вероятных изосейст Газлийского землетрясения 19 марта 1984 г. Изосейсты рассчитаны на участке поверхности размером 300x300 км, в центре которого (точнее под центром) располагался очаг землетрясения в виде эллиптической площадки с размерами 50x26 км; 40x26 км; 30x26 км, большая ось которой всегда горизонтальна, меньшая - наклонена. В соответствии с данными Е.М.Безродного [34] рассмотрены два варианта ориентации очагов: ази-

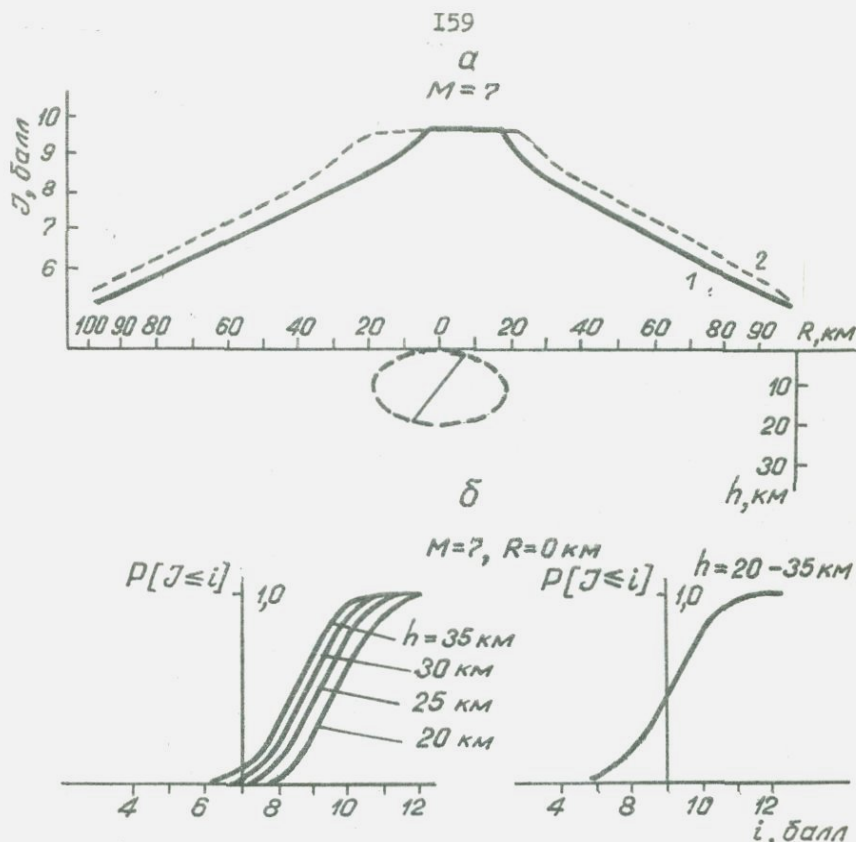


Рис. 4.4. Вероятностные оценки интенсивности (балльности) сотрясений грунта при некоторых возможных вариантах землетрясений в районе г.Ташкента:

а - наиболее вероятные значения балльности сотрясений (J) на разных расстояниях (R) и при разной ориентации очага землетрясения с $M = 7$ и минимальной глубине очага (пунктирной и сплошной линиями показаны направления вдоль и поперек простирания поверхности очага соответственно); б - кривые распределения вероятностей сотрясений различной силы (J) над очагом землетрясения ($R = 0$) с $M = 7$ при различных глубинах (h)

мут простирания 48° и угол падения 52° ; азимут простирания 23° и угол падения 42° , а также третий вариант: азимут простирания

20° и угол падения 60°. Учитывая реальную мощность сейсмогенерирующего слоя в Газлийском районе [172] и размеры очага землетрясения, принято, что верхний край разрыва расположен близко к поверхности (на глубине 0–5 км). Оценки функций распределения балльности проведены в точках–узлах сетки размером 5x5 км с использованием спектров, рассчитанных для ближней зоны с последующим пересчетом в различные точки с учетом их удаления от источника в соответствии с выражением (4.3). В расчетах использованы определения средних значений и дисперсий $lg|S|$, а также затухания $lg|S|$ с расстоянием (см. раздел 2.5) для типичных землетрясений Газлийского района с $M = 7,2$. Результаты вариантов расчетов показаны на рис. 4.5. Расчетные изосейсты представляют собой геометрические места точек, в которых наиболее вероятная балльность имеет близкие значения ($\bar{I} \approx 6,5$, $\bar{I} \approx 7,5$, $\bar{I} \approx 8,5$). Здесь же показаны изосейсты, приводимые в работе С.М. Касымова и А.Джураева [94], построенные по данным натурных наблюдений макросейсмического эффекта землетрясения 19 марта 1984 г. Можно отметить хорошую сходимость расчетных (вариант III) и наблюдаемых данных.

Таким образом, расчетные изосейсты могут дать дополнительную информацию о геометрических и энергетических характеристиках очага землетрясения.

На рис. 4.6 показаны результаты еще одного возможного приложения описанных выше расчетных схем. Здесь приводятся рассчитанные по вероятностным спектрам колебаний в ближних зонах землетрясений районов Газли и Сан-Фернандо значения вероятных максимальных макросейсмических интенсивностей (I_{max}), которые можно ожидать в этих районах при разных магнитудах землетрясений. Как видим, значения I_{max} в области небольших магнитуд ($M < 6$) в районах Газли и Сан-Фернандо существенно различаются. Это объясняется тем, что Газлийские землетрясения более высокочастотны, т.е. имеют более интенсивный спектр колебаний на частотах выше 2–3 Гц. В то же время на частотах порядка 1,0 Гц и ниже спектры колебаний близки, и поэтому различия в балльности сотрясений при больших магнитудах уменьшаются. Таким образом, существующее мнение о том, что более высокочастотные землетрясения при одинаковых магнитудах опаснее (например, по Т.Г.Раугиан [157]), Газлийские землетрясения опаснее, чем Калифорнийские)

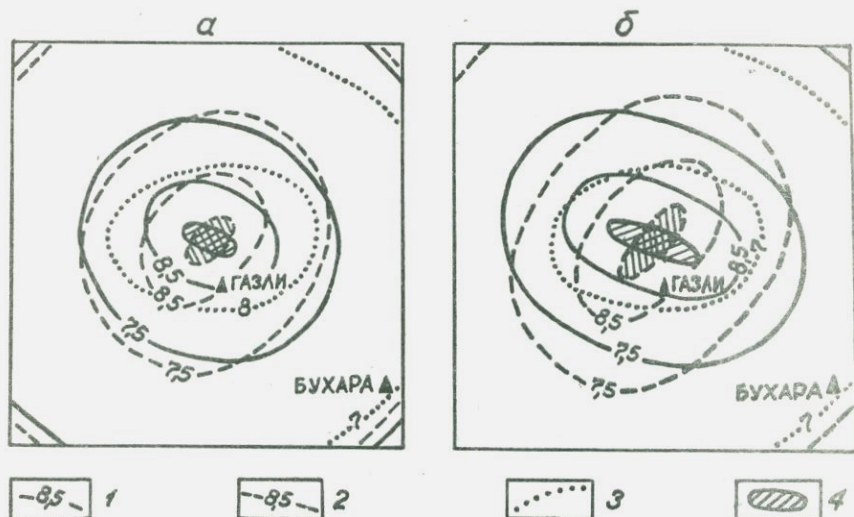


Рис. 4.5. Изосейсты Газлийского землетрясения 19 марта 1984 г. с размерами очага $v_1 = 30$ км, $v_2 = 26$ км (а) и $v_1 = 50$ км, $v_2 = 26$ км (б):

I и 2 - расчетные изосейсты, III и I варианты соответственно; 3 - натурные данные из работы [94]; 4 - проекция очага землетрясения на поверхность

подтверждается лишь частично. При этом, видимо, необходимо уточнить - какой именно диапазон частот подразумевается под "высокочастотным" излучением".

Значения $T_{max}(M)$, оцененные для землетрясений Ташкентско-Назарбекской очаговой зоны, оказались на 0,3-0,5 балла выше, чем для Газлийских землетрясений. Это связано с усилением колебаний рыхлыми лессовыми отложениями.

Для сравнения на рис. 4.6 приведена кривая Н.В.Шебалина [229], показывающая изменение верхнего предела максимальной интенсивности с магнитудой землетрясения. Отличие этой кривой от наших результатов объясняется тем, что зависимость Н.В.Шебалина является среднестатистической и не отражает особенностей сейсмического излучения из разных очаговых зон, а также тем, что оценки вероятных минимальных глубин землетрясений соответ-

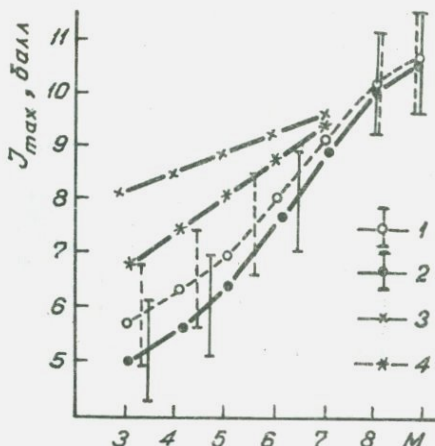


Рис. 4.6. Вероятные значения максимальной балльности сотрясений (J_{max}) при землетрясениях различной магнитуды (M):
 1, 2 – средние значения и доверительные интервалы для районов Газли и Сан-Фернандо соответственно; 3 – по данным Н.В.Шебалина [229]; 4 – по данным Н.В.Шебалина, скорректированным за H_{min}

ствующей магнитуды (H_{min}), принятые Н.В.Шебалиным [229] и нами, несколько различаются. Если в зависимости Н.В.Шебалина величины H_{min} принять такими же, как это предложено в разделе 2.3, то скорректированная таким образом кривая в точности совпадает с верхним пределом доверительной области $J_{max}(M)$, рассчитанной нами для землетрясений в районах Газли и Назарбек-Ташкент. Можно заметить, что полученные кривые $J_{max}(M)$ выполаживаются в области малых и больших энергий, что лучше соответствует современным представлениям, чем имеющиеся линейные аппроксимации зависимостей $J_0(M)$ [229].

В заключение отметим, что изложенное выше представление о способах расчета балльности сотрясения по спектру колебаний грун-

та позволяют в принципе решать обратную задачу о реконструкции вероятного спектра колебаний грунта при землетрясении по данным макросейсмического обследования. Эта задача требует доработки и будет рассмотрена в дальнейшем.

4.3. Оценка вероятных сейсмических воздействий от совокупности потенциально опасных очагов землетрясений с учетом фактора времени

Из предыдущих разделов следует, что полученные уравнения (4.2)–(4.8) являются выражениями для условных вероятностей случайных событий (зависимых в общем случае) – непревышений рассматриваемыми параметрами колебаний грунта или макросейсмической интенсивностью некоторых заданных уровней при условии, что землетрясение с заданными характеристиками (M , R , H) произошло.

В практических задачах оценки сейсмической опасности часто встречается случай, когда известен участок территории, для которого оцениваются возможные воздействия, местоположение и магнитудные характеристики очаговой области или зоны возможных очагов землетрясений (ВОЗ), угрожающие данному участку. В этих условиях заданными можно считать расстояние (в плане) и магнитуду землетрясения, глубина его, как правило, неизвестна и может быть указана лишь с точностью до некоторого диапазона ее возможных значений (например, в пределах земной коры, литосферы и т.п.). Внутри же этого диапазона глубину очага можно рассматривать как случайную величину, имеющую свое распределение вероятностей.

Тогда вероятность непревышения параметром колебаний или балльностью сотрясения при одном землетрясении с заданной магнитудой и на фиксированном расстоянии (при любых возможных глубинах очагов) некоторых заданных уровней может быть описана исходя из следующих соображений.

Пусть $P_N(M=m; R=r; H=h) = 1 [X \leq x]$ – условная вероятность непревышения случайной величиной X заданного уровня X при наступлении одного события (землетрясения) с заданными $M=m$; $R=r$; $H=h$. Способы определения этих вероятностей описаны в разделах 4.1 и 4.2. Так как рассматривается функция распределения вероятностей только при одном

землетрясении, то оно может произойти на одной и только на одной из следующих глубин: либо $H=h_1$, либо $H=h_2$, либо $H=h_3$ и т.д. в пределах возможного диапазона глубины от H_{min} до H_{max} . Действительно, возникновение очага землетрясения на глубине $H=h_i$ исключает возникновение очага землетрясения (при условии, что этот очаг единственный) на глубине $H=h_j$ (при $i \neq j$). Следовательно, случайные события - возникновение очага землетрясения на двух любых глубинах h_i и h_j ($i \neq j$) представляют собой попарно несовместные события. В этом случае расчет вероятности непревышения случайной величины X уровня X может быть проведен по формуле полной вероятности

$$P_{N(M=m; R=z)} [X \leq x] = \sum_{H_{min}}^{H_{max}} \left\{ P_{N(M=m; R=z; H=h)} [X \leq x] \right\} \cdot P_{M=m} [H=h] \quad (4.9)$$

$$\cdot P_{M=m} [H=h] \left. \right\};$$

$P_{M=m} [H=h]$ - вероятность того, что глубина центра тяжести очага землетрясения с $M=m$ равна $H=h$. На практике это обычно вероятность того, что глубина очага землетрясения окажется в интервале значений H с центром равным h .

Выражения (4.2)-(4.8) для расчетов функции распределения вероятности характеристик колебаний, или силы сотрясений грунта получены для достоверных событий с заданными магнитудой и удаленностью безотносительно времени, для которого проводятся данные оценки. В то же время в зависимости от частоты повторения в данном месте (зоне ВОЗ) может возникнуть большее или меньшее количество очагов землетрясений заданной энергии (магнитуды) в заданный промежуток времени. Причем заранее неизвестно, какое именно количество землетрясений с $M=m$ произойдет. Поэтому необходимо от функции распределения вероятностей

параметров колебаний, или силы сотрясений грунта, при одном землетрясении с заданными $M = m$ и $R = z$ ($P_{N(M=m; R=z)=1} [X \leq x]$) перейти к функции распределения при хотя бы одном землетрясении с заданными $M = m$ и $R = z$ в заданный промежуток времени ($P_{N(M=m; R=z) \geq 1} [X \leq x]$).

Будем считать, что уровни параметров колебаний или силы сотрясений грунта при двух в данном случае одинаковых (а в общем случае может быть и неодинаковых) по своим характеристикам (M и R) землетрясениях независимы. Это предположение, по-видимому, в большинстве случаев оправдано. Для колебаний грунта (если пренебречь сравнительно небольшими изменениями в физико-механических свойствах верхних слоев грунта под влиянием интенсивных сейсмических воздействий) это почти очевидно. В случае же макросейсмических эффектов будем считать, что рассматриваемые землетрясения воздействуют на объекты, имеющие одинаковые свойства. Например, здание повреждено при воздействии первого землетрясения и затем восстановлено до первоначального состояния, поэтому его реакция на воздействие второго такого же землетрясения будет статистически идентичной реакции на первое землетрясение, после этого оно будет вновь восстановлено и т.д. Тогда для n одинаковых независимых событий условная (условие состоит в том, что число очагов землетрясений с $M = m$ равно $N = n$) вероятность непревышения величиной X уровня x можно описать выражением

$$P_{N(M=m; R=z)=n} [X \leq x] = (P_{N(M=m; R=z)=1} [X \leq x])^n \cdot P_{M=m} [N=n], \quad (4.10)$$

где $P_{M=m} [N=n]$ - вероятность того, что число очагов землетрясений с $M = m$ под данной точкой (элементарным участком) в рассматриваемый промежуток времени $N = n$. Эту вероятность можно оценить, если по рекомендации Г.М.Молчана, В.М.Подгаецкой [126], Л.В.Канторовича, В.И.Кейлис-Борока, Г.М.Молчана [88] принять предположение, что распределение вероятностей числа очагов землетрясений с заданной магнитудой в данном (единичном)

объеме сейсмогенерирующего слоя Земли в единицу времени подчинено закону Пуассона во всем рассматриваемом диапазоне магнитуд и времен. Тогда

$$P_{M=m} [N=n] = \frac{(\lambda_m \cdot t)^n}{n!} \cdot e^{-\lambda_m t} \quad (4.11)$$

при $N = 0, 1, 2, \dots, n$:

здесь λ_m — среднее число очагов землетрясений с $M = m$ в данном объеме сейсмогенерирующего пространства, происходящих в единицу времени; t — рассматриваемый промежуток времени, который выбирается обычно исходя из условий задачи (например, срок экономической жизни возводимого здания или сооружения и т.п.); n — ожидаемое число землетрясений с $M = m$ за промежуток времени t .

Поскольку точное число землетрясений с $M = m$ заранее неизвестно, то при расчете функции распределения для хотя бы одного землетрясения ($N \geq 1$) необходимо предусмотреть все возможные варианты количества очагов от $N = 0$ до $N = n$:

$$P_{N(M=m; R \geq 1)} [X \leq x] \approx \sum_{N=0}^n \left\{ (P_{N(M=m; R=1)} [X=x])^N \cdot P_{M=m} [N=n] \right\} \quad (4.12)$$

Обозначения в формуле (4.12) такие же, как и в формуле (4.10). Величина n может быть как угодно большой. Однако для практических расчетов ее следует ограничить минимально необходимым количеством учитываемых сейсмических событий.

При выборе n — числа возможных событий (землетрясений) с $M = m$, которые следует учитывать при оценке функции распределения $P_{N(M=m; R \geq 1)} [X \leq x]$, необходимо исходить из условия, что $P_{M=m} [N=n] - P_{M=m} [N=\infty] \leq \epsilon$. Величина ϵ

должна быть достаточно малой, в практических расчетах обычно $\varepsilon \leq 0,0001$. При этом n должно быть больше λ_m (см. выражение (4.11)).

Под данной точкой (элементарным участком территории) могут возникать землетрясения не только с $M = m$, но и с другими магнитудами, при которых вероятность превышения величиной X некоторого уровня X будет заметно отличаться от единицы. Поэтому эти магнитуды землетрясений также следует учесть при расчетах значений функции распределения. Обычно рассматривается некоторый интервал магнитуд землетрясений от M_{max} — максимально возможной в данной местности до M_{min} — минимальной, которую с практической точки зрения имеет смысл учитывать при оценках сейсмической опасности в данных конкретных условиях. Тогда выражение для функции распределения вероятностей величины X при условии, что уровень колебаний или сила сотрясений грунта в данном месте при землетрясениях с одинаковыми значениями магнитуд не зависят от землетрясений с другими значениями магнитуд, может быть записано в форме

$$P_{N(R=\varepsilon) \geq 1} [X \leq x] = \prod_{M_{min}}^{M_{max}} P_{N(M=m; R=\varepsilon) \geq 1} [X \leq x]. \quad (4.13)$$

Здесь в качестве значения $M = m$ берутся центры некоторых интервалов магнитуд (обычно $m \pm 0,5$), для которых подсчитана величина λ_m . Возможны, однако, и другие интервалы значений M . Они зависят, как правило, от практических возможностей определения функции $P_{M=m} [N=n]$, описываемой выражением (4.11).

Таким образом, выражение (4.13) описывает вероятность превышения случайной величиной X некоторого уровня X при землетрясениях всех возможных магнитуд, очаги которых расположены под точкой (участком), удаленной от точки наблюдения на расстоянии R (в плане), равное ε . Точнее, выражение (4.13) описывает функцию распределения величины X при всех потенциально опасных для данной точки наблюдения магнитудах землетрясений, центры тяжести очагов которых содержатся в объеме, ограниченном элементарным участком поверхности земли и верти-

кальными границами на глубину рассматриваемого сейсмогенерирующего слоя. Сделанное уточнение имеет принципиальное значение при рассмотрении землетрясений больших магнитуд, так как их очаги могут достигать размеров десятки и даже сотни километров, что значительно превосходит размеры элементарных объемов, для которых обычно проводятся практические расчеты сейсмических воздействий и сейсмической опасности. Некоторые аспекты, возникающие в связи с этим, будут обсуждены ниже при рассмотрении вопросов районирования вероятностных оценок сейсмической опасности.

В реальной сейсмологической ситуации часто потенциально опасные очаги землетрясений не сосредоточены в каком-либо одном элементарном объеме, а находятся в нескольких или даже во всем окружающем точку сейсмогенерирующем пространстве. В этом случае функция распределения параметров колебаний или силы сотрясений грунта описывается выражением

$$P_{N \geq 1} [X \leq x] = \prod_{r=0}^{r_{max}} P_{N(R=r) \geq 1} [X \leq x]; \quad (4.14)$$

здесь R - расстояние в плане, меняется от нуля до r_{max} . Таким образом, учитываются воздействия из всех возникающих очагов землетрясений - от расположенных прямо под точкой наблюдения до расположенных на максимальных с точки зрения их возможной опасности расстояниях.

В выражении (4.14) подразумевается, что функции распределения $P_{N(R=r) \geq 1} [X \leq x]$ относятся к независимым случайным событиям. Другими словами, функции распределения параметров колебаний или силы сотрясений в данной точке наблюдения, обусловленные возникновением очагов землетрясений в одних элементарных объемах, не влияют на функции распределения вероятностей тех же величин, обусловленных возникновением очагов землетрясений в других элементарных объемах. Формальная правильность такого предположения обеспечивается тем, что при построении указанных выше функций распределения $P_{N(R=r) \geq 1} [X \leq x]$ использовались расстояния от одной точки (точки наблюдения) до других (центров тяжести очагов землетрясений), которые по оп-

ределению находятся в геометрически непересекающихся объемах сейсмогенерирующего пространства. Фактическая же независимость сотрясений от очагов землетрясений, возникающих в разных (особенно близких) объемах, менее очевидна. Действительно, если размеры очага землетрясения больше, чем размеры рассматриваемых соседних элементарных объемов сейсмогенерирующего пространства, то при расположении центра тяжести не под данным участком поверхности, а под каким-либо соседним, часть очага тем не менее окажется и под данным участком, что по уровню вызванных им сейсмических воздействий соответствует нахождению центра очага под данным участком. Таким образом, реальная частота крупных землетрясений под элементарным участком как бы увеличивается по сравнению с той, которая следует из предположения независимых сотрясений, пришедших из различных объемов сейсмогенерирующего пространства. Это обстоятельство учитывается в расчетах путем использования представлений о поле колебаний и интенсивности сотрясений грунта в "ближней зоне" землетрясений, само существование которой есть следствие протяженности очагов крупных землетрясений (см. гл.2 и раздел 4.1).

На действующих в настоящее время картах районирования территории принято указывать средний период сотрясений той или иной силы (обычно максимальной). Для оценок сейсмического риска также необходимо знание периодов повторения сотрясений различной силы. Для расчета среднего периода повторения различных уровней прогнозируемой случайной величины X (параметров колебаний или интенсивностей сотрясений грунта) можно сделать предположение [86, 87, 170], что распределение числа (N) событий-землетрясений в данном месте с характеристикой сейсмического воздействия или силы сотрясения, превышающей некоторый уровень ($X > x$), подчинено закону Пуассона:

$$P_{X > x} [N = n] = \frac{(\gamma_x t)^n}{n!} e^{-\gamma_x t}, \quad (4.15)$$

где γ_x - среднее число сотрясений с $X > x$ в единицу време-

ни; n - число сотрясений с уровнем $X > x$ за промежуток времени t .

Тогда вероятность того, что за рассматриваемый промежуток времени t не произойдет ни одного превышения величиной X уровня x , определяется как

$$P_{X > x} [N=0] = e^{-\delta_x t} = P_{N \geq 1} [X \leq x]. \quad (4.16)$$

Вероятность $P_{N \geq 1} [X \leq x]$ определена выше (см. выражения (4.9)-(4.14)) и, следовательно, из выражения (4.16) можно найти величину δ_x . Средний период появления землетрясений, превышающих уровень $X=x$, равен $T_x = \frac{1}{\delta_x}$.

Отметим, что последовательность сотрясений, характеризующихся величиной $X > x$, лучше соответствует пуассоновскому распределению при больших X или в области малых вероятностей их превышения [63]. Средний период повторения превышений $X > x$ (T_x) можно также рассчитать по формуле $T_x = 1 / (1 - P_{N \geq 1} [X \leq x])$ [63]. Однако наименьшая величина T_x , которую можно определить по этой формуле, ограничена рассматриваемым промежутком времени t , для которого найдена функция распределения вероятностей $P_{N \geq 1} [X \leq x]$ (см. выражения (4.10), (4.11) и (4.14)). Если принять, например, $t = 50$ годам, то и наименьший период повторения превышений $X > x$ не может быть оценен с точностью меньшей чем 50 лет, что неприемлемо для учета относительно небольших, но часто повторяющихся событий. Для снижения погрешности в определении T_x в нашей постановке следует уменьшить рассматриваемый промежуток времени t . Функции распределения вероятностей $P[X \leq x]$, рассчитанные для такого достаточно малого промежутка времени (например, 1 год), перестают отвечать первоначальной задаче оценок сейсмической опасности для конкретных строительных объектов с учетом сроков их функционирования. В связи с этим необходимо проводить отдельные расчеты функций распределения вероятностей, например, на предстоящий 50-летний период или на один год. Это связано с большим объемом вычислений и поэтому вопрос о целесообразности таких оценок должен рассматриваться в каждом конкретном случае отдельно.

Описанные в разделах 4.1 и 4.2 способы оценки (одномерных) функций распределения формально применимы для любого из рассматриваемых параметров колебаний (d_{max} , V_{max} , a_{max} , T , t , t_1 или $|S|$) или макросейсмической балльности сотрясений (\mathcal{J}). Практический смысл в большинстве случаев они имеют лишь при описании сейсмической опасности в терминах максимальных амплитуд, уровней спектральной плотности колебаний и макросейсмической интенсивности сотрясений грунта, т.е. тех характеристик, которые тесно связаны с амплитудным уровнем колебаний грунта. Действительно, уровень вредного воздействия землетрясения однозначно связан с интенсивностью (величиной) параметров d_{max} , V_{max} , a_{max} и $|S|$ или балльности \mathcal{J} : увеличение d_{max} , V_{max} , a_{max} и $|S|$ или \mathcal{J} при прочих равных условиях сопровождается ростом опасности данного сейсмического воздействия. Увеличение же уровней параметров T , t , t_1 не обязательно свидетельствует о возрастающем вредном действии данного землетрясения. Так, колебания грунта в ближней зоне землетрясения имеют меньшую длительность (t), чем в дальней зоне, хотя их более высокая опасность в ближней зоне очевидна, т.е. в данном случае рост t колебаний сопровождается уменьшением опасности, наоборот, повышение магнитуды землетрясения — увеличением t и соответственно опасности. Таким образом, можно констатировать неоднозначность связи параметров T , t и t_1 с уровнем сейсмической опасности. Этот факт может быть учтен путем оценок многомерных функций распределения данных колебаний грунта. Первым шагом может быть рассмотрение двумерной функции распределения, в которой в качестве второго измерения (кроме T , t или t_1) берется d_{max} , V_{max} или a_{max} . Проведение таких оценок, однако, требует разработки самостоятельной методики расчетов и существенного увеличения объема вычислений и поэтому рассматривается нами как задача следующего этапа исследований.

Описанные выше одномерные функции распределения T , t или t_1 могут быть использованы в задачах, когда амплитудный уровень колебаний начиная с достаточно малого не имеет уже большого значения (например, при оценке повторяемости сейсмических колебаний с определенными периодами, которым могут подвергаться ускорители элементарных частиц, когда учет сейсмических

помех начинается практически с микроколебаний. Аналогичная ситуация может возникнуть при настройке и обеспечении надежной работы других сложных объектов — установок, используемых в оптической и радиоастрономии, гелиоустановок и других инженерных устройств).

4.4. Районирование территории по вероятностным характеристикам сейсмической опасности

Сейсмическое районирование территории любого масштаба (общее сейсмическое районирование — ОСР, детальное сейсмическое районирование — ДСР, или сейсмическое микрорайонирование — СМР) представляет собой обобщение, объединение по степени сейсмической опасности (точнее по какому-либо признаку или группе признаков сейсмической опасности) отдельных элементарных участков данной территории. В связи с этим возникает задача первоначального разбиения территории на однородные элементарные участки или объемы с учетом мощности сейсмогенерирующего слоя. Однородность в данном случае означает, что в пределах каждого элементарного участка (объема) свойства сейсмогенерирующего слоя остаются неизменными. Под свойствами элементарного сейсмогенерирующего объема будем понимать природные факторы, существенным образом определяющие уровни возможных сейсмических воздействий — параметров колебаний грунта или балльности сотрясений от очагов, расположенных в данном объеме.

Каждый элементарный участок поверхности с учетом глубины сейсмогенерирующего слоя, как это следует из разделов 4.1–4.3, можно характеризовать следующими основными параметрами: значения потенциально опасных магнитуд землетрясений, очаги (точнее центры тяжести очагов) которых могут возникнуть под данным участком, от минимальной (M_{min}) до максимальной (M_{max});

размеры, механизмы и ориентация в пространстве очагов землетрясений с различными возможными магнитудами;

распределение по глубине очагов землетрясений с различными магнитудами;

вероятностные характеристики колебаний грунта (амплитуды, периоды, спектры и т.п.) в ближней зоне при землетрясени-

ях с различными потенциально опасными магнитудами;

повторяемость (среднее число в единицу времени) землетрясений с различными магнитудами;

функции изменения с расстоянием рассматриваемых характеристик колебаний грунта в диапазоне расстояний от 0 до 200 км. При этом считается, что все возможные в данном элементарном объеме очаги (точнее центры тяжести очагов) землетрясений расположены на разной глубине, но точно под центром элементарного участка поверхности. Результирующие функции распределения вероятностей параметров колебаний или силы сотрясений грунта также рассчитываются для центра участка, но имеют смысл функции распределения каждой точки данного элементарного участка.

Для того чтобы определить характеристики элементарного объема, следует прежде всего найти его размеры. Чем более мелкими будут элементарные участки рассматриваемой территории, тем в большей степени в них может быть выполнено условие однородности, т.е. неизменности основных определяющих сейсмическую опасность свойств. Кроме того, чем меньше рассматриваемые элементарные участки, тем более точным и детальным может быть последующее разграничение выделяемых районов, однако при этом уменьшается точность определения самих свойств (факторов), влияющих на сейсмическую опасность внутри данного участка. Кроме этого, при одних и тех же размерах данной территории увеличивается число этих участков, что, в свою очередь, приводит к росту объема вычислений и другим техническим трудностям. Поэтому выбираемые размеры элементарных участков должны обеспечивать наибольшую точность функций распределения и последующего выделения районов при наименьшем количестве самих элементарных участков.

Будем считать, что территория разбивается на элементарные участки одинакового размера. Это связано с техническими требованиями дальнейших расчетов.

Учет изложенных требований приводит к выводу, что верхний предел размеров элементарного участка ограничивается следующим условием: характеристики сейсмических воздействий в центре данного участка, обусловленные очагами, расположенными под этим центральным и под периферийными частями участка должны различаться незначительно. Только в этом случае можно счи-

тять, что рассчитанная для центра участка функция распределения параметров колебаний или силы сотрясений грунта достаточно точно характеризует все точки выбранного элементарного участка. Сравнение функций распределения, рассчитанных для элементарных участков различных размеров исходя из реальных значений магнитуд землетрясения, размеров и глубины очага, параметров колебаний грунта в ближней зоне, коэффициентов затухания с расстоянием (см. гл. 2), плотности гипоцентров землетрясений разных энергий в единице объема, показало, что оптимальными могут быть приняты размеры 5x5 км. Это в 4 раза меньше, чем рекомендуется в работе [II], и в 40 раз меньше, чем в [I63, I65, I84]. Дальнейшее уменьшение размеров элементарных участков уже не дает существенного улучшения точности оценки функции распределения в точке (рис.4.1 и 4.2). Видно, что изменение расстояния между очагом землетрясения и точкой наблюдения в пределах 2-3 км при реальных их глубинах существенно не изменяет параметры функций распределения даже в ближней зоне и тем более при удалении от источника.

Увеличение размеров элементарного участка приводит к занижению рассчитанных значений функции распределения против действительных или к завышению уровня сейсмической опасности. Это объясняется тем, что отнесение периферийных очагов землетрясений к области, расположенной под центром данного участка (при больших размерах последнего), равносильно приближению очага землетрясения к точке, в которой рассчитывается воздействие.

Выше описаны оценки функций распределения вероятностей в точке. Этот случай реализуется, когда необходимо оценить опасность сейсмических воздействий на объекты относительно небольших размеров - не больше 4-5 км. Этим условиям удовлетворяет большинство возводимых инженерных сооружений - жилые и промышленные здания, мосты, плотины, телебашни и др., и поэтому оценки функций распределения "в точке" можно считать наиболее типичной задачей, решаемой при определении сейсмической опасности. Именно для таких "точечных" объектов дается оцен-

ка сейсмической опасности в картах общего, детального и микросейсморайонирования. Однако на практике иногда возникают случаи, когда точечных оценок недостаточно, например, при определении опасности сейсмических воздействий на объекты, имеющие большие линейные размеры, - линии электропередач, различные трубопроводы, релейные и транспортные системы и т.д. Повреждение таких объектов в любом месте (точке) может привести к нарушению их функционирования в целом. Аналогичные ситуации имеют место для объектов, имеющих большие площадные размеры.

Расчет функций распределения для объектов больших линейных или площадных размеров может быть сделан, если перейти от оценки в каждой точке (участке) рассматриваемой поверхности к оценке хотя бы в одной точке (участке) территории рассматриваемого объекта. Эта задача решается на базе описанной выше методики оценки в точке (элементарном участке). Так же, как и в случае точечных оценок, определяется суммарное воздействие от очагов землетрясений, находящихся под данным площадным или линейным объектом (внутренних очагов), и от очагов, находящихся под всеми окружающими элементарными участками (внешних очагов).

При расчете воздействий от внутренних очагов в формуле (4.II) величины λ_m определяются как суммы средних количеств очагов землетрясений, находящихся под элементарными участками, составляющими территорию рассматриваемого объекта. Воздействие от окружающих (внешних) очагов вычисляется исходя из расстояний от каждой из воздействующих "внешних" точек до ближайшей "внутренней".

Очевидно, что изложенный подход может быть в случае необходимости применен и для расчета сейсмической опасности для объемных объектов. Для этого потребуются предварительное разделение рассматриваемого сейсмогенерирующего слоя на элементарные объемы не только в горизонтальных, но и в вертикальном направлениях с последующим послойным объединением горизонтальных площадей под рассматриваемым объектом.

Важное значение имеет определение величин магнитуд, возможных в выбранных элементарных объемах сейсмогенерирующего слоя, т.е. интервала возможных M от M_{min} до M_{max} .

Минимальные магнитуды выбираются исходя из условия, чтобы вероятность превышения данным параметром колебаний или интен-

сивностью сотрясений некоторого заданного (низкого) уровня была не слишком малой (например, не ниже 0,0001). Для практических целей обычно достаточно учитывать землетрясения с $M > 2-3$. Величины M_{max} желательно оценивать по независимым данным, например, по расположению зон возможных очагов землетрясений (ВОЗ), выделенных по геолого-тектоническим и геофизическим данным. Использование карт K_{max} , построенных на основе сейсмо-статистических данных о расположении эпицентров землетрясений, менее желательно, так как эти данные участвуют также в последующих расчетах повторяемости землетрясений с различными M , и поэтому здесь возможно усиление влияния взаимных ошибок. Кроме того, как показывают последние исследования, определение величины K_{max} или M_{max} по повторяемости землетрясений малых энергий для локальных территорий не является достаточно надежным и должно контролироваться какими-либо другими способами определения M_{max} .

Следующий этап - определение среднего числа очагов землетрясений с $M = m$ для всего рассматриваемого ряда магнитуд от m_{min} до m_{max} в каждом из выделенных элементарных объемов в единицу времени. Получить эти данные из прямых наблюдений практически невозможно, поэтому необходимо проводить соответствующие оценки, используя имеющиеся данные, обычно это данные о площадном распределении эпицентров небольших землетрясений и о количествах землетрясений с различными энергиями, происходящих во всем районе, - график повторяемости. На основании этого графика можно установить количественное соотношение между числом землетрясений малых и больших энергий. Так, в целом в Приташкентском районе увеличение магнитуды коровых землетрясений на единицу сопровождается уменьшением их числа в 5-6 раз. Однако в каждой отдельной точке (участке размером 5x5 км) Приташкентского района это соотношение может меняться. Например, по данным А.К.Ходжаева [21] и Р.Н.Ибрагимова [80], в пределах Приташкентского района имеются зоны ВОЗ, в которых возможны различные максимальные магнитуды землетрясений - от 4 до 7. Землетрясения с $M = 4$ и меньше могут происходить в любой точке рассматриваемой территории, с $M = 5$ - лишь на участках с $M_{max} = 5, 6, 7$, с $M = 6$ - на участках с $M_{max} = 6, 7$, с

$M = 7$ - на участках с $M_{max} = 7$. Таким образом, площадь, на которой возможны землетрясения, например, с $M = 7$, по сравнению со всей площадью района сокращается, а повторяемость землетрясений с $M = 7$, т.е. относительное их количество на единичном участке (5х5 км) в пределах зон с $M_{max} = 7$ возрастает по сравнению со средним для всего района. Следовательно, при оценках относительного количества землетрясений с разными M по графику повторяемости необходимо учитывать поправки для участков, расположенных в зонах с различными M_{max} . Иначе говоря, для каждой зоны с заданными M_{max} следует рассчитывать свой осредненный график повторяемости. Такие расчеты могут быть сделаны различными способами. Рассмотрим два из них.

Первый способ основан на предположении, что средняя плотность эпицентров землетрясений заданной (и разрешенной в этой зоне) магнитуды в зонах с различными M_{max} одинакова во всем рассматриваемом диапазоне магнитуд. При этом предположении относительное число землетрясений с $M = m$ для участков, расположенных в зонах с различными M_{max} , возрастает по сравнению со средним по району в целом обратно пропорционально отношению площадей-участков, на которых возможны землетрясения с $M = m$, к общей площади района. Однако предположение о равномерности среднего распределения по площади землетрясений одинаковой магнитуды в зонах с различными M_{max} в предварительных расчетах для Приташкентского района и Ферганской долины подтверждено лишь для небольших M (2-3). Для более крупных событий в зонах с различными M_{max} среднее количество эпицентров на единичной площади с максимальной магнитудой увеличивалось. Так, среднее на единичной площади количество землетрясений с $M = 5$ в зоне с $M_{max} = 6$ было больше, чем в зоне с $M_{max} = 5$, и меньше, чем в зоне с $M_{max} = 7$.

Второй способ основан на предположении, что в зонах с различными M_{max} с одинаковой средней плотностью распределены лишь эпицентры небольших землетрясений ($M = 2-3$). Для простоты принято, что зависимость между логарифмами числа землетрясений данной магнитуды и ее величиной линейная, т.е. имеет вид обычных прямолинейных графиков повторяемости. Однако это предположение непринципиально.

В зоне с большей M_{max} (например, $M_{max} = 7$, как в

Приташкентском районе) повторяемость землетрясений с $M = 2-3$ берется из графика повторяемости для района в целом. Частота возникновения землетрясений с наибольшей для данного района магнитудой равна повторяемости землетрясений с наибольшей для всего района M_{max} , умноженной на отношение площади всего района к площади с наибольшей M_{max} . Количество землетрясений с магнитудами, промежуточными между M_{min} и M_{max} , в зонах с наибольшей M_{max} определяется интерполяцией с учетом принятой зависимости между количествами землетрясений с различными магнитудами.

Зная повторяемость землетрясений с $M = M_{max} - 1$ в зоне с максимальной для данного района M_{max} и располагая данными о количестве этих землетрясений по району в целом, можно определить повторяемость их в зоне с максимальной магнитудой $M_{max} - 1$ (для Приташкентского района в зоне с $M_{max} = 6$). После чего, зная повторяемость землетрясений с $M = 2-3$ (средняя по всему району), методом интерполяции так же, как и для зоны с наибольшей M_{max} , можно определить повторяемость промежуточных значений магнитуд землетрясений в этой новой зоне. Применяя этот прием последовательно к зонам со все меньшими M_{max} , оцениваются повторяемости землетрясений с разными магнитудами в зонах с различными разрешенными M_{max} . Принято, что внутри каждой из зон вследствие относительной однородности их тектонического строения полученные средние графики повторяемости сохраняются для каждого элементарного участка.

Дифференциация графиков повторяемости внутри зон с данными M_{max} могла бы проводиться по уровню сейсмической активности или числу землетрясений с $M \approx 3$, которое может меняться от участка к участку. Это делается на основании представления о том, что увеличение наблюдаемого числа небольших событий (землетрясений) означает пропорциональное возрастание возможного числа крупных землетрясений и, наоборот, что хорошо подтверждается экспериментальными данными в масштабах достаточно больших районов и регионов [39, 170, 244, 296, 323]. Для ограниченных же территорий и в еще большей степени для таких маленьких, как рекомендуемые в нашей расчетной схеме участков размером 5x5 км, это предположение неочевидно и требует доказательства. Более того, появляется все больше данных о том,

что в пределах обширных районов имеются локальные участки, где происходит, например, много слабых землетрясений и совсем не наблюдается или наблюдается очень мало сильных. В то же время в других локальных областях, наоборот, низкий уровень слабой сейсмичности сопровождается относительно большим количеством сильных землетрясений ([244, 247, 255, 366], см. раздел I.2). Описанное выше равномерное распределение землетрясений с $M = 2-3$ в зонах с разными M_{max} также противоречит предположению о прямопропорциональной связи сильной и слабой сейсмичности на локальном уровне. Поэтому графики повторяемости могут корректироваться также исходя из альтернативного предположения, что элементарным участкам с высокой сейсмической активностью (A_{T0}) соответствует дефицит сильных землетрясений и наоборот. В целом же количественные оценки возможного числа землетрясений с высокой степенью детальности в объеме энергия-пространство-время для большинства районов представляет сложную задачу, которая должна решаться на основе комплексного анализа сейсмостатистических и геолого-геофизических данных.

Значения вероятности глубин очагов землетрясений разных энергий (магнитуд) определяются по эмпирическим функциям плотности вероятности (гистограммам), построенным по данным каталогов землетрясений рассматриваемого района. Так как построить гистограммы для каждого элементарного участка территории, как правило, не представляется возможным, делается предположение, что гистограмма для района в целом характерна и для каждого его участка в отдельности. Это предположение может уточняться по мере накопления дополнительного статистического материала. Поскольку точность определения координат очагов большинства землетрясений обычно не лучше ± 5 км, то и гистограммы строятся для таких же интервалов глубин очагов с последующим осреднением.

Ориентация очага землетрясения в пространстве имеет существенное значение для оценки возможных сейсмических воздействий при единичном землетрясении (см. разделы 4.1 и 4.2). Однако ориентация будущих очагов землетрясений по отношению к точке наблюдения часто заранее неизвестна и тогда следует считать, что любая ориентация очагов равновероятна. В расчетах обычно бывает достаточно учесть средневзвешенные значения для трех

вариантов положения очага по отношению к точке наблюдения — по направлению простирания, по падению и против падения поверхности разрыва (см. рис. 4.2).

После расчета в каждой точке (участке) функций распределения вероятностей параметров колебаний или силы сотрясений грунта на рассматриваемой территории выделяются районы по одной из двух характеристик, дающихся функцией распределения — по вероятности непревышения (превышения) данного уровня рассматриваемых случайных величин или по уровню случайной величины при заданных значениях вероятностей непревышения (превышения).

Если вероятность непревышения пересчитана в период повторения, то районирование участков может быть проведено по периодам повторения случайной величины заданного уровня или по уровням случайной величины с заданными периодами повторения. В перечисленных выше случаях подразумевается, что вероятности непревышения или уровни случайной величины априори определены или заданы исходя из каких-либо, например, практических соображений.

Следует отметить, что предлагаемая схема вероятностных расчетов и районирования интенсивности сотрясений грунта позволяет относительно легко и на более высоком уровне, чем это делалось до сих пор, учитывать влияние локальных вариаций грунтово-геоморфологических условий путем введения в расчет спектральных характеристик грунтов в конкретных пунктах рассматриваемой территории. Такая задача является основной при сейсмическом микрорайонировании. Примеры ее практического решения будут описаны в следующей главе.

В предлагаемом методе (впрочем, как и в любом другом) использован ряд упрощающих реальность предположений. Однако многие из них по мере появления новых данных могут заменяться на другие, лучше соответствующие действительности. В этом смысле предлагаемая схема расчетов представляется достаточно гибкой и способной к совершенствованию.

Глава 5. ОПЫТ ВЕРОЯТНОСТНОГО ОПИСАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ПРИ СЕЙСМИЧЕСКОМ МИКРОРАЙОНИРОВАНИИ И ДЕТАЛЬНОМ СЕЙСМИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ В УЗБЕКИСТАНЕ

5.1. Вероятностная схема сейсмического микрорайонирования территории г.Ташкента и его пригородов

Описанный в предыдущих главах способ вероятностных расчетов сейсмической опасности применен для практических оценок при сейсмическом микрорайонировании территорий Приташкентского района, расположенного в переходной зоне от горной области к Туранской плите. Ниже подробнее остановимся на микрорайонировании г.Ташкента.

Оценки опасности проводились в терминах макросейсмических баллов, так как результирующие карты сейсмического микрорайонирования даются в баллах и рассчитаны главным образом на использование при проектировании объектов массовой застройки.

Исследования выполнены для двух уровней - уточнения исходной сейсмичности, т.е. с учетом только очаговых факторов и глубинных свойств среды и определения расчетной сейсмичности, т.е. с учетом еще и локальных грунтово-геоморфологических условий.

Функции распределения вероятностей $P[J \leq i]$ строились с использованием выражений (4.9) - (4.14) для точек-узлов сетки размером 5×5 км на территории 100×100 км с центром в г.Ташкенте. Рассмотрен район размером 200×200 км, охватывающий все потенциально опасные для города и его окрестностей очаговые зоны. В каждой точке (элементарном участке) района 200×200 км задавался набор данных, описанный в разделе 4.4.

Принято, что все потенциально опасные очаги землетрясений возникают в пределах земной коры в сходных сеймотектонических условиях. Поэтому большинство очагов имеет одинаковый, преимущественно взбросовый механизм подвижки, близкие размеры и вероятные глубины при равных магнитудах землетрясений, что, в свою очередь, при близких среднестатистических свойствах материала горных пород, вмещающих очаги землетрясений,

обеспечивает одинаковые вероятностные характеристики спектров колебаний грунта в близких зонах этих землетрясений.

Поверхности, по которым происходят подвижки в очагах, представлялись площадками в форме эллипсов, большие оси которых горизонтальны, меньшие - падают под углом порядка 50° . Размеры очагов землетрясений разных магнитуд выбраны с учетом рекомендации В.В.Штейнберга [239]. Для наименьших потенциально опасных землетрясений принято $\bar{M} = 2$ (1,5 - 2,4), наибольших (в соответствии с данными А.К.Ходжаева [211, 212], Р.Н.Ибрагимова [80, 82] - $\bar{M} = 7$ (6,5 - 7,4). Расположение зон ВЗС с различными M_{\max} в пределах рассматриваемого района также заимствовано из работ [80, 211]. Значения вероятностей глубин очагов землетрясений определены по гистограммам глубин землетрясений с различными M (рис.5.1), построенным с использова-

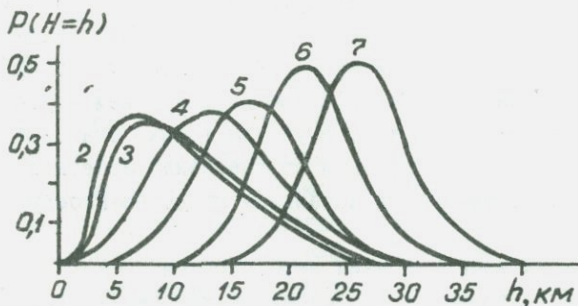


Рис.5.1. Эмпирические кривые плотности вероятности (гистограммы) коровых землетрясений разных энергий на разных глубинах (H) в Восточном Узбекистане (цифры на кривых указывают магнитуду землетрясений)

нием каталогов землетрясений Восточного Узбекистана. Минимальные расстояния Z_0' , приблизительно равные расстоянию до центра тяжести очага землетрясений, выбраны исходя из опреде-

лений M_{min} и ξ (см. гл. 2, 4). Численные значения перечисленных параметров потенциально опасных очагов землетрясений приведены в приложении 5.1.

Средние значения спектральной плотности ускорений в ближней зоне землетрясений с различными возможными в данном районе магнитудами приведены в приложении 5.2. Спектры в приложении 5.2 заданы такими же, как при землетрясениях Назарбекской очаговой зоны с учетом экстраполяции в область больших магнитуд (см. раздел 2.5).

Среднеквадратичные отклонения (стандарты) величины lg/S на всех рассматриваемых частотах и для всех магнитуд в соответствии с результатами гл.2 приняты одинаковыми и равными $\sigma \approx 0,3$.

Используемые в расчетах спектры ускорений получены для грунтов, представленных толщей сухих лессовых и лессовидных отложений мощностью порядка 10 м, которые подстилаются мощной толщей галечников и алевролитов. Такие грунты широко распространены в Приташкентском районе и отнесены к "средним грунтам" по терминологии СНиП, т.е. к таким грунтам, которым приписывается исходная сейсмичность района [191, 192]. Затухания спектральной плотности с расстоянием (для $R \leq 50$ км) приняты равными средним значениям $\alpha_r(f)$ из выражения (2.40) в предположении, что земная кора в рассматриваемом районе по степени раздробленности занимает промежуточное положение (см. раздел 2.5). Для расстояний $R > 50$ км значение $\alpha_r(f)$ уменьшено на треть.

Величины $\alpha_r(f)$ приняты одинаковыми для всех направлений. Это предположение, по-видимому, не вносит существенных искажений в итоговые оценки, так как воздействующие на территорию г.Ташкента точки (участки) расположены относительно симметрично, и ошибки, возможные при расчете воздействий в одном направлении, компенсируются ошибками, возможными при расчете воздействий с другой стороны.

Относительные количества землетрясений с разными магнитудами в зонах с различными M_{max} определены двумя способами, описанными в разделе 4.4 (рис.5.2, а). Абсолютные значения $N(M)$ определялись из средних графиков повторяе-

мости для зон с разными M_{max} , а также с использованием данных о сейсмической активности исследуемой территории (A_{IO}), полученных А.И.Захаровой [74] и М.В.Леонтьевой [93]. Функции распределения балльности, рассчитанные в соответствии с двумя указанными способами определения $N(M)$, оказались близкими (см.рис.5.2). Следовательно, для расчетов возможных сейсмических воздействий в Приташкентском районе могут использоваться оба способа оценок $N(M)$ (первый проще и легче реализуется на ЭВМ).

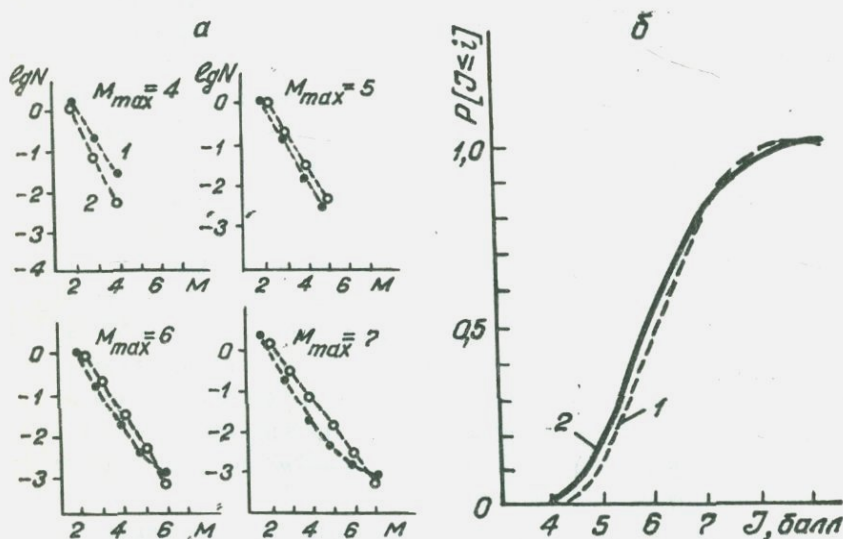


Рис.5.2. Варианты расчетов среднего числа очагов землетрясений на площади 1000 км^2 за год в зонах с различными M_{max} (а) и соответствующих им функций распределения в центре г.Ташкента (б):

1 и 2 - первый и второй варианты осреднения соответственно (см.раздел 4.4)

На рис.5.3 показаны результаты расчетов функций вероятности непревышения балльности для г.Ташкента и окружающей территории, выделены зоны с различной вероятностью непревышения сотрясений различной силы за 50-летний промежуток времени. Как

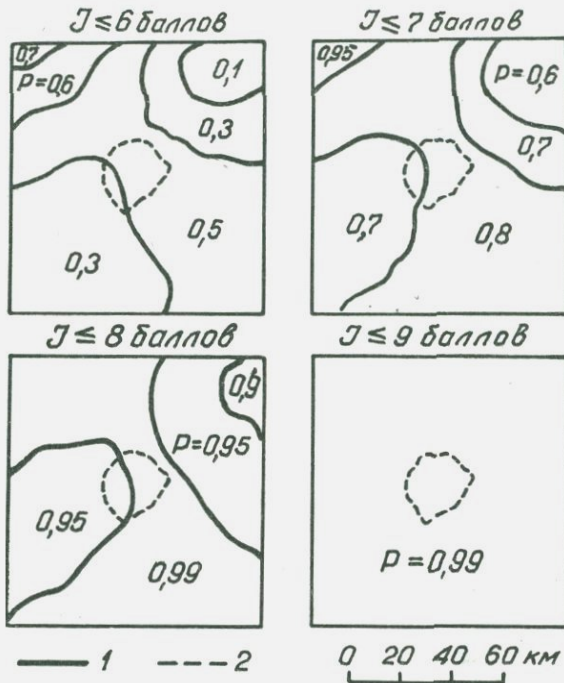


Схема вариации вероятностей непревышения различных значений балльности сотрясений на средних грунтах в районе г.Ташкента:

- 1 - граница зон равной вероятности сотрясений;
2 - граница г.Ташкента

ассматриваемая территория существенно дифференцирована признаку. Так, сотрясения средней силы с наибольшей стью будут возникать на северо-востоке и в юго-запад-асти.

ференциация территории по вероятности возникновения ских сотрясений не постоянна и зависит от уровня ти. Наблюдается общая тенденция - чем выше рассматри-ровень балльности, тем менее дифференцирована терри-

тория. Этот результат может быть связан с особенностями функции распределения $P[J \leq i]$, которая при высоких значениях J по абсолютной величине меняется медленно.

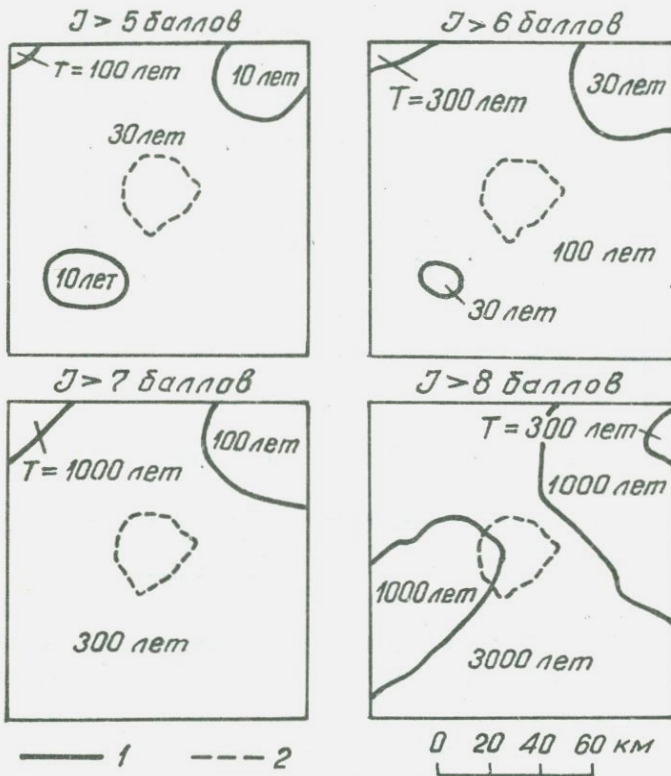


Рис.5.4. Схемы распределения средних периодов повторения сотрясений (T) разной силы в Приташкентском районе:

1-граница равных значений T ; 2-граница г.Ташкента

Расчет средних периодов сотрясения различной силы (T_i), сделанный в соответствии с выражениями (4.15) и (4.16), показывает (см.рис.5.4), что территория г.Ташкента попадает в зону со средним периодом повторения сотрясений, превышающих 5 баллов (т.е.6 баллов и более) порядка 10–20 лет; 7 баллов и выше – 30–60 лет; 8 баллов и выше – 200–300 лет; 9 баллов

и выше - 2000-3000 лет. По историческим сведениям [163, 186], на территории г.Ташкента 8-балльные сотрясения происходят в среднем 1 раз в 100 лет. В целом наши оценки удовлетворительно согласуются с натурными данными, особенно если сравнить, например, с расчетами из работы [75], согласно которой на территории г.Ташкента 8-балльные сотрясения происходят в среднем 1 раз в 2500 лет. Соответствие наших расчетов наблюдениям будет очевиднее, если принять во внимание, что речь идет о каждом из участков размером 5x5 км, входящих в территорию г.Ташкента. Если же рассматривать всю территорию г.Ташкента в целом, то следует определить вероятность сотрясений силой 8 баллов и более хотя бы на одном из этих участков. Решение этой задачи, выполненное по схеме, описанной в разделе 4.4, показало, что 8-балльные землетрясения могут повторяться в какой-либо части г.Ташкента в среднем с частотой 1 раз в 100-150 лет. Таким образом, используемая методика позволила существенно улучшить вероятностные оценки сотрясений "средних грунтов" в районе г.Ташкента.

Проведенные вероятностные оценки дают возможность аргументированно рассмотреть вопрос об исходной сейсмичности района г.Ташкента. Как следует из расчетов, на этой территории в течение предстоящих 50 лет максимальные сотрясения могут быть любой интенсивности ($\mathcal{J} = 6, 7, 8, 9$ баллов и более), хотя вероятность таких событий разная. Действующие в настоящее время карты сейсмического микрорайонирования предполагают выбор из этих вариантов одного. Сделать это на основании четких количественных критериев пока затруднительно из-за их отсутствия, поэтому будем исходить из общих соображений целесообразности. В этом случае исходную сейсмичность г.Ташкента можно принять равной 8 баллам. В пользу такого решения свидетельствует следующее: средний период 8-балльных сотрясений ≈ 300 лет, что примерно в 6 раз превышает расчетный период времени ($t = 50$ лет), для которого проведены оценки $P[\mathcal{J} \leq i]$ и который можно сопоставить со средним периодом "экономической жизни" обычных зданий и сооружений. Казалось бы, это излишний "запас прочности". Однако, учитывая возможные вариации периода 8-балльных сотрясений в сторону уменьшения [99], можно считать, что здания и сооруже-

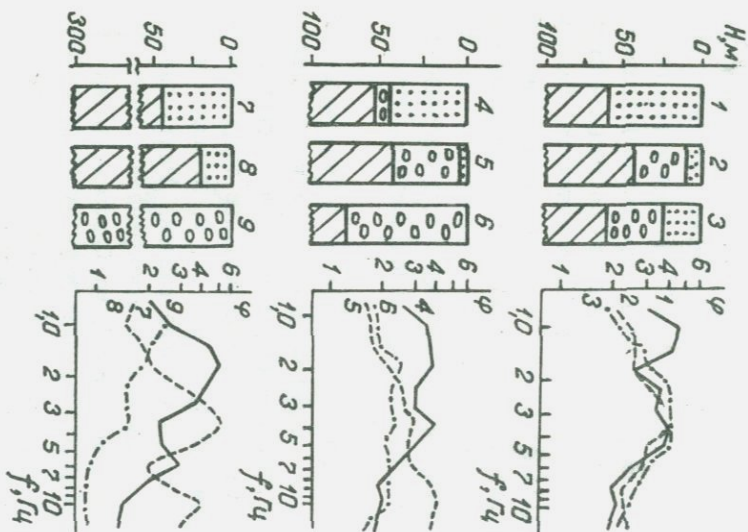


Рис.5.5. Типы грунтов на территории г.Ташкента и соответствующие им спектральные характеристики (номера около рассчитанных кривых соответствуют номерам грунтовых разрезов)

ния за время своего существования с достаточно большой вероятностью ($\sim 0,6$) подвергнутся воздействиям силой более 7 баллов. Поэтому отнесение г.Ташкента к 7-балльной зоне может привести к существенным потерям из-за недооценки сейсмической опасности. Исходная сейсмичность 9 баллов представляется завышенной: средний период повторения таких сотрясений примерно в 60 раз выше расчетного срока службы возводимых зданий - это слишком большой "запас прочности". Даже с учетом возможного уменьшения периода землетрясений силой 9 баллов вследствие случайных флуктуаций вероятность таких воздействий остается достаточно малой ($< 0,1$) и расходы на антисейсмическое усиление конструкций будут неоправданно высоки по сравнению с возможными потерями.

Сопоставляя полученные оценки исходной сейсмичности с соответствующими значениями $P[\mathcal{I} \leq i]$, можно сделать вывод, что для объектов массовой застройки достаточной можно считать вероятность непревышения порядка 0,92-0,95. Для ответственных объектов эта вероятность должна быть повышена, для менее ответственных - понижена. Некоторые аспекты данного вопроса рассмотрены в следующем разделе.

Выше оценены функции распределения балльности сотрясений для одного типа грунтовых условий. На территории г.Ташкента распространены также и другие грунты [3, 91, 95, 116, 158]. Типы грунтовых разрезов показаны на рис.5.5, местоположение указано на рис.5.6 (территория города для удобства расчетов разбита на участки размером 5x5 км).

В расчетах использовались спектры ускорений "среднего" грунта (приложение 5.2), исправленные за спектральную характеристику грунтов, в каждом элементарном участке. Расчет спектральных характеристик осуществлен по методу Л.И.Ратниковой [149, 150] с использованием данных, приведенных в приложении 5.3.

Спектральные характеристики для горизонтальных составляющих SV-волн зависят от углов подхода сейсмических волн (см.примеры на рис.5.7), которые в свою очередь определяются взаиморасположением очага землетрясения и расчетной точки. Так как воздействующие очаги землетрясений имеют самое разнообразное положение относительно расчетных точек на территории

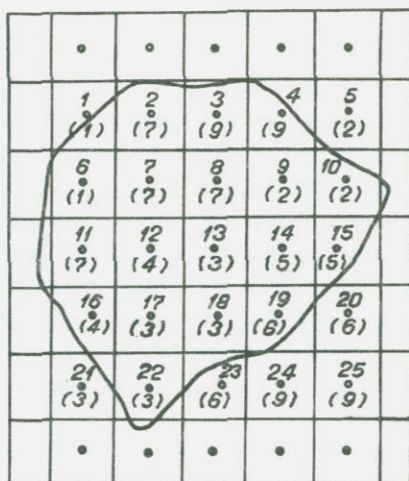


Рис. 5.6. Схема расположения элементарных участков территории г.Ташкента, для которых рассчитывались функции не-превышения, балльности с учетом грунтовых условий (в скобках указаны типы грунтовых разрезов в соответствии с нумерацией на рис.5.5)

г.Ташкента, то можно ожидать любых углов подхода – от близких к нулевым до $70-80^{\circ}$. В принципе описанный метод расчета позволяет рассчитывать спектры колебаний грунта в каждой точке при воздействии из каждого элементарного объема с учетом угла подхода. Однако объем вычислений при этом резко возрастает. Поэтому в наших расчетах принят "наихудший" вариант, т.е. спектральная характеристика задается как огибающая спектральных характеристик с разными углами подхода. Отметим, что огибающие близки с спектральным характеристикам при малых углах падения ($\sim 10^{\circ}$) и в большинстве случаев могут быть заменены последними (рис.5.7).

На рис.5.5 приведены кривые спектральных характеристик для выделенных типов грунтов в частотном диапазоне, имеющем наибольшее значение для формирования макросейсмического эффекта (см.гл. 3 и 4).

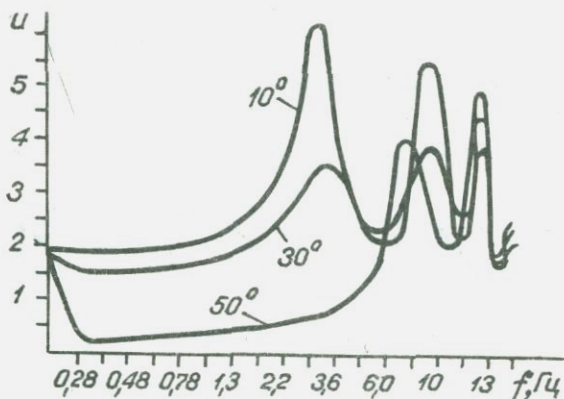


Рис. 5.7. Спектральные характеристики галечников ($H=30$ м) для различных углов подхода сейсмических волн

Функции распределения балльности для разных точек территории г.Ташкента, рассчитанные с учетом грунтовых условий (рис.5.8), оказались существенно различными. Если принять, что в условиях г.Ташкента достаточным является уровень вероятности непревышения равный 0,95 (см.выше), то, как видно из графиков рис.5.8, точки I, 2, 6, 7, 8, II, I2 и I6 следует отнести к 9-балльной зоне; точки 24 и 25 - к 7-балльной; остальные - к 8-балльной. На рис.5.8 показаны также варианты оценок балльности, соответствующие другим уровням вероятности $P[\mathcal{J} \leq i] = 0,9$ и $P[\mathcal{J} \leq i] = 0,7$. Как показано в гл.4, рассчитанные функции распределения вероятностей характеризуют не только центральную, но и любые другие точки данного элементарного участка, в которых имеется приписанный этому участку тип грунтовых условий. Это важное обстоятельство дает возможность проводить границы выделенных зон балльности не по границам участков 5×5 км, а по инженерно-геологическим границам между выделенными типами грунтовых условий. Используя данные об инженерно-геологических условиях на территории г.Ташкента, приведенные в работах [3, 91, 116, 158], можно построить вероятностные схемы сейсмического микрорайони-

рования рассматриваемой площади для различных уровней вероятностей непревышения указанных на них интенсивностей сотрясения (рис.5.9). Как видим, разделение территории г.Ташкента на зоны балльности зависит от выбранного уровня доверия (вероятности). При этом меняются не только абсолютные значения балль-

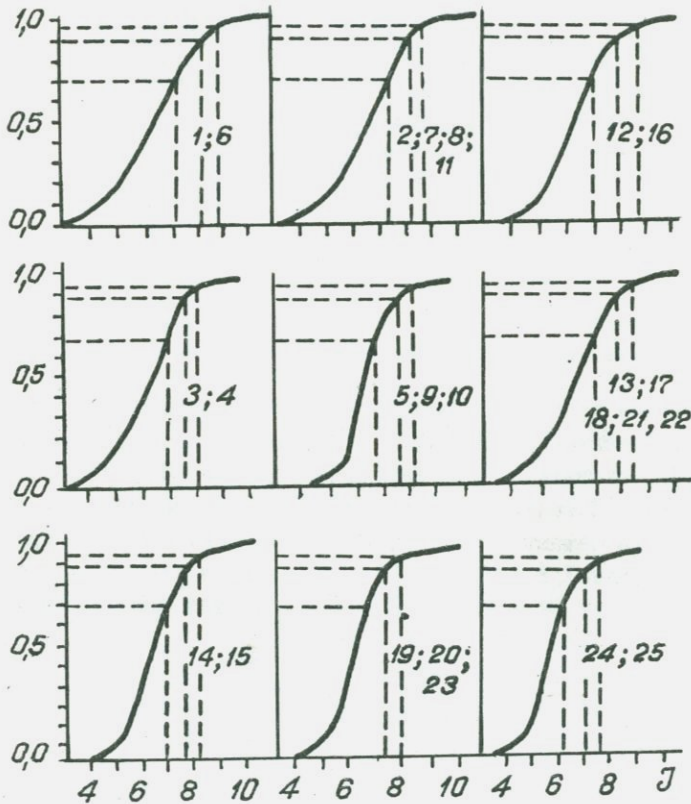


Рис.5.8. Графики функций распределения балльности сотрясений, рассчитанные в различных точках г.Ташкента с учетом грунтовых условий (номера около кривых соответствуют нумерации точек на рис.5.6)

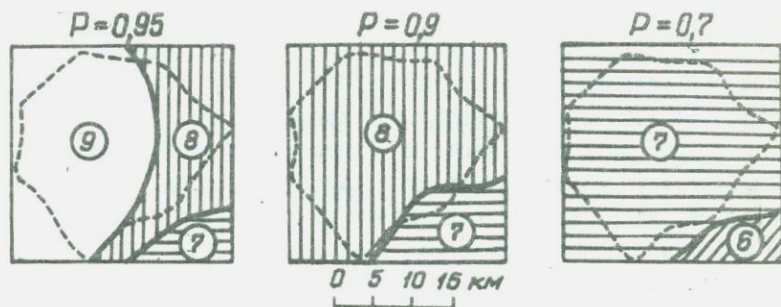


Рис. 5.9. Вероятностные схемы сейсмического микрорайонирования территории г.Ташкента для обычных зданий и сооружений ($t = 50$ лет). Пунктир - граница г.Ташкента; сплошная линия - граница зон балльности: 6,7,8,9 - балльности зоны

ности выделенных участков, но и их относительное расположение. Для высокого уровня доверия (0,95) выделено три зоны: 9-, 8- и 7-балльные, для вероятности 0,9 и 0,7 - по две: 8- и 7-балльные в первом случае и 7- и 6-балльные - во втором.

Сравнивая схему балльности для $P[\mathcal{J} \leq i] = 0,95$ с действующей картой СМР г.Ташкента [37], можно отметить, что часть территории (в основном восточную), ранее относимую к 9-балльной зоне, можно было бы перевести в 8-балльную. Здесь, однако, следует сделать оговорку. Описанные выше расчеты осуществлены без учета влияния грунтовых вод. Это связано с тем, что данный метод оценки сейсмических воздействий учитывает эффекты, связанные главным образом с колебательными или квазиупругими движениями грунтов во время землетрясений. Замачивание рыхлых, например, лессовых грунтов приводит к потере их несущей способности и увеличению вероятности неупругих деформаций в них под воздействием землетрясений, что, в свою очередь, вызывает рост сейсмического эффекта. Поэтому для окончательного варианта карты СМР г.Ташкента в приведенные схемы вероятностного микрорайонирования следует ввести поправки за влияние УГВ. В первом приближении это может быть сделано введением поправки $\Delta \mathcal{J} \approx 1$ балл для участков, сложенных рыхлы-

ми грунтами мощностью более 5 м с УГВ менее 5 м [191, 192]. Для плотных галечников влиянием УГВ можно пренебречь [92]. Более корректный количественный учет влияния УГВ возможен после дополнительных специальных исследований.

Другое замечание касается отнесения к различным зонам балльности галечниковых грунтов разной мощности. Может показаться, что сейсмический эффект на галечниках мощностью 80 и 300 м будет различаться незначительно и нет оснований относить их к разным по сейсмической опасности зонам, как это показано на рис. 5.9. Такое разделение явилось результатом применения в расчетах формулы (4.8), которая, как уже отмечалось, не отражает вклад в общий сейсмический эффект высокочастотной части спектра колебаний грунта. Специальные расчеты, выполненные с использованием формулы (4.6), учитывающей высокие частоты, показали, что галечники мощностью 100–150 м так же, как и мощностью 300 м, могут быть отнесены к зоне с уровнем опасности на один балл ниже, чем выбранные средние грунты.

С использованием подхода и исходных данных, примененных при сейсмическом микрорайонировании г.Ташкента, проведены исследования и для близлежащих пунктов, находящихся в сходных условиях – городов Чирчик, Ахангаран, пос.Назарбек [92, 93, 128]. Для г.Ахангарана и пос.Назарбек сделаны оценки для уточнения локальной сейсмичности района. Показано, что величина исходного балла может быть принята равной 8 баллам.

Для г.Чирчика построена вероятностная схема СМР, подобная таковой для г.Ташкента. Сопоставление этой схемы с действующей картой СМР г.Чирчика [93] показало их хорошее соответствие при уровне доверия 0,95. Однако, как и для г.Ташкента, все оценки сделаны без учета влияния УГВ на рыхлые отложения. Это необходимо дополнительно учесть введением специальных поправок.

5.2. Вероятностные оценки сейсмической опасности при сейсмическом микрорайонировании пос.Газли

Для уточнения исходной сейсмичности района, находящегося в пределах активизированной платформы (Туранской плиты), рассмотрен участок 330х330 км с центром в пос.Газли. Территория

разбита на элементарные участки размером 10x10 км. Небольшое увеличение размеров элементарных участков по сравнению с оптимальными (см. раздел 4.4), как показали специальные оценки [5], не вносят больших ошибок в конечные результаты расчетов, но дают экономию машинного времени, затрачиваемого на их производство. Для каждого элементарного участка с учетом мощности сейсмогенерирующего слоя ~ 35 км задан набор данных, определенный в разделе 4.4.

Минимальные потенциально опасные магнитуды землетрясений ($M_{min} = 2-3$) определены исходя из условия, что вероятность сотрясений силой 5 баллов и выше при них будет не ниже 0,0001. Величины (M_{max}) оценены по расположению сейсмогенерирующих зон, выделенных геолого-тектоническими методами в работах Р.Н.Ибрагимова [82], Г.А.Мавлянова и др. [118] (рис. 5.10). При этом учтены результаты анализа геолого-геофизической обстановки, выполненного В.И.Уломовым [202], а также исторические и археологические данные А.А.Никонова [136].

Принято, что потенциально опасные для пос. Газли очаги землетрясений возникают в пределах земной коры в сходных сеймотектонических условиях и имеют вследствие этого близкий механизм подвижки в очаге — преимущественно взбросовый [31, 33, 34]. Поверхности, по которым происходят подвижки в очагах такие же, как в Приташкентском районе, аппроксимируются площадками в форме эллипсов, большие оси которых горизонтальны, меньшие падают под углом $\sim 50^\circ$. Азимуты их падения равновероятны.

Основные расчетные параметры очагов потенциально опасных для поселка Газли землетрясений близки к аналогичным данным, приведенным в приложении 5.1.

Размеры очагов землетрясений с различными магнитудами заданы на основании среднестатистических оценок для внутриблоковых землетрясений взбросового типа [239] с учетом данных о сильных Газлийских землетрясениях 1976 и 1984 гг. [203, 230].

Вероятности глубин очагов землетрясений определены по гистограммам глубин, построенным с использованием каталогов землетрясений Узбекистана. Дополнительные сведения о распределениях землетрясений разных магнитуд по глубине заимствованы из работ [76, 118, 225].

Оценки частоты возникновения землетрясений с различными

магнитудами в пределах каждого из участков 10x10 км проведены в два этапа. Так как сейсмический режим данной территории исследован пока не в полном объеме, на первом этапе вначале уточнены средние для всего рассматриваемого района соотношения между количеством землетрясений разных возможных магнитуд от $\bar{M} = 2$ (1,5-2,5) до $\bar{M} = 7$ (6,5-7,5). При этом использова-

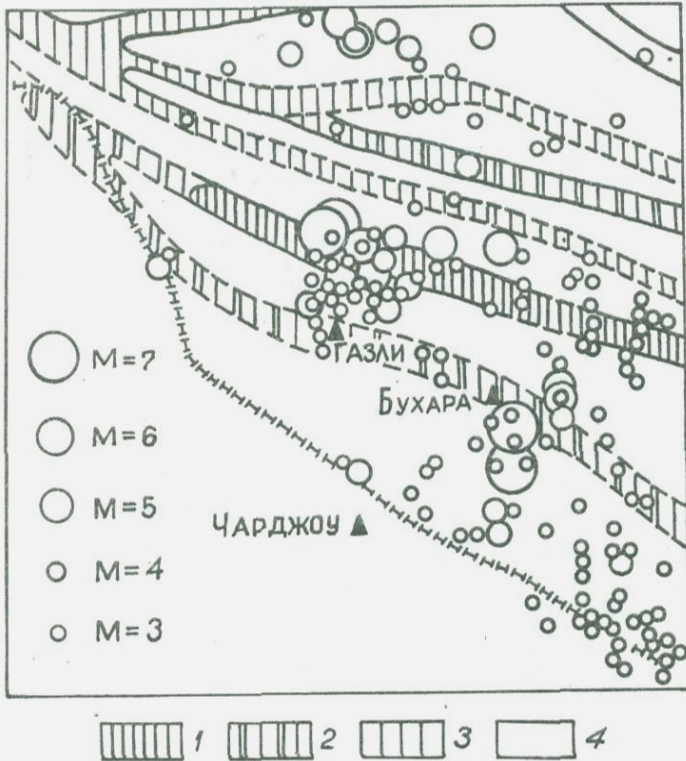


Рис. 5.10. Схема расположения зон ВОЗ по данным Р.Н.Ибрагимова /80/, Г.А.Мавлянова и др. /118/ и вероятного расположения эпицентров землетрясений разных магнитуд:

1 - $M_{\max} = 7$ (6,6-7,5); 2 - 6(5,6-6,5);
3 - 5(4,6-5,5); 4 - 4(3,6-4,5)

лись результаты исследований И.Б.Яковлевой и др. [247], данные различных каталогов (Новый каталог... [100]; Землетрясения в Средней Азии... [79]), на основании которых построена карта наиболее вероятных мест расположения эпицентров происшедших на рассматриваемой территории землетрясений различной магнитуды (см.рис.5.10). Здесь же показаны вероятные эпицентры крупных землетрясений исторического прошлого, определенные А.А.Никоновым [136].

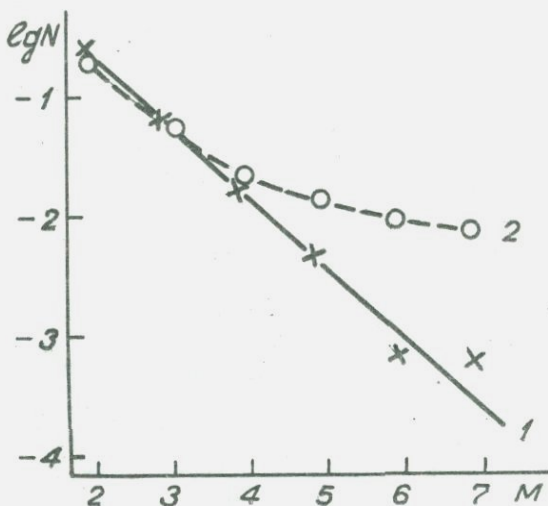


Рис.5.11. Графики нормированной частоты возникновения очагов землетрясения с различными магнитудами:

1 - осредненный для всего района; 2 - осредненный для зоны ВОЗ с $M_{\max} = 7(6,6-7,5)$.

На рис.5.11 приведен полученный в данном районе среднестатистический график повторяемости землетрясений разных магнитуд, приведенный к площади 1000 км² и времени 1 год, с учетом периодов представительности.

График повторяемости показывает, что в среднем по району увеличение магнитуды землетрясения на единицу сопровождается уменьшением числа землетрясений примерно в 4 раза, что

несколько меньше, чем в Приташкентском районе (см. раздел 5.1). Отметим, что сходные результаты получены в работах [165, 188, 207].

На втором этапе оценены графики повторяемости землетрясений на элементарных участках 10×10 км в зонах с различными M_{\max} . Расчеты сделаны в предположении, что средние плотности эпицентров землетрясений с близкими магнитудами (во всем диапазоне $M = 2 + 7$) приблизительно одинаковы в зонах с различными M_{\max} , т.е. в целях упрощения принят первый вариант расчета, описанный в разделе 4.4.

На рис. 5.II показаны оценки относительных количеств землетрясений с разными M для зоны с $M_{\max} = 7$, для зон с $M = 4 + 6$ можно получить из этого же графика отбрасыванием его части, относящейся к магнитудам, запрещенным в данной зоне, т.е. с $M > M_{\max}$. Считая, что соотношения между количествами землетрясений с разными M , установленные для участков площадью 1000 км^2 , справедливы и для всех участков размером 10×10 км, так же, как описано в предыдущем разделе, определены абсолютные значения λ_m - средние количества землетрясений данной магнитуды в единичном объеме пространство - время. Средние значения спектральной плотности ускорений в ближней зоне потенциально опасных для района пос. Газли землетрясений с разными магнитудами заданы в соответствии с результатами, описанными в разделе 2.5 (приложение 5.4). Среднеквадратические отклонения уровня $lg|S|$ для всех рассматриваемых частот магнитуд и расстояний приняты равными $\sigma_{lg|S|} \approx 0,3$. Как и в Приташкентском районе, вероятные спектры из всех потенциально опасных зон заданы одинаковыми, что связано с близостью общих сейсотектонических условий в районе. Возможные вариации этих условий при переходе от одного элементарного участка к другому учитываются статистически достаточно большим принятым стандартом.

Как указано в разделе 2.5 и подробно описано в работах [215, 217, 220], спектры рассчитаны для грунтового разреза, представленного с поверхности рыхлыми сухими песчано-суглинистыми отложениями мощностью ~ 3 м, которые подстилаются пере-слаивающейся песчано-глинистой толщей большой мощности. Такие грунты широко распространены в исследуемом районе и их можно

относительно к "средним" грунтам по терминологии СНиП [191, 192].

Затухание спектральной плотности с расстоянием в зависимости от частоты для $R < 50$ км в соответствии с результатами раздела 2.5 задавалось выражением (2.40).

На расстояниях $R > 50$ км затухания приняты на 30% меньшими, чем это следует из выражения (2.40). Как и в Приташкентском районе, здесь сейсмогенерирующие зоны расположены достаточно равномерно по площади и относительно симметрично окружают пос.Газли, что позволяет (см.раздел 5.1) принять предположение о независимости затухания спектров от направления.

Функции распределения балльности сотрясений строились по описанной в разделе 4.3 методике для точек-узлов сетки размером 10x10 км на участке 60x60 км с центром в пос.Газли. Учитывались воздействия от очагов землетрясений на расстояниях до 150-200 км. В случае $R = 150-200$ км и больше даже для крупных землетрясений вероятность заметных сейсмических воздействий мала ($< 0,001$) и ее можно пренебречь.

Поскольку различная ориентация очагов землетрясений по отношению к расчетным точкам равновероятна, в расчетах учитывалось среднее значение вероятности превышения интенсивности сотрясений при трех характерных ее вариантах: по простиранию поверхности разрыва; вкrest простирания по падению и вкrest простирания против падения поверхности разрыва (см. гл.4).

Результаты расчета функций превышения балльности для пос.Газли и прилегающих территорий за 50-летний период показывают, что вероятность превышения $\mathcal{I} = 6$ баллов равна 0,38; $\mathcal{I} = 7$ баллов $\approx 0,66$; $\mathcal{I} = 8$ баллов $\approx 0,92$; $\mathcal{I} = 9$ баллов $\approx 0,99$.

Соответствующие оценки среднего периода повторения сотрясений различной силы показали, что на территории пос.Газли землетрясения силой 6 баллов и выше происходят в среднем ~ 1 раз в 15-20 лет; 7 баллов и выше ~ 1 раз в 30-50 лет; 8 баллов и выше ~ 1 раз в 100 лет; 9 баллов и выше ~ 1 раз в 650 лет; 10 баллов и выше ~ 1 раз в 10000 лет. Сравнивая полученные для пос.Газли оценки средних периодов повторения сотрясений различной силы с аналогичными оценками для района г.Ташкента (см.предыдущий раздел), можно отметить, что землетрясения небольшой интенсивности ($\mathcal{I} = 5-6$ баллов) возникают в

этих двух районах с приблизительно одинаковой частотой. Землетрясения же более высоких балльности ($\mathcal{I} = 8-9$ баллов) повторяются на территории пос.Газли примерно в 3-4 раза чаще, чем на территории г.Ташкента. Причем это вызвано не плохими грунтовыми условиями (что будет рассмотрено ниже), а именно неблагоприятной очаговой ситуацией, т.е. наличием вблизи города зон возможных крупных землетрясений с высокой частотой их повторения.

Полученные результаты дают основание для отнесения территории пос.Газли к 9-балльной зоне по уровню ее исходной сейсмичности. Действительно, если принимать за исходную сейсмичность 8 баллов, то, согласно проведенным выше оценкам, средний период повторения сотрясений, превышающих по силе 8-балльные (т.е. 9 баллов и выше), составляет приблизительно 650 лет. Однако вследствие случайных флуктуаций он может изменяться, в том числе и в сторону уменьшения. Можно показать (см. предыдущий раздел), что с достаточно большей вероятностью ($\sim 0,6-0,7$) этот период может оказаться меньше, чем расчетный период времени ($t = 50$ лет). В этом случае возможны значительные материальные и другие потери. Следовательно, при отнесении территории пос.Газли к 8-балльной зоне сейсмичности существует большая вероятность недооценки сейсмической опасности.

Сотрясения силой 10 баллов могут возникать на рассматриваемой территории сравнительно редко ($T \sim 10\ 000$ лет). Даже с учетом возможных случайных флуктуаций периода их повторения в сторону уменьшения вероятность того, что здание за расчетный промежуток времени подвергнется сейсмическому воздействию такой силы, остается достаточно малой ($< 0,05$) и, следовательно, расходы на антисейсмические усиления зданий и сооружений будут неоправданно высокими по сравнению с возможными потерями.

Подчеркнем, что, согласно действующей карте сейсмического районирования, территория пос.Газли относится к 8-балльной зоне сейсмичности. Таким образом, при помощи данной методики получен принципиально важный с точки зрения уточнения сейсмической опасности района результат.

Для учета вариаций грунтовых условий на территории пос. Газли использованы записи афтершоков Газлийского землетрясения 1984 г. силой от 1-2 до 5 баллов, полученные одновременно в пунктах наблюдений с различными грунтовыми условиями. По ним статистически рассчитаны вероятные спектральные характеристики $\varphi(f)$ для двух типов грунтовых условий, которые наряду с описанными "средними" грунтами распространены на территории пос. Газли. Первый тип грунтов представлен рыхлыми песчано-глинистыми отложениями мощностью 6-10 м с высоким уровнем залегания грунтовых вод ($\sim 2-4$ м), второй - плотными неогеновыми глинами большой мощности.

Спектральные характеристики грунтов рассчитаны относительно "средних" грунтов двумя способами - по отношению спектров одновременных записей землетрясений и по отношению максимальных амплитуд смещений на одновременных записях землетрясений при условии близости периода этих смещений (рис. 5.12). Как видно, разброс отдельных значений спектральных характеристик для обоих типов грунтов достаточно большой (0,5-0,7 лог. ед.). Однако на фоне его видна довольно четкая тенденция изменения средних значений $\overline{\lg \varphi(f)}$ Для первого типа грунтовых условий, менее благоприятных по сравнению со "средними" (рис. 5.12, а), отмечается увеличение интенсивности сейсмического сигнала в среднем в 1,5-2 раза в диапазоне частот 0,78-4,0 Гц. На более высоких частотах сейсмические сигналы имеют приблизительно такую же интенсивность, как и в случае "средних" грунтов. Для второго типа грунтовых условий, более благоприятных по сравнению со "средними", наблюдается уменьшение интенсивности спектральных составляющих в среднем в 1,5-2 раза в частотном диапазоне 1,3-6,0 Гц. Спектральные составляющие за пределами этого диапазона частот по интенсивности приближаются к таковым для "средних" грунтов.

Коррекция функций непревышения балльности за спектральные характеристики грунтов сделана по средним значениям $\varphi(f)$ без учета их дисперсии, т.е. в предположении, что спектральные характеристики детерминированы (см. раздел 4.1). Результирующие кривые $P[\mathcal{Y} \leq i]$ для трех типов грунтов на террито-

рии пос.Газли показаны на рис.5.13. Оценки средних периодов повторения сотрясений различной силы в благоприятных грунтовых условиях показали, что землетрясения силой 6 баллов и более повторяются примерно 1 раз в 30 лет; 7 баллов и выше 1 раз в 100 лет; 8 баллов и выше ~1 раз в 500-600 лет; 9 баллов и выше ~1 раз в 5000 лет; 10 баллов и выше ~1 раз в 50000 лет. Таким образом, период повторения 9-балльных зем-

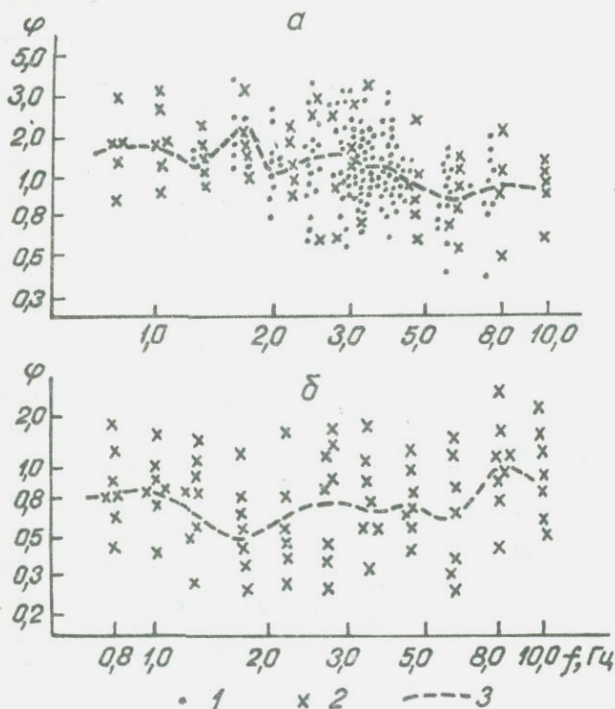


Рис.5.12. Спектральные характеристики рыхлых песчано-глинистых грунтов с высоким УГВ(а) и плотных глин (б) на территории пос.Газли:

1 - отношения Δ_{max} ; 2 - отношения $|S|$;
3 - осредняющие кривые

«отрясений здесь настолько велик, что даже если он уменьшится вследствие случайных флуктуаций, то все равно с большей степенью вероятности ($\sim 0,9$) останется выше расчетного промежутка времени ($t = 50$ лет). Следовательно, данные грунты могут быть отнесены к 8-балльной зоне сейсмичности.

Для менее благоприятных грунтовых условий рассчитаны следующие средние периоды повторения сотрясений различной силы: для $J \geq 6$ баллов - $T \approx 15$ лет; для $J \geq 7$ - $T \approx 20$ 40 лет; для $J \geq 8$ - $T \approx 70-80$ лет; для $J \geq 9$ $T \approx 200$ лет; для $J \geq 10$ баллов - $T \approx 2000-2500$ лет. Как видно из этих оценок, здесь более часто сотрясения достигают уровня 9 баллов и выше. Средний период их повторения ($T \approx 200$ лет) хотя и выше расчетного времени примерно в 4 раза, но из-за случайного уменьшения с большой вероятностью может оказаться мень-

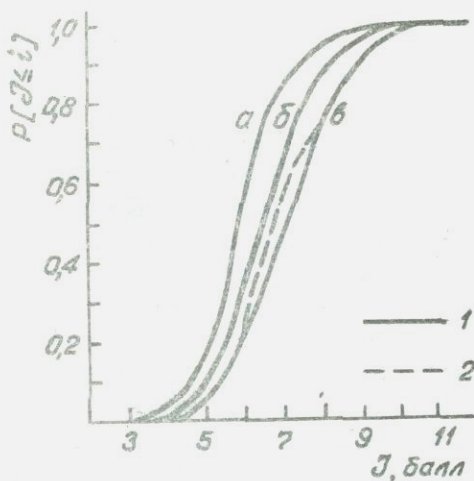


Рис. 5.13. Графики функций распределения балльности сотрясений на "лучших" (а), "средних" (б) и "худших" (в) грунтах на территории пос. Газли:

1 - сглаженные кривые; 2 - рассчитанные кривые

ше этого срока ($t = 50$ лет). Следовательно, необходимо рассмотреть вопрос о 10-балльных сотрясениях. Средний период их повторения достаточно велик ($T \approx 2000-2500$ лет) и даже если

он случайно уменьшится, то все равно с достаточно большой вероятностью (0,6-0,7) останется большим, чем срок службы возводимых зданий.

Таким образом, приведенные расчеты не дают оснований переводить данные грунтовые условия в 10-балльную зону. Однако необходимо отметить увеличение частоты сильных сотрясений ($\mathcal{J} = 9-10$ баллов) по сравнению со "средними" грунтами в 3-4 раза. Поэтому данные грунты могут быть выделены как "худшие" в пределах одной со средними грунтами зоны балльности.

Схема сейсмического микрорайонирования пос.Газли, построенная с учетом описанных результатов, приведена на рис. 5.14, а. Границы зон балльности проведены по границам выделенных на территории пос.Газли инженерно-геологических комплексов [94, 117]. Оценивая достоверность данной схемы, следует иметь в виду следующие обстоятельства. В данной схеме не в полной мере учитывается возможное нелинейное поведение обводненных рыхлых грунтов при воздействиях высокой интенсивности. Спектральные характеристики этих грунтов рассчитаны для землетрясений слабых и средней силы. Кроме того, сама методика, как это отмечалось в предыдущем разделе, построена на учете колебательных движений грунта. Поэтому для окончательного решения, главным образом это относится к участку, выделенному как 9-балльная зона с ухудшенными свойствами, следует привлечь дополнительные данные. Важную роль здесь могут играть данные о реальных макросейсмических эффектах при сильных землетрясениях 1976 и 1984 гг. Не вдаваясь в подробности (они описаны А. Джуревым и др. [69, Э.Абдукаримовым (2)], отметим, что распределение макросейсмического эффекта при этих близких к максимально возможному в данном районе землетрясениям, хорошо согласуется с расчетными данными. Упомянутые землетрясения 1976 и 1984 гг. близки к максимальным, но, как следует из рис. 5.10, все же не максимальные. Здесь возможны землетрясения с M до 7,5. Кроме того, очаг землетрясения может оказаться ближе к поселку. Вероятность такого неблагоприятного сочетания достаточно мала и ее можно пренебречь при оценке сейсмической опасности для обоснования строительства объектов массовой застройки с расчетным периодом порядка 50 лет. Если же

расчетный период увеличить, как это делается для объектов повышенной ответственности, до 300-500 лет, то на участках с "ухудшенными" грунтовыми условиями период повторения 10-балльных сотрясений с достаточно большой вероятностью может ока-

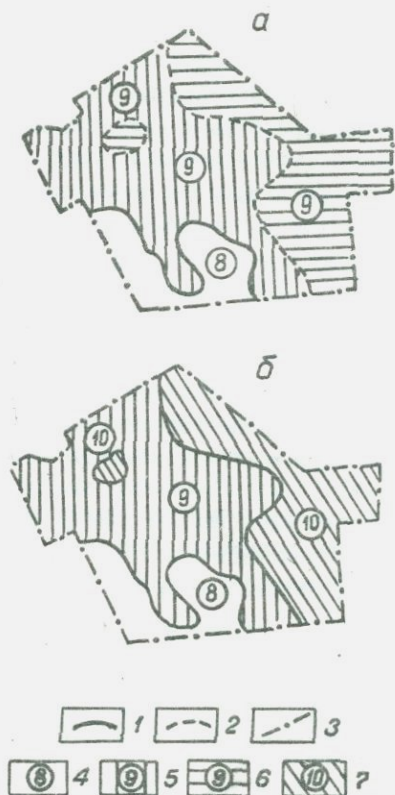


Рис. 5.14. Вероятностные схемы сейсмического микрорайонирования пос.Газли для $t = 50$ лет (а) и $t = 300$ лет (б):

1 - граница зон балльности; 2 - граница участка с "ухудшенными сейсмическими свойствами"; 3 - граница территории исследований; 4, 5, 6, 7 - зоны с расчетной интенсивностью сотрясений 8, 9, более 9 и 10 баллов соответственно

заться меньшим, чем расчетный период. Тогда (и это является вторым важным обстоятельством) участки с "ухудшенными" грунтовыми условиями следует перевести в 10-балльную зону. Этот вариант схемы сейсмического микрорайонирования пос.Газли показан на рис.5.14, б.

Применяя такие рассуждения к полученным в предыдущем разделе схемам СМР г.Ташкента (см.рис.5.9,а), можно сделать вывод, что участки со "средними" грунтовыми условиями для увеличенных расчетных интервалов времени (порядка 500 лет) и расчетных вероятностях $P = 0,95$ также могут считаться 9-балльными, а с ухудшенными сейсмическими свойствами в 10-балльную зону не переходят и остаются 9-балльными. Для галечниковых грунтов балльность увеличивается на единицу (становится равной 8). Таким образом, на территории г.Ташкента останутся две зоны: 9- и 8-балльные. Их расположение хорошо согласуется с действовавшей до настоящего времени [91], а также вновь утвержденной [3] картами СМР г.Ташкента, которые, таким образом, можно трактовать как карты, рассчитанные с учетом повышенных требований к сохранности возводимых зданий и объектов

5.3. Вероятностное описание сейсмической опасности при детальном сейсмическом районировании Ферганской долины

При детальном сейсмическом районировании необходимо проводить оценки и картирование на значительных сейсмоопасных территориях, сейсмических воздействий, выраженных как в баллах макросейсмической шкалы, так и в физических характеристиках движений грунта [27].

Для оценки параметров колебаний грунта при землетрясениях различной величины и удаленности в пределах Ферганской долины и прилегающих территорий использованы результаты, изложенные в гл. 2, 4. Рассмотрены наиболее важные для расчетов на сейсмостойкость параметры A_{max} , V_{max} , a_{max} , T , t , t_1 и S / смещений, скоростей и ускорений грунта. Определены параметры функций распределения вероятностей значений этих параметров в ближней и дальней зонах землетрясений с $\bar{M} = 3$ (2,6-3,5) до $\bar{M} = 7$ (6,6-7,5). Дальняя зона изучена

на расстояниях до 200 км. Принято, что землетрясения, удаленные более чем на 200 км, из-за малости их воздействия можно не учитывать. К этой категории отнесены и очаги глубоких Гиндукушских землетрясений. Проведенный анализ данных о макросейсмических эффектах этих землетрясений в пределах Ферганской долины показал, что за последние несколько десятилетий они ни разу не превышали 5-6 баллов, хотя за это время было достаточно много землетрясений с $M > 7,0$ [78, 79, 100]. Поэтому в наших оценках учтены только коровые очаги. Принято также, что все землетрясения имеют близкий (преимущественно взбросовый) механизм подвижки [35], а также близкие статистические характеристики поля колебаний при одинаковых M и R .

Наиболее представительный статистический материал получен по записям смещений. Использованы описанные в разделе 2.1 сейсмограммы, зарегистрированные в эпицентральных зонах Папских землетрясений 1984 г. Кроме этих данных, привлечены сейсмограммы региональных сейсмических станций Наманган, Фергана, Коканд, Таш-Ата, Аим, Чимион и Чаркесар, оборудованных типовыми сейсмическими каналами (см. раздел 2.1 и [140]). Всего проанализировано свыше 600 записей смещений при землетрясениях с $M = 3,0-6,0$ из потенциально опасных очаговых зон на расстояниях 10-250 км. При сравнении функций распределения каждого из динамических параметров смещений грунта на различных региональных станциях при землетрясениях с близкими M и R не обнаружено их статистически значимого различия во всем рассматриваемом диапазоне магнитуд и расстояний. Отчасти это объясняется недостаточным количеством имеющихся записей, отчасти - относительно большими погрешностями в определении величин M и R , а также самих параметров d_{max} , T , t и t_1 .

В связи со сказанным для увеличения статистики для дальнейшей зоны данные по всем региональным станциям объединены. Оцененный по ним характер изменения с расстоянием величин $lg d_{max}$, $lg T$, $lg t$, $lg t_1$ оказался близким к среднемировому в рассматриваемом диапазоне M и R (выражения (2,7) и (2.14)). Принятые в расчетах скорости изменения с расстоянием

вероятных значений параметров смещений приведены в приложении 5.5. Там же даны оценки параметров смещений в ближней зоне потенциально опасных землетрясений. Для $M = 2-5$ оценки сделаны по характеристикам сейсмограмм из пункта наблюдения Уйгурсай (см. раздел 2.1), дополненным значениями амплитуд, периодов, длительностей и времени нарастания, пересчитанными из значений V_{max} , a_{max} , T , t и t_1 , измеренных на велосиграммах и акселерограммах в том же пункте наблюдения. При пересчете использованы среднестатистические соотношения между одноименными параметрами смещений, скоростей и ускорений, следующие из выражений (2.24)-(2.39). Для $M > 5$ оценки параметров смещений сделаны экстраполяцией.

Такой же прием - пересчет одноименных параметров смещений, скоростей и ускорений - применен для увеличения статистики параметров скоростей и ускорений колебаний грунта в ближней зоне потенциально опасных землетрясений. Результаты оценки приведены в приложениях 5.6 и 5.7. Скорости изменения с расстоянием параметров скоростей в соответствии с выводами гл.2 приняты такими же, как и параметров смещений. Для ускорений значения α_i оценены по выражениям (2.19) - (2.22).

В качестве спектров потенциально опасных для территории Ферганской долины землетрясений использованы вероятные спектры землетрясений Папской очаговой зоны (см. гл.2). Принятые в расчетах средние значения логарифмов спектральной плотности ускорений в ближней зоне землетрясений с $M = 3(-2,6-3,5) - 7(6,6-7,5)$ приведены в приложении 5.8. Соответствующие спектральные кривые показаны на рис.5.15. Большинство землетрясений данного района (так же, как и рассмотренные в разделе 5.1 землетрясения Приташкентского района) относятся к внутриблоковым взбросового типа, по классификации В.В.Штейнберга [239]. Распределение очагов по глубине и их ориентация в пространстве в этих двух районах также близки (см. раздел 5.1 и [35]). Поэтому основные расчетные характеристики потенциально опасных очагов землетрясений Ферганской долины приняты такими же, как и для землетрясений Приташкентского района (приложение 5.1).

Для проверки исходных данных и расчетных схем по методике, описанной в разделе 4.2, построены вероятные изосейсты

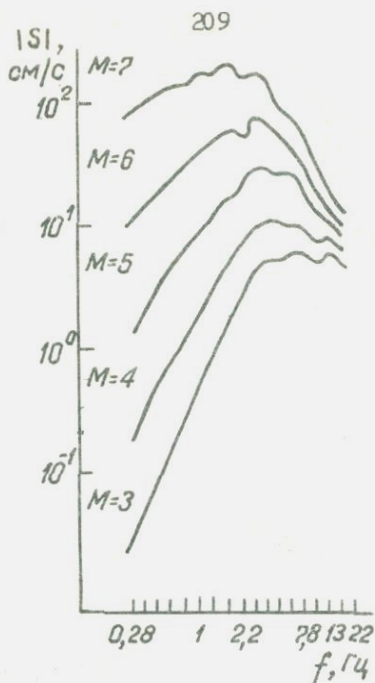


Рис. 5.15. Вероятные спектры ускорений грунта при землетрясениях разных магнитуд в Ферганской долине (ближняя зона)

землетрясения, характеристики которого близки к таковым для Папского землетрясения 17 февраля 1984 г. (рис. 5.16). В расчете приняты следующие исходные данные: очаг землетрясения - площадка в виде эллипса размерами 10x7 км; большая ось эллипса горизонтальна и имеет азимут простирания 290° , меньшая - падает на юго-запад под углом 50° ; центр тяжести излучателя (очага землетрясения) находится на глубине 20 км. Данные о спектре колебаний грунта в ближней зоне получены интерполяцией данных из приложения 5.8 и рис. 5.15.

Дисперсии величин l_{g}/ISI и их затухание с расстоянием приняты такими же, как описано выше. Расчетные изосейсты представляют собой геометрические места точек с одинаковыми наиболее вероятными значениями балльности сотрясений, т.е. с одинаковыми рассчитанными значениями балльности, соответствующей наибольшей плотности вероятности.

Как видно из показанного на рис. 5.16 сопоставления наших оценок с натурными данными из работы [245], рассчитанные изосейсты $\mathcal{J} = 7-8, 7, 6$ и 5 баллов достаточно хорошо описывают наблюдаемое макросейсмическое поле землетрясения 17 февраля 1984 г. Расхождения между расчетной и наблюдаемой 5-балльной изосейстой в восточном направлении может быть объяснено влиянием локальных грунтовых условий [245], которые в наших расчетах не учитывались.

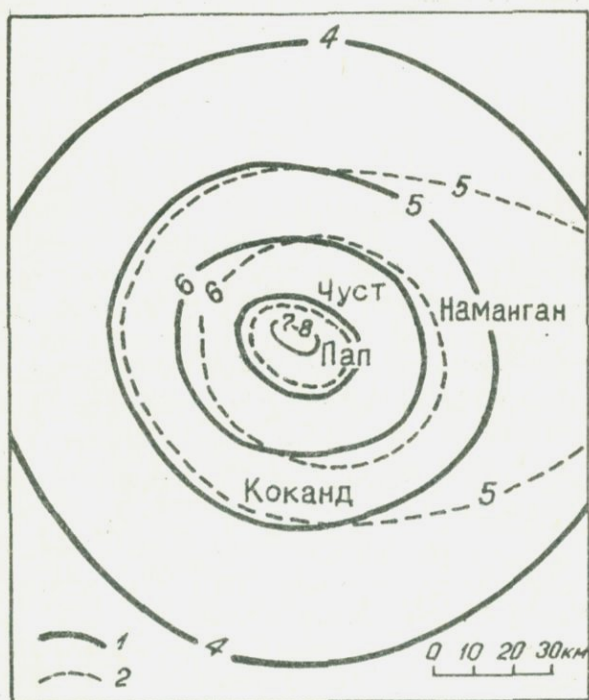


Рис. 5.16. Расчетные и наблюдаемые изосейсты Папского землетрясения 17 февраля 1984 г.:

1 - расчетные изосейсты; 2 - наблюдаемые изосейсты (по данным Р.Т. Юнусходжиева, С.М. Касьмова [245])

Таким образом, результаты расчетов свидетельствуют об удовлетворительной точности оценок макросейсмических эффектов по спектру колебаний грунта в условиях Ферганской долины, а также о надежности выполненных оценок самих спектров ускорений и, следовательно, об эффективности общего подхода к количественным оценкам характеристик колебаний грунта при возможных сильных землетрясениях.

Вероятностные оценки и картирование возможных сейсмических воздействий – параметров колебаний и балльности сотрясений грунта – приведены по методике, описанной в гл. 4. Отличительной особенностью в данном случае является то, что рассматривалась довольно большая территория – площадь самой Ферганской долины плюс прилегающие территории в радиусе 100–150 км. При разбиении такой большой территории на элементарные участки оптимального размера (5x5 км) возникают трудности из-за большого объема вычислений, поэтому размеры участков были увеличены до 20x20 км. Возникшее в результате этого занижение в оценках значений итоговой функции распределения было учтено путем введения соответствующих корректирующих поправок в конечные результаты (см. ниже). Потенциально опасными приняты землетрясения с магнитудами от 3(2,6–3,5) до 7(6,6–7,5). Возможное местоположение таких очагов оценено по геолого-тектоническим материалам Р.Н. Ибрагимова [80], дополненным более поздними данными [82].

Частоты возникновения землетрясений с различными магнитудами в пределах каждого из элементарных участков оценены с использованием графиков повторяемости для Восточного Узбекистана, карт сейсмической активности из работы [188] и величин M_{\max} , указанных выше.

Оценки относительных количеств землетрясений с разными магнитудами, проведенные двумя описанными в разделе 4.4 способами, дали результаты, близкие к аналогичным оценкам в Пришанкентском районе (см. рис. 5.2).

Функции распределения балльности рассчитаны в точках-узлах сетки размером 20x20 км на территории Ферганской долины за 50-летний период времени. Изолиниями околонтурены участки территории с приблизительно одинаковой вероятностью непревыше-

ния заданного уровня балльности. Выбранные значения вероятностей равны $< 0,1, 0,3, 0,5, 0,7, 0,8, 0,9, 0,95, 0,99, 0,995$.

Расчеты показали, что на рассматриваемой территории с достаточно большой вероятностью возможны сотрясения силой 9 баллов и более. Однако, как отмечено выше, эти оценки следует считать завышенными из-за увеличенных размеров элементарных участков. Такое увеличение приводит к завышению оценок частоты повторения 7-8-балльных сотрясений примерно в два раза (см. гл.4). Аналогичные расчеты на материале Ферганских землетрясений показали, что для $\mathcal{J} \geq 9$ баллов частота сотрясения увеличивается в среднем в 1,5 раза, а для $< 5-6$ баллов - примерно в 3 раза. Введя соответствующие поправки к средним периодам повторения сотрясений различной силы, осуществлены оценки поправки к первоначально рассчитанным функциям $P[\mathcal{J} \leq i]$ для каждого элементарного участка: $\Delta P[\mathcal{J} \leq i] = P[\mathcal{J} \leq i + \Delta i] - P[\mathcal{J} \leq i]$, где Δi - колеблется от 0,3-0,4 балла для $\mathcal{J} > 7-8$ баллов до 0,6-0,7 балла для $\mathcal{J} < 7-8$ баллов.

Изолиний, построенные по значениям скорректированных указанным выше способом функций распределения балльности, показаны на рис.5.17. Как видим, территория Ферганской долины существенно дифференцирована по степени вероятности сотрясений различной силы и причем не одинаково для различных уровней балльности. Так, вероятность превышения низких уровней интенсивности (≤ 6 баллов) достаточно велика и мало изменяется на всей рассматриваемой территории.

Наибольшая дифференцированность по вероятностям непревышения балльности отмечается при уровне $\mathcal{J} = 7$ и $\mathcal{J} = 8$ баллов, т.е. для тех значений, которые характеризуются наибольшими плотностями вероятности в рассчитанных функциях распределения $P[\mathcal{J} \leq i]$. Другими словами, наибольшая дифференцированность территории отмечается для наиболее вероятных (за 50-летний промежуток времени) максимальных сотрясений. Среди особенно опасных по данному признаку следует выделить территории на севере, северо-востоке и юге рассматриваемого района. Имеется также участок повышения вероятности сотрясений силой 7-8 баллов и выше на западе территории. Таким образом, частично подтверждается вывод, полученный ранее главным образом

качественными методами (см., например, [80,82]) о том, что наиболее опасным в сейсмическом отношении является горное обрамление Ферганской долины, а более спокойными – срединные территории. Однако резкие границы между этими участками провести затруднительно, поскольку опасность каждого из участков определяется достаточно сложной суперпозицией воздействий из очагов землетрясений, возникающих не только в пределах данного участка, но и на некотором, иногда весьма значительном удалении. Важную роль при этом играют не только магнитуды, но и повторяемость землетрясений. Изолинии же вероятностей высоких максимальных уровней сотрясений (9 баллов и более) в большой степени определяются расположением очаговых зон с максимальными разрешенными магнитудами землетрясений. Это связано с тем, что сотрясения такого уровня с большой вероятностью могут наблюдаться лишь на ограниченных участках вблизи очагов

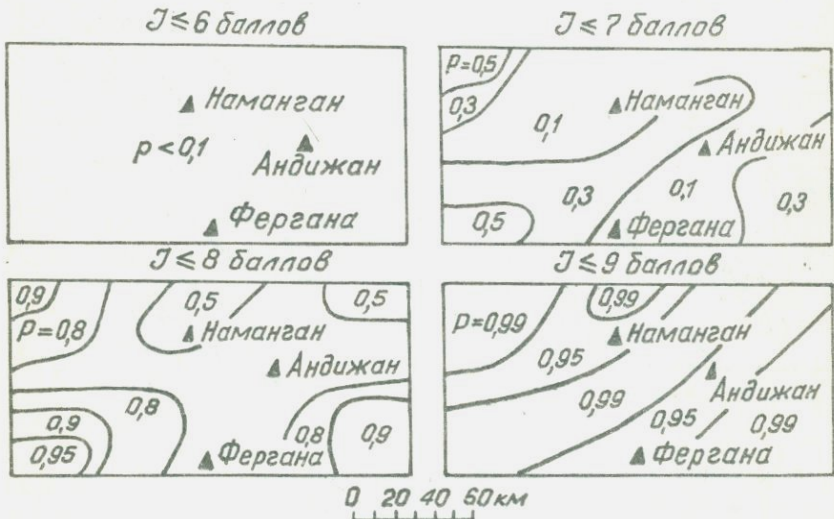


Рис. 5.17. Изолинии вероятностей непревышения сотрясений различной интенсивности за 50-летний промежуток времени на территории Ферганской долины

землетрясений и при магнитудах, близких к максимальным. Поэтому влияние соседних очаговых зон, даже с высокими значениями M_{\max} , становится незначительным.

На действующих в настоящее время картах районирования балльности (ОСР, ДСР, СМР) принято данной территории приписывать определенное значение интенсивности сотрясений с указанием периода их повторения [191, 192]. На рис. 5.18 дана другая форма представления полученных расчетных результатов - изосейсты максимально возможных сотрясений на территории Ферганской долины для различных уровней доверия (вероятности).

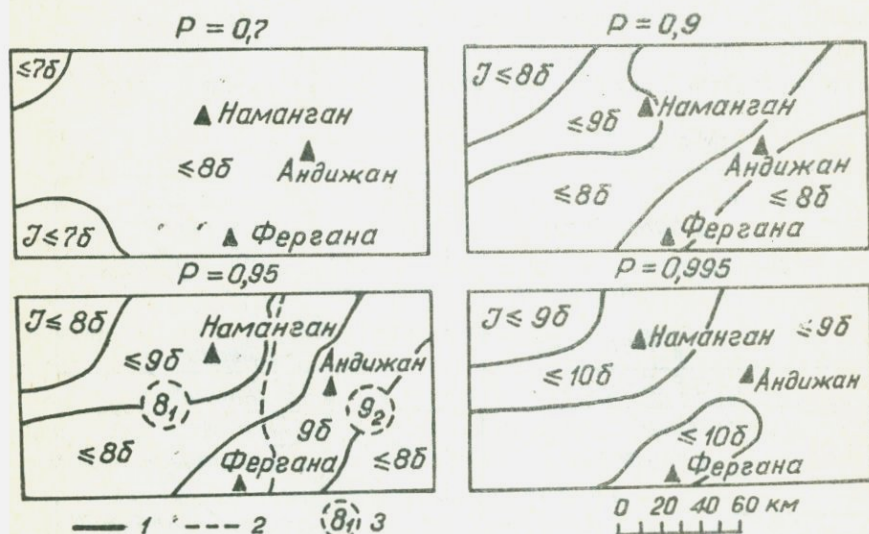


Рис. 5.18. Схемы зон балльности с различными максимально возможными сотрясениями в Ферганской долине для различных уровней доверия ($t = 50$ лет):

1 - расчетные изолинии; 2 - граница зон балльности по действующей карте ОСР (Сейсмическое районирование..., [188]); 3 - уровень и повторяемость сотрясений максимальной балльности по карте ОСР (Сейсмическое районирование... [188])

Если считать достаточной минимальную для такого рода оценок вероятность $P = 0,7$, то максимальными на большей части территории Ферганской долины в течение 50 лет можно считать 8-балльные сотрясения. На крайнем северо-западе и юго-западе могут быть выделены 7-балльные зоны. Однако уровень доверия 0,7 может быть принят лишь для объектов с пониженными требованиями к их сохранности. Для обычных зданий и сооружений уровень доверия должен быть не ниже 0,9 (см. разделы 5.1 и 5.2). Для вероятности 0,9 на территории Ферганской долины появляются две 9-балльные зоны, протягивающиеся полосами с северо-востока на юго-запад в северо-западной и юго-восточной частях территории. Семибалльные зоны исчезают совсем. Для уровня вероятности 0,95 9-балльные зоны расширяются примерно на 80%, в целом сохраняя свое расположение. Если ориентироваться на ответственные объекты и считать достаточным высокий уровень доверия $P = 0,99$, то на северо-западе и юге рассматриваемой территории следует выделить 10-балльные зоны, остальная территория может считаться 9-балльной.

Участки территории, выделенные для уровня доверия $P=0,95$, характеризуются следующими средними периодами повторения сотрясений разной силы: в 8-балльной зоне сотрясения силой 6 баллов и выше происходят в среднем 1 раз в 10-15 лет; 7 баллов и выше - 1 раз в 30-40 лет; 8 баллов и выше - 1 раз в 150-200 лет; 9 баллов и выше - 1 раз в 1500 и 3000 лет. Для 9-балльной зоны характерны следующие периоды повторения сотрясений: для $\mathcal{U} \geq 6$ баллов - 5-10 лет; для $\mathcal{U} \geq 7$ - 15-30 лет; для $\mathcal{U} \geq 8$ - 80-100 лет; для $\mathcal{U} \geq 9$ баллов - 500-1000 лет.

Сравним полученные результаты с действующей в настоящее время картой сейсмического районирования территории СССР [188], а также с некоторыми более поздними данными [82, 212]. Согласно действующей карте районирования, Ферганская долина делится на две зоны: 9-балльную с периодом повторения таких сотрясений примерно 1 000 лет и 8-балльную с периодом повторения порядка 100 лет. Граница между этими зонами показана на рис. 5.18 пунктирной линией.

Основное различие между действующей картой ОСР и нашей схемой состоит в выделении в пределах 8-балльной (по карте ОСР) зоны 9-балльных территорий в районе г. Намангана и север-

нее и западнее его, и также на юге, в районе г. Ферганы. В пределах 9-балльной зоны выделены 8-балльные участки в ее северо-западной части и на юго-востоке.

Повторяемость 8-балльных сотрясений в 8-балльной зоне, согласно нашим расчетам, в 2-2,5 раза ниже, чем по карте ОСР. Оценки периодов повторения 9-балльных сотрясений в пределах 9-балльных зон на карте ОСР и на наших схемах достаточно близки. В целом, согласно нашим оценкам, сейсмическая опасность территории Ферганской долины несколько повысилась, так как площадь территории с ростом (относительно карты ОСР) балльности увеличилась примерно на 30% по сравнению с площадью, для которой исходная сейсмичность уменьшилась.

Расширение 9-балльной зоны исходной сейсмичности вызывает иногда опасения, что при неблагоприятных локальных грунтовых условиях уровень балльности необходимо будет повысить, т.е. расчетная сейсмичность станет 10-балльной, а это вызовет неблагоприятные социально-экономические последствия. Однако, как было показано выше на примере пос. Газли, ухудшение (даже существенное) грунтовых условий не обязательно приводит к необходимости повышения уровня расчетной балльности. Дело в том, что вследствие уменьшения частоты повторения сотрясений при увеличении их интенсивности величина или масштаб различий в сейсмических свойствах грунтов, необходимые для перевода участка территории из одной зоны балльности в другую, должны увеличиваться при росте уровня исходной сейсмичности. Так, разница в уровне спектра колебаний грунта в 2 раза достаточна для изменения 7-балльной исходной сейсмичности на 8-балльную расчетную, и наоборот. Однако в 9-балльной зоне (при обычно наблюдаемых частотах повторения 9-балльных событий) такого же двукратного возрастания уровня спектральной плотности недостаточно для перевода данного участка в 10-балльную зону. Для этого необходимо либо большее (например 3- или даже 4-кратное) изменение характеристик колебаний грунта, либо существенное повышение уровня ответственности возводимых сооружений, для которых оценивается опасность (подробнее см. раздел 5.2). Кроме того, существенную роль здесь играет то обстоятельство, что разные уровни балльности определяются различными частотами спектра. Поэтому, если, например, уменьшение уровня спект-

ра на высоких частотах приводит к падению интенсивности сотрясений, то при таком же его росте на тех же частотах не обязательно произойдет увеличение макросейсмического эффекта. Для этого, как было показано в разделах 3.2 и 4.2, необходимо, чтобы уровень спектра увеличился также на других, более низких частотах.

Для тех же точек (элементарных участков), для которых рассчитывались функции распределения вероятностей балльности сотрясений, находились и функции распределения вероятностей величин d_{max} , V_{max} , a_{max} , T , t и t , смещений, скоростей и ускорений. На рис. 5.19 приведены вероятности непревышения максимальными смещениями уровней $l_{gd_{max}}$ (мм) = 0,6; 1,3; 2,0; 2,7 для удобства дальнейших сопоставлений заданных как соответствующих интенсивностям сотрясений $I = 6, 7, 8$ и 9 баллов (см. раздел 3.1).

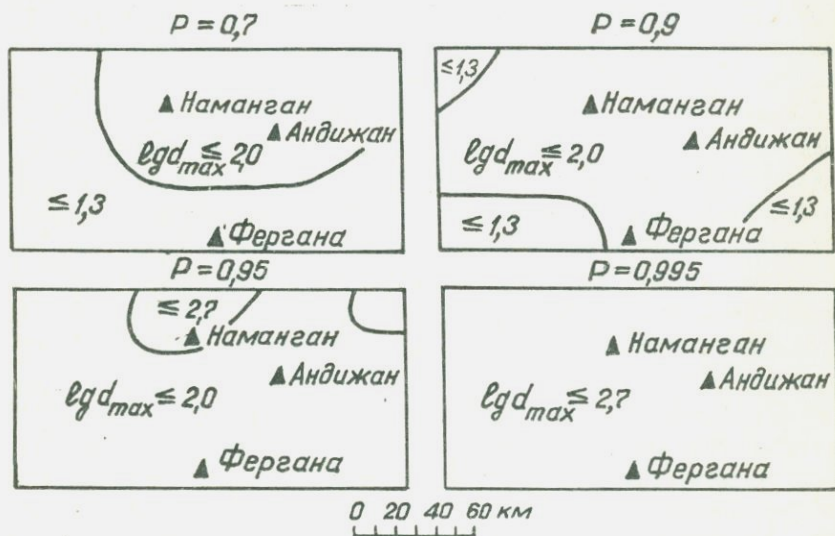


Рис. 5.19. Схемы зон с различными уровнями максимальных смещений в Ферганской долине для различных уровней доверия ($t = 50$ лет, d_{max} - в мм)

Для небольших вероятностей непревышения ($P \approx 0,7$) выделяются две зоны: на севере и северо-востоке - повышенных значений d_{max} , соответствующих 8-балльным сотрясениям. На остальной территории величины d_{max} , вероятные при 7-балльных сотрясениях, не будут превышать.

Для более высокого уровня доверия ($P=0,9$) зона, где не будут превышать d_{max} , соответствующие 7-балльным сотрясениям, существенно сокращается до небольших участков на крайнем юго-востоке, юго-западе и северо-западе. На остальной территории уровень непревышения соответствует 8-балльным сотрясениям. При еще более высоком уровне доверия ($P = 0,95$) участки с уровнями непревышения, соответствующими 7-балльным сотрясениям, исчезают совсем, и на севере и северо-востоке появляются территории с величинами d_{max} , соответствующими 9-балльным сотрясениям. Для высоких уровней доверия ($P = 0,995$) вся территория выглядит однородной, и на всех ее участках величины d_{max} , соответствующие 9-балльным сотрясениям (≈ 50 см), не будут превышать.

Сравнивая в целом схемы непревышения величины d_{max} смещений с такими же схемами величины \mathcal{I} , можно отметить общие их свойства: менее опасными являются северо-западные, юго-западные и юго-восточные участки территории. Отличие состоит в том, что при одних и тех же вероятностях значения уровней непревышения d_{max} соответствуют несколько более низким балльностям, чем те, которые определены по спектрам ускорений. Здесь, однако, следует учесть, что разброс значений d_{max} смещений при землетрясениях одной и той же балльности очень большой и, поэтому проведенные сопоставления опасности по величинам d_{max} и \mathcal{I} имеют целью выявить тенденции, а не дать точные количественные оценки. Несколько меньшая опасность территории по максимальным смещениям, чем по величинам $P[\mathcal{I} \leq i]$, может интерпретироваться следующим образом. Балльность сотрясений и максимальные смещения грунта в общем случае определяются движениями в различных частотных диапазонах. Величины d_{max} имеют периоды преимущественно от 1 с и более, балльность же в рассматриваемом диапазоне \mathcal{I} (8-10 баллов) $\leq 1,0$ с (см. раздел 3.2). Поэтому можно сделать вывод, что спектры Ферганских землетрясений обогащены

высокочастотными составляющими. Это предположение отчасти подтверждается сравнением спектров землетрясений из приложения 5.8 со спектрами землетрясений в других районах мира (см. раздел 2.5). Это подтверждает анализ записей смещений на станциях региональной сети, а также данные по инструментальной регистрации землетрясений Ферганской долины, произведенной за ее пределами [143-145].

Функции распределения вероятностей периодов пиковых смещений показывают, что наиболее вероятные значения T для различных участков территории Ферганской долины сосредоточены в интервале 1,0 - 10,0 с. Этот результат, однако, не следует понимать так, что максимальные смещения поверхности земли могут иметь такие периоды. Как уже отмечалось в гл.4, полученные функции распределения описывают периоды смещений грунта в точке независимо от удаленности землетрясения и его величины (магнитуды), т.е. от амплитудного уровня колебаний грунта. Поэтому подавляющее число пиковых смещений, периоды которых описывают данные функции распределения, порождены небольшими, а также удаленными очагами землетрясений. Тот же эффект наблюдается при расчете функции распределения длительностей основной фазы смещений. Наиболее вероятными, согласно расчетам, можно считать длительности интенсивной фазы в диапазоне 50-200 с. Такие длительности формируются многочисленными удаленными землетрясениями.

Таким образом, одномерные функции распределения для описания вероятностей параметров смещений из многих потенциально опасных очагов землетрясений, находящихся в разных зонах, имеют ограниченное практическое применение. Для расширения практического значения таких оценок следует, как было отмечено в гл.4, рассматривать, как минимум, двумерные функции распределения, в которых в качестве второго измерения, кроме рассматриваемого параметра T , t или t_I , должен учитываться также параметр d_{max} или какой-либо другой, характеризующий амплитудный уровень.

Другой особенностью рассчитанных вероятностных схем параметров смещений является слабая дифференцированность территории по какому-либо из рассматриваемых признаков (вероятность или уровень параметра). Другими словами, функции распре-

деления, рассчитанные в разных точках, сравнительно мало отличаются друг от друга, что связано с относительно медленным изменением рассматриваемых параметров смещений с расстоянием.

Аналогичным способом найдены функции распределения величин α_{max} , V_{max} , T , t и t_1 ускорений и скоростей колебаний грунта. На рис.5.20 приведен один из результатов расчетов. Уровни непревышения $lg \alpha_{max}$ (cm/c^2) = 1,7; 2,0; 2,3; 2,6, как и в случае смещений, выбраны как соответствующие интенсивностям $\mathcal{I} = 6, 7, 8$ и 9 баллов.

Для вероятности $P = 0,7$ в Ферганской долине выделяется территория, на которой пиковые значения ускорений не превышают 50, 100 и 200 cm/c^2 , что соответствует 6, 7 и 8-балльным сотрясениям. Наиболее интенсивные колебания возможны на севере (район г.Намангана) и северо-востоке территории. Наименьший уровень ускорений отмечается на северо-западе. Для вероятнос-

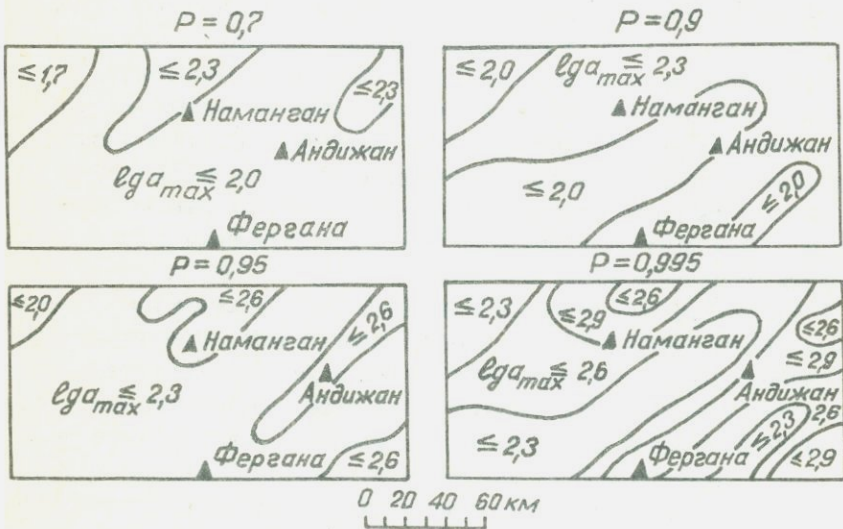


Рис.5.20. Схемы зон с различными уровнями максимальных ускорений в Ферганской долине для различных уровней доверия ($t = 50$ лет, α_{max} — в cm/c^2)

ти $P = 0,9$ область ускорений, соответствующая 6-балльным сотрясениям, исчезает. Территория на северо-западе, юго-западе и юго-востоке, а также часть в центре долины характеризуется меньшими уровнями максимальных ускорений, соответствующими 7-балльным сотрясениям. На остальной территории возможны величины A_{max} ускорений, типичные для $I \approx 8$ баллов. При дальнейшем увеличении уровня доверия ($P = 0,95$) область пониженных значений A_{max} на северо-западе сокращается, а на юго-западе и в центре исчезает совсем. На севере, северо-востоке и юго-востоке появляются участки с величинами A_{max} , соответствующими $I = 9$ баллов. Величины A_{max} на остальной территории на уровне сотрясений $I \approx 8$ баллов. Для высоких вероятностей неперевышения ($P = 0,995$) наибольшие значения A_{max} достигают уровней, соответствующих 10-балльным сотрясениям (в северной и юго-восточной частях территории); наименьшие, соответствующие 8-балльным сотрясениям, - на северо- и юго-западе, а также в центральной части.

Сравнивая между собой схемы сейсмической опасности Ферганской долины, выраженные в баллах макросейсмической шкалы и в величинах максимальных ускорений, так же, как и в случае сопоставлений, сделанных ранее для смещений, можно видеть несколько меньший уровень опасности, оцененный по величине A_{max} . Этот факт можно объяснить также различными частотными диапазонами колебаний грунта, "ответственных" за уровень интенсивности сотрясений и максимальные ускорения при потенциально опасных землетрясениях. Как уже отмечалось, для 8-9 баллов "ответственными" являются частоты 0,8-1,3 Гц, в то время как максимальные ускорения лежат в более высокочастотной области - более 1,5 Гц. Из этого следует также вывод, что в спектре колебаний грунта при потенциально опасных для Ферганской долины землетрясениях присутствуют, как это уже отмечалось, интенсивные высокочастотные составляющие. Однако на самых высоких частотах (более 3-4 Гц) уровень спектра, по видимому, относительно снижается. Другой особенностью рассчитанных схем величины A_{max} ускорений является большая, чем для смещений, дифференцированность территории по этому признаку. Это во многом связано с высокими коэффициентами затухания высокочастотных колебаний, порождающих максимальные ускорения.

На рис. 5.2I показаны закартированные уровни непревышения величин $eg V_{max}$ для различных уровней вероятности. Уровни непревышения $eg V_{max}$ (см/с) = 0,8; 1,1; 1,4; 1,7; 2,0 выбраны соответствующими значениям $eg V_{max}$, характерным для сотрясений силой 6, 7, 8, 9 и 10 баллов.

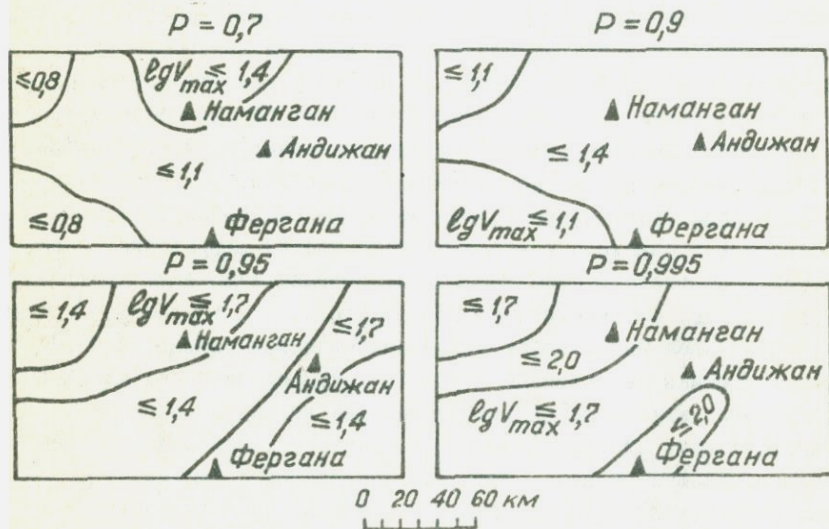


Рис. 5.2I. Схемы зон с различными уровнями максимальных скоростей в Ферганской долине для различных уровней доверия ($t = 50$ лет, V_{max} - в см/с).

Максимальные амплитуды скоростей с относительно невысокой вероятностью ($P = 0,7$) на северо-западе и юго-западе территории не превысят уровень $V_{max} \approx 6$ см/с, соответствующий интенсивности 6 баллов. Основная площадь при этой вероятности подвергнется колебаниям, максимальные скорости которых не выше 12 см/с, что соответствует 7-балльным сотрясениям. Наиболее интенсивные скорости колебаний, соответствующие 8-балльным сотрясениям ($V_{max} = 25$ см/с), возможны на севере и северо-западе территории.

Для вероятности $P = 0,9$ уровень возможных величин V_{max}

на северо-западе и юго-западе возрастает до 12 см/с. На остальной территории V_{max} соответствует 8-балльным сотрясениям (25 см/с).

При вероятности $P = 0,95$ основная территория характеризуется возможными уровнями $V_{max} \approx 25$ см/с. С севера на запад, а также с северо-востока на юго-запад протягивается зона с повышенными возможными значениями $V_{max} \approx 40-50$ см/с, соответствующими 9-балльным сотрясениям.

Для высокой вероятности неперевышения ($P = 0,995$) основная часть территории характеризуется максимальными амплитудами скоростей не выше 50 см/с, что соответствует 9-балльным сотрясениям. На севере и западе, а также на юге выделяются два участка с более высокими возможными амплитудами ($\approx 60-80$ см/с), что соответствует уровню пиковых амплитуд скорости при 10-балльных сотрясениях.

Сравнивая зоны, выделенные для одних и тех же уровней вероятности по возможным максимальным амплитудам скоростей и балльностям сотрясений, можно отметить, что для небольших вероятностей неперевышения ($P = 0,7$) наблюдается общий более низкий уровень опасности по характеристикам скоростей. По мере возрастания вероятности уровни опасности территорий, оцениваемые по этим двум показателям (V_{max} и \mathcal{T}), сближаются. Общее взаиморасположение участков также становится близким.

Так же, как и для величин T , t , t_1 смещений, для функции распределения этих параметров ускорений и скоростей колебаний грунта отмечена высокая вероятность их изменения в широком диапазоне. Так, вероятность периодов максимального ускорения имеет значение от 0,5 до 2,0 с, максимальных скоростей - от 3 до 10 с, длительности интенсивной фазы скоростей - от 50 до 150 с. Такие же широкие диапазоны изменения T и t колебаний получены Ф.Ф.Аптикаевым и др. [25] при оценках сейсмической опасности территории г.Алма-Аты. Это, как было показано ранее, связано с неучетом амплитудного уровня сейсмического сигнала.

Сопоставление оценок функций распределения параметров смещений, скоростей и ускорений колебаний грунта между собой, а также с аналогичными оценками возможных балльностей сотря-

сений показало в целом хорошую сходимость результатов, полученных разными способами, отсутствие резких противоречий и, следовательно, достаточную надежность, обоснованность и практическую значимость конечных выводов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Резюмируя результаты проведенных исследований, можно высказать следующее.

Над очагами землетрясений существуют участки поверхности, где характеристики колебаний грунта могут достигать предельных для данной магнитуды значений: это ближние зоны. Размеры их, несколько большие для характеристик смещений и скоростей и меньшие для ускорений, в среднем контролируются размерами очагов землетрясений. В ближней зоне характеристики колебаний не зависят от расстояния и определяются магнитудой землетрясений и особенностями строения данной очаговой области. За ее пределами (в дальней зоне) они изменяются пропорционально расстоянию в соответствии с региональными особенностями среды.

Параметры и смещений, и скоростей, и ускорений закономерно возрастают при увеличении магнитуды землетрясения. Характер этого возрастания различен в ближней и дальней зонах. В ближней зоне в различных очаговых областях это возрастание приблизительно одинаково, зависимости от магнитуды относительно просты и определяются главным образом очаговыми факторами и, в частности, механизмом подвижки в источнике. В дальней зоне к этому добавляется еще трансформирующее действие среды: зависимости от магнитуды усложняются и приобретают региональный характер. В обеих зонах параметры длиннопериодных колебаний изменяются с магнитудой быстрее, чем короткопериодных.

Интенсивные фазы смещений и скоростей колебаний грунта в рассмотренном диапазоне магнитуд, расстояний и частот определяются одними и теми же (в статистическом смысле) движениями грунта. Интенсивные же ускорения связаны с этими движениями лишь при небольших магнитудах землетрясений. При увеличении магнитуды фаза максимальных ускорений начинает определяться более короткопериодными движениями, осложняющими интенсивные смещения и скорости.

Для ближней зоны небольших землетрясений с относительно гладкой подвижкой в очаге и для небольших углов подхода сейсмических волн характерны сейсмограммы в виде однополярных импульсов. При возрастании магнитуды землетрясения и усложнении подвижки в очаге, а также при увеличении угла подхода сейсмиче-

ческих волн форма записи смещений усложняется. В дальней зоне вследствие действия среды сейсмические сигналы приобретают сложную форму.

Полученные оценки длительностей и периодов интенсивных смещений, скоростей и ускорений колебаний грунта в ближней зоне допускают их трактовку как характеристик времен работы различных в общем случае эффективных излучателей - источников сейсмических волн (больших для смещений и скоростей и меньших для ускорений) и в совокупности составляющих очаг землетрясения. Количественные соотношения, в которых находятся времена работы этих излучателей, а, следовательно, и их размеры, подчиняются иерархии структур М.А.Садовского.

Амплитуды, периоды, длительности, времена нарастания и уровни спектральной плотности смещений, скоростей и ускорений грунта при заданных магнитудах, расстояниях и частотах - случайные величины с распределением, близким к логнормальному в широком диапазоне изменений M , R и f . Статистические определения параметров колебаний грунта целесообразно проводить в виде оценок зависимостей от M , R , f наиболее вероятных значений (математических ожиданий) этих параметров, а также их дисперсий или стандартов. При этом необходимо учитывать ошибки в определении независимых переменных и особенно расстояний.

Среди динамических параметров колебаний - амплитуд, периодов, длительностей, времен нарастания и спектров Фурье - лучше других с балльностью коррелируют уровни спектральной плотности ускорений на определенных частотах (своих для каждого уровня интенсивности землетрясений). Можно предположить, что колебания на этих частотах более других "ответственны" за макросейсмический эффект данной силы. Значения "ответственных" частот закономерно уменьшаются от 10 до 0,8 Гц при увеличении интенсивности от 3 до 10 баллов.

На интенсивность землетрясений существенно влияет форма колебаний грунта на частотах, "ответственных" за макросейсмический эффект данной силы. Форму колебаний при этом лучше других параметров характеризует относительная скорость нарастания амплитуды колебаний (\dot{t}_1 / \dot{t}). При землетрясениях умеренной силы (от 3 до 7-8 баллов) средние вариации интенсив-

ности землетрясений за счет различий формы колебаний могут достигать одного балла. Более опасными являются колебания с быстро возрастающим длиннопериодным уровнем. Средний или нормальный уровень соответствует отношению $t_1/t \approx 0,3$. Более благоприятны колебания с медленным нарастанием амплитуд.

Установленные закономерности сильных движений грунта, положенные в основу новых расчетных схем, позволили разработать эффективные методики количественных оценок сейсмических воздействий, которые можно ожидать при возникновении землетрясений в сейсмогеологических условиях, типичных для Узбекистана и некоторых других районов. Повышение эффективности расчетных оценок (расширение перечня прогнозируемых параметров сейсмических воздействий, повышение точности и надежности этих прогнозов, расширение возможностей автоматизации процесса вычислений и др.) достигнуто за счет более точного учета особенностей сейсмического излучения, характерного для землетрясений данной очаговой области, и свойств геологической среды, в которой распространяются сейсмические сигналы; лучшего учета геометрических размеров очагов, их положения в пространстве и ориентации по отношению к расчетной точке; того, что результирующие оценки даются в виде аналитически заданных функций распределения вероятностей непревышения данным параметром сейсмического воздействия некоторых заданных уровней при условии, что землетрясение с данными характеристиками очага и среды произошло.

Объединение на основе формулы полной вероятности вероятностных оценок сейсмических воздействий, возможных при условии возникновения потенциально опасных очагов землетрясений, с оценками вероятности возникновения самих этих очагов в данном месте в данный промежуток времени, осуществляемыми путем анализа региональной сейсмичности, позволило разработать новую модификацию способа количественного прогнозирования сейсмической опасности. Количественно описываются оба измерения сейсмической опасности — и сейсмические воздействия, мерой которых являются физические величины или другие количественные характеристики движений грунта, и степень возможности проявления этих воздействий, мерой которой являются вероятности. Оценивается не только максимальный уровень воздейст-

вия, но и все другие, представляющие практический интерес. Разработанные расчетные схемы в достаточной степени универсальны. По ним можно рассчитывать различные виды воздействий для точечных, линейных, площадных и объемных объектов. Результаты расчетов представляются в обоих, имеющих значение для практики, вариантах: в виде оценок вероятности воздействия данного уровня и в виде среднего периода повторения этих воздействий. Расчетные схемы ориентированы на использование накопленного обширного материала по сейсмостатистике, сеймотектонике, инженерной геологии, что существенно расширяет возможности их практического применения. Используемые в расчетах упрощающие реальность предположения минимальны. Кроме того, по мере накопления данных они могут заменяться на новые, более совершенные, и в этом смысле разработанная модель достаточно гибка и способна к совершенствованию.

Практическое использование разработанных методик в различных сейсмологических условиях Узбекистана (горные области, зоны перехода от гор к равнине, равнина) показало их более широкие по сравнению с традиционными методами возможности в решении задач как уточнения исходной сейсмичности, т.е. при оценках сейсмической опасности с учетом только очаговых факторов и свойств глубинных слоев земной коры, так и в определении расчетной сейсмичности, когда учитываются и локальные грунтово-геоморфологические условия. Это позволяет рекомендовать их в качестве одного из основных методов сейсмического микрорайонирования, детального сейсмического районирования, а также при оценке сейсмической опасности участков строительства отдельных (в том числе и ответственных) объектов. Кроме того, используемый подход позволяет получать сейсмическую информацию, необходимую для последующих оценок сейсмического риска и оптимизации всей системы антисейсмических мероприятий.

Проведенные исследования наметили также некоторые задачи на будущее. Среди них развитие вероятностных представлений о реакции грунтовой толщи на сейсмические сигналы, выявление закономерностей сильных движений грунта и описание их в терминах многомерных функций распределения, учет отклоне-

ний последовательностей реальных землетрясений от пуассоновской модели и др. Оценивая перспективу в целом, можно заключить, что реализация описанных выше разработок в условиях Узбекистана, а также во многих других сейсмоактивных районах, во многих случаях позволяет получать вероятностные оценки сейсмических воздействий при возможных сильных землетрясениях с точностью по крайней мере не меньшей, чем точность оценок вероятности их появления. Точность же итоговых оценок сейсмической опасности, базирующихся на учете обеих этих объективно существующих неопределенностей, в значительной мере определяется большей из них. Поэтому дальнейший прогресс в прогнозировании долговременной сейсмической опасности будет зависеть от уменьшения неопределенности в оценке возможности возникновения землетрясения в данном месте в заданный промежуток времени. Для этого необходимы поиск и количественное описание связей между сейсмическим режимом районов, их геологическим строением, состоянием и свойствами слагающих их горных пород с целью углубления фундаментальных представлений о природе геофизических процессов, приводящих к появлению землетрясений.

Список использованной литературы

1. Абдукадыров А.А., Исмаилов Ш.Ш., Гиясова Ш.Ш., Семенов Л.И. Приложение I. Каталог Папских землетрясений. Папское землетрясение 1984 г. Ташкент: Фан. 1986. С. 89-112.
2. Абдукаримов Э. Изменение колебательных параметров крупнопанельных и кирпичных зданий в результате Газлийских землетрясений // Вопросы инж. сейсмологии. Вып. 24. М.: Наука. 1983. С. 152-156.
3. Абдурахманов С.А. Сейсмический эффект в грунтовых условиях Чирчик-Ахангаранского бассейна. Ташкент: Фан. 1987. С. 121.
4. Аверьянова В.Н. Подобие землетрясений с очагами в земной коре // Вопросы инж. сейсмологии. Вып. 23. М.: Наука. 1982. С. 171-193.

5. Адылов П.К., Касымов С.М., Соколов В.Ю., Фролов В.В., Чернов Ю.К., Юркевич Е.В. Некоторые результаты инструментальных наблюдений за сильными движениями грунта в эпицентральной зоне Гаэлийского землетрясения 1984 г. // Тезисы докладов Всесоюзного совещания "Опыт изучения Гаэлийских землетрясений и направления дальнейших исследований". Ташкент: Фан. 1985. С. 42-43.
6. Адылов С.Ю., Соколов В.Ю., Фролов В.В., Чернов Ю.К. Инструментальные наблюдения за сильными движениями в эпицентральной зоне Папского землетрясения 17 февраля 1984 г. Папское землетрясение 1984 г. Ташкент: Фан. 1986. С. 34-41.
7. Адылов С.К., Соколов В.Ю., Фрейд В.М., Чернов Ю.К. Сильные землетрясения Узбекистана в 1984-1985 г. М.: ИФЗ АН СССР. 1988. 121 с.
8. Айзенберг Я.М. Сооружения с выключающимися связями для сейсмических районов. М.: Стройиздат. 1976. 229 С.
9. Айзенберг Я.М. Статистическая расчетная модель сейсмического воздействия на гидротехнические и энергетические сооружения. М.: Наука. 1980. С. 5-11.
10. Айзенберг Я.М., Деглина М.М., Ногай Р.В., Залилов К.Ю. Расчетная модель сейсмического движения грунта для проектирования сооружений в конкретных сейсмологических условиях // Вопросы инж. сейсмологии. Вып. 25. М.: Наука. 1984. С. 34-42.
11. Айзенберг Я.М., Залилов К.Ю. Методика генерирования расчетных ансамблей синтетических акселерограмм на основе региональной сейсмологической информации // Вопросы инж. сейсмологии. Вып. 27. М.: Наука. 1986. С. 61-74.
12. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. Т. 2. М.: Мир. 1983. С. 751-857.
13. Алексин П.А., Арёфьев С.С., Грайзер В.М., Малевская О.Я., Плетнев К.Г. Сейс-

- мограммы и спектры сильных афтершоков // Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 г. Приложение 2. М.: Наука. 1981. С. 228-259.
14. Амбрасейс Н.Н. Об интенсивности колебаний при землетрясениях // Изв. АН СССР. Физика земли. 1969. № 7. С. 91-95.
15. Андреев Т.А. Магаданская область // Сейсмическая сотрясаемость территории СССР. М.: Наука. 1979. С.173-176.
16. Андреев Т.А., Лазарева А.П. Чукотка // Сейсмическая сотрясаемость СССР. М.: Наука. 1979. С.177-181.
17. Антонова Л.В., Аптикаев Ф.Ф., Курочкина Р.И. и др. Основные экспериментальные закономерности динамики сейсмических волн. М.: Наука. 1968. 287 С.
18. Антонова Л.В., Аптикаев Ф.Ф., Курочкина Р.И. и др. Экспериментальные сейсмические исследования недр Земли. М.: Наука. 1978. 158 с.
19. Аппаратура и методика сейсмометрических наблюдений в СССР. М.: Наука. 1974. 242 с.
20. Аптикаев Ф.Ф. Учет длительности колебаний при инструментальной оценке сейсмической интенсивности // Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М.: Наука. 1975. С. 234-239.
21. Аптикаев Ф.Ф., Гладышева Г.С. Итон Дж., Нерсесов И.Л. Связь параметров сейсмических колебаний при сильных и слабых землетрясениях // Сб. сов.-амер. работ по прогнозу землетрясений. Т.2, кн. 2. Душанбе: Дониш. 1979. С. 129-138.
22. Аптикаев Ф.Ф., Копничев Ю.Ф. Учет механизма очага при прогнозе параметров сильных движений // ДАН СССР. 1979. Т. 247, № 4. С. 822-825.
23. Аптикаев Ф.Ф., Нерсесов И.Л. Методика детального сейсмического районирования в количественных характеристиках сейсмических колебаний // Детальное

- сейсмическое районирование. М.: Наука. 1980. С. 96-100.
24. А п т и к а е в Ф.Ф., З а п о л ь с к и й К.К., Н е р с е с о в И.Л., Ш т е й н б е р г В.В. Интенсивность землетрясений и количественные характеристики колебаний грунта // Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука. 1980. С. 13-21.
 25. А п т и к а е в Ф.Ф., Н у р м а г а м б е т о в А.Н., С а д ы к о в А.М. и др. Прогноз сейсмических воздействий для целей детального сейсмического районирования (на примере г. Алма-Аты) // Вопросы инж. сейсмологии. Вып. 23. М.: Наука. 1982. С. 90-97.
 26. А п т и к а е в Ф.Ф., Ш е б а л и н Н.В. Уточнение корреляций между уровнем макросейсмического эффекта и динамическими параметрами движений грунта // Вопросы инж. сейсмологии. Вып. 29. М.: Наука. 1988. С. 98-108.
 27. А п т и к а е в Ф.Ф., И б р а г и м о в Р.Н., К н а у ф В.М. и др. Методические рекомендации по детальному сейсмическому районированию (проект) // Вопросы инж. сейсмологии. Вып. 27. М.: Наука. 1986. С. 184-206.
 28. А р е ф ь е в а Л.А., А р е ф ь е в С.С., А п т е к м а н Ж.Я. Каталог афтершоков // Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 г. Разрушительные последствия. Инж. сейсмология. Вопросы сейсмостойкого строительства. Приложение I. М.: Наука. 1981. С. 184-227.
 29. А р е ф ь е в С.С. Ступенчатость спектров близких землетрясений // Вопросы инж. сейсмологии. Вып. 26. М.: Наука. 1985. С. 134-141.
 30. Б а р з а м В.А. О колебаниях рыхлых водонасыщенных грунтов // Вопросы инж. сейсмологии. Вып. 23. М.: Наука. 1982. С. 30-37.
 31. Б а р м и н М.П. и др. Характеристики очагов и сотрясения земной коры по наблюдениям Газлийских землетрясений 1976 г. в телесеismicкой зоне // Газлийские землетрясения 1976 и 1984 гг. Ташкент: Фан. 1986. С.82-94.
 32. Б а т М. Спектральный анализ в геофизике. М.: Недра. 1980. 535 с.

33. Б е з р о д н ы й Е.М. Механизм Газлийских землетрясений по сейсмическим данным // Сейсмические исследования в Узбекистане. Ташкент: Фан. 1979. С.42-53.
34. Б е з р о д н ы й Е.М. Механизмы очагов Газлийских землетрясений 1976-1984 гг. по данным сейсмологических наблюдений //Газлийские землетрясения 1976, 1984 гг. Ташкент: Фан. 1986. С.94-104.
35. Б е з р о д н ы й Е.М., Т у й ч и е в Х.А. Механизмы очагов сильных землетрясений Узбекистана. Ташкент: Фан. 1987. 144 с.
36. Б о г д а н о в В.И., Г р а й з е р В.М., Ш е б а л и н Н.В. Определение истинного движения и остаточного смещения почвы по сейсмограммам повторных толчков сильных землетрясений // Вопросы инж.сейсмологии. Вып.19. М.: Наука. 1978. С.98-107.
37. Б р а у н л и К.А. Статистическая теория и методология в науке и технике. М.: Наука. 1977. 407 с.
38. Б у г а е в Е.Г., Х а р л о в Э.М. Особенности колебаний бортов коньонов // Сейсмическое микрорайонирование. М.: Наука. 1977. С.91-98.
39. Б у н е В.И. и др. Методы детального анализа сейсмичности // Труды ИФЗ АН СССР. № 9. 1960. 327 с.
40. Б у н е В.И., Г з о в с к и й М.В., К р е с т н и к о в В.Н., Н е р с е с о в И.Л. Сейсмичность района и ее сопоставление с тектоникой //Методы детального изучения сейсмичности // Труды ИФЗ АН СССР. М.: Изд.АН СССР.1960. С.279-312.
41. Б у н е В.И., С и д о р и н А.Я. Вопросы инженерной сейсмологии на УП международной конференции по сейсмостойкому строительству. Стамбул. 1980 //Вопросы инж. сейсмологии. Вып.26. М.:Наука. 1985. С.185-199.
42. Б ы к о в ц е в А.С. Распространение сложных разрывов с кусочно-постоянными и переменными скоростями вдоль криволинейных и ветвящихся траекторий // Прикладная математика и механика.1986Т.50. Вып.5. С.804-814.
43. Б ы к о в ц е в А.С., М а р д о н о в Б.М., С о к о л о в В.Ю., Ч е р н о в Ю.К. Численное моделирование

- волновых полей и макросейсмических эффектов в ближней зоне землетрясения // Изв. АН УзССР, сер. техн. наук. 1988. № 51. С. 36-42.
44. Б ы к о в ц е в А.С., Ч е р е п а н о в Г.М. О моделировании очага землетрясения // Прикладная математика и механика. М. 1980. Т. 44. Вып. 3. С. 557-564.
45. Б ы с т р и ц к а я Ю.В. Макросейсмика предварительного и повторного толчков // Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 г. Разрушительные последствия. Инж. сейсмология. Вопросы сейсмостойкого строительства. М.: Наука. 1981. С. 132-144.
46. В и н о г р а д о в С.Д. Упругие волны, излучаемые трещиной отрыва и сдвиговой подвижкой по готовому разлому // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука. 1976. С. 67-74.
47. В и н о г р а д о в С.Д. Влияние неоднородности поверхности разрыва на излучение упругих волн // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1978. № 1. С. 18-24.
48. В и н о г р а д о в С.Д. Акустика разрушения применительно к проблемам физики землетрясений // Автореф. докт. дис. М.: ИФЗ АН СССР. 1983. 33 с.
49. Вопросы количественной оценки сейсмической опасности /под ред. Ю.В. Ризниченко. М.: Наука. 1975. 191 с.
50. Г а й с к и й В.Н. О подобии совокупностей землетрясений, связи между ними и "склонности" к периодичности // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1967. № 7. С. 20-28.
51. Г а м б у р ц е в Г.А. О волнах, вызванных движущимися источниками в твердой упругой среде // Изв. АН СССР, сер. географии и геофизики. 1946. Т. X, № III. С. 31-43.
52. Г в и ш и а н и А.Д., Ж и ж и н М.Н., М о с т и н с к и й А.З., Т у м а р к и н А.Г. Классификация сильных движений алгоритмом распознавания // Математические методы обработки геофизической информации. М.: АН СССР, ИФЗ. 1986. С. 136-155.
53. Г о л е н и ц к и й С.И. Прибайкалье // Сейсмическая сотрясаемость территории СССР. М.: Наука. 1979. С. 129-137.

54. Горшков Г.П., Шенкарева Г.А. О корреляции сейсмических шкал // Вопросы инж.сейсмологии. Вып. I. Труды ИФЗ АН СССР, № I (168). М., 1958. С.131-138.
55. Горшков Г.П. Об очаге землетрясения // Вестник МГУ, сер. № 4, геология. 1983. № 2. С.3-14.
56. Грайзер В.М., Молотков С.Г. Анализ акселерограмм сильных движений землетрясения 15 октября 1979 г. в Империл Велли // Вопросы инж.сейсмологии. Вып. 24. М.: Наука. 1983. С.62-73.
57. Грайзер В.М. Истинное движение почвы в эпицентральной зоне. М.: АН СССР, ИФЗ. 1984. 198 с.
58. Грайзер В.М. Сравнительный анализ смещений грунта при повторных толчках Газлийских землетрясений 1976 и 1984 гг. // Вопросы инж. сейсмологии. Вып. 27. М.: Наука. 1986. С.45-61.
59. Грайзер В.М. О прерывистости распространения разрывов и прогнозе поведения очаговой зоны землетрясения // Изв. АН СССР, физика Земли. 1987. № 3. С.31-43.
60. Губин И.Е. Миграция землетрясений и цепная реакция возникновения очагов // ДАН СССР. 1986. Т.289, № 5. С.1190-1193.
61. Гусев А.А. Описательная статистическая модель коротковолнового излучения очага землетрясения // ДАН СССР. 1979. Т.244. № 2. С.544-548.
62. Гусев А.А. Описательная статистическая модель излучения очага землетрясения и ее применение к оценке короткопериодного сильного движения // Вулканология и сейсмология. 1984. № I. С.3-22.
63. Гумбель З. Статистика экстремальных значений. М.: Мир. 1965. 452 с.
64. Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 г. (Разрушительные последствия. Инженерная сейсмология. Вопросы сейсмостойкого строительства). М.: Наука. 1981. 265 с.
65. Долгополов Д.В., Плетнев К.Г. Метод распознавания величины балла по сейсмограмме // Вопр. инж. сейсмологии. Вып. 19. М.: Наука. 1978. С.88-97.

66. Джибладзе Э.А., Кулиев Ф.Т., Арефьев С.С. и др. Кавказ // Сейсмическая сотрясаемость территории СССР. М.: Наука. 1979. С.61-76.
67. Джуроев А.Д. Определение силы землетрясений 8 апреля и 17 мая 1976 г. на территории пос.Газли // Районирование сейсмической опасности и поиски предвестников землетрясений. Ташкент: Фан. 1978. С.156-173.
68. Джуроев А.Д. Эффект Газлийских землетрясений в зависимости от грунтовых условий. Ташкент: Фан. 1985. 84 с.
69. Джуроев А.Д., Ершов И.А., Попова Ю.В., Шебалин Н.В. Макросейсмическое обследование территории г.Газли после землетрясения 19 марта 1984 г. // Вопросы инж. сейсмологии. Вып. 27. М.: Наука. 1986. С.143-152.
70. Друмя А.В., Степаненко Н.Я. Молдавия и смежные территории // Сейсмическая сотрясаемость территории СССР. М.: Наука. 1979. С.47-53.
71. Ершов И.А. Дополнение к шкале сейсмической интенсивности // Вопросы инж. сейсмологии. Вып. 22. М.: Наука. 1982. С.144-152.
72. Жалковский Н.Д., Мучная В.И. Алтае-Саянская область // Сейсмическая сотрясаемость территории СССР. М.: Наука. 1979. С.125-128.
73. Запольский К.К., Нерсесов И.Л., Раутиан Т.Г., Халтурин В.И. Физические основы магнитудной классификации землетрясений. Т.1. М.-Обнинск: ИФЗ АН СССР. 1974. С.79-132.
74. Захарова А.И. Параметры сейсмического режима // Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г. Ташкент: Фан. 1971. С.393-396.
75. Захарова А.И., Сейдузова С.С. Карты сотрясаемости для интенсивности, заданной в баллах // Изучение сейсмической опасности. Ташкент: Фан. 1971. С.28-31.
76. Захарова А.И., Яковлева И.Б. Об изучении глубины очагов землетрясений Узбекистана и их связи с энергией землетрясений // Вопросы количественной оценки сейсмической опасности. М.: Наука. 1975. С.49-53.

77. Сахарова А.И. Построение региональной карты эпицентров, графиков повторяемости и карты сейсмической активности для уточнения исходной сейсмичности // Сейсмическое микрорайонирование. М.: Наука. 1977. С.22-30.
78. Землетрясения в СССР в 1962-1979 гг. М.: Наука. 1964-1983.
79. Землетрясения Средней Азии и Казахстана 1980-1983 гг. Душанбе: Дониш. 1983-1985 г.
80. Ибрагимов Р.Н. Сейсмогенные зоны Среднего Тянь-Шаня (на примере Восточного Узбекистана). Ташкент: Фан. 1978. 144 с.
81. Ибрагимов Р.Н. К выделению сейсмогенных зон на территории Западного Узбекистана // Узб.геол. журн. 1979. № 3. С.11-15.
82. Ибрагимов Р.Н. Сейсмотектоника Западного Тянь-Шаня // Внутриконтинентальные горные области: геологические и геофизические аспекты (тезисы международного симпозиума). Иркутск. 1987. С.153-158.
83. Иванова Т.Г., Пономарева О.Н., Штейнберг В.В. Ускорение колебаний грунта при землетрясениях // Вопросы инж. сейсмологии. Вып. 24. М.: Наука. 1983. С.39-51.
84. Ивченко Г.И., Медведев Ю.И. Математическая статистика. М.: Высшая школа. 1984. 248 с.
85. Каменобродский А.Г., Попов И.И. Крым // Сейсмическая сотрясаемость территории СССР. М.: Наука. 1979. С.54-60.
86. Кантарович Л.В., Молчан Г.М., Кейлис-Борок В.И., Вилькович Е.В. Статистическая модель сейсмичности и оценка основных сейсмических эффектов // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1970. № 5, С.85-102.
87. Кантарович Л.В., Молчан Г.М., Вилькович Е.В., Кейлис-Борок В.И. Статистические вопросы оценки поверхностных эффектов, связанных с сейсмичностью // Вычислительная сейсмология. Вып.5. М.: Наука. 1971. С.80-128.

88. К а н т а р о в и ч Л.В., К е й л и с - Б о р о к В.И., М о л ч а н Г.М. Сейсмический риск и принципы сейсмического районирования // Вычислительная сейсмология. Вып. 6. М.: Наука. 1973. С.3-20.
89. К а п у р К., Л а м б е р с о н Л. Надежность и проектирование систем /Пер. с англ. М.: Мир. 1980. 604 с.
90. К а п у т о М., К е й л и с - Б о р о к В.И., К р о н р о д Т.Л. и др. Сейсмический риск территории Центральной Италии //Вычислительная сейсмология. Вып. 6. М.:Наука, 1973. С.67-106.
91. К а с ы м о в С.М., М и р з а е в В.М., А б д у р а х м а н о в С.А., В а л и е в Т.С. Результаты исследования по сейсмическому микрорайонированию территории г.Ташкента в его перспективных границах // Информац. сообщ. № 61. Ташкент: Фан. 1972. 22 с.
92. К а с ы м о в С.М., А б д у р а х м а н о в С.А., Ч е р н о в Ю.К. и др. Сейсмическое микрорайонирование г.Чирчика и некоторые вопросы методики. Ташкент: Фан. 1977. 127 с.
93. К а с ы м о в С.М., А б д у р а х м а н о в С.А., Ч е р н о в Ю.К. Сейсмическое микрорайонирование территории г.Алмалыка. Ташкент: Фан. 1979. 16 с.
94. К а с ы м о в С.М., Д ж у р а е в А.Д. Поверхностный эффект Газлийских землетрясений и роль грунтовых условий при сейсмическом воздействии // Тезисы докладов всесоюзного совещания "Опыт изучения Газлийских землетрясений и направления дальнейших исследований". Ташкент: Фан. 1985. С.35-36.
95. К а с ы м о в С.М., Ч е р н о в Ю.К., З а й н у т д и н о в а Д.Б. Оценки параметров колебаний грунта и интенсивности сотрясений при землетрясениях Назарбекской очаговой области // Назарбекское землетрясение II декабря 1980 г. Ташкент: Фан. 1984. С.40-56.
96. К е й л и с - Б о р о к В.И., Н е р с е с о в И.Л., Я г л о м А.М. Методика оценки экономического эффекта сейсмостойкого строительства. М.: Изд. АН СССР. 1962. 48 с.

97. Кейлис - Борок В.И., Кронрод Т.Л., Молчан Г.М. Алгоритм для оценки сейсмического риска // Вычислительная сейсмология. Вып.6. М.: Наука. 1973. С. 21-43.
98. Кирнос Д.П. О некоторых задачах и инструментальных средствах регистрации сильных землетрясений // Сейсмические приборы. Вып. II. М.: Наука. 1978. С.3-13.
99. Коган Л.А., Романов О.А. Количественная оценка сейсмической опасности. М.: Наука. 1975. С.165-178.
100. Кондорская Н.В. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / под ред. Н.В.Шебалина. М.: Наука. 1977. 535 с.
101. Копничев Ю.Ф., Шпилькер Г.Л. Метод расчета сильного движения при землетрясении (развитие статистической модели) // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1981. № 8. С.41-54.
102. Копничев Ю.Ф. Короткопериодные сейсмические волновые поля. М.: Наука. 1985. 176 с.
103. Костров Б.В. Автомодельные задачи о распространении трещин касательного разрыва // Прикл. матем. и механ. 1964. Т.28. Вып. 5. С.889-898.
104. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука. 1975. 174 с.
105. Костров Б.В., Никитин Л.В. Применение методов теории разрушения к изучению очагов землетрясений // Физические основания поисков методов прогноза землетрясений. М.: Наука. 1970. С.9-27.
106. Крамынин П.И., Штейнберг В.В. Параметры колебаний плотных грунтов при сильных землетрясениях // Вопросы инж.сейсмологии. Вып. 18. М.: Наука. 1976. С.23-25.
107. Крамынин П.И., Чернов Ю.К., Штейнберг В.В. Ускорения колебаний скальных и рыхлых грунтов при сильных землетрясениях // Вопросы инж. сейсмологии. Вып. 19. М.: Наука. 1978. С.140-148.
108. Кудрявцева Г.А., Хромецкая Е.А., Шебалин Н.В. Проблемы инженерной сейсмологии за ру-

- бежом (по материалам VI Европейской конференции по сейсмостойкому строительству) // Вопросы инж. сейсмологии. Вып. 22. М.: Наука. 1982. С.160-168.
- II09. Курбанов М.К., Городкова Т.Н., Голлинский Г.Л. и др. Туркмения // Сейсмическая сотрясаемость территории СССР. М.: Наука. 1979. С.77-87.
- II10. Ландер А.В., Левшин А.Л., Писаренко В.Ф., Погребинский Г.А. О спектрально-временном анализе колебаний // Вычислительная сейсмология. Вып. 6. М.: Наука. 1973. С.236-249.
- II11. Левшин А.Л., Розенкноп Л.М., Штенберг В.В., Иванова Т.Г. Спектрально-временной анализ реакции СВАР // Вопросы инж. сейсмологии. Вып.19. М.: Наука. 1978. С.78-87.
- II12. Ломницц Ц., Сингх С.К. Землетрясения и их прогноз // Сейсмический риск и инженерные решения. М.: Недра. 1985. С.7-31.
- II13. Ляхтер В.М., Фролова Н.И. Вероятностное задание сейсмических воздействий // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1980. № 7. С.35-47.
- II14. Ляхтер В.М., Фролова Н.И. Статистический прогноз сейсмических воздействий с использованием карт сотрясаемости // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1983. № 3. С.88-95.
- II15. Ляхтер В.М., Фролова Н.И. Многопараметрическое задание сейсмических воздействий // Вопросы инж. сейсмологии. Вып. 25. М.: Наука. 1984. С.51-56.
- II16. Мавлянов Г.А. и др. Инженерно-геологические условия // Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г. Ташкент: Фан. 1981. С.427-449.
- II17. Мавлянов Г.А., Касымов С.М., Садыков Я.С. К инженерно-геологическим условиям застройки г.Газли // Строительство и архитектура Узбекистана. 1976. № 8. с.15-17.
- II18. Мавлянов Г.А., Уломов В.И., Ибрагимов Р.Н. Сейсмическое районирование Западного Узбе-

- кистана и прилегающих территорий // Информац. сообщ. № 232. Ташкент: Фан. 1979.
- I19. М а л а м у д А.С. О возможности классификации землетрясений по длительности колебаний // Изв. АН СССР, сер. геофизика. 1964. № 5. С.728-732.
- I20. М а л е в с к а я О.Я. Методика оценки инженерных характеристик сейсмических колебаний // Автореф. канд. дис. М.: ИФЗ АН СССР. 1987. 21 с.
- I21. М е д в е д е в С.В. К вопросу об экономической целесообразности антисейсмического усиления зданий // Вопросы инж. сейсмологии. Вып. 7. М.: Наука. 1962. С.59-65.
- I22. М е д в е д е в С.В. Инженерная сейсмология. М.: Госстройиздат. 1962. 284 с.
- I23. М е д в е д е в С.В. Международная шкала сейсмической интенсивности // Сейсмическое районирование СССР. Ч. I. М.: Наука. 1968. С.151-162.
- I24. М е д в е д е в С.В., Е р ш о в И.А., П о п о в а Е.В. Проект шкалы для определения интенсивности землетрясений // Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М.: Наука. 1975. С.11-39.
- I25. Мирзаев В.М., Соловьев С.Л. Соотношение балльности и динамических параметров сейсмических волн // Изв. АН УзССР, сер. физ.-мат. 1962. № 3. С.11-17.
- I26. М о л ч а н Г.М., П о д г а е ц к а я В.М. Параметры глобальной сейсмичности // Вычислительная сейсмология. Вып. 6. М.: Наука. 1973. С.44-66.
- I27. М о с к в и н а А.Г. Поля упругих смещений упругих волн от распространяющихся дислокаций и их сопоставление с сейсмологическими данными // Автореф. канд. дис. М. 1974. 22 с.
- I28. Назарбекское землетрясение 11 декабря 1980 г. Ташкент: Фан. 1984. 145 с.
- I29. Н а з а р о в А.Г., Д а р б и н я н С.С. Основы количественного определения интенсивности сильных землетрясений. Ереван. Изд. АН АрмССР. 1974. 286 с.
- I30. Н а з а р о в А.Г., Д а р б и н я н С.С. Шкала определения интенсивностей сильных землетрясений на количественной основе // Сейсмическая шкала и методы изме-

- рения сейсмической интенсивности. М.: Наука. 1975. С.40-80.
131. Назаров А.Г. О целесообразности отказа от сейсмической шкалы для оценки интенсивности сильных землетрясений // Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М.: Наука. 1975. С.146-148.
132. Напетваридзе Ш.Г. Некоторые задачи инженерной сейсмологии. Тбилиси: Мицниереба. 1973. 162 с.
133. Несмеянов С.А. Геологические соображения о типах очагов коровых землетрясений // Вопросы инж. сейсмологии. Вып. 25. М.: Наука. 1984. С.107-119.
134. Нечаев В.А. Сейсмическая шкала и связанные с ней вопросы // Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М.: Наука. 1975. С.161-169.
135. Николасовский В.Н. Обзор: земная кора, дилатансия и землетрясения // Дж. Райс "Механика очага землетрясения". М.: Мир. 1982. С.133-215.
136. Никонов А.А. Ревизия материалов по историческим землетрясениям и проблема сейсмического районирования Туранской плиты // Тезисы докладов Всесоюзного совещания "Опыт изучения Газлийских землетрясений и направления дальнейших исследований". Ташкент: Фан. 1985. С.21.
137. Ньюмарк Н.М., Розенблэт Э. Основы сейсмостойкого строительства. М.: Стройиздат. 1980. 344 с.
138. Оскорбин Л.С. Сахалин // Сейсмическая сотрясаемость территории СССР. М.: Наука. 1979. С.138-142.
139. Папское землетрясение 1984 г. / Отв. ред. В.Г. Гафуров. Ташкент: Фан. 1986. 135 с.
140. Параметры, амплитудные и фазовые характеристики приборов опорных сейсмических станций СССР. 1985. Приложение к "Сейсмическому бюллетеню". М. ОМЭ. 1985. 171 с.
141. Плетнев К.Г., Роман А.А., Шебалин Н.В. Корреляция между параметрами колебаний и балльностью по данным повторных толчков Дагестанского землетрясения 1970 г. // Бюлл. инж. сейсм. № 9. Ереван: Изд. АН АрмССР. 1975. С.5-14.

142. П л е т н е в К.Г., Ч е р н о в В.К. и др. Каталог сейсмограмм, афтершоков и амплитудных спектров смещений грунта в эпицентральной зоне //Газлиские землетрясения 1976 г. Инструментальные наблюдения в ближней зоне. М.: Наука. 1983. С.144-191.
143. П л о т н и к о в а Л.М., С и т н и к о в а В.А., Г а т а у л и н а А.Х. Трансформация амплитудных и энергетических спектров сейсмических колебаний в условиях сложных сред. Ташкент: Фан. 1976. 102 с.
144. П л о т н и к о в а Л.М. О соотношении сейсмических параметров грунтов, определяемых по записям слабых и сильных землетрясений // Сейсмическое микрорайонирование. М.: Наука. 1977. С.181-188.
145. П л о т н и к о в а Л.М., Н у р т а е в Б.С., М а т а с о в а Л.М. Условие подготовки, механизм и динамические параметры очага Назарбекского землетрясения // Сейсмогеодинамика области перехода от орогена Тянь-Шаня к Туранской плите. Ташкент: Фан. 1986. С.76-87.
146. П о г р е б и н с к и й Г.А., Н а й м а р к Б.М. и др. Практические методы вычисления преобразований Фурье // Теоретическая и вычислительная геофизика. № 1. М.: Наука. 1974. С.59-109.
147. П р о н и ш и н Р.С. Закарпатье и смежные территории // Сейсмическая сотрясаемость территории СССР. М.: Наука. 1979. С.77-87.
148. Р а й с Дж. Механика очага землетрясения. М.: Мир. 1982. 217 с.
149. Р а т н и к о в а Л.И. Методы расчета сейсмических волн в тонкослоистых средах. М.: Наука. 1973. 120 с.
150. Р а т н и к о в а Л.И., Ш т е й н б е р г В.В., Ш е б а л и н Н.В., П и р у з я н С.А., А р а к е л я н Ф.О. Оценка сейсмической опасности района строительства электростанции // Вопросы инж. сейсмологии. Вып. 18. М.: Наука. 1976. С.41-61.
151. Р а т н и к о в а Л.И., С а к с М.В. Влияние скоростных и диссипативных параметров на резонансные свойства грунтов // Вопросы инж. сейсмологии. Вып. 23. М.: Наука. 1982. С.10-29.

152. Раутиан Т.Г. Энергия землетрясений // Методы детального изучения сейсмичности. М.: Изд. АН СССР. 1960. С.75-114.
153. Раутиан Т.Г. Метод построения синтетических сейсмограмм сильных землетрясений с учетом местных особенностей // Вопросы количеств. оценки сейсмич. опасности. М.:Наука. 1975. С.105-111.
154. Раутиан Т.Г. Построение сейсмограмм сильных землетрясений по широкополостным записям слабых // Бюлл. инж. сейсмол. № 9. Ереван: Изд. АН АрмССР. 1975. С.85-97.
155. Раутиан Т.Г. Роль функции очага и отклика среды в схеме формирования сейсмических колебаний // Вопросы инж. сейсмологии. Вып.18. М.:Наука. 1976. С.3-14.
156. Раутиан Т.Г. Спектры ускорений очагового излучения и их определение по сейсмической коде // Вопросы инж. сейсмологии. Вып. 22. М.: Наука. 1982. С.4-19.
157. Раутиан Т.Г. Макросейсмическое проявление землетрясений и очаговые спектры // Вопросы инж. сейсмологии. Вып.23. М.: Наука. 1982. С.74-82.
158. Рашидов Т.Р., Крыженков В.А. Воздействия Ташкентского землетрясения и его афтершоков на подземные сооружения различного назначения // Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г. Ташкент: Фан. 1971. С.548-599.
159. Рекомендации по сейсмическому микрорайонированию (РСМ-73) // Вопросы инж. сейсмологии. Вып. 15. М.:Наука. 1973. С.6-34.
160. Ржевский В.А., Сейдузова С.С. Спектральная сейсмическая сотрясаемость и расчет сооружений на сейсмостойкость // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1983. № 1. С.22-29.
161. Ржевский В.А., Восковская Л.И., Ибрагимов Р.Н. Выбор расчетных акселерограмм землетрясений для территории Узбекистана на основе вероятностных сотрясаемостных спектров // Вопросы инж.сейсмологии. Вып. 26. М.:Наука. 1985. С.117-123.
162. Ризниченко Ю.В. От активности очагов землетрясений к сотрясаемости земной поверхности // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1965. № 11. С.1-12.

163. Р и з н и ч е н к о Ю.В., За х а р о в а А.И., С е й - д у з о в а С.С. Исследование точности расчета сейсмической сотрясаемости // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1969. № 6. С.11-20.
164. Р и з н и ч е н к о Ю.В. Проблема сейсмической опасности на новом рубеже // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1970. № 4. С.33-48.
165. Р и з н и ч е н к о Ю.В., За х а р о в а А.И. Сейсмичность территории Узбекистана // Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г. Ташкент: Фан. 1971. С.370-384.
166. Р и з н и ч е н к о Ю.В. От максимальной балльности землетрясений к спектрально-временной сотрясаемости // Изучение сейсмической опасности. Ташкент: Фан. 1971. С. 3-14.
167. Р и з н и ч е н к о Ю.В., С е й д у з о в а С.С. Система средних энергетических спектров землетрясений // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1972. № 11. С.3-7.
168. Р и з н и ч е н к о Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука. 1976. С.9-27.
169. Р и з н и ч е н к о Ю.В., С е й д у з о в а С.С. Ташкентско-Калифорнийская система спектров землетрясений // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1978. № 10. С.61-81.
170. Р и з н и ч е н к о Ю.В. Проблемы сейсмологии. Избран. труды. М.: Наука. 1985. 408 с.
171. Р и х т е р Ч. Элементарная сейсмология. М.: ИЛ. 1963. 670 с.
172. Р о г о ж и н Е.Р., Б о р и с о в Б.А. Тектоническая обстановка и сейсмодислокация Газлийского землетрясения 1984 г. // Вопросы инж. сейсмологии. Вып. № 27. М.: Наука. 1986. С.135-142.
173. Р у м ш и с к и й Л.З. Математическая обработка результатов эксперимента. М.: Наука. 1971. 192 с.
174. Р у с т а н о в и ч Д.Н. Колебания поверхности земли в эпицентральных зонах сильных землетрясений. М.: Наука. 1974. 97 с.
175. Р у с т а н о в и ч Д.Н. Типизация землетрясений по фор-

- ме колебаний, частотному составу и геологическим условиям // Сейсмическое микрорайонирование. М.: Наука. 1977. С.51-54.
176. Рустанович Д.Н., Атабаев Х.А., Атабаева М. и др. Каталог афтершоков Газлийских землетрясений 1976 г. // Газлийские землетрясения 1976 г. Инструментальные наблюдения в ближней зоне. М.: Наука. 1983. С.122-143.
177. Саваренский Е.Ф., Кирнос Д.П. Элементы сейсмологии и сейсмометрии. М.: Наука. 1955. 543 с.
178. Саваренский Е.Ф. Сейсмические волны. М.: Наука. 1972. 293 с.
179. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. О свойстве дискретности горных пород // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1982. № 12. С.3-18.
180. Садовский М.А., Писаренко В.Ф., Штейнберг В.В. О зависимости энергии землетрясений от объема сейсмического очага // ДАН СССР. 1983. Т.271. № 3. С.593-602.
181. Садовский М.А. Иерархия структур: от пылинок до планет // Земля и Вселенная. 1984. № 6. С.4-9.
182. Салганик М.П. Случайный процесс для моделирования акселерограммы // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1984. № 8. С.78-85.
183. Сейдужева С.С. Исследование частотного состава записей повторных толчков // Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г. Ташкент: Фан. 1971. С.109-123.
184. Сейдужева С.С., Яковлева И.Б., Матасова Л.М. и др. Средняя Азия // Сейсмическая сотрясаемость территории СССР. М.: Наука. 1979. С.88-124.
185. Сейдужева С.С. Методика спектрально-временного моделирования колебаний // Вопросы инж. сейсмологии. Вып. 23. М.: Наука. 1982. С.37-51.
186. Сейсмическая сотрясаемость территории СССР / Отв.ред. Д.В.Ризниченко. М.: Наука. 1979. 193 с.
187. Сейсмическое микрорайонирование / Под ред. С.В. Медведева. М.: Наука. 1977. 248 с.

188. Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука. 1980. 307 с.
189. С и н и ц и н А.П. Поглощение энергии как мера интенсивности землетрясений // Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М.: Наука. 1975. С.157-160.
190. С м и р н о в Н.В., Д у н и н - Б а р к о в с к и й И.В. Курс теории вероятностей и математической статистики для технических приложений. М.: Наука. 1969. 510 с.
191. СНиП-П-А-12-69. Строительство в сейсмических районах. Нормы проектирования. М.: Стройиздат. 1970.
192. СНиП-П-7-81. Строительные нормы и правила. Ч.П. М.: Стройиздат. 1982. С.4-6.
193. С о л о в ь е в С.Л., Д ж и б л а д з е Э.А. Об изменении потока сейсмической энергии с эпицентральной расстоянием //Изв. АН СССР, сер. геофиз. 1955. № 6.
194. С о л о в ь е в С.Л., П у с т о в и т е н к о А.И. О возможности уменьшения периода продольной волны с глубиной очага землетрясения // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1964. № 6. С.839-846.
195. С о л о в ь е в С.Л., С о л о в ь е в а О.И. Скорость колебаний земной поверхности в объемных волнах неглубокофокусных землетрясений на расстояниях до 17° // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1967. № 1.
196. С т р е л к о в С.П. Введение в теорию колебаний. М.: Наука. 1964. 438 с.
197. С у в и л о в а А.В. Моделирование записи сильного землетрясения для расчета сейсмостойкости // Определение степени сейсмической опасности в районах строительства крупных гидроузлов и обеспечение сейсмостойкости плотин. Л.: Энергия. 1974. С.39-45.
198. С у в и л о в а А.В., А ф а н а с ь е в а В.В., Я р ц е в а И.С. Об оценке параметров движения грунта при расчетах сейсмического риска // Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М.: Наука. 1975. С.203-221.
199. Т а р а к а н о в Р.З., С у х о м л и н о в а Р.И.,

- Червякова Г.Л. и др. Курилы // Сейсмическая сотрясаемость территории СССР. М.: Наука. 1979. С.143-154.
200. Татевосян Р.Э., Шебалин Н.В. К проблеме представления информации о совокупностях землетрясений в задачах сейсмической опасности // Вопросы инж. сейсмологии. Вып.26. М. Наука. 1985. С.86-100.
201. Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г. Ташкент: Фан. 1971. 672 с.
202. Уломов В.И. Динамика земной коры Средней Азии и прогноз землетрясений. Ташкент: Фан. 1974. 216 с.
203. Уломов В.И. Физическая модель очаговой области Газлийских землетрясений 8 апреля и 17 мая 1976 г. // Сейсмологические исследования в Узбекистане. Ташкент: Фан. 1979. С.53-63.
204. Уорсинг А., Геффнер Дж. Методы обработки экспериментальных данных / Пер. с англ. М.: ИЛ. 1949. 364 с.
205. Фаччиоли Э., Резендиц Д. Динамика грунтов // Сейсмический риск и инженерные решения / Перев. с англ. М.: Недра. 1981. С.66-128.
206. Федотов С.А. Закономерности распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и Северо-Восточной Японии // Труды ИФЗ АН СССР, № 36 (203). 1965. С.66-93.
207. Фленова М.Г. Пространственно-временная характеристика параметров сейсмического режима Средней Азии // Экспериментальная сейсмология в Узбекистане. Ташкент: Фан. 1983. С.25-31.
208. Фрейд В.М. Инструментальные средства и методы регистрации сильных землетрясений. М.: Наука. 1978. 174 с.
209. Халтурин В.М., Раутиан Т.Г., Нурмагамбетов А. и др. Зависимость спектров сейсмических колебаний от энергии землетрясений // Вопросы колич. оценки сейсмич. опасности. М.: Наука. 1975. С.123-129.
210. Харкевич А.А. Спектры и анализ. М.: Гостеореттехиздат. 1963. 215 с.

211. Х о д ж а е в А.К. Вероятные очаговые зоны максимальных землетрясений Чаткало-Кураминской горной области // Ин-формац. сообщ. № 204. Ташкент: Фан. 1978. 12 с.
212. Х о д ж а е в А.К. Палеосейсмология Чаткало-Кураминского региона. Ташкент: Фан. 1985. 140 с.
213. Ч е р н о в Ю.К. Особенности колебаний (смещений) грунта в ближней зоне землетрясения // Автореф. канд. дис. М. 1980. 22 с.
214. Ч е р н о в Ю.К. Смещение грунтов при землетрясении в Сан-Фернандо 1971 г. // Вопросы инж. сейсмологии. Вып. 21. М.: Наука. 1981. С. 8-17.
215. Ч е р н о в Ю.К., Ш т е й н б е р г В.В. Спектральный состав колебаний грунтов при афтершоках // Газлийские землетрясения 1976 г. Инструментальные наблюдения в ближней зоне. М.: Наука. 1983. С. 83-103.
216. Ч е р н о в Ю.К. Характер записей смещений грунта при повторных толчках Газлийских землетрясений 1976 г. // Экспериментальная сейсмология в Узбекистане. Ташкент: Фан. 1983. С. 70-79.
217. Ч е р н о в Ю.К., Ш т е й н б е р г В.В. Колебания грунта при афтершоках // Газлийские землетрясения 1976 г. Инструментальные наблюдения в ближней зоне. М.: Наука. 1983. С. 59-82.
218. Ч е р н о в Ю.К. Закономерности изменения спектра в ближней зоне землетрясения // Вопросы инж. сейсмологии. Вып. 25. М.: Наука. 1984. С. 16-28.
219. Ч е р н о в Ю.К. О влиянии спектрально-временных характеристик колебаний грунта на макросейсмическую балльность землетрясений // Вопросы инж. сейсмологии. Вып. 26. М.: Наука. 1985. С. 150-158.
220. Ч е р н о в Ю.К. Особенности колебаний (смещений) грунта при повторных толчках Газлийских землетрясений 1976 г. // Газлийские землетрясения 1976 и 1984 гг. Ташкент: Фан. 1986. С. 237-262.
221. Ч е р н о в Ю.К. Регистрация сильных землетрясений в Узбекистане в 1981-1985 гг. // Сильные движения при землетрясениях. Душанбе-Москва. Дониш, 1988. С. 166-172.

222. Шамина О.Г., Павлов А.А., Стрижков С.А. Моделирование сдвиговой подвижки по готовому разлому с трением // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука. 1976. С.55-67.
223. Шамина О.Г. Модельные исследования физики очага землетрясения. М.: Наука. 1981. 191 с.
224. Шебалин Н.В. Макросейсмическое поле и очаг сильного землетрясения // Автореф. докт. дис. М. 1969.
225. Шебалин Н.В. О предельной магнитуде и предельной балльности землетрясений // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1971. № 6. С.12-20.
226. Шебалин Н.В. Замечания о преобладающем периоде, спектре и очаге землетрясения // Вопросы инж. сейсмологии. Вып. 14. М.: Наука. 1971. С.50-78.
227. Шебалин Н.В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука. 1974. 54 с.
228. Шебалин Н.В. Об оценке сейсмической интенсивности // Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М.: Наука. 1975. С.87-109.
229. Шебалин Н.В. Параметры очага землетрясения и параметры сейсмического эффекта. Некоторые корреляционные связи // Сейсмическое микрорайонирование. М.: Наука. 1977. С.30-35.
230. Шебалин Н.В. Особенности тройного очага Газлийских землетрясений 1976-1984 гг. // Газлийские землетрясения 1976-1984 гг. Ташкент: Фан. 1986. С.105-109.
231. Шебалин Н.В., Ибрагимов Р.Н., Чернов Ю.К. и др. Газлийские землетрясения 1976 и 1984 гг. Ташкент: Фан. 1986. 366 с.
232. Шебалин Н.В. О последствиях сильных землетрясений. Ч.Ш. Влияние положения очага // Вопросы инж. сейсмологии. Вып. 28. М.: Наука. 1987. С.92-95.
233. Штейнберг В.В. Влияние слоя на амплитудно-частотный спектр колебаний на поверхности // Вопросы инж. сейсмологии. Вып. 10. М.: Наука. 1965. С.34-35.
234. Штейнберг В.В. Оценка спектров сотрясений для территории с определенными сеймотектоническими и грунтово-геологическими условиями // Вопросы инж. сейсмо-

- гии. Вып. 14. М.: Наука. 1971. С.30-49.
235. Штейнберг В.В., Аптекман Ж.Я., Крамнин П.И. Повторные толчки Дагестанского землетрясения 1970 г. // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1974. № 4. С. 15-28.
236. Штейнберг В.В., Крамнин П.И., Аптекман Ж.Я. Характер повторных толчков Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 г. // Вопросы инж. сейсмологии. Вып. 17. М.: Наука. 1975. С.39-52.
237. Штейнберг В.В., Иванова Т.Г., Грайзер В.М. Землетрясение в Газли 17 мая 1976 г. // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1980. № 3. С.3-17.
238. Штейнберг В.В. Колебания грунта вблизи очага землетрясения // Изв. АН СССР, Физика Земли. 1981. № 6. С.18-31.
239. Штейнберг В.В. Об очаге землетрясения, распределении подвижки и сейсмическом излучении // Вопросы инж. сейсмологии. Вып. 25. М.: Наука. 1984. С.5-16.
240. Штейнберг В.В. Колебания поверхности земли вблизи очагов сильных землетрясений // Автореф. докт. дис. М. 1985.
241. Штейнберг В.В. О поведении рыхлых грунтов при сильных землетрясениях // ДАН СССР. 1984. Т.275. № 2. С.350-354.
242. Штейнберг В.В. Параметры колебаний грунтов при сильных землетрясениях // Вопросы инж. сейсмологии. Вып. 27. М.: Наука. 1986. С.7-22.
243. Шумилина Л.С., Сейдузова С.С., Потапова О.В. Камчатка // Сейсмическая сотрясаемость территории СССР. М.: Наука. 1979. С.155-172.
244. Эстева Л. Сейсмичность // Сейсмический риск и инженерные решения /Перев. с англ. М.: Недра. 1981. С.162-203.
245. Днусходжиев Р.Т., Касымов С.М. Результаты макросейсмического обследования // Папское землетрясение 1984 г. Ташкент: Фан. 1986. С.42-50.

246. Яковлев В.Н., Абдукадыров А. Параметры очагов и режим Папских землетрясений // Папское землетрясение 1984 г. Ташкент: Фан. 1986. С.22-27.
247. Яковлева И.Б., Яковлев В.Н. и др. Сейсмичность и сейсмический режим Кызылжумов // Газлийские землетрясения 1976 г. Геолого-геофизич. природа очагов. М.:Наука. 1984. С.37-50.
248. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складов. Ч. П. М.:Недра. 1981. С.66-155.
249. Abe K. Fault parameters determined by near-field and far-field data: The Wakasa Bay earthquake of March 26, 1963. // BSSA, v.64, N 5, 1974, - p.1369-1382.
250. Abe K. Determination of static and dynamic fault parameters: The Saitama earthquake of July 1, 1968. Tectonophysics. V.27, N 3, 1975, - p.223-238.
251. Asharua N.K. Seismic and tsunamic risk in the Philippines // Proc. Seventh World Conf. Earthq. Eng. V.1. Istanbul, Turkey, 1980, p.391-394.
252. Aki K. Generation and propagation of G-waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964, 2. Estimation of earthquake movement, released energy and stress-strain drop from G-wave spectrum // Bull. Earthquake Res. Univ. Tokyo. 44, 1966, p.23-88.
253. Aki K. scaling law of Seismic spectrum // Journ. of Geophys. Res., v.72, N 4, 1967, p.1217-1231.
254. Aki K. Seismic Displacement near fault // Journ. Geophys. Res. v.73, N 16, 1968, p.5359-5376.
255. Allen C. Geological criteries for evaluating seismicity // Chapter 3 in "Seismic risk and engineering decisions". Amsterdam, 1976, p.31-70.
256. Alsina w.i S.A., M.o.o.s o.w i H.I. Seismic Zoning and other seismic parameters consideration for Iraq // Proc. Seventh World Conf. Earthq. Eng. V.1. Istanbul Turkey, 1980, p.185-192.
257. Ambroseys N.N. Dynamics and response of foundation materials in epicentral regions of strong earthquake // Proc. World Conf. Earthq. Eng., 5th, Rome, 1973. P.115-119.

259. Analysis of strong-motion accelerograms. V.1, part A-V, V.II, Part A-V, v.III, Part A-V, v.IV Part A-V, Index (EERZ' Rep 76-P2), Earthquake Engineering Research Labor., California Inst. Technol. Pasadena, California, USA, 1969-1976.
260. Anderson J., Richards P. Comparison of strong ground motion from several dislocation models // Geophys. Journ. Roy. Astr. Soc., 42, 1975, p.349-373.
261. Anderson J., Trifunac M. On uniform risk functionals which describe strong earthquake ground motion: definition, numerical estimation and an application to the Fourier amplitude of acceleration. Report II CE 77-02. Univ. South. Calif. Los Angeles, 1977. - 176 p.
262. Anderson J.C., Bertero V.V. Uncertainties in establishing design earthquake // Journ. Streect. Eng. USA, 113, N 8, 1987, p.1709-1724.
263. Aptikae v F.F. On the correlation of MM intensity with parameters of ground shaking // Proc. VII Europ. Conf. Earthq. Eng. Greece, v.2, 1981, p.117-126.
264. Archuleta R., Brune J. Surface strong motion associated with a stick-slip event in a form rubber model of earthquakes // BSSA, v.65, N 5, 1975, p.1059-1071.
265. Arnold P., Vanmarcke E.H. Ground motion spectral content: the influence of local soil conditions and site azimuth // Sixth World Conf. Earthq. Eng. New Delli, India, v.II, 1977, p.113-118.
266. Bistricsany E. A new method for determination of the magnitude of earthquake // Geotiz. Kozl., 7, N 2, 1958, p.37-42.
267. Blume J.A. The SAM procedure for site acceleration-magnitude-relationships // Sixth World Conf. Earthq. Eng. New Delli, India, 1977, v.2, p.87-92.
268. Bochon M. Effect of topography on surface motion // BSSA, v.63, N 2, 1973, p.615-632.
269. Bolt B. Duration of strong ground motion // Proc. V World Conf. Earthq. Eng. Rome, v.1, 1973, p.94-102.
270. O'Brien L.J., Myrphy J.R., Lamboud J.A. The correlation of the peak ground acceleration amplitude with seismic intensity and other physical parameters

- // Final technical report U.S. Nuclear Regular Comm. USA, 1976, p.57-64.
271. B r u n e J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes // Journ. Geophys. Res., v.75, N 26, 1970, p.4997-5009.
272. B r u n e J.N. Earthquake modelling by stickslip along pre-cut surfaces in stressed foam rubber // BSSA, v.63, 1973, p.2105-2119.
273. B r u n e J. The physics of earthquake strong motion // Seismic risk and engineering decisions. Amsterdam, 1976, p.141-177.
274. Bull. of internation. Seismol. Cent. 1978, vol.13, N 5; N 6; N 7; N 8; N 9.
275. Bull. of strong-motion Earthquake accelerograms University "Kiril and Mefodij" Skopje - Yugoslavia, 1984, N 1, 2, 3.
276. B y k o v t s e v A.S. Modelling of fracture processes occurring in the focal zone of a tectonic earthquake // Proceeding of the I Int. Conf. on Comput. Mechanics (I GCM 86-Tokyo) May 25-29, 1986; Tokyo; Japan, 1986, v.1, pp.III-221-226.
277. C a m p b e l l K. Near source attenuation of peak horizontal acceleration // BSSA, v.71, N 6, 1981, p.2039-2070.
278. C h i n n e r y M. Theoretical fault models // Bull.Domin. Observ. Ottawa, Canada, v.XXXVII. N 7, 1969, p.211-223.
279. C o r n e l l C.A. Engineering seismic risk analysis // BSSA, v.58, 1968, p.1583-1606.
280. D a s Sh., A k i K. Fault plane with barriers: a versatile earthquake model // Journ. Geophys. Res. V.82, N 36, 1977, p.5658- 5670.
281. D a s Sh. A numerical method for determination of source time functions for general three demensional rupture propagation // Geophys. Journ. Roy. Astr., Soc. V.62, N 3, 1980, p.591-604.
282. D i l l i n g e r W.H. Focal mechanism of San Feruando Earthquake // San Fernando, California, Earthquake of February 9, 1971, v.III. Washington, 1973, p.49-68.
283. D o b r y R., I d r i s s J.M., C h a n g C.G., N d E. Influence of magnetude, site conditions and distance on significant duration of earthquake // Sixth World Conf.

- Earthq. Eng. New Delli, India, 1977, V.2, p.131-136.
284. D o n o v a n N.C. Earthquake hazards for building practices for Disaster Mitigation Boulder, Colorado, 1972, p. 11-17.
285. D u a r t e R.T. An investigation on the influence of large earthquake on seismic risk // Proc. Seventh World Conf. Earthq. Eng. Istanbul, Turkey, 1980, p.293-300.
286. D u k e C.M., E q u e h T., C a m p b e l l K.W., C h o w A.W. Effects of site on ground motion in the San Fernando Earthquake // Sixth World Conf. Earthq. Eng. New Delli, India, v.2, 1977, p.93-99.
287. E g u e h i R.T. An alternative approach to modeling earthquake ground motion attenuation in the Western United States // Proc. Seventh World Conf. Earthq. Eng., v.2. Istanbul, Turkey, 1980, p.113-120.
288. E i b y G.A. The assessment of earthquake felt instruments // Proc. III World Conf. Earthq. Eng. Wellington, N S, 1966,
289. E p s t e i n B., L o m n i t z C. A model occurrence of large earthquake // Nature, 211, 1966, p.954-956.
290. E s p i n o s a A.F., L o p e z - A r r o y o A. Earthquake instrumental intensity from strong ground motion records: San Fernando Earthquake // Sixth World Conf. Earthq. Eng. New Delli, India, v.2, 1977, p.367-373.
291. E s p i n o s a A.F. Horizontal particular velocity and its relation to magnitude in Western United States // BSSA, v.69, N 6, 1979, p.2037-2061.
292. E s t e v a L. Criteria for the construction of spectra for seismic design // Third Pana-Venezuela, 1967, p.25-31.
293. E s t e v a L. Seismic risk and seismic design Input Nuclear Power Plant // Seismic design for Nuclear Power Plant. The MIT Press, 1970, p.142-182.
294. F a c c i o l i E., A g a l b a t o D. Attenuation of strong motion parameters in the 1976 Friuly, Italy Earthquake // US National Conf. Earthq. Eng. Stanford University, California, 1979, p.1-10.
295. G u t e n b e r g B., R i c h t e r C.F. Seismicity of the Earth and associated phenomena. Princeton Univ. Press, 1954. - 310 p.

296. Gutenberg B., Richter C.F. Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration // BSSA, v.46, N 1, 1956, p.105-145.
297. Halmberger D.V., Malone S.D. Modeling local Earthquakes as shear dislocations in a layered half space // Journ. Geophys. Res., 1975, p.4881-4887.
298. Hanson M., Sanford A., Shaffer R. A source function for a dynamic brittle unilateral shear fracture // Geophys. Journ. Roy. Astr. Soc. V.38, 1974, p.365-376.
299. Haskell N. Elastostatic displacement in the near field of propagating fault // BSSA. V.59, N 3, 1969, p.865-908.
300. Hausner G.W. Important features of earthquake ground motion // Fifth World Conf. Earthq. Eng. Rome, 1973, p.6-10.
301. Hudson D.E. Strong motion earthquake measurement in epicentral regions // Sixth World Conf. Earthq. Eng. New Delli, India, v.2, 1977, p.201-206.
302. Hudson D.E. Design of strong motion instruments, networks and arrays // Proc. VII Europ. Conf. Earthq. Eng. Greece, v.2, 1982, p.153-160.
303. Jennings P.S., Housner G.W., Tsai N.C. Simulated earthquake motions for design purposes // Proc. 4th World Conf. Earthq. Eng. Chile, 1969, p.145-160.
304. Johnson J. Spectral characteristics of near source strong ground motion // Proc. VII World Conf. Earthq. Eng. Turkey, v.2, 1980, p.131-137.
305. Joyner W., Boore D. Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion record, including records from 1979 Imperial Valley California earthquake // BSSA, v. 71, N 6, 1981, p.2011-2039.
306. Justo I.L., Lorento de No R., Argiles A. An integrated Estimated of ground motion // Sixth World Conf. Earthq. Eng. New Delli, India, v.2, 1977, p.203-208.
307. Kaila K.L., Rao N.M. Expected maximum magnitude, intensity and peak horizontal ground acceleration maps of Himalayan region // Proc. Seventh World Conf. Earthq. Eng. v.1, Istanbul, Turkey, 1980, p.233-236.
308. Kanai K. Improved empirical formula for characteris-

- tics of strong earthquake motion // Proc. Jap. Earthq. Symp., 1966, p.14-25.
309. K a n a m o r i H. Determination of effective tectonic stress associated with earthquake faulting // Phys. Earthq. and Plan. Inter. v.5, 1972, p.426-434.
310. K a n a m o r i H., A n d e r s o n D. Theoretical basis of some empirical relations in seismology // BSSA, v.65, N 5, 1975, p.1073-1095.
311. K a t a y m a T., I w a s a k i I., S a e k i M. Prediction of acceleration response spectra for given earthquake magnitude, epicentral distance and site conditions // Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ., N 11, 1977, p. 96-105.
312. K a t a y a m a T. Distribution of structure's-period-dependent seismic risk in Japan // Proc. Seventh World Conf. Earthq. Eng. v.1, Istanbul, Turkey, 1980, p.331-338.
313. K a t a y a m a T. An engineering prediction model of acceleration response spectra and its application to seismic hazard mapping // Earthq. Eng. Struct. Dyn. v.10, N 1, 1982, p.149-163.
314. K e l l e c h e r T. Rupture zones of large South American earthquake and some predictions // Jour. Geophys. Res. 77, 1972, p.2087-2113.
315. K e y l i s - B o r o k V.I. Un estimation of the displacement in earthquake source of source dimensions // Geophys. Journ. Roy. Astr. Soc., 12// 1959, p.205-214.
316. K n o p o f f L. Energy release on earthquake // Geophys. Journ. Roy. Astr. Soc., 1, 1958, p.44-52.
317. K n o p o f f L., K a g a n J. Analysis of the theory of extreme values as applied to earthquake problems // Journ. Geophys. Res., 82, 1979, p.5647-5657.
318. K o b a i a s h i H., N a g a h a s h i S. Response spectra of seismic bedrock during earthquake // Sixth World Conf. Earthq. Eng. New Delli, India, v.2, 1977, p.179-184.
319. K o b a y a s h i Y., E u j i w a r a T. On ground motion of longer periods in strong earthquake // Proc. Seventh World Conf. Earthq. Eng., v.2, 1980, p.1-8.
320. L e v y N.A., M a l A.K. The influence of source parameters on strong motion // Sixth World Conf. earthq. Eng., New

- Delli, India, v.2, 1977, p.125-130.
321. L j a t h e r V.M., F r o l o v a N.J. Statistical analysis of ground motion parameters in epicentral areas of strong earthquake // Proc. VII Europ. Conf. Earthq. Eng., Greece, v.2, 1982, p.61-70.
 322. L o m n i t z C. Earthquake risk in Chile // BSSA, 54, 1964, p.1271-1281.
 323. L o m n i t z C. Global tectonics and earthquake risk. Developments in geotectonics and earthquake risk. Development in geotectonics, 5, Elsevier, Institute of Geophysics National University of Mexico, 1972, - 320 p.
 324. L o m n i t z C. Global tectonics and earthquake risk. Elsevier scientific publishing company. Amsterdam-London-New York, 1974. - 320 p.
 325. M a d a r i a g a R. Dynamic of an expanding circular fault // BSSA, v.66, N 3, 1976, p.639-666.
 326. M a d a r i a g a R. On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity // Journ. Geophys. Res., v.84, 85, 1979, p. 2243-2250.
 327. M a l e y R.P., C l o u d W.K. Strong motion accelerograph records // San Fernando Earthquake of February 9, 1971, v.III, Washington, 1973, p.325-351.
 328. M c G u i r e R.K. Seismic structural response risk analysis, incorporating peak response regressions on earthquake magnitude and distance. Department of civil Engineering Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, 1974, p. 74-51.
 329. M c G u i r e R.K. The use of intensity data in seismic-hazard analysis // Proc. Sixth World Conf. Earthq. Eng., New Delli, India, v.2, 1977, p.353-358.
 330. M c G u i r e R.K., B o r n h a r d J.A. Magnitude, distance and intensity data for C.I.T. strong motion records // Journ. Research US Geol. Survey, vol.5, N 4, 1977, p. 437-443.
 331. M c G u i r e R.K. Seismic ground motion parameters relation // Proc. ASCE, v.104, N GT4, 1978, p.421-490.
 332. M e d v e d e v S.V., S p o n h e u e r W. Scale of seismic intensity // Proc. Fourth World Conf. Earthq. Santiago,

- Chile, v.2, 1969, p.143-153.
333. M i c k e y W.N., P e r e z Z.V., C l o u d W.K. Res-
 ponse of Racoima Dam to afterchocks of San Fernando Earth-
 quake. San Fernando, California Earthquake of February 9,
 1971, v.III // Washington, 1973, p.403-415.
334. M i d o r i k a w a S., K o b a y a s h i H. Iseisismal
 map in near-field with regard to fault rupture and site
 geological conditions // Proc. Seventh World Conf. Earthq.
 Eng., v.2, 1980, p.259-262.
335. M i d o r i k a w a S. The correlation of the Japan mete-
 orological agency intensity scale with physical parameters
 of strong ground motion // Proc. Seventh Europ. Conf.
 Earthq. Eng., Greece, v.2, 1982, p.103-110.
336. M i l n W.G., D a v e n p o r t A.G. Distribution of
 earthquake risk in Canada // BSSA, v.59, 1969, p.754-779.
337. M i l n W.G. Seismic risk maps for Canada // Proc. Sixth
 World Earthq. Eng., New Delli, India, v.2, 1977, p.503.
338. M o r r i l B.J. Seismoscope results // San Fernando
 Earthquake of February 9, 1971, v.III. Washington, 1973,
 p.353-364.
339. M o r r i s L., S m o o k l e r S., G l o v e r D. Ca-
 talog of seisograms and strong-motion record. World date
 center for solid Earth Geographysics Report, May, 1977,-
 6 p.
340. M u r p h y J., O ' B r i e n L. Analysis of a world-wide
 strong motion date sample of develope and improved corre-
 lation between peak acceleration, seismic intensity and
 other physical parameters // Technical report U.S. Nucle-
 ar Regul. Comm. USA. 1978. - 73 p.
341. N a s o n R. Seismic intensity studies in the Imperial
 Valley // California Earthquake of October 15, 1979. Geo-
 logical Survey Proffessional paper 1255 Washington, 1982,
 p.259-264.
342. N e g h a b a t F., L i u S.C. Earthquake regionalizati-
 on of Iran // Proc. Sixth World Conf. Earthq. Eng. New
 Delli, India, v.2, 1977, p.531-536.
343. O l i v e i r a C.S. Seismic hazard analysis for zones
 intermediate seismicity // Proc. Seventh World Conf. Earthq.
 Eng., v.1, Istambul, Turkey, 1980, p.260-276.

344. Ozaki M. Study of regional characteristics of earthquake motion based on activity in Japan // Proc. Seventh World Conf. Earthq. Eng., v.1, Istanbul, Turkey, 1980, p.217-220.
345. Page R.A., Boore D.M., Joyner W.B., Coulter H.W. Ground motion values for use in the seismic design of the Trans-Alaska pipeline system // U.S. Geological Survey, N 672. 1976. - 31 p.
346. Porcella R.L., Matthiesen R.B., Maley R.P. Strong motion data records in the United States. Imperial Valley, California Earthquake of October 15, 1979 // Geological Survey Professional Paper 1254. Washington, 1982, p.289-318.
347. Porcella R.L., Matthiesen R.B. Preliminary summary of the U.S. Geological Survey strong-motion records from the October 15, 1979 // Imperial Valley earthquake, US Geol. Surv. Open file Report 79-1654, 1979. - 41 p.
348. Preliminary analysis of strong motion records from April 15, 1979. Montenegro, Yugoslavia earthquake, Skopje, 1979, N 64. - 78 p.; N 67 - 184 p.
349. Proceedings 6th Europ. Conf. Earthq. Eng. Dubrovnik. Yugoslavia, Ljubliana: Yugosl. Assoc. Earthq. Eng. 1978. - 238 p.
350. Richard P. The dynamic field of growing plane elliptical shear crack // Solid. Struct., 9, 1973, p.843-861.
351. Sawada Y., Sasaki S., Yajima H. et al. On the characteristics of accelerograms recorded on bedrock near origins // Proc. of the seventh world Conf. Earthq. Eng., Turkey, N 2, 1980, p.239-246.
352. Schnabel P., Seed H.B. Acceleration in rock for earthquake in the Western United States // BSSA, v. 63, 1973, p.501-516.
353. Scott N.H. Felt Area and Intensity of San Fernando Earthquake // San Fernando, California Earthquake of February 9, 1971. US Department of Commerce. Washington D.C. 1973, p.23-48.
354. Seed H.B., Bolton D., Idriss I.M. Soil model and Damping factor for dynamic response Analysis //

- Pept. EERC 70-10. University of California. Berkeley, California, 1970. - 28 p.
355. Seed H.B., Murrarka R., Lysmer J., Idriss I.M. Relationships of maximum acceleration, maximum velocity, distance from source and local site conditions for moderately strong earthquakes // BSSA, v. 66, N 4, 1976, p.1323-1341.
 356. Seed H., Uger C., Lysmer J. Site dependent spectra for earthquake resistant design // BSSA, v.66, N 1, 1976, p.221-243.
 357. Shteinberg V.V., Chernov Yu.K., Ivanova T.G. Near-field ground motion // Proc. VII World Conf. Earthq. Eng., Turkey, v.2, 1980, p.379-388.
 358. Shukla D.K., Johnson W.J., Kissenpfeffer J.F. Attenuation of modified Merkali intensity for earthquake in the Iberian Peninsula // Proc. VI World Conf. Earthq. Eng. New Delli, India, N 2, 1977, p. 489-490.
 359. Singh V.W., Paul D.K. Prediction of peak ground acceleration during earthquake // Proc. VI World Conf. Earthq. Eng., New Delli, India, v.2, 1977, p.493-494.
 360. Slien S., Toksez M.V. A clustering model for earthquake occurrences // BSSA 60 (6), 1968, p.1765-1787.
 361. Solia E. Seismic risk analysis of Iatham. Masters project report. Rensselaer Polytechnic Institute. May 1977. - 49 p.
 362. Starr A. Slip in a crystal and rupture in a solid due to shear // Proc. Cambridge Physic. Soc. 1928, p.489-500.
 363. Strong-motion earthquake observation committees. Strong-motion earthquake records in Japan. v.1-19. National Res. Center for disast. prevention. Tokyo, 1963-1974.
 364. Strong-motion earthquake accelerograms, digitized and plotted data. Uncorrected accelerograms, v.1, Part 1-5, Commissions GHEM-ENEL, Italy, 1976-1979.
 365. Tanaka T., Yoshizawa S., Osawa Y. Characteristics of strong earthquake ground motion in the period range from 1 to 15 seconds // Proc. VII Conf. Earthq. Eng. Turkey, 1980, p.609-616,

366. The preprints of the Sixth World Conference on earthquake engineering. New Delli (India). Indian Soc. Earthquake Technol. 1977, v.2: Ground motion, seismicity, seismic risk and zoning. - 532 p.
367. T o n g W.H. Seismic risk analysis for two sites Case. SDDA Report, N 24, MID Dep. of Civil Engineering Research Report R 75-49. December 1975.
368. T r i f u n a c M.D., B r a d y A.G. A study of the duration of strong earthquake ground motion // BSSA, v.65, N 3, 1975, p.581-626.
369. T r i f u n a c M.D., B r a d y A.G. On the correlation of seismic intensity scaly with the peaks of recorded strong ground motion // BSSA, v.65, 1975, p.139-162.
370. T r i f u n a c M.D., B r a d y A.G. Correlation of peak acceleration, velocity and displacement with earthquake magnitude, distance and site condition // Earthq. Eng. Struct. Dyn., 4, 1976, p.455-471.
371. T r i f u n a c M.D. Preliminary analysis of the peak of strong earthquake ground motion-dependence of peaks on earthquake magnitude, epicentral distance and recording site conditions // BSSA, v.66, N 1, 1976, p.189-219.
372. T r i f u n a c M.D. Preliminary empirical model for scaling Fourier amplitude spectra of strong ground acceleration in term of earthquake magnitude, source-to-station distance and recording site // BSSA, v.66, N 4, 1976, p. 1343-1373.
373. T r i f u n a c M.D., A n d e r s o n J.G. Preliminary empirical models for scaling absolute acceleration spectra. Univer. South. Calif., Depart. civil, eng. Los Angeles, California, 1977. - 141 p.
374. T r i f u n a c M.D. An instrumental comparison of the modified Mercalli (M.M.I.) and Medvedev-Karmik-Sponheuer (M.S.K.) intensity scales // Proc. Sixth World Conf. Earthq. Eng., v.2, New Delli, India, 1977, p.359-365.
375. T r i f u n a c M.D. Preliminary empirical model for scaling fourier amplitude spectra of strong ground acceleration in terms of modified mercalli intensity and recording site conditions // Journ. Internat. Assoc. Earthq. Eng., v.7, N 1, 1979, p.63-74.

376. T u c h e r B.E., B r u n e J.N. Seismograms, S-wave spectra and source parameters for aftershocks of San Fernando Earthquake // San Fernando California Earthquake, February 9, 1971, v.111, Washington, 1973, p.69-122.
377. U m e m u r a H., P e n z i e n J., O h a s a k e Y., W a t a b e M. An approach the modelling of 3-dimensional strong motions // Proc. VI World Conf. Earthq. Eng., New Delli, India, v.2, 1977, p.27-32.
378. V a n m a r k e E., L a i S h. Strong motion duration and RMS amplitude of earthquake records // BSSA, v.70, N 4, 1980, p.1293-1307.
379. V e r e - J o n e s D. Stochastic model for earthquake occurrence // T.P.Stat. Soc. 32 (1), 1970, p.1-62.
380. W e i c h o r t D.N., M i l l n W.G. On Canadian methodologies of probabilistic seismic risk estimation // BSSA, v.69, N 5, 1979, p.1549-1566.
381. W e s t e r m o B.D., T r i f u n a c M.D. Recent developments in the analysis the duration of strong earthquake // Proc. VI World Conf. Earthq. Eng., New Delli, India, v.2, 1977, p.39-44.
382. W e s t e r m o B.D. The duration of strong motion and its dependence on the recording site geology // Proc. VII World Conf. Earthq. Eng. Istanbul, Turkey, v.1, 1980, p. 269-276.
383. W o n g H.L., T r i f u n a c M.D. Surface motion of a semi elliptical alluvial valley for incident plane SH-waves // BSSA, v.64, N 5, 1974, p.1389-1408.
384. W o n g L.R., O ' R o u r k e M.T., P i k u l R.R. Seismic Vulnerability, Behaviour and design of underground // Seismic vulnerability behaviour and design of buried pipelines. Technical Report (GVBDUPS Project) N 9 (Final report of phase I study) // Department of Civil Engineering rensseclair polytechnic Institute Troy, New York, 1979 - 137 p. (pp.58-76).
385. W o n g H.L., T r i f u n a c M.D. Generation of artificial strong motion accelerograms // Earth. Eng. Struct. Dyn. v.7, 1979, p.509-527.

Приложение 2.1

Распределение по магнитудам использованных записей смещений
грунта при землетрясениях малых и средних энергий в
различных районах

Район (эпи- цент- раль- ная зона)	Грунт	Сейс- мичес- кий ка- нал	Число сейсмограмм землетрясений с К(М)							
			7(1,6)	8(2,2)	9(2,7)	10(3,3)	11(3,9)	12(4,5)	13(5,0)	14(5,5)
Ташкент, 1966 г.	Лесс	СКМ	80	25	5	-	-	-	-	-
Газли, 1976 г.	Пере- слаи- вание глин и пес- чани- ков	ИСО+С5С	-	80	210	160	90	41	14	2
Назарбек, 1980 г.	Лессы сухие и об- водн.	ВЭГИК + ОСБ-У1, СМТР	20	-	30	30	2	-	2	-
Пап, 1984 г.	Слабо- сцемен- тиров. песчан.	НО4 I+C5C	15	30	25	30	5	2	-	-

Продолж. прилож. 2. I.

Газли, 1984 г.	Глины	ISO+C5C	-	-	40	100	50	10	3	-
Сан-Фернандо, 1971 г.	Скальный	<i>Ranger</i>	30	60	75	36	15	4	-	-

Приложение 2.2

Распределение по магнитудам использованных записей смещений грунта при сильных землетрясениях

Район	Грунт	Сейсмический канал	Число сейсмограмм землетрясений с М			
			4-4,9	5,0-5,9	6,0-6,9	7,0-7,9
Запад США	Аллювий	Интегрир. по акселерограммам MA-I - 240 и др.	9	30	84	7
Югославия	Рыхлый грунт	Интегрир. по акселерограммам MA-I	4	7	8	11
Газли	Песчано-глинистые отложения	Интегрир. по акселерограммам ССРЗ	-	-	-	3

Приложение 2.3

Распределение по магнитудам использованных записей скоростей колебаний грунта при землетрясениях в различных районах

Район	Грунт	Сейсмический канал	Число велосиграмм землетрясений с M					
			2-2,9	3-3,9	4-4,9	5-5,9	6-6,9	7-7,9
Пап, 1984 г.	Песчаник слабо-цементированный	ИСО+C5C	5	2,9	16	-	-	-
Газли, 1984 г.	Глины	ИСО+C5C	35	80	18	2	-	-
Дагестан, 1970 г.	Суглинок и скальный	ИСО+C5C	1	6	8	-	-	-
Назарбек, 1980 г.	Лесс	ИСО + C5C	7	8	1	-	-	-
Запад США	Аллювий	Интегрир. по акселерограммам SMA-I и др.	-	-	9	37	103	7
Газли, 17 мая 1976 г.	Песчано-глинистый	Интегрир. по акселерограммам СССР	-	-	-	-	-	3
Югославия	Рыхлый	Интегрир. по акселерограммам SMA-I	-	-	4	7	8	11

Приложение 2.4

Распределение использованных записей ускорений по
магнитудам в разных районах

Район	Грунт	Сейсмический канал	Число акселерограмм землетрясений с М				
			3-3,9	4-4,9	5-5,9	6-6,9	7-7,9
Газли, 1976 г.	Песчано-глинист. толща	ССРЗ	31	9	3	-	3
Пап, 1984 г.	Слабобетониро- ван.песчаник	АСЗ-1, АСЗ-2	25	14	-	-	-
Запад США	Аллювий	SMA-1, AK-240 и др.	-	9	40	103	7
Италия	Аллювий	SMA-1, SMA-2	6	20	10	12	-
Югославия	Рыхлый	SMA-1	-	4	7	8	11
Газли, 1984 г.	Глина	АСЗ-1, АСЗ-2	30	25	-	-	-

Приложение 2.5

Распределение числа использованных спектров по магнитудам
землетрясений в разных районах

Район (эпицентральная зона)	1,0-1,9	2,0-2,9	3,0-3,9	4,0-4,9	5,0-5,9	6,0-6,9	7,0-7,9
Газли, 1976 г.	-	35	148	60	8	-	3
Газли, 1984 г.	-	20	50	30	3	-	-
Пап, 1984 г.	-	15	40	15	-	-	-
Назарбек	5	20	10	2	2	-	-
Дагестан	-	9	41	17	-	-	-
Сан-Фернандо	30	130	51	9	-	43	-
Запад США	-	-	-	-	28	34	10
Фриули	-	-	5	14	6	10	-

Приложение 2.6

Значения коэффициентов аппроксимирующих выражений

 $d_{max}(z)$, $T(z)$, $t(z)$ и $t_1(z)$ смещения грунта
(d_{max} - в мм; T , t и t_1 - в с; z - в км)

К, М	$lg d_{max}(lg z)$		$lg T(lg z)$		$lg t(lg z)$		$lg t_1(lg z)$	
	a_1	a_0	a_1	a_0	a_1	a_0	a_1	a_0

Афтершоки Газлийских землетрясений
1976, 1984 гг.

9	-1,83	0,53	0,14	-0,74	1,07	-1,65	0,75	-1,93
10	-1,74	1,08	0,12	-0,55	0,95	-1,5	0,67	-1,55
	(±0,035)		(±0,015)		(±0,055)		(±0,055)	
11	-1,70	1,55	0,13	-0,48	1,1	-1,42	0,62	-1,50
12	-1,65	2,10	0,13	-0,32	0,86	-1,2	0,8	-1,24
13	-1,65	2,75	0,15	-0,16	1,0	0,95	0,65	-1,15
14	-1,52	3,10	0,11	0,05	-	-	-	-

Афтершоки землетрясения Сан-Фернандо,
1971 г.

1,7	-2,1	-0,3	0,16	-1,2	0,92	-1,1	0,91	-1,9
2,2	-2,12	0,3	0,17	-1,0	0,79	-1,09	0,93	-2,02
2,8	-1,95	1,0	0,18	-0,85	0,9	-1,05	0,8	-1,67
3,3	-1,95	1,35	0,19	-0,5	0,77	-0,85	0,8	-1,33
3,9	-1,9	2,1	0,15	-0,52	1,2	-0,62	1,07	-1,47

Примечание. В скобках приведены доверительные интервалы коэффициента a_1 для статистически наиболее представительной выборки.

Приложение 2.7

Значения коэффициентов аппроксимирующих выражений $V_{max}(z)$, $a_{max}(z)$, $T(z)$, $t(z)$ и $t_1(z)$ скоростей и ускорений грунта (V_{max} - в см/с; a_{max} - в см/с²; T , t и t_1 - в с; z - в км)

Характеристика колебаний	Зависимость	M=3,5(3,0-3,9)		M=4,5(4,0-4,9)		M=5,6(5,0-5,9)		M=6,5(6,0-6,9)	
		a_1	a_0	a_1	a_0	a_1	a_0	a_1	a_0
Скорости	$\overline{Eg} V_{max}(Egz)$	-1,9	2,10	-1,5	2,20	-1,58	2,92	-1,43	3,35
	$\overline{Eg} T(Egz)$	0,15	-0,85	0,12	-0,57	0,18	-0,36	0,12	0,18
	$\overline{Eg} t(Egz)$	0,90	-1,22	1,09	-1,28	1,09	-0,92	0,90	-0,70
	$\overline{Eg} t_1(Egz)$	0,72	-1,62	1,0	-1,38	0,85	-0,90	0,63	-0,68
Ускорения	$\overline{Eg} a_{max}(Egz)$	-1,67	-0,12	-1,79	0,27	-1,58	1,12	-1,63	-1,47
	$\overline{Eg} T(Egz)$	0,16	-1,16	0,14	-0,24	0,17	-0,79	0,10	-0,72
	$\overline{Eg} t(Egz)$	0,63	-0,01	0,74	-0,76	0,74	-0,46	0,69	-0,15
	$\overline{Eg} t_1(Egz)$	0,54	-1,45	0,37	-1,03	0,47	-0,77	0,48	-0,37

Приложение 2.8

Зависимости коэффициентов аппроксимирующих выражений $a_{max}(z)$, $V_{max}(z)$, $\alpha_{max}(z)$, $T(z)$, $t(z)$ и $t_1(z)$ из приложения 2.6-2.7 от энергетического класса или магнитуды землетрясения

Характеристика колебаний грунта	Зависимость	$\alpha_1(K, M)$	$\alpha_0(K, M)$
Газлийский район			
Смещение	$\overline{Eg} d_{max}(Eg z)$	0,05K - 2,3	0,53K - 4,2
	$\overline{Eg} T(Eg z)$	const \approx 0,13	0,16K - 2,16
	$\overline{Eg} t(Eg z)$	const \approx 1,0	0,16K - 3,11
	$\overline{Eg} t_1(Eg z)$	const \approx 0,7	0,18K - 3,5
Район Сан-Фернандо			
	$\overline{Eg} d_{max}(Eg z)$	0,11M _{LH} - 2,32	0,95M _{LH} - 1,5
	$\overline{Eg} T(Eg z)$	const \approx 0,17	0,37M _{LH} - 1,85
	$\overline{Eg} t(Eg z)$	const \approx 0,95	0,19M _{LH} - 1,46
	$\overline{Eg} t_1(Eg z)$	const \approx 0,80	0,30M _{LH} - 2,5

Скорости	$\overline{Eg} V_{max}(Eg z)$	0,12M _{LH} - 2,2	0,50M _{LH} - 0,15
	$\overline{Eg} T(Eg z)$	const \approx 0,14	0,35M _{LH} - 2,13
	$\overline{Eg} t(Eg z)$	const \approx 0,95	0,22M _{LH} - 2,11
	$\overline{Eg} t_1(Eg z)$	const \approx 0,75	0,33M _{LH} - 2,82

Ускорения	$\overline{Eg} \alpha_{max}(Eg z)$	0,06M _{LH} - 1,97	0,54M _{LH} - 2,82
	$\overline{Eg} T(Eg z)$	const \approx 0,14	0,54M _{LH} - 2,0
	$\overline{Eg} t(Eg z)$	const \approx 0,69	0,26M _{LH} - 1,85
	$\overline{Eg} t_1(Eg z)$	const \approx 0,47	0,34M _{LH} - 2,64

Приложение 2.9

Значения коэффициентов аппроксимирующих выражения (парабол) $d_{max}(\Delta)$, $T(\Delta)$, $t(\Delta)$ и $t_1(\Delta)$ смещений грунта при землетрясении в Сан-Фернандо 1971 г. (d_{max} - в мм; T , t и t_1 - в с; Δ - в км)

Зависимость	Коэффициенты аппроксимирующего полинома		
	α_2	α_1	α_0
$\overline{e_{gd}d_{max}}(e_{g\Delta})$	-0,17	2,8	0,4
$\overline{e_{gT}}(e_{g\Delta})$	0,27	-0,63	1,03
$\overline{e_{gt}}(e_{g\Delta})$	0,78	-1,9	2,28
$\overline{e_{gt_1}}(e_{g\Delta})$	0,62	-1,32	-1,51

Приложение 2.10

Среднеквадратические отклонения (σ) параметров колебаний грунта при фиксированных магнитудах и расстояниях

Характеристика колебания	Параметры колебаний				
	$\sigma_{e_{gd}d_{max}}$; $\sigma_{e_{gV_{max}}}$; $\sigma_{e_{gd}d_{max}}$	$\sigma_{e_{gT}}$	$\sigma_{e_{gt}}$	$\sigma_{e_{gt_1}}$	-
Смещение	0,32	0,22	0,30	0,30	
Скорость	0,29	0,22	0,29	0,30	
Ускорение	0,24	0,17	0,24	0,30	

Примечание: Оценки сделаны для следующих диапазонов магнитуд и расстояний: смещения d_{max} и T для $M = 1,5-7,0$ и $e \leq 600$ км; t и t_1 для $M = 2,5-7,0$ и $e \leq 200$ км; скорости и ускорения - для $M = 3,0-7,0$ и $e \leq 150-200$ км

Приложение 2. II

Значения коэффициентов a_1 и a_0 в зависимостях d_{max} , T , t и t_1 смещений от M на различных гипоцентральных расстояниях ϱ (d_{max} - в мм; T , t и t_1 в с; ϱ - в км)

Зависимость	$\varrho = 10$ км		$\varrho = 20$ км		$\varrho = 40$ км		$\varrho = 80$ км	
	a_1	a_0	a_1	a_0	a_1	a_0	a_1	a_0

Район Газли

$\overline{\rho_{\varrho} d_{max}} (M_{LN})$	1,05	-4,16	1,08	-4,79	I, II	-5,41	I, I3	-6,0
$\overline{\rho_{\varrho} T} (M_{LN})$	0,28	-1,44	0,28	-1,37	0,28	-1,44	0,28	-1,29
$\overline{\rho_{\varrho} t} (M_{LN})$	0,22	-1,48	0,28	-1,18	0,28	-0,88	-	-
$\overline{\rho_{\varrho} t_1} (M_{LN})$	0,33	-2,07	0,33	-2,05	0,33	-1,05	-	-

Район Сан-Фернандо

$\overline{\rho_{\varrho} d_{max}} (M_{LN})$	1,06	-3,90	1,09	4,59	-	-	-	-
$\overline{\rho_{\varrho} T} (M_{LN})$	0,35	-1,67	0,37	-1,62	-	-	-	-
$\overline{\rho_{\varrho} t} (M_{LN})$	0,22	-0,56	0,22	-0,29	-	-	-	-
$\overline{\rho_{\varrho} t_1} (M_{LN})$	0,30	-1,65	0,30	-1,39	-	-	-	-

Приложение 2.12

Значения коэффициентов α_1 и α_0 в зависимостях V_{max} , α_{max} , T , t и t_1 скоростей и ускорений от M на разных гипоцентральных расстояниях ϱ (V_{max} - в см/с; α_{max} - в см/с²; T , t и t_1 в с)

Зависимость	$\varrho = 10$ км		$\varrho = 20$ км		$\varrho = 40$ км	
	α_1	α_0	α_1	α_0	α_1	α_0
Скорости						
$\overline{VgV_{max}}(M_{LN})$	0,82	-3,29	0,85	-3,93	0,88	-4,65
$\overline{VgT}(M_{LN})$	0,32	-1,81	0,32	-1,77	0,32	-1,73
$\overline{Vgt}(M_{LN})$	0,22	-1,16	0,22	-0,88	0,22	-0,59
$\overline{Vgt_1}(M_{LN})$	0,33	-2,07	0,33	-1,85	0,33	-1,62
Ускорения						
$\overline{Vga_{max}}(M_{LN})$	0,56	-0,47	0,58	-1,06	0,60	-1,73
$\overline{VgT}(M_{LN})$	0,15	-1,52	0,15	-1,48	0,15	-1,44
$\overline{Vgt}(M_{LN})$	0,26	-1,16	0,26	-0,95	0,26	-0,75
$\overline{Vgt_1}(M_{LN})$	0,34	-2,17	0,34	-2,03	0,34	-1,89

Приложение 2.13.

Значения коэффициентов α_1 и α_0 в зависимостях $\frac{e g \sqrt{s}}{e g z} (e g z)$ (землетрясения Газлийского района) (\sqrt{s} - в мм·с, z - в км)

f, r, c	K = 10		K = 11		K = 12		K = 13	
	α_1	α_0	α_1	α_0	α_1	α_0	α_1	α_0
0,36	-1,95	0,17	-2,3	0,92	-2,05	1,31	-2,2	2,35
0,48	-2,30	0,15	-2,25	0,87	-2,1	1,37	-1,7	1,88
0,60	-2,1	-0,07	-2,0	0,58	-1,8	1,08	-1,8	2,1
0,78	-1,85	-0,25	-2,2	0,80	-1,6	0,88	-1,5	1,68
1,0	-1,83	-0,27	-1,82	0,39	-1,6	0,87	-1,55	1,7
1,3	-1,92	-0,13	-1,8	0,45	-1,6	0,92	-1,75	1,79
1,68	-1,9	-0,15	-1,8	0,45	-1,7	0,97	-1,7	1,6
2,2	-1,75	-0,35	-1,75	0,37	-1,75	0,90	-1,7	1,47
2,8	-1,6	-0,55	-1,75	0,30	-1,95	0,97	-1,75	1,35
3,6	-1,9	-0,35	-1,7	0,03	-1,9	0,82	-2,0	1,3
4,8	-2,25	-0,17	-1,87	0,03	-2,0	0,67	-2,0	1,15
6,0	-2,2	-0,35	-2,2	0,12	-2,15	0,65	-2,0	0,95
7,8	-2,35	-0,40	-2,05	-0,25	-2,26	0,61	-1,97	0,69
10	-2,18	-0,85	-2,3	-0,2	-2,2	0,30	-2,2	0,71
13	-2,2	-0,96	-2,4	-0,3	-2,45	0,33	-2,2	0,52
17	-	-	-2,2	-0,6	-2,2	-0,15	-2,4	0,50

Приложение 2.14

Значения коэффициентов a_1 и a_0 в зависимостях
 $\lg|S|(\rho y z)$ ($|S|$ - в с; z - в км)

$f, \Gamma_{\text{ц}}$	Район Гаэли, колебательная форма записи (K=II)		Район Сан-Фернандо (M=2,8)		Дагестан (K=II-I2)	
	a_1	a_0	a_1	a_0	a_1	
					рыхлый грунт	скальный грунт
0,28	-1,55	0,45	-	-	-	-
0,36	-0,65	-0,1	-	-	-	-
0,48	-1,58	0,38	-	-	-	-
0,60	-1,60	0,41	-	-	-	-
0,78	-1,98	0,62	-	-	-	-
1,0	-1,70	0,15	-1,85	-1,37	-1,7	-1,63
1,3	-1,69	0,47	-1,58	-1,4	-1,7	-1,70
1,68	-1,52	0,21	-2,3	-0,86	-1,88	-1,78
2,2	-1,7	0,3	-1,75	-1,35	-1,87	-1,85
2,8	-1,75	0,03	-2,3	-0,85	-1,83	-1,85
3,6	-1,65	-0,1	-1,7	-1,5	-1,95	-2,0
4,8	-1,83	-0,12	-1,8	-1,36	-2,25	-2,05
6,0	-2,12	0,0	-2,2	-1,06	-2,30	-2,14
7,8	-1,97	-0,2	-2,3	-1,12	2,1	-2,25
10	-2,4	-0,10	-2,25	-1,35	2,25	-2,33
17	-2,4	-0,35	-2,35	-1,4	2,36	2,32
22	-2,1	-0,6	-2,4	-1,45		

Приложение 2.15

Значения коэффициентов a_0 , a_1 и a_2 в аппроксимирующих выражениях зависимостей $\frac{a_g}{S} / (\lg \Delta)$ при землетрясении в Сан-Фернандо 1971 г. с $M=6,4$ ($1/s$ - в мм·с; Δ - в км)

φ, Γ_{II}	Линейное выражение		Парабола		
	a_1	a_0	a_2	a_1	a_0
0,17	-1,13	4,2	-0,7	1,5	1,7
0,22	-1,20	4,02	-1,08	2,7	0,6
0,28	-1,15	3,84	-0,6	1,8	0,03
0,36	-1,25	4,0	-1,24	2,9	0,3
0,48	-1,29	3,5	-0,95	1,5	1,7
0,60	-1,41	3,48	-1,08	2,4	1,6
0,78	-1,50	3,40	-1,32	3,2	-0,6
1,0	-1,53	3,15	-1,57	4,1	-1,8
1,3	-1,65	3,08	-1,2	2,0	1,0
1,68	-1,70	2,94	-1,1	2,1	-0,3
2,2	-1,68	2,70	-0,94	3,0	-0,3
2,8	-1,90	2,77	-1,2	2,3	-1,0
3,6	-1,85	2,42	-1,44	3,2	-1,6
4,8	-2,02	2,43	-1,8	2,3	-2,1
6,0	-2,15	2,44	-1,06	2,2	-2,2
7,8	-2,22	2,27	-1,52	3,9	-3,4
10	-2,18	1,90	-2,09	5,2	-3,1
13	-2,31	1,9	-1,3	2,8	-3,7
17	-2,40	1,84	-1,4	2,5	-2,5
22	-2,30	1,40	-1,9	4,4	-5,0

Приложение 2.16

Зависимости коэффициента затухания с расстоянием
уровня спектральной плотности (α_r) от частоты (f)

М, К	Аналитические выражения			
Район Газли				
I0	$\alpha_r = \begin{cases} -0,63 \lg f \\ 0,50 \lg f \end{cases}$	-1,61	для	$f = 3,6-22$ Гц
		-1,88	для	$f = 0,28-2,8$ Гц
II	$\alpha_r = \begin{cases} -0,59 \lg f \\ 0,83 \lg f \end{cases}$	-1,54	для	$f = 2,2-22$ Гц
		-1,87	для	$f = 0,28-1,68$ Гц
I2	$\alpha_r = \begin{cases} -0,68 \lg f \\ 1,03 \lg f \end{cases}$	-1,65	для	$f = 1,3-22$ Гц
		-2,16	для	$f = 0,28-1,0$ Гц
I3	$\alpha_r = \begin{cases} -0,61 \lg f \\ 1,216 \lg f \end{cases}$	-1,6	для	$f = 1,0-22$ Гц
		-2,28	для	$f = 0,28-0,28$ Гц
Район Сан-Фернандо				
2,8	$\alpha_r = \begin{cases} -0,68 \lg f \\ const = \end{cases}$	-1,71	для	$f = 6-22$ Гц
		-1,94	для	$f = 1,0-2,8$ Гц
6,4	$\alpha_r = \begin{cases} -0,75 \lg f \\ const = \end{cases}$	-1,51	для	$f = 0,17-22$ Гц
		-1,1	для	$f = 0,13-0,1$ Гц
Район Дагестана (рыхлый грунт)				
II-I2	$\alpha_r = \begin{cases} -0,66 \lg f \\ const = \end{cases}$	-1,63	для	$f = 1,3-22$ Гц
		-1,7	для	$f = 0,28-1,0$ Гц
II-I2	$\alpha_r = \begin{cases} -0,60 \lg f \\ const = \end{cases}$	-1,69	(скальный грунт)	для $f = 1,3-22$ Гц
		-1,74	для	$f = 0,28-1,0$ Гц

Приложение 2.17

Коэффициенты β_K и α_0 зависимостей $\lg|S| = \psi(K)$
 землетрясений Газлийского района ($|S|$ - в мм·с)

f, Γ	Ближняя зона		$\varrho = 10$ км		$\varrho = 20$ км		$\varrho = 40$ км	
	β_K	α_0	β_K	α_0	β_K	α_0	β_K	α_0
0,28	0,39	-4,82	0,74	-9,5	0,72	-9,89	0,72	-10,64
0,36	0,37	-4,70	0,72	-9,28	0,72	-9,97	0,75	-11,01
0,48	0,37	-4,63	0,72	-9,04	0,71	-9,84	0,74	-10,75
0,6	0,38	-4,69	0,70	-9,06	0,73	-10,0	0,76	-10,98
0,78	0,38	-4,70	0,72	-9,26	0,75	-10,03	0,78	-10,08
1,0	0,35	-4,45	0,68	-8,82	0,73	-9,9	0,76	-10,83
1,3	0,32	-4,0	0,66	-8,57	0,66	-9,07	0,73	-10,44
1,68	0,30	-3,94	0,63	-8,30	0,65	-9,03	0,67	-9,83
2,2	0,27	-3,8	0,60	-8,04	0,61	-8,72	0,63	-9,39
2,8	0,26	-3,68	0,60	-8,14	0,56	-8,24	0,57	-8,84
3,6	0,22	-3,3	0,51	-7,27	0,52	-7,96	0,50	-8,3
4,8	0,19	-3,11	0,48	-7,11	0,49	-7,88	0,52	-8,8
6,0	0,17	-2,94	0,48	-7,3	0,47	-7,82	0,49	-8,67
7,8	0,12	-2,42	0,49	-7,75	0,49	-8,29	0,52	-2,27
10	0,11	-2,7	0,47	-7,67	0,47	-8,30	0,47	-9,17
11	0,06	-2,34	0,47	-7,81	0,47	-8,52	0,47	-9,19

Приложение 2.18

Коэффициенты β_k и α_0 зависимостей $\nu_{\psi}/S/\psi(M)$
 для землетрясений в районе Сан-Фернандо
 (S/ψ - в см.с)

$f, \text{Гц}$	Ближняя зона		$z = 10 \text{ км}$		$z = 20 \text{ км}$	
	β_m	α_0	β_m	α_0	β_m	α_0
1,0	0,62	-3,16	1,34	-6,96	1,41	-7,75
1,3	0,58	-3,04	1,32	-6,90	1,4	-7,71
1,68	0,58	-3,33	1,28	-6,83	1,36	-7,63
2,2	0,54	-3,12	1,27	-6,80	1,31	-7,44
2,8	0,47	-2,94	1,18	-6,54	1,25	-7,33
3,6	0,40	-2,84	1,13	-6,46	1,16	-7,15
4,8	0,33	-2,64	1,01	-6,13	1,08	-7,11
6,0	0,25	-2,5	0,93	-6,02	0,96	-6,71
7,8	0,21	-2,55	0,58	-6,0	0,92	-6,76
10,0	0,17	-2,6	0,87	-6,15	0,89	-6,86
13,0	0,12	-2,60	0,85	-6,25	0,87	-7,07
17,0	0,07	-2,65	0,82	-6,45	0,85	-7,21
22,0	0,04	-2,80	0,80	-6,26	0,8	-7,28

Приложение 3.1

Средние значения и стандарты логарифмов амплитуд (a_{max} , v_{max} , d_{max}), периодов (T), длительностей (t) и времени нарастания (t_1) ускорений, скоростей и смещений грунта при землетрясениях разной интенсивности (a_{max} - в см/с², v_{max} - в мм/с, d_{max} - в мм; T , t , t_1 - в с)

Кинематическая характеристика записи	Динамические параметры записи	Интенсивности сотрясений, баллы								
		2	3	4	5	6	7	8	9-10	
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Ускорение	$\overline{lg a_{max}}$			1,29	1,53	1,78	2,08	2,31	2,6	
	$\overline{lg d_{max}}$			0,35	0,30	0,28	0,38	0,55	0,31	
	$\overline{lg T}$			-0,48	-0,6	-0,49	-0,44	-0,40	-0,24	
	$\overline{lg t}$			0,39	0,26	0,30	0,24	0,27	0,17	
	$\overline{lg t_1}$			0,75	0,60	0,81	0,81	0,85	0,9	
	$\overline{lg t}$			0,80	0,59	0,66	0,40	0,38	0,32	
	$\overline{lg t_1}$			-0,05	-0,05	0,12	0,29	0,30	0,56	
Скорость	$\overline{lg v_{max}}$	-1,18	-0,67	-0,21	0,22	0,62	1,11	1,23	1,62	
	$\overline{lg v_{max}}$	0,40	0,37	0,45	0,37	0,40	0,31	0,26	0,22	

Продолж. прил. 3.1

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Скорость	$\overline{v_{gt}}$	-0,61	-0,55	-0,31	-0,13	0,03	0,30	0,17	0,26	
	$\sigma_{v_{gt}}$	0,16	0,28	0,49	0,47	0,43	0,38	0,37	0,23	
	$\overline{v_{gt}}$	0,03	0,14	0,46	0,72	1,11	1,05	1,18	1,16	
	$\sigma_{v_{gt}}$	0,41	0,40	0,77	0,70	0,58	0,44	0,35	0,23	
	$\overline{v_{gt_1}}$	-0,66	-0,52	-0,34	0,07	0,50	0,48	0,43	0,43	
	$\sigma_{v_{gt_1}}$	0,48	0,48	0,79	0,73	0,74	0,44	0,46	0,26	
	$\overline{v_{gd_{max}}}$	-2,8	-2,12	-0,98	-0,01	0,35	0,78	0,89	1,21	
	$\sigma_{v_{gd_{max}}}$	0,50	0,45	1,0	0,63	0,53	0,40	0,34	0,22	
Смещение	$\overline{v_{gt}}$	-0,67	-0,5	0,19	0,65	0,70	0,67	0,83	0,67	
	$\sigma_{v_{gt}}$	0,34	0,36	0,66	0,39	0,43	0,37	0,25	0,26	
	$\overline{v_{gt}}$	-0,05	0,07	0,79	1,27	1,51	1,25	1,44	1,37	
	$\sigma_{v_{gt}}$	0,40	0,44	0,81	0,61	0,39	0,44	0,28	0,27	
	$\overline{v_{gt_1}}$	-0,85	-0,81	0,10	0,82	1,02	0,72	0,90	0,69	
	$\sigma_{v_{gt_1}}$	0,55	0,45	0,99	0,70	0,61	0,45	0,45	0,34	

частотах (f) ускорений грунта при землетрясениях различной интенсивности (σ - в см/с; n - количество осредненных значений)

f , Гц	$\overline{a_g / \sigma}$						
	3 балла $n=20$	4 балла $n=75$	5 баллов $n=75$	6 баллов $n=45$	7 баллов $n=55$	8 баллов $n=19$	9-10 баллов $n=6$
I	2	3	4	5	6	7	8
0,28	-3,34 (0,30)	-2,34 (0,68)	-0,74 (1,29)	0,62 (0,99)	1,35 (0,32)	1,32 (0,20)	1,7 (0,08)
0,36	-3,0 (0,38)	-2,15 (0,55)	-0,55 (1,07)	0,58 (0,72)	1,35 (0,46)	1,34 (0,16)	1,9 (0,05)
0,48	-2,71 (0,31)	-2,01 (0,41)	-0,42 (0,71)	0,54 (0,56)	1,31 (0,23)	1,52 (0,12)	1,91 (0,03)
0,60	-2,22 (0,25)	-1,82 (0,6)	-0,50 (0,68)	0,46 (0,60)	1,32 (0,3)	1,63 (0,12)	1,92 (0,02)
0,78	-1,73 (0,22)	-1,15 (0,75)	-0,37 (0,75)	0,30 (0,72)	1,24 (0,27)	1,74 (0,14)	2,04 (0,015)
1,0	-1,49 (0,24)	-1,0 (0,66)	-0,25 (0,64)	0,40 (0,65)	1,27 (0,24)	1,62 (0,08)	2,02 (0,03)

Продолж. прил. 3.2

I	2	3	4	5	6	7	8
1,3	-1,29 (0,18)	-0,83 (0,50)	-0,09 (0,55)	0,48 (0,56)	1,27 (0,24)	1,56 (0,08)	1,93 (0,06)
1,68	-1,09 (0,25)	-0,68 (0,40)	0,04 (0,47)	0,52 (0,41)	1,20 (0,39)	1,73 (0,10)	1,84 (0,04)
2,2	-0,8 (0,26)	-0,51 (0,37)	0,13 (0,43)	0,65 (0,38)	1,25 (0,28)	1,69 (0,14)	1,89 (0,03)
2,8	-0,64 (0,25)	-0,33 (0,41)	0,26 (0,39)	0,72 (0,24)	1,29 (0,13)	1,59 (0,14)	1,84 (0,08)
3,6	-0,57 (0,20)	-0,19 (0,33)	0,33 (0,27)	0,78 (0,15)	1,21 (0,09)	1,57 (0,10)	1,81 (0,03)
4,8	-0,40 (0,21)	-0,22 (0,30)	0,35 (0,36)	0,82 (0,15)	1,17 (0,11)	1,45 (0,13)	1,83 (0,06)
6,0	-0,37 (0,21)	-0,18 (0,31)	0,36 (0,25)	0,76 (0,08)	1,07 (0,12)	1,35 (0,12)	1,5 (0,07)
7,8	-0,40 (0,22)	-0,18 (0,25)	0,26 (0,26)	0,63 (0,14)	0,88 (0,13)	1,27 (0,10)	1,35 (0,07)
10	-0,45 (0,16)	-0,18 (0,19)	0,23 (0,27)	0,50 (0,21)	0,67 (0,15)	1,08 (0,11)	1,25 (0,10)

Продолж. прил. 3.2

	1	2	3	4	5	6	7	8
I3	-0,50 (0,20)	-0,21 (0,21)	0,16 (0,29)	0,10 (0,21)	0,35 (0,19)	0,84 (0,20)	0,97 (0,30)	
I7	-0,51 (0,25)	-0,30 (0,26)	-0,10 (0,38)	-0,28 (0,34)	-0,02 (0,19)	0,30 (0,20)	0,66 (0,26)	
22	-0,48 (0,34)	-0,40 (0,30)	-0,49 (0,45)	-0,78 (0,44)	-0,23 (0,43)	-0,35 (0,21)	0,21 (0,30)	

Приложение 3.3

Значения параметров формы колебаний (t_7/t) и вариаций балльности (ΔJ), рассчитанных для различных частот и землетрясений (ΔJ - в баллах; t и t_7 - в с; f - в Гц)

№ зап. по 364/	ΔJ , балл	Состав- ляющ. записи	t_7/t (f)											
			1,0	1,3	1,7	2,2	2,8	3,6	4,8	6,0	7,8	10	13	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
0,29	-0,3	C-D	0,24	0,36	0,29	0,13	0,59	0,12	0,22	0,86	0,50	0,18	0,15	
		B-3	0,32	0,17	0,29	0,37	0,23	0,08	0,20	0,56	0,31	0,14	0,17	
0,30	+0,65	C-D	0,35	0,17	0,24	0,84	0,57	0,27	0,03	0,04	0,07	0,02	-	
			0,45	0,19	0,10	0,15	0,64	0,17	0,15	0,21	0,28	0,04	-	
0,31	+0,4	B-3	0,61	0,73	0,28	0,23	0,15	0,16	0,18	0,23	0,23	0,69	0,04	
0,33	-0,25	B-3	0,47	0,22	0,13	0,73	0,22	0,30	0,69	0,17	0,19	0,61	0,42	
0,35	0	B-3	0,21	0,21	0,40	0,81	0,21	0,30	0,55	0,28	0,18	0,45	0,56	
0,38	-0,1	C-D	0,29	0,47	0,64	0,19	0,25	0,73	0,56	0,37	0,50	0,35	0,43	
		B-3	0,53	0,35	0,19	0,54	0,21	0,26	0,39	0,44	0,67	0,70	0,38	
0,40	0	C-D	0,13	0,02	0,14	0,17	0,86	0,21	0,26	0,24	0,50	0,29	0,10	
		B-3	0,47	0,33	0,18	0,34	0,19	0,56	0,29	0,20	0,67	0,18	0,43	
0,47	+0,5	C-D	0,55	0,06	0,45	0,43	0,36	0,26	0,28	0,18	0,19	0,14	0,27	
0,55	-0,3	B-3	0,71	0,71	0,63	0,85	0,88	0,63	0,76	0,50	0,37	0,56	0,17	
0,59	-0,9	C-D	0,33	0,28	0,47	0,53	0,48	0,13	0,56	0,53	0,12	0,14	-	
0,60	-0,2	B-3	0,86	0,43	0,34	0,46	0,47	0,14	0,28	0,29	0,43	0,26	0,21	
0,66	-0,9	C-D	0,89	0,85	0,39	0,38	0,20	0,27	0,86	0,35	0,49	0,59	0,80	

Продолж. прил. 3.3

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
		B-8	0,61	0,75	0,44	0,42	0,24	0,60	0,33	0,61	0,68	0,80	0,75
069	-0,4	C-D	0,42	0,85	0,31	0,28	0,25	0,56	0,84	0,64	0,67	0,47	0,71
		B-8	0,06	0,14	0,78	0,68	0,36	0,69	0,73	0,58	0,64	0,70	0,67
070	-1,0	C-D	0,50	0,50	0,19	0,16	0,50	0,21	0,44	0,46	0,61	0,65	0,65
		B-8	0,24	0,17	0,17	0,38	0,36	0,21	0,13	0,59	0,67	0,59	0,36
071	-0,4	C-D	0,26	0,50	0,50	0,50	0,29	0,31	0,77	0,42	0,50	0,14	0,50
		B-3	0,21	0,17	0,15	0,19	0,50	0,60	0,67	0,54	0,57	0,19	0,62
072	0,3	C-D	0,70	0,54	0,35	0,10	0,12	0,10	0,10	0,23	0,14	0,18	-
072	-0,4	C-D	0,16	0,16	0,21	0,19	0,24	0,37	0,48	0,52	0,27	0,48	0,36
		B-8	0,50	0,61	0,55	0,17	0,15	0,19	0,38	0,20	0,30	0,54	0,18
075	-0,1	B-3	0,63	0,74	0,77	0,38	0,48	0,19	0,39	0,25	0,43	0,45	0,60
076	0	B-3	0,69	0,71	0,73	0,33	0,62	0,30	0,38	0,12	0,10	0,19	0,40
081	-0,6	C-D	0,47	0,27	0,28	0,24	0,10	0,13	0,52	0,24	0,80	0,33	0,33
		B-3	0,26	0,38	0,12	0,27	0,64	0,29	0,27	0,10	0,23	0,23	0,58
086	-0,4	C-D	0,29	0,11	0,08	0,36	0,80	0,80	0,58	0,88	0,76	0,47	0,27
		B-3	0,60	0,67	0,9	0,34	0,54	0,59	0,32	0,68	0,11	0,59	0,36

Приложение 5.1

Параметры очагов землетрясений с разными магнитудами
в Приташкентском районе

M	Размеры очага, км		Σ', км	Глубина очагов (H, км) и их вероятностей (в скобках)					
	большая ось эллипса	меньшая ось эллипса		1,2	1,2	5,0	10	15	20
2	0,2	0,2	1,2	1,2 (0,02)	5,0 (0,35)	10 (0,32)	15 (0,21)	20 (0,09)	25 (0,01)
3	0,6	0,6	1,8	1,8 (0,02)	5,0 (0,31)	10 (0,33)	15 (0,22)	20 (0,09)	25 (0,03)
4	1,8	1,8	3,0	3,0 (0,03)	8,0 (0,36)	15 (0,31)	20 (0,18)	25 (0,08)	30 (0,04)
5	5,0	4,0	6,0	8,0 (0,06)	10 (0,13)	15 (0,38)	20 (0,32)	25 (0,05)	30 (0,02)
6	14,0	11,0	8,0	15 (0,13)	20 (0,48)	25 (0,32)	30 (0,05)	35 (0,02)	-
7	35	25	10	20 (0,17)	25 (0,50)	30 (0,25)	35 (0,08)	-	-

Приложение 5.2

Средние спектры ускорений грунта при землетрясениях с различными магнитудами в При-ташкентском районе (ближняя зона)

$f, \text{Гц}$	$lg S , \text{см/с}$					
	M=2	M=3	M=4	M=5	M=6	M=7
0,78	-1,04	-0,38	0,28	0,94	1,60	2,26
1,0	-0,92	-0,31	0,30	0,91	1,52	2,13
1,3	-0,51	0,05	0,61	1,17	1,73	2,29
1,68	-0,31	0,20	0,71	1,22	1,73	2,24
2,2	-0,04	0,42	0,88	1,34	1,82	2,28
2,8	0,25	0,66	1,07	1,48	1,89	2,30
3,6	0,50	0,26	1,22	1,58	1,94	2,30
4,8	0,71	1,06	1,37	1,68	1,99	2,30
6,0	0,76	1,01	1,27	1,53	1,79	2,05
7,8	1,06	1,27	1,48	1,69	1,90	2,11
10	1,20	1,35	1,52	1,68	1,84	2,00

Приложение 5.3

Физико-механические характеристики различных литологических типов грунтов, представленных в грунтовых разрезах на территории г.Ташкента и его пригородов (по данным работ [3,91,116,158])

Литологическая разность	Физико-механическая характеристика			
	V_p (м/с)	V_s (м/с)	ρ (г/см ³)	D_s
Лесс	700	300	1,55	0,40
Галечник	1200	400	1,95	0,30
Алеврит	2300	1400	2,0	0,25

Примечание. V_p и V_s - скорости распространения продольных и поперечных волн соответственно; ρ - плотность; D_s - декремент поглощения поперечных волн

Приложение 5.4

Средние спектры ускорений грунта при землетрясениях с различными магнитудами в районе Газли (ближняя зона)

f , Гц	a_g/s , см/с					
	M=2	M=3	M=4	M=5	M=6	M=7
0,78	-1,48	-0,79	-0,10	0,59	1,28	1,97
1,0	-1,19	-0,55	0,09	0,73	1,37	2,01
1,3	-0,84	-0,25	0,34	0,93	1,52	2,11
1,68	-0,85	-0,31	0,23	0,77	1,31	1,85
2,2	-0,45	0,04	0,53	1,02	1,51	2,0
2,8	-0,13	0,31	0,75	1,19	1,63	2,07
3,6	-0,08	0,47	0,86	1,25	1,64	2,03
4,8	0,24	0,58	0,92	1,26	1,60	1,94
6,0	0,49	0,78	1,07	1,36	1,65	1,94
7,8	0,57	0,81	1,05	1,29	1,53	1,80
10	0,77	0,95	1,13	1,31	1,49	1,70

при землетрясениях в Ферганской долине (d_{max} - в мм; T, t, t_1 - в с).

M	Параметры смещений (ближняя зона)				Скорость изменения параметров с расстоянием (a_1)							
	$\lg d_{max}$	$\lg T$	$\lg t$	$\lg t_1$	$r \leq 50$ км				$50 \text{ км} \leq r \leq 200$ км			
					$\lg d_{max}$	$\lg T$	$\lg t$	$\lg t_1$	$\lg d_{max}$	$\lg T$	$\lg t$	$\lg t_1$
2	-0,27 (0,30)	-1,00 (0,18)	-1,26 (0,3)	-1,6 (0,3)	-2,0	0,13	1,0	0,7	-2,0	0,13	1,5	0,93
3	0,25 (0,30)	-0,65 (0,18)	-0,74 (0,3)	-1,05 (0,3)	-1,88	0,13	1,0	0,7	-1,88	0,13	1,3	0,93
4	0,75 (0,30)	-0,30 (0,18)	-0,22 (0,3)	-0,70 (0,3)	-1,76	0,13	1,0	0,7	-1,76	0,13	1,3	0,93
5	1,27 (0,30)	0,05 (0,18)	0,30 (0,3)	-0,25 (0,3)	-1,64	0,13	1,0	0,7	-1,64	0,13	1,3	0,93
6	1,78 (0,30)	0,40 (0,18)	0,82 (0,3)	0,20 (0,3)	-1,52	0,13	1,0	0,7	-1,52	0,13	1,3	0,93
7	2,20 (0,30)	0,75 (0,18)	1,34 (0,3)	0,65 (0,3)	-1,40	0,13	1,0	0,7	-1,40	0,13	1,3	0,93

Приложение 5.6

Средние значения и стандарты (в скобках) параметров скоростей грунта при землетрясениях в Ферганской долине (V_{max} - в см/с; T, t, t_1 - в с.)

M	Параметры скорости (ближняя зона)				Скорость изменения с расстоянием (α_1)							
	$e_g V_{max}$	$e_g T$	$e_g t$	$e_g t_1$	$z \leq 50 \text{ км} : 50 \text{ км} \leq z \leq 200 \text{ км}$							
					$e_g V_{max}$	$e_g T$	$e_g t$	$e_g t_1$	$e_g V_{max}$	$e_g T$	$e_g t$	$e_g t_1$
2	-0,10 (0,28)	-1,3 (0,18)	-0,20 (0,30)	-1,45 (0,3)	-2,0	0,13	1,0	0,7	-2,0	0,13	1,3	0,93
3	0,25 (0,28)	-0,95 (0,18)	-0,45 (0,30)	-1,0 (0,3)	-1,88	0,13	1,0	0,7	-1,88	0,13	1,3	0,93
4	0,60 (0,28)	-0,60 (0,18)	-0,10 (0,30)	-0,55 (0,3)	-1,76	0,13	1,0	0,7	-1,76	0,13	1,3	0,93
5	0,85 (0,28)	-0,25 (0,18)	0,45 (0,30)	-0,15 (0,3)	-1,64	0,13	1,0	0,7	-1,64	0,13	1,3	0,93
6	1,20 (0,28)	0,10 (0,18)	0,90 (0,30)	0,30 (0,3)	-1,52	0,13	1,0	0,7	-1,52	0,13	1,3	0,93
7	1,55 (0,25)	0,45 (0,18)	1,35 (0,30)	0,75 (0,3)	-1,40	0,13	1,0	0,7	-1,40	0,13	1,3	0,93

Приложение 5.7

Средние значения и стандарты (в скобках) параметров ускорений грунта при землетрясениях в Ферганской долине (a_{max} - в см/с²; T, t, t_1 - в с)

M	Параметры ускорений (ближняя зона)				Скорость изменения параметров с расстоянием (α_1)							
	$eg a_{max}$	$eg T$	$eg t$	$eg t_1$	$z \leq 50$ км				$50 \text{ км} \leq z \leq 200$ км			
					$eg a_{max}$	$eg T$	$eg t$	$eg t_1$	$eg a_{max}$	$eg T$	$eg t$	$eg t_1$
2	2,0 (0,25)	-1,3 (0,18)	-0,50 (0,25)	-1,0 (0,25)	-2,0	0,13	0,7	0,5	-2,0	0,13	0,95	0,65
3	2,16 (0,25)	-1,10 (0,18)	-0,20 (0,25)	-0,7 (0,25)	-1,95	0,13	0,7	0,5	-1,95	0,13	0,93	0,65
4	2,32 (0,25)	-0,90 (0,18)	0,10 (0,25)	-0,4 (0,25)	-1,90	0,13	0,7	0,5	-1,90	0,13	0,93	0,65
5	2,48 (0,25)	-0,70 (0,18)	0,40 (0,25)	-0,10 (0,25)	-1,85	0,13	0,7	0,5	-1,85	0,13	0,93	0,65
6	2,64 (0,25)	-0,50 (0,18)	0,70 (0,25)	0,20 (0,25)	-1,80	0,13	0,7	0,5	-1,80	0,13	0,93	0,65
7	2,80 (0,25)	-0,35 (0,18)	1,0 (0,25)	0,50 (0,25)	-1,75	0,13	0,7	0,5	-1,75	0,13	0,93	0,65

Приложение 5.8

Средние спектры ускорений грунта при землетрясениях Ферганской долины с различными магнитудами (ближняя зона)

$f, \text{Гц}$	$a_g/S, \text{см/с}$				
	M=3	M=4	M=5	M=6	M=7
0,28	-1,65	-0,76	0,13	1,02	1,91
0,36	-1,37	-0,53	0,31	1,15	1,99
0,48	-1,09	-0,30	0,49	1,28	2,07
0,60	-0,84	-0,10	0,64	1,38	2,12
0,78	-0,58	0,11	0,80	1,49	2,18
1,0	-0,30	0,34	0,98	1,62	2,26
1,3	-0,07	0,51	1,09	1,67	2,25
1,68	0,20	0,73	1,26	1,79	2,32
2,2	0,38	0,76	1,24	1,72	2,20
2,8	0,57	1,00	1,43	1,86	2,29
3,6	0,72	1,10	1,48	1,86	2,24
4,8	0,71	1,19	1,35	1,67	1,99
6,0	0,77	1,05	1,33	1,61	1,89
7,8	0,79	1,02	1,25	1,48	1,71
10	0,72	0,89	1,06	1,23	1,40
13	0,83	0,95	1,07	1,19	1,31
17	0,71	0,78	0,85	0,92	0,99

Оглавление

Введение	3
Глава I. Колебания грунта при сильных землетрясениях и сейсмическая опасность территорий. Проблемы и решения	7
Глава 2. Закономерности колебаний грунта при ощутимых и сильных землетрясениях различной величины и удаленности	42
Глава 3. Корреляционные связи между макросейсмической интенсивностью и параметрами колебаний грунта при землетрясениях	III
Глава 4. Вероятностные оценки сейсмических воздействий и сейсмической опасности территорий	I39
Глава 5. Опыт вероятностного описания сейсмической опасности при сейсмическом микрорайонировании и детальном сейсмическом районировании в Узбекистане	I8I
Заключение	225
Список использованной литературы	229
Приложения	264

Юрий Константинович Чернов

Сильные движения грунта и количественная оценка
сейсмической опасности территорий

Утверждено к печати Ученым советом Института сейсмологии,
Отделением наук о Земле АН УзССР

Редактор Д.М.Захаровская
Художественный

редактор

Р.И.Кривошей

Художник

Б.А.Хайбуллин

ИБ № 4708

Подписано в печать 6.07.1989. Р - 03325 .

Формат 60x90 1/16 . Бум. для множ. аппаратов

Усл. - п. л. 18,5 . Уч.-изд. л. 14,4. Тираж 500 экз.

Заказ 1173 Цена 3 р.

Издательство "Фан" УзССР, 700047, Ташкент, ул.Гагоя, 70

Картфабрика Узгипрозема, Ташкент, ул.Мукими, 182

5185

3 p.

