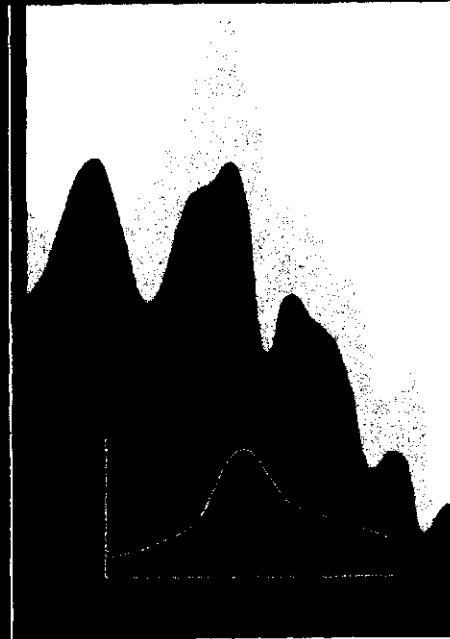




99
3974

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

СЕЙСМИЧЕСКОЕ МИКРО- РАЙОНИРОВАНИЕ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ СОВЕТ ПО СЕЙСМОЛОГИИ
И СЕЙСМОСТОЙКОМУ СТРОИТЕЛЬСТВУ

СЕЙСМИЧЕСКОЕ МИКРО- РАЙОНИРОВАНИЕ

Ответственные редакторы

кандидат геолого-минералогических наук
О.В. ПАВЛОВ,

кандидат физико-математических наук
В.А. РОГОЖИНА



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1984

Сейсмическое микрорайонирование. М.: Наука, 1984.

В монографии излагаются вопросы, связанные с изучением параметров колебаний грунтов при сильных землетрясениях. Анализируются статистические характеристики колебаний скальных грунтов и рассматривается возможность их использования как эталонных. Особое внимание удалено результатам изучения сейсмических свойств грунтов различного состава (песков, глинистых, лессовых и крупнообломочных). Излагаются вопросы усовершенствования методов сейсмического микрорайонирования (СМР) применительно к обводненным и вечномерзлым грунтам. Большое место удалено использованию импульсных источников и микросейсм в СМР. Рассмотрены методические вопросы применения расчетных способов в практике СМР и приведены примеры их конкретного использования при оценке сейсмической опасности площадок. Удается внимание проблеме нелинейных явлений, происходящих при сильных землетрясениях, и некоторым видам остаточных деформаций.

Книга будет полезна специалистам в области инженерной сейсмологии, изыскателям, выполняющим сейсмическое микрорайонирование для объектов гражданского и промышленного строительства.

Табл. 41, ил. 105, библиогр. 235 назв.

Рецензенты

М.М. МАНДЕЛЬБАУМ, Е.Г. БУГАЕВ

99
3974

1903020000-419 227-84-III
042 (02)-84

1134433

©Издательство "Наука", 1984 г.

ВВЕДЕНИЕ

Отличительной чертой сейсмического микрорайонирования как важной самостоятельной части инженерной сейсмологии является его прикладное значение. В последнее время в связи с бурным развитием атомной энергетики и требованиями высокой надежности, предъявляемыми к атомным электростанциям, появилась необходимость проведения работ по сейсмическому микрорайонированию не только в районах с высокой сейсмичностью, начиная с 7 баллов и выше, но и в районах с фоновой сейсмичностью 5–6 баллов. Кроме того, исключительно высокие темпы промышленно-гражданского строительства в сейсмических районах нашей страны требуют постановки работ по сейсмическому микрорайонированию на столь больших по площади территориях, что выполнение этих работ не под силу только научным организациям, как было это сравнительно недавно. Требованием сегодняшнего дня является перевод основного объема работ по сейсмическому микрорайонированию на производственную основу. Эти обстоятельства заставляют рассматривать дальнейшее развитие сейсмического микрорайонирования в двух аспектах.

С одной стороны – это создание рекомендаций или руководств по проведению сейсмического микрорайонирования на основе апробированных методик. С другой – это дальнейшее развитие и совершенствование методов и приемов сейсмического микрорайонирования научными и изыскательскими организациями.

Наши знания о физике землетрясений, о закономерностях распространения сейсмических волн при сильных и слабых сейсмических воздействиях и о их взаимодействии с грунтами недостаточны. К настоящему времени уже созданы определенные основы сейсмического микрорайонирования, которые смогут использоваться и уже используются в практике изыскательских организаций, но которые еще нуждаются в определенной систематизации и стандартизации.

В научно-исследовательском плане наиболее важными вопросами сейсмического микрорайонирования остаются вопросы, связанные с эталонными грунтами, с обводненностью грунтов, с развитием и совершенствованием инструментальных и расчетных способов сейсмического микрорайонирования. Наиболее важными и перспективными вопросами, стоящими перед сейсмическим микрорайонированием, являются вопросы, связанные с оценкой параметров колебаний грунтов при сильных землетрясениях, с изучением нелинейных явлений в грунтах, сопровождающихся остаточными деформациями.

Многофакторность и сложность явлений сотрясаемости, наблюдавшихся при сильных землетрясениях, приводит к тому, что до сих пор ряд макро-сейсмических эффектов не находит удовлетворительного объяснения. Так, например, при Гоби-Алтайском 12-балльном землетрясении внутри участков, оконтуренных 9–10-балльными изосейстами, были отмечены

участки с 5–6-балльными сотрясениями. Исследования в этой области, доведенные до практического применения, будут означать подъем работ по сейсмическому микрорайонированию на качественно более высокую ступень.

Все эти вопросы с различной степенью детальности нашли свое отражение в данной монографии. С этой точки зрения материал, содержащийся в монографии, представляет собой обобщение, квинтэссенцию всех основных достижений за последние годы в области сейсмического микрорайонирования. Собранный в единую монографию материал будет также способствовать расширению и углублению сотрудничества между специалистами разного профияля, занимающимися сейсмическим микрорайонированием.

Глава 1

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ ПРИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

Оценка сейсмических воздействий на заданной строительной площадке является конечной целью по детальному сейсмическому районированию и микрорайонированию. Решение этой задачи осуществляется в результате выполнения следующих операций:

- 1) выделение потенциально опасных для объекта зон возникновения очагов землетрясений (зон ВОЗ);
- 2) оценка повторяемости землетрясений различной магнитуды в пределах каждой из выделенных зон ВОЗ;
- 3) оценка ожидаемых значений параметров сейсмических воздействий на основе установленных эмпирических соотношений между параметрами воздействия, магнитудой M и расстоянием от источника, гипоцентральным R или эпицентральным Δ ;
- 4) определение законов распределения вероятности значений параметров воздействий на площадке за заданный промежуток времени, например срок жизни сооружения;
- 5) коррекция закона распределения величин параметров воздействия в результате учета влияния грунтовых условий и рельефа местности на площадке.

В соответствии с установившейся традицией четыре первые вида работ составляют предмет детального сейсмического микрорайонирования, а последний (пятый) относится к сейсмическому районированию. Однако в настящее время это правило часто нарушается, так что при выполнении работ по сейсмическому микрорайонированию исполнителям приходится иметь дело и с операциями, относящимися к детальному сейсмическому районированию.

Сейсмическое воздействие обычно описывается такими параметрами, как макросейсмическая интенсивность (балльность) I , максимальные величины амплитуд ускорений \ddot{x} , реже — как скорость \dot{x} и смещение x грунтов, периоды T (частоты f) максимальных колебаний, продолжительность D фазы максимальных колебаний, амплитуды спектров Фурье $F(\omega)$ и спектры реакции $u(\omega)$. В ряде случаев точность описания сейсмического воздействия вышеперечисленным набором параметров оказывается недостаточной, и тогда сейсмические воздействия задаются в виде акселерограмм, реальных или искусственных, рассчитанных определенными способами при помощи ЭВМ. В соответствии со строительными нормами и правилами СНиП II-7-81 расчет по акселерограммам должен производиться для особо ответственных сооружений — высотных зданий, плотин, атомных электростанций и т.п. [170].

Прогнозу ожидаемых сейсмических воздействий в зависимости от M , R (Δ) и грунтовых условий посвящено много работ. В данной главе мы даем краткий обзор достижений в этой области.

1.1. ПОСТРОЕНИЕ ЭМПИРИЧЕСКИХ ФОРМУЛ ДЛЯ РАСЧЕТА ПАРАМЕТРОВ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ

Оценочные формулы, связывающие параметры колебаний грунтов с магнитудой M и расстоянием до источника сейсмических волн (гипоцентральным R либо эпицентральным Δ) с учетом грунтовых условий (индекс s) на площадке, многократно обсуждались различными авторами [13, 126, 209]. Грунтовые условия обычно задаются в виде принадлежности грунта к одной из нескольких возможных категорий. Так, некоторые авторы подразделяют все грунты на твердые и мягкие [204].

Формулы получаются в результате аппроксимации экспериментальных данных простыми математическими выражениями, выбираемыми довольно произвольно. Опишем это подробно. Обозначим символом z параметр, значения которого требуется оценить по известным значениям M , R , s . Собранные экспериментальные данные $\{z_i(M_i, R_i, s_i), i = 1, N\}$ содержат набор значений z_i , измеренных при известных условиях M_i , R_i , s_i . Индекс i в каждом случае обозначает принадлежность грунта в точке, где было произведено измерение параметра z , к одной из категорий. Данные аппроксимируются параметрическим выражением

$$z_i(M_i, R_i, s_i) \approx F(M_i, R_i, s_i, b_1, b_2, \dots, b_n), \quad (1.1)$$

где F – функция переменных M , R , s . Она зависит от набора параметров b_1, \dots, b_n . Вид параметрического выражения F постулируется автором до сопоставления с данными. При сопоставлении с данными, значения параметров, полностью определяющие аппроксимирующую функцию F , подбираются так¹, чтобы минимизировать сумму квадратов ошибок аппроксимации ΔF_i . Ошибки, как правило, вычисляются следующим образом:

$$\Delta F_i = z_i(M_i, R_i, s_i) / F(M_i, R_i, s_i), \quad i = 1, \dots, N. \quad (1.2)$$

Исследование частотного распределения значений ошибок позволяет высказать предварительное суждение о точности аппроксимации. Так, например, ошибки ΔF_i выражения (1.2), аппроксимирующего зависимость максимальных ускорений от M , R , s , в 80% случаев не превосходят 1,7.

Полученная зависимость $F(M, R, s)$ может быть использована для грубой оценки параметров z ожидаемого сейсмического воздействия с известной магнитудой M и расстоянием R или Δ до площадки, для которой производится оценка с учетом грунтовых условий на площадке. При этом грубая оценка точности вычисления параметров может быть получена на основе информации об ошибках аппроксимации ΔF . Если величина ошибки аппроксимации экспериментальных данных ΔF_i в 95% случаев не превышала некоторой величины Φ , можно надеяться на то, что оценки возможных значений параметров при ожидаемом землетрясении будут обладать той же точностью, т.е. при оценивании в 95 случаях из 100 ошибка не будет превосходить Φ .

Несмотря на значительную привлекательность и простоту эмпирических оценок, они обладают рядом существенных недостатков, возникающих по разным причинам.

Первой причиной является отсутствие достаточного количества исходных экспериментальных данных. В наиболее изученных районах США и Японии собранные данные составляют не более нескольких сот акселерограмм. (Акселерограммы являются основой для вычисления всех опи-

¹ Сказанное ниже не относится к уравнению макросейсмического поля.

сываемых ниже параметров колебаний.) Оказывается [204], что существующая сеть станций США (это же относится и к записям, произведенным в Японии) регистрирует в основном ускорения колебаний от землетрясений большой магнитуды на больших расстояниях от источника, либо ускорения колебаний от землетрясений малой магнитуды вблизи источника. Даже при самой грубой классификации грунтов организация выборки данных, записанных при землетрясениях с одинаковыми M и R на различных грунтах, почти всегда невозможна из-за ограниченности экспериментальных данных. В частности, анализируя набор данных США, Мак-Гайр [204] показал, что записи колебаний на мягких грунтах в среднем получены на больших расстояниях, чем записи колебаний на твердых грунтах. Поэтому количественный анализ данных с целью разделения влияния различных факторов затруднен, если вообще возможен.

Вторая причина связана с недостатками используемого метода построения эмпирических формул. Каждый исследователь выбирает индивидуальное аппроксимирующее выражение и индивидуальный набор экспериментальных данных. При этом сравнение качества различных формул сильно затрудняется.

В результате для каждого из параметров, представляющих интерес для инженерной сейсмологии, в одной только американской литературе приведено до десяти различных формул. При этом производимые на основе анализа каждой из формул для $F(M, R, s)$ заключения, об относительном влиянии магнитуды, расстояния и типа грунтов могут существенно расходиться.

Прежде чем результаты исследований можно будет широко использовать в практике детального сейсмического районирования и микрорайонирования, необходима дополнительная работа по систематизации эмпирических формул, полученных в США, Японии и Италии. Использование формул, полученных для иных регионов в практике советских работ, является вынужденным ввиду отсутствия в нашей стране необходимой инструментальной информации.

В настоящий момент любая из многочисленных формул может быть использована только для ориентировочных оценок. При выборе формул предпочтение отдавалось выражениям, полученным в результате анализа большого объема данных. В основном это данные по западной части США.

Говоря о балльности, можно отметить существенно большую обеспеченность данными, которая позволяет рекомендовать региональные зависимости [126].

1.2. РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Интенсивность сейсмических колебаний. В результате анализа макросейсмических данных были получены эмпирические соотношения, связывающие макросейсмическую интенсивность, измеряемую в баллах сейсмической шкалы MSK-64, с магнитудой землетрясения M_{LH} , глубиной очага h и эпизентральным расстоянием Δ . Эти соотношения описываются так называемым уравнением макросейсмического поля, имеющим следующий общий вид:

$$I = b_1 M_{LH} - b_2 \lg \sqrt{\Delta^2 + h^2} + b_3. \quad (1.3)$$

Значения параметров b_1 , b_2 и b_3 , различные для зон с разным геологическим строением, приведены в табл. 1.1, заимствованной из работы [126].

Формула (1.3) не учитывает влияния грунтовых условий на интенсив-

Таблица 1.1
Коэффициенты уравнения макросейсмического поля

Регион	b_1	b_2	b_3
Карпаты	1,5	3,5	3,0
Крым и Нижняя Кубань	1,5	3,5	3,0
Северный Кавказ	1,6	3,1	2,2
Дагестан	1,5	3,6	3,1
Закавказье	1,4	3,5	4,2
Азербайджан	1,4	3,5	3,5
Западная Туркмения	1,5	3,8	3,0
Средняя Азия и Казахстан	1,5	3,5	3,0
Алтай и Саяны	1,5	3,5	3,0
Прибайкалье	1,5	4,0	4,0
Якутия и Северо-Восток	1,5	3,5	3,0
Приморье и Приамурье	1,5	3,5	3,0
о. Сахалин	1,6	4,3	3,3
Курильские о-ва	1,5	4,5	4,5
Камчатка	1,5	2,6	2,5
Чукотка	1,5	3,5	3,0
Арктический бассейн	—	—	—
Балтийский щит	1,5	3,5	3,0
Европейская часть СССР, Урал и Западная Сибирь	1,5	3,5	3,0

нность сотрясений. Принято считать, что в большинстве случаев величина балльности, вычисленная по этой формуле, соответствует интенсивности сотрясений на средних по сейсмическим свойствам грунтах, так называемых грунтах II категории, в соответствии со СНиП II-7-81. Установление балльности в зависимости от грунтовых условий может ориентировочно производиться в соответствии с табл. 1.2, соответствующей табл. 1 СНиП II-7-81 [170].

Оценка балльности позволяет совершить переход к определению расчетной сейсмической нагрузки. Сейсмическая нагрузка S_{0ik} , вызываемая i -м тоном собственных колебаний сооружения в точке k , вычисляется по формуле [170]

$$S_{0ik} = Q_k A \beta_i K_{\psi} \eta_{ik}, \quad (1.4)$$

где Q_k – вес сооружения, отнесенный к точке k ; β_i – коэффициент динамичности, соответствующий i -му тону собственных колебаний; K_{ψ} – коэффициент, выбираемый в зависимости от конструкции сооружения; η_{ik} – коэффициент, зависящий от формы деформации сооружения при его собственных колебаниях по i -му тону и от места расположения нагрузки; A – коэффициент, значения которого следует принимать равными 0,1; 0,2; 0,4 соответственно для расчетной сейсмичности 7, 8, 9 баллов. Эти значения численно равны средним величинам максимальных ускорений, измеренных в долях g , ожидаемых при 7, 8 и 9-балльных сотрясениях в соответствии с проектом сейсмической шкалы 1973 г.

Следует отметить, что определения сейсмических нагрузок, выполненные в соответствии с указаниями СНиП II-7-81, производятся для расчета на сейсмостойкость зданий и сооружений массовой застройки. Для особо ответственных сооружений, как уже указывалось выше, требуется входная сейсмологическая информация в виде акселерограмм или набора количественных параметров колебаний.

Таблица 1.2
Сейсмичность площадки строительства в зависимости от грунтовых условий

Категория	Грунт	Сейсмичность площадки строительства при сейсмичности района, баллы		
		7	8	9
I	Скальные грунты всех видов (в том числе вечномерзлые и вечномерзлые оттаившие), невыветрелые и слабовыветрелые; крупнообломочные грунты, плотные, маловлажные, из магматических пород, содержащие до 30% песчано-глинистого заполнителя; выветрелые и сильновыетрелые скальные и нескальные твердомерзлые (вечномерзлые) грунты при температуре -2°C и ниже при строительстве и эксплуатации по принципу I (сохранение грунтов основания в мерзлом состоянии)	6	7	8
II	Скальные грунты, выветрелые и сильновыетрелые, в том числе вечномерзлые, кроме отнесенных к I категории; крупнообломочные грунты, за исключением отнесенных к I категории; пески гравелистые, крупные и средней крупности, плотные и средней плотности, маловлажные и влажные; пески мелкие и пылеватые и средней плотности; маловлажные; глинистые грунты с показателем консистенции $I_L \leq 0,5$ при коэффициенте пористости $I \leq 0,9$ – для глин и суглинков и $I \leq 0,7$ – для супесей; вечномерзлые нескальные грунты, пластичномерзлые или сыпучемерзлые, а также твердомерзлые при температуре выше -2°C при строительстве и эксплуатации по принципу I	7	8	9
III	Пески рыхлые, независимо от влажности и крупности; пески гравелистые, крупные и средней крупности, плотные и средней плотности, водонасыщенные; пески мелкие и пылеватые, плотные и средней плотности, влажные и водонасыщенные; глинистые грунты с показателем консистенции $I_L > 0,5$; глинистые грунты с показателем консистенции $I_L \leq 0,5$ при коэффициенте пористости $I \geq 0,9$, – для глин и суглинков и $I \geq 0,7$ – для супесей; вечномерзлые нескальные грунты при строительстве и эксплуатации по принципу II (допущение оттаивания грунтов основания)	8	9	9

Максимальные ускорения \ddot{x}_{\max} и скорости \dot{x}_{\max} колебаний грунта.
Две следующие формулы приведены в работе [209]:

$$\log \dot{x}_{\max}^a = -1,02 + 0,249 M_L - 0,00255 V_1 - \log V_1, \quad (1.5)$$

где $V_1 = (d^2 + 53,29)^{1/2}$; $5,0 \leq M \leq 7,7$;

$$\log \dot{x}_{\max}^a = -0,67 + 0,489 M_L - \log V_2 - 0,00256 V_2 + 0,17s, \quad (1.6)$$

где $V_2 = (d^2 + 16)^{1/2}$; $5,3 \leq M \leq 7,4$; $s = 0$ для скальных грунтов, $s = 1$ для рыхлых грунтов; \dot{x}_{\max}^a — пиковое горизонтальное ускорение, измеренное в долях g ; \dot{x}_{\max}^a — пиковая горизонтальная скорость в см/с; d — ближайшее расстояние до проекции очага на поверхность, измеренное в км, а $M = 2/3 \log M_0 - 10,7$, где M_0 — сейсмический момент, измеренный в дин · см. Для грубых оценок, производимых при помощи формулы (1.5), можно положить μ равным M_L , а d равным эпицентральному расстоянию, хотя это снижает точность формул. Индекс a в формулах подчеркивает, что формулы являются аппроксимацией реальных данных. Средние значения погирифмов отношений величин \dot{x}_{\max}^3 и \dot{x}_{\max}^a , определенных экспериментально, к значениям этих величин, вычисленных по аппроксимирующим формулам $\log(\dot{x}_{\max}^3/\dot{x}_{\max}^a)$ и $\log(\dot{x}_{\max}^3/\dot{x}_{\max}^a)$, составляют 0,26 и 0,22 соответственно.

Большинство экспериментальных данных, рассматриваемых при аппроксимации, получено на расстояниях, превышающих (иногда значительно) размеры источника. При анализе акселерограмм, записанных в непосредственной близости от разрыва на расстояниях, меньших размеров источника, источник уже не может рассматриваться как точечный и имеет смысл рассматривать расстояние от точки наблюдения до ближайшего участка разрыва. Для записей, произведенных в этой области, были построены графики распределения максимальных наблюдений ускорений. Обрабатывались записи колебаний, полученных в основном на обломочных и рыхлых песчано-глинистых грунтах. Данные о максимальных ускорениях, относящиеся к разным ее землетрясениям, были разделены по магнитудам и расстояниям на 5 групп:

Номер группы	M_L	$\Delta, \text{км}$
1	5	10
2	5,5-5,4	15
3	5,5-5,9	20
4	6-6,4	30
5	6,5	50

Кривые распределения амплитуд максимальных ускорений приведены на рис. 1.1,а. При использовании кривых появляется возможность оценки вероятности попадания величины максимального ускорения в определенный интервал значений. Однако вопрос об устойчивости распределений требует дополнительных исследований. Проведенные авторами сопоставления кривых распределения, построенных раздельно для запада США и Южной Европы, свидетельствуют о существовании региональных различий.

Эффективная длительность процесса колебаний. В сейсмологической практике принятые различные способы определения длительности колебаний. Некоторые авторы предлагали определять длительность участка записи с $\ddot{x} \geq 0,05a$. В последние годы в инженерной сейсмологии наибольшее распространение получил способ оценки длительности, связанной с опре-

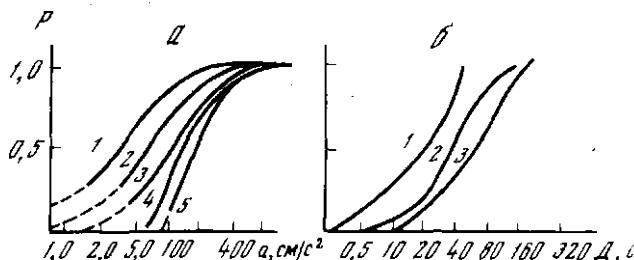


Рис. 1.1. Распределение максимальных амплитуд ускорений (а) и продолжительности колебаний (б) для землетрясений различных магнитуд
 а: 1 - $M_L < 5$; 2 - $5 \leq M_L < 5,5$; 3 - $5,5 \leq M_L < 6,0$; 4 - $6,0 \leq M_L < 6,5$; 5 - $6,5 \leq M_L$; б: 1 - $M_L < 5$; 2 - $5,0 \leq M_L < 6,0$; 3 - $6,0 \leq M_L$

делением энергией колебаний. Так, Трифунак и Брэди [226] вычисляли временную функцию:

$$h(t) = \frac{\int_0^t \dot{x}^2(t') dt'}{\int_0^{t_d} \dot{x}^2(t') dt'}, \quad (1.7)$$

где $\dot{x}(t)$ - ускорение колебаний; t_d - полная длительность акселерограммы, а время t отсчитывается от начала записи. Функция $h(t)$ является мерой энергии колебаний, заключенных во временном интервале $(0, t)$. Авторы выбирали интенсивный участок записи, определяя его начало t_1 условием $h(t_1) > 0,05$, а конец t_2 - условием $h(t_2) < 0,95$. В пределах этого участка сосредоточено 90% энергии колебаний. Длительность этого участка записи, как оказалось, связана с локальной магнитудой M_L , эпичентральным расстоянием и типом грунтов в точке наблюдения выражением:

$$D^a = b_1 s + b_2 M_L + b_3 \Delta. \quad (1.8)$$

Здесь D - длительность интенсивной части колебаний в секундах. Переменная s принимает значения 0, 1, 2 для рыхлых, средних и твердых грунтов соответственно. Значения параметров b_1 , b_2 , b_3 различаются, по мнению Трифунака, для вертикальной и горизонтальной компонент движения. Эти значения приведены ниже, где также приведены среднеквадратические отклонения данных от аппроксимирующей кривой (1.8):

Компонента	b_1	b_2	b_3	a , с
Вертикальная	6,29	2,90	0,172	10,89
Горизонтальная	4,88	2,33	0,149	10,67

Возможно, что разделение данных на записи горизонтальных и вертикальных колебаний не повышает точности формул. Оправданность такого разделения недостаточно обоснована.

Распределение длительности, полученное в результате анализа экспериментальных данных, собранных в непосредственной близости от источника [76], приведено на рис. 1.1, б.

Зависимость продолжительности колебаний $D_{0,5}$, оцененной Аптикаевым, от магнитуды M_L и гипоцентрального расстояния R описывается эмпирической формулой:

$$\log D_{0,5} = 0,2M_L + 0,51 \log R_{\text{км}} + C'_1 + C'_2, \quad (1.9)$$

константа C'_1 определяется грунтовыми условиями. Для грунтов II категории

рии $C'_1 = 0$, для III категории $C'_1 = 0,15$ и для I категории $C'_1 = -0,15$. Константа C'_2 зависит от механизма очага и строения среды и в среднем равна $-1,3$. Среднеквадратическое отклонение $\sigma_D = 0,2$ лог.ед.

Амплитудные спектры Фурье. Наиболее простое выражение приведено в работе Мак-Гайра [204].

Значение амплитудного спектра $FS(\omega)$ (см/с), вычисляемого по акселерограмме

$$FS(\omega) = \left| \int_0^t \ddot{x}(t) e^{i\omega t} dt \right|, \quad (1.10)$$

связаны с локальной магнитудой M_L , гипоцентральным расстоянием R и типом грунтовых условий ($Y_s = 0$ для твердых грунтов, $Y_s = 1$ для всех остальных грунтов) соотношением:

$$FS^a(\omega) = \exp(b_1 + b_2 M_L + b_3 Y_s) R^{b_3}, \quad (1.11)$$

где значения b_1, b_2, b_3 вычисляются для 24 значений периодов в интервале (0,4–5 с). Вычисленные значения и среднеквадратическое уклонение экспериментальных данных от величины $\ln FS^a(T)$ приведены в табл. 1.3.

Спектры реакции. Зависимость пикового значения реакции $|y(t)|_{\max}$ линейного гармонического осциллятора с заданным затуханием ξ на акселерограмму $\ddot{x}(t)$ от собственной частоты осциллятора ω_0 называется спектром реакции. Уравнение, описывающее реакцию осциллятора, имеет вид

$$\ddot{y}(t) + 2\omega_0 \xi \dot{y}(t) + \omega_0^2 y(t) = \ddot{x}(t). \quad (1.12)$$

Зависимость $|y|_{\max}$ от ω_0 , вычисленные для различных значений, образуют семейство спектральных кривых. Спектры реакции могут быть использованы для объяснения поведения строительных сооружений под действием сейсмических воздействий (см., например, [229]).

Мы предлагаем использовать одну из простейших формул [201], связывающую максимум псевдоскорости (определенной соотношением $PSV(\omega_0, \xi) = \omega_0 |y(t)|_{\max}$ осциллятора данной частоты и затухания с магнитудой M_L и расстоянием Δ до площадки, где производится оценка). Предложенное аппроксимирующее выражение имеет следующий вид:

$$PSV^a(\omega_0, \xi) = b_1 10^{b_2 M_L} (\Delta + 25)^{-b_3}. \quad (1.13)$$

Значения коэффициентов b_1, b_2, b_3 зависят от частоты осциллятора (или периода T_0) и затухания ξ . В табл. 1.4 приведены значения коэффициентов, вычисленные для различных значений периодов и затухания, а также среднее значение относительной ошибки

$$PSV^{\text{акт}}(\omega_0, \xi) = PSV^a(\omega_0, \xi) / PSV^a(\omega_0, \xi).$$

В работе [13] приведены спектры максимальных ускорений осцилляторов (т.е. значения $|y(t)|_{\max}$ для каждой частоты при известном затухании), полученные усреднением спектров, по записям, произведенным в ближней и дальней зоне [2]. Эти спектры изображены на рис. 1.2.

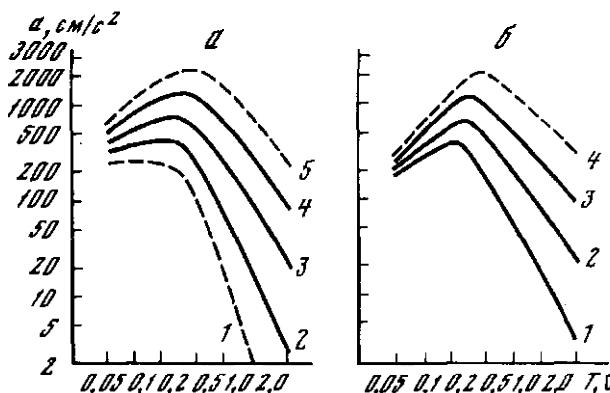
Связь интенсивности I с пиковым ускорением колебаний \ddot{x}_{\max} . По-видимому, пиковое ускорение не является чувствительным индикатором макросейсмической интенсивности землетрясения. То же самое относится и к величине среднеквадратичного ускорения, как это установлено в некото-

Таблица 1.3
Значения коэффициентов уравнения (1.11)

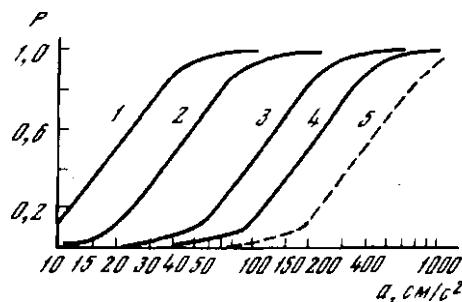
$T, \text{с}$	b_1	b_2	b_3	b_4	$\sigma_{\ln FS}$
0,04	-3,18	-0,90	-1,20	-0,43	1,26
0,05	-1,59	0,75	-1,21	-0,31	1,17
0,06	-0,47	0,73	-1,23	-0,48	0,95
0,08	-0,47	0,92	-1,33	-0,43	1,07
0,1	-0,02	1,04	-1,37	-0,70	0,98
0,13	0,62	0,81	-1,07	-0,49	0,96
0,17	1,06	0,92	-1,23	-0,42	0,89
0,2	0,35	1,01	-1,11	-0,45	0,92
0,24	0,80	0,99	-1,19	-0,12	0,86
0,3	0,82	1,02	-1,22	0,02	0,86
0,34	0,64	1,05	-1,16	-0,02	0,93
0,4	1,04	0,88	-0,97	-0,13	0,90
0,5	0,05	1,09	-1,11	0,25	0,91
0,6	-1,03	1,16	-0,96	0,39	0,82
0,8	-1,03	1,04	-0,75	0,36	0,92
1,0	-1,24	1,12	-0,89	0,68	0,91
1,3	-1,84	1,08	-0,69	0,60	0,91
1,7	-2,55	1,32	-0,85	0,31	0,98
2,0	-3,4	1,44	-0,89	0,53	1,00
2,4	-3,00	1,23	-0,65	0,38	1,05
3,0	-2,54	1,00	-0,46	0,35	1,03
3,4	-2,57	1,08	-0,56	0,31	1,11
4,0	-3,93	1,28	-0,59	0,30	1,00
5,0	-3,36	1,20	-0,61	0,32	1,11

Таблица 1.4
Значения параметров b_1, b_2, b_3 и относительной ошибки формулы (1.13)

$T = 2\pi/\omega_0, \text{с}$	b_1	b_2	b_3	Относительная ошибка
Затухание $\xi = 0,0$				
0,1	11,0	0,278	1,346	0,941
0,5	3,05	0,391	1,001	0,636
1,0	0,631	0,378	0,549	0,768
2,0	0,00768	0,469	0,419	0,989
5,0	0,0834	0,564	0,897	1,344
Затухание $\xi = 0,05$				
0,1	10,09	0,233	1,341	0,651
0,5	5,74	0,356	1,197	0,591
1,0	0,432	0,399	0,704	0,703
2,0	0,122	0,466	0,675	0,941
5,0	0,0706	0,557	0,938	1,193



Р и с. 1.2. Средние спектры максимальных ускорений $|y(t)|_{\max}$ осцилляторов с затуханием $\xi = 0,05$ в ближней зоне землетрясений (а) и за ее пределами (б)
а: 1 — $M_L = 4$; 2 — $M_L = 5$; 3 — $M_L = 6,4$; 4 — $M_L = 7,5$; 5 — $M_L = 8$; б: 1 — $M_L = 5$;
2 — $M_L = 6$; 3 — $M_L = 7$; 4 — $M_L = 8$



Р и с. 1.3. Интегральные распределения максимальных ускорений колебаний грунта для землетрясений различной макросейсмической интенсивности
1 — 1 = 5; 2 — 1 = 6; 3 — 1 = 7; 4 — 1 = 8; 5 — 1 = 9; сплошная линия — большое число данных; пунктирная — малое число данных

рых последних работах. Попытки корреляции между пиковым ускорением \ddot{x}_{\max} и интенсивностью $I_{\text{мм}}$ [217], основанные на выражении

$$\log \ddot{x}_{\max}^a = b_1 I_{\text{мм}} + b_2, \quad (1.14)$$

связывающим интенсивность $I_{\text{мм}}$, измеренную в баллах модифицированной шкалы Меркалли, с максимальным ускорением, привели к следующим результатам. Наилучшие значения параметров b_1, b_2 , минимизирующие разброс экспериментальных значений \ddot{x}_{\max}^a относительно аппроксимационных значений \ddot{x}_{\max}^a , равны $b_1^{\text{гоп}} = 0,24$, $b_2^{\text{гоп}} = 0,26$, $b_1^{\text{верт}} = 0,28$, $b_2^{\text{верт}} = 0,40$.

Максимальные ускорения горизонтальных и вертикальных колебаний аппроксимировались раздельно. По-видимому, формула (1.14) может быть использована лишь для оценки порядка величины \ddot{x}_{\max} , т.е. может

претендовать на оценки, в 6–10 раз отличающиеся от действительных значений. Интегральные кривые распределения максимальных ускорений при землетрясениях различной интенсивности, взятые из работы [13], приведены на рис. 1.3. Сопоставление с результатами других авторов не производилось.

1.3. ОЦЕНКА АКСЕЛЕРОГРАММ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В последние годы широкое распространение получили методы так называемой генерации "искусственных" акселерограмм, основанные на представлении колебаний в виде квазистационарного случайного процесса, близкого к реальному сейсмическому воздействию. Современное состояние теории и малочисленность исходных данных не позволяют совершить достаточно надежный прогноз сейсмического воздействия, особенно в области высоких частот (1–20 Гц), наиболее интересной с инженерной точки зрения. Поэтому в настоящее время широко принятым является выбор приближенной эмпирической модели для описания случайного процесса колебаний почвы при землетрясении. Такая эмпирическая модель является, по существу, гипотезой о характере случайного процесса, которая в последующем может быть подтверждена либо отвергнута на основе анализа экспериментальных данных. Основные упрощающие предположения при построении ряда эмпирических моделей заключаются в следующем. Предполагается, что во всех случаях колебания грунта $\ddot{x}(t)$ являются с достаточной степенью точности реализациями квазистационарного гауссовского процесса. Каждая реализация процесса, по предположению, формируется произведением медленно изменяющейся (по сравнению с основным периодом колебаний) огибающей $\psi(t)$ на реализацию $\mu_k(t)$ гауссовского стационарного процесса с единичной дисперсией:

$$\ddot{x}_k(t) = \psi(t)\mu_k(t), \quad k = 1, 2, \dots, K. \quad (1.15)$$

Предполагается также, что существуют универсальные параметрические выражения, описывающие модулирующую функцию $\psi(t)$ и энергетический спектр $S(\omega)$ гауссовского процесса, которые не должны зависеть от сейсмотектонических условий. Разные авторы предлагают разные формы выражений для названных функций:

Модель	$\psi(t)$	$S(\omega)$
I [128, 220, 207]	$a; 0 < t < T$ $0; t > T$	$\frac{S_0 [1 + 4\alpha(\omega/\gamma)^2]}{[1 - (\omega/\gamma)^2]^2 + 4\alpha(\omega/\gamma)^2}$
II [20, 1]	$at e^{-bt}; t > 0$	$\frac{S_0}{(\omega^2 - \alpha^2 - \gamma^2) + 4\alpha^2 \omega^2}$
III [20, 198a, 163]	$at e^{-bt}; t > 0$	$\frac{S_0 (\omega^2 + \alpha^2 + \gamma^2)}{(\omega^2 + \alpha^2 + \gamma^2)^2 - 4\gamma^2 \omega^2}$

В приведенных в табл. 1.7 выражениях энергетического спектра масштабный множитель S_0 (α, γ) не зависит от частоты ω и выбирается из условия нормирования:

$$\int_{-\infty}^{\infty} S(\omega) d\omega = 1, \quad (1.16)$$

причем $S(\omega)$ связан с автокорреляционной функцией $K(\tau)$ процесса $\mu(t)$ преобразованием Фурье:

$$S(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} K(\tau) e^{i\omega\tau} d\tau. \quad (1.17)$$

Существенно, что все названные выражения для энергетических спектров близки друг другу. Во всех случаях предполагается, что энергетический спектр имеет лишь один максимум в интервале частот от 0,5 до 25 Гц. Функция $S(\omega)$ монотонно возрастает до своего максимального значения $S_{\max}(\omega)$ и затем убывает до нуля при $\omega \rightarrow \infty$.

Таким же образом ведет себя огибающая $\psi(t)$ в моделях II и III. Она описывает постепенное нарастание и затем убывание амплитуд колебаний на реальных акселерограммах. Коэффициенты a и b в ней описывают соответственно интенсивность и продолжительность колебаний, а α и γ определяют форму энергетического спектра процесса M и тем самым частотный состав колебаний. Следует отметить, что простая форма огибающей в модели I приводит к существенному упрощению последующих расчетов, однако в меньшей степени соответствует реальным записям ускорений, нежели огибающая моделей II и III. Кроме описанных, разработаны и более сложные модели квазистационарного гауссовского процесса [210, 231].

После выбора модели случайного процесса задача прогноза воздействия сводится к определению параметров a , b , α и γ , которые зависят от параметров очага и среды, т.е. в простейшем виде от магнитуды землетрясения M , эпицентрального Δ (либо гипоцентрального R), расстояния и грунтовых условий. Следующие рекомендации основаны на анализе очень малого числа акселерограмм, так что они носят гипотетический характер.

Н. Ньюмарк и Э. Розенблют [128] считают, что все перечисленные выше предположения верны для описания колебаний твердых грунтов на средних эпицентральных расстояниях. В этом случае они рекомендуют использовать модель I с параметрами, удовлетворяющими следующим условиям:

$$aS_0 = 11,5 \text{ см} \cdot \text{с}^{-3/2}, \gamma^2/4\alpha^2 = 147,8 \text{ с}^{-2}, \gamma^2 = 242 \text{ с}^{-2}, T = 12,5 \text{ с.} \quad (1.18)$$

При этом энергетический спектр $S(\omega)$ измеряется в $\text{см} \cdot \text{с}^{-3/2}$.

Э. Вэнмарк [229] предлагает использовать модель I с параметрами $\gamma = 4\pi$ и $\alpha = 0,6$ в качестве универсальной для любой сейсмологической ситуации.

Я.М. Айзенберг [1] использовал модель II, число параметров которой сокращается до двух. Он предполагает, что параметры b и α связаны с параметром γ выражениями типа

$$0,5 < \alpha/\gamma < 0,77, b \approx 0,05. \quad (1.19)$$

При этом значение нормировочного множителя S_0 имеет вид

$$S_0 = 2\alpha(\alpha^2 + \gamma^2)/\pi. \quad (1.20)$$

Масштабный множитель a в этом случае предполагается вычислять по формуле:

$$a = K_y \sqrt{\gamma}, \quad (1.21)$$

где γ имеет размерность с^{-1} ; a — $\text{см}^2 \text{с}^{-1}$; $K = 60; 30; 15$ для 9,8 и 7-балльных сотрясений соответственно. При этом остается неопределенным один параметр γ , возможные значения которого определяют тип воздействия. Последний метод как простейший мог бы быть использован путем

задания подходящих значений параметра γ с последующей генерацией на ЭВМ ансамбля синтетических акселерограмм. Однако он нуждается в дополнительном обосновании.

Из-за трудностей, возникающих при использовании методов генерации "искусственных" акселерограмм, на практике часто применяется способ подбора акселерограмм, при котором в качестве входного сигнала (колебаний в основании рыхлой толщи) используются реальные записи колебаний поверхности твердых грунтов. Записи подбираются от землетрясений с магнитудами, глубинами и расстояниями, равными или близкими ожидаемым в исследуемом районе.

На следующем этапе, используя в качестве входных сигналов выбранные акселерограммы, рассчитываются колебания грунтовых толщ в конкретном месте. При расчете кривых преобразований колебаний средой может быть использован комплекс программ, разработанный Л.И. Ратниковой и Ш.Г. Напетваридзе [119, 120, 153–156]. Описанный способ был использован при сейсмическом микрорайонировании города Петропавловск-Камчатский, некоторых площадок трассы БАМ и при оценке сейсмической опасности особо ответственных объектов – высотных плотин и атомных электростанций.

Рассмотрены различные способы представления ожидаемого сейсмического воздействия, вызываемого землетрясением известной магнитуды с определенным местоположением источника сейсмических волн.

Первый способ состоит в вычислении ожидаемых значений отдельных параметров воздействия, таких, как макросейсмическая интенсивность, максимальные ускорения, спектры реакции и другие. По нашему мнению, в этой области необходимы дополнительные исследования, включающие сопоставление формул, полученных в различных регионах мира, и оценка возможностей их применения при расчете сейсмической опасности в регионах нашей страны.

Второй способ состоит в генерации набора искусственных акселерограмм или выборе реальных записей из имеющегося набора. В этой области работа, связанная с построением простых моделей случайногопроцесса и сопоставления их с данными, продолжается.

Выше было показано, что простейшее описание источника и среды распространения сейсмических волн позволяет производить грубую оценку колебаний, возникающих при землетрясении. Невысокая точность оценок является неизбежной, так как отсутствует детальная информация об источнике и среде.

Хочется подчеркнуть, что для развития простых оценочных методов необходима большая работа, связанная со сбором и обработкой акселерограмм сильных землетрясений.

Наличие экспериментальных данных послужит уточнению эмпирических зависимостей и развитию волновой теории. Эта теория со временем позволит описывать влияние особенностей источника сейсмических волн и среды, включая влияние нелинейного поведения грунтов, на колебания в западной точке и осуществлять более точный прогноз сейсмического воздействия.

Глава 2

СЕЙСМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГРУНТОВ

2.1. ГРУНТ С ИНЖЕНЕРНО-СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОЙ ТОЧКИ ЗРЕНИЯ

Изучение сейсмических характеристик грунтов, начатое в СССР и за рубежом еще в 20–30-х годах XX в., было вызвано потребностями сейсморазведки и сейсмомикрорайонирования и до недавнего времени заключалось в исследовании амплитудно-частотных спектров колебаний различных видов грунтов, деформаций грунтов при динамических воздействиях и связи параметров колебаний с механическими и физико-механическими свойствами грунтов (методы динамики грунтов). За последнее десятилетие накопилось большое количество фактов, показывающих, что на сейсмические характеристики грунтов (скорости волн P и S , их отношение, параметры затухания колебаний) влияют также физико-химические процессы, связанные с температурой (мерзлые грунты), диффузией воды в грунте, энергетическими характеристиками грунта и физико-географическими факторами, влияющими на влажность грунта. Таким образом, возник новый круг вопросов, который предложили [93] объединить под названием сейсмогрунтоведения (сейсмология). В последние годы был сделан уклон в сторону изучения этих вопросов.

Исследование сейсмических характеристик грунтов можно проводить как в естественном залегании с помощью разночастотных (сейсмологических, сейсморазведочных и ультразвуковых) методов, так и в лабораторных условиях ультразвуковыми методами. При этом данные сейсмоакустических методов удовлетворительно коррелируются с данными точечного инженерно-геологического опробования грунтов.

При сейсмоакустических исследованиях изучаемые объемы грунтов могут изменяться в очень широких пределах в соответствии с размерами базы наблюдений (расстояние между излучателем и приемником) и длинами волн. Разрешающая способность сейсмоакустических методов такова, что в массиве могут быть выделены неоднородности, размеры которых соизмеримы или превышают длины волн. Получаемые значения геофизических параметров зависят от состава и свойств грунта [19], наличия термодинамического равновесия грунта и среды [92], а также от методов работы. Использование тех или иных методов – вопрос целей исследований, но надо иметь в виду, что получаемые разными методами результаты в общем случае идентичны.

Для сравнения результатов сейсмоакустических исследований, охватывающих массивы грунтов, с результатами точечных инженерно-геологических исследований свойств грунтов предложено использование средних значений показателей свойств грунтов по многочисленным определениям до принятой глубины [179].

Кратко рассмотрим главнейшие факторы, влияющие на сейсмические свойства грунтов.

Влияние тонких пленок воды. Такие пленки воды, проникая в тонкие трещины, способны вызывать эффект расклинивания и приводить к ослаблению структурных связей в породе и увеличению трещин. Этим эффектом объясняется падение скоростей волн при увлажнении лессовых и глинистых пород, что описывалось в литературе [92, 93] и освещается ниже в разделах 2.2 и 2.3. Падение скоростей продольных волн при увлажнении пород наблюдается преимущественно в следующих интерва-

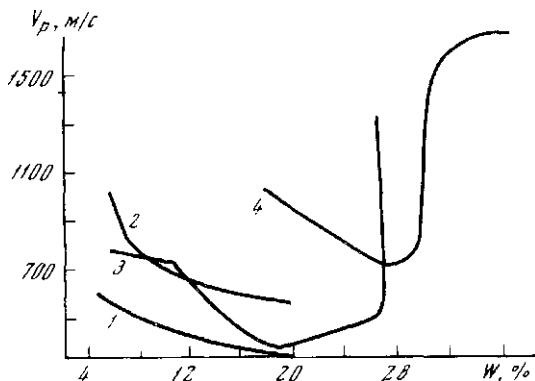


Рис. 2.1. Зависимости/ средних значений скоростей продольных волн от весовой влажности грунтов

1 — песковидная супесь Дунай-Днестровского междуречья; 2 — песковидная супесь из района г. Буденовска (Предкавказье); 3 — песковидный суглинок из Яванской долины (Таджикистан); 4 — выветрелая майкопская глина из района Кавказских Минеральных Вод

лах влажности: супеси — 4–12%, суглинки — 10–18, майкопские глины — 16–28% (рис. 2.1). Расклинивание осуществляется пленками рыхлосвязанной воды, количество которой возрастает по мере увеличения глинистости (свободной поверхности) породы. Этим объясняется зависимость вышеуказанного интервала влажности (в котором происходит падение скоростей) от гранулометрического состава породы. При достаточно высокой влажности (этот порог остается еще слабо изученным) скорости в песчано-глинистых породах резко возрастают.

Грунты, чутко реагирующие на увлажнение, называют переменно-прочными, и их сейсмические характеристики также меняются при изменении влажности. При наличии подобных грунтов карты сейсмического микрорайонирования следует делать прогнозными, ориентирующими проектировщиками и строителей на предполагаемые изменения свойств грунтов.

Влияние температуры. При переходе температуры через 0°С в грунте происходят фазовые изменения, влекущие за собой изменение сейсмических характеристик грунта. Этот вопрос освещен ниже в разд. 2.5.

Влияние плотности (пористости) грунта. Пористость может рассматриваться как косвенная характеристика запасов потенциальной механической энергии зерен, слагающих породу. При уплотнении породы (падении зерен) происходит переход потенциальной энергии в кинетическую с тепловым эффектом. Эта энергия может быть подсчитана [90, 92, 95]. Уплотнение породы приводит к повышению сейсмических скоростей, если происходящее при этом нарушение структурных связей не вызывает резко выраженного противоположного явления. Возрастание пористости грунта при набухании глин сопровождается падением скоростей [116]. Таким образом, скорости V_p обратно пропорциональны запасам потенциальной механической энергии зерен в грунте.

Наряду с суммарным объемом пор на сейсмические свойства грунтов влияют также форма и размер пор, т.е. структура грунта. В значительной мере от нее зависят сейсмические характеристики песков, лесса и глин.

Влияние прочности структурных связей. При рассмотрении широко распространенной модели песчано-глинистого грунта как скопления зе-

рен разного диаметра, соединенных глинисто-солевым цементом (цементационные связи, сцепление упрочнения), сейсмические свойства грунта в значительной мере зависят от свойств цемента. Например, песчаники с кварцевым и кремнистым цементом характеризуются скоростями $V_p \geq 4000$ м/с, известковистый лесс – 600–1200 м/с. Если цемент является переменно-прочным, то V_p тоже являются величинами переменными, например, зависящими от влажности или температуры породы. В таких породах в результате расклинивания цемента тонкими водными пленками падение скоростей V_p тем больше, чем менее прочными являются структурные связи.

Влияние кристаллохимической энергии (состав грунта). Использование современных представлений о кристаллохимических связях позволяет построить обобщенную модель грунта, состоящего из агрегатов различного порядка (от молекулы до массивов пород), связанных энергией ионной решетки, атомизации, водородных связей и т.д. Вышеуказанная модель зернистого грунта со структурными связями является частным случаем рассматриваемой модели, поскольку прочность глинисто-солевого и водно-коллоидного цемента объясняется сочетанием ионных, водородных, ковалентных, ван-дер-ваальсовых и других связей, как и прочность самих зерен. Эта модель объясняет и более крупные агрегаты, вплоть до массивов пород, изучаемых методами сейсморазведки и сейсмологии.

Хотя разработка подобной модели находится еще на начальном этапе [91] и подсчет кристаллохимической энергии гетерогенных пород сталкивается с большими затруднениями, зависимость скоростных характеристик отдельных минералов от их кристаллохимической энергии уже выявляется. На рис. 2.2 и 2.3 показаны зависимости скоростей V_p и V_s от энергии атомизации (графики построены на основании обобщения данных геофизической и кристаллохимической литературы). Энергия атомизации (т.е. энергия, необходимая для отрыва и удаления на бесконечное расстояние атома из атомной решетки) определяет прочность вещества, и естественно, что возрастание этой энергии вызывает увеличение скоростей волн. Разброс эмпирических данных объясняется дислокациями и другими нарушениями вещества на атомном, молекулярном и более высоком уровнях. В первом приближении мы принимаем зависимости скоростей (м/с) от энергии атомизации (Дж/моль) в виде ($V_p = 14,2 \cdot 10^{-3} E - 9,8 \cdot 10^3$; $V_s = 8,5 \cdot 10^{-5} E - 2,9 \cdot 10^3$).

Влияние физико-географического окружения. На сейсмические характеристики грунтов оказывают влияние также физико-географические (климат, рельеф, биосфера) и техногенные факторы. С этой точки зрения грунты следует делить на инертные и сенсорные (чувствительные). Инертные грунты (талые пески, галечники) слабо реагируют на воздействие среды и в разных условиях их сейсмические характеристики приблизительно одинаковы. Сенсорные грунты, напротив, способны значительно изменять свои свойства под воздействием среды. К сенсорным грунтам относятся лёсс и мерзлые грунты, изменяющиеся в зависимости соответственно от влажностного и температурного режимов среды.

Влияние климата может быть иллюстрировано на примере суглинков, к которым принадлежит и лёсс. Климат влияет на свойства суглинков посредством воздействия на их влажность, от которой зависят структурная прочность, деформационные, просадочные и сейсмические свойства этих грунтов. Из ведущих климатологических показателей здесь должен быть отмечен радиационный индекс сухости R/Lr , где R – радиационный баланс; r – количество атмосферных осадков; L – скрытая теплота

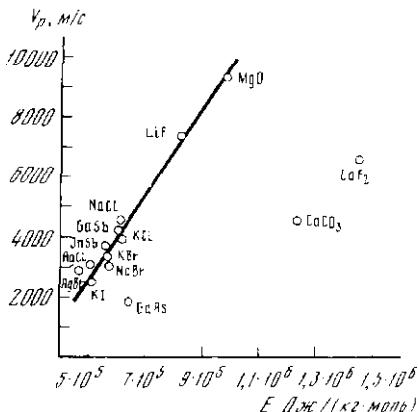


Рис. 2.2

Рис. 2.2. Зависимость скоростей продольных волн от энергии атомизации минералов

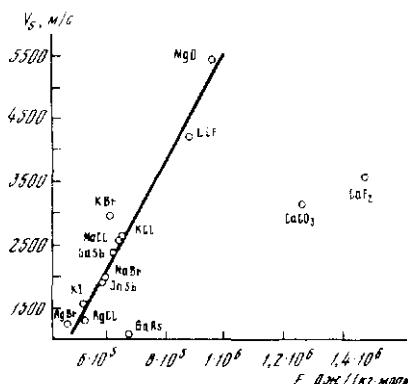


Рис. 2.3

Рис. 2.3. Зависимость скоростей поперечных волн от энергии атомизации минералов

Рис. 2.4. Зависимость средних значений приращения сейсмического балла на суглинках и лесовых грунтах от радиационного индекса сухости [95]

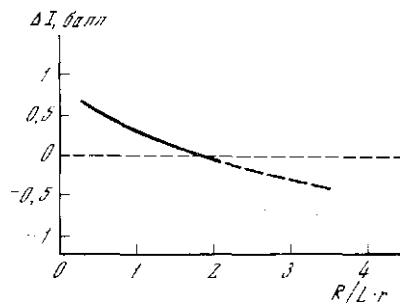


Рис. 2.4

испарения воды. Высокие (> 2) значения индекса соответствуют засушливому климату. Установлено, что увлажнение климата и понижение R/Lr вызывает изменение сейсмических характеристик суглинков, в результате чего возрастает приращение сейсмического балла [95]. Если для суглинков значение ΔI в пустынях составляет в среднем около $-0,4$, то в зоне таежных лесов оно достигает $+0,5$ (рис. 2.4). Этот эффект может иметь не только теоретическое, но и практическое значение.

Рельеф и техногенные процессы, влияя на распределение влаги в грунтах, влияют и на сейсмические характеристики сенсорных грунтов.

Изложенное показывает, что сейсмические характеристики грунтов находятся в зависимости от физико-химических, энергетических, физико-географических и техногенных факторов. Но даже при идентичности этих факторов в каких-либо рассматриваемых случаях при кажущемся сходстве грунтов сейсмические эффекты могут быть различными в зависимости от состояния грунтов и темпов изменения физико-географического окружения.

Следует прежде всего учитывать влияние напряженного состояния грунтов. В зависимости от имеющегося в грунте напряжения его поведение при прохождении сейсмической энергии может быть различным. Известно, что механические напряжения в грунте возрастают с глубиной. Это состояние существует геологически длительное время, и под его влиянием грунт подвергается лишь медленным геологически длительным изменениям. На фоне этих напряжений существуют аномалии, вызван-

ные природными рельефообразующими и особенно техногенными факторами. В этих случаях возможны сейсмодеформации в грунте даже при невысокой интенсивности сотрясений. Наиболее отчетливо это наблюдается на сенсорных грунтах. Пример был описан в Яванской долине, где при четырехбалльном толчке в лессовых грунтах образовались крупные трещины. Просадки грунта на полигоне вызвали перераспределение напряжений в окрестностях полигона, что способствовало сейсмодеформации. В качестве другого примера можно рассмотреть трещинообразование на застроенных участках в Центральных Кызылкумах при сейсмических толчках и даже без них, связанное с явлениями набухания и усадки глин, вызвавших изменения напряженного состояния грунтов [180]. Среднеазиатские исследователи дают различные толкования этому явлению, которое с инженерно-геологической точки зрения, учитывая свойства глин, объясняется довольно просто.

Обобщая изложенное, можно говорить о влиянии термодинамического состояния на поведение грунтов при сейсмических толчках. Без вмешательства человека грунты большей частью находятся в состоянии механического, теплового и водного равновесия, нарушенного сейсмическими толчками лишь высокой интенсивности. Техногенез нарушает это равновесие, и грунты, находящиеся в неравновесном состоянии, деформируются даже при сравнительно слабых землетрясениях. Застроенные территории являются примером этого. Для них характерно поднятие уровня грунтовых вод и подтопление фундаментов сооружений грунтовыми водами, что резко ухудшает инженерно-сейсмическую обстановку [98]. Для застроенных территорий характерно оттаивание мерзлоты, что также приводит к повышению приращения сейсмического балла.

В главе рассмотрены сейсмические свойства литологических разновидностей грунтов, имеющих широкое распространение в сейсмически активных районах. Изучены сейсмические свойства воздушно-сухих и обводненных грунтов. В отдельном разделе главы рассмотрены вечномерзлые грунты.

2.2. ЛЕССОВЫЕ ГРУНТЫ

Лессовые грунты занимают около 13% площади Советского Союза, причем значительная их часть приходится на сейсмоопасные районы. При сейсмических воздействиях лессовые грунты ведут себя своеобразно: в них образуются сейсмодислокации, сейсмические сели, сейсмические просадки, а изменение приращения сейсмического балла наблюдается уже при сравнительно небольшом изменении влажности. Эти грунты принадлежат к группе сенсорных, свойства которых (в том числе сейсмические) меняются под влиянием влажности, давления и климата. В природных условиях свойства лессовых грунтов находятся в равновесии с окружающей средой, пока не произойдет нарушение этого равновесия.

Специфика свойств лессовых грунтов (сравнительная однородность гранулометрического и минералогического состава, недоуплотненность, т.е. способность грунта уплотняться при ослаблении структурных связей, зависимость плотности и прочности структурных связей от влажности) приводит к тому, что среди набора факторов, влияющих на физико-механические свойства лессовых грунтов, влажность W является одним из наиболее существенных. Состояние воды в лессовых грунтах своеобразно. Если для глин характерна связанная, а для песков — гравитационная (свободная) вода, то в лессовых грунтах мы видим сочетание различных видов воды. Поэтому возникло представление о парагенетических комплексах видов

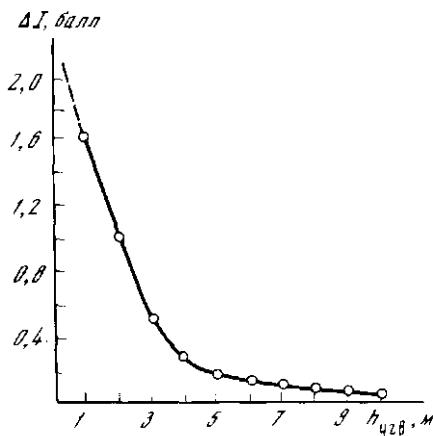
воды в грунтах. В лесовых грунтах различают [92, 96] комплексы: мало-подвижный ($W < 10\%$), диффузионный ($10\% < W < 18\%$), капиллярный ($18\% < W < 25\%$) и гравитационный ($W > 25\%$). Вода разных парагенетических комплексов обладает различной подвижностью и поэтому по-разному влияет на свойства грунтов.

Состояние воды в грунтах может быть термодинамически равновесным и неравновесным. Эти состояния также по-разному влияют на свойства грунтов. В природных условиях в "мертвом" горизонте, т.е. ниже зоны сезонной изменчивости влажности и температуры грунта, вода находится в термодинамическом равновесии с географической средой, т.е. влажность находится в соответствии с количеством воды в атмосфере. При наличии этого равновесия влажность (количество воды) и связанные с ней другие свойства грунта изменяются по времени в незначительных пределах.

В пространстве количество воды может изменяться в широких пределах, так что разновидности воды в разных местах могут образовывать различные парагенетические комплексы. В частности, уровень грунтовых вод является резкой границей раздела грунтов, содержащих капиллярный и гравитационный комплексы. Недоуплотненность (просадочность) грунтов сохраняется лишь при малоподвижном и отчасти диффузионном комплексах.

При техногенезе (преобразовании земной коры, гидросфера, атмосферы и живых организмов под воздействием техники) происходит значительное изменение влажности грунтов. При этом равновесие между количеством воды в грунте и географической средой нарушается. Очень часто в результате технического освоения площадей, сложенных лесовыми грунтами, происходит обводнение территорий. Этот процесс сопровождается сменой парагенетических комплексов воды, просадочными явлениями и изменением свойств лесовых грунтов во времени. Быстро протекающий процесс просадки оставляет резерв недоуплотненности грунта, благодаря чему грунты при неравновесном состоянии воды в них склонны к сейсмическим просадкам, т.е. к дополнительному уплотнению при прохождении сейсмической энергии. Экспериментальные исследования сейсмических свойств лесовых грунтов за последние годы проводились Институтом сейсмологии АН УзССР [107], ИФЗ АН СССР [67] и ПНИИС [6, 85, 86, 92, 98]. В работах ПНИИС, помимо общезвестных факторов (плотность, влажность грунта, мощность слоя, глубина уровня грунтовых вод), учитывается также влияние состояния воды в лесовых грунтах на их сейсмические свойства.

Установлено, что сейсмические свойства лесовых грунтов при равновесном состоянии воды зависят от географической среды, определяющей влажность грунтов. С помощью сейсмоакустических методов подтверждены пороговые значения влажности лесовых грунтов, ранее установленные по инженерно-геологическим данным. Многие свойства грунтов резко меняются при переходе через пороговые значения влажности. Эти величины в равновесных условиях являются границами парагенетических комплексов влаги. Показано, что различные комплексы влаги имеют специфическое воздействие на сейсмические свойства лесовых грунтов. Например, в суглинистых лесовых грунтах изменение влажности в пределах мало-подвижного комплекса ($W < 10\%$) не оказывает значительного влияния на приращение скоростей продольных волн V_p . При влажности диффузионного комплекса ($10\% < W < 18\%$) начинается уменьшение значений V_p , т.е. более высоким значениям влажности отвечают более низкие значения скорости. Это объясняется расклиниванием структурных связей тонкими водными пленками, ведущими к ослаблению связей и образованию в



Р и с. 2.5. Зависимость приращения сейсмического балла на лессовых грунтах от глубины уровня грунтовых вод

грунте невидимых мелких трещин. В пределах капиллярного комплекса ($18\% < W < 25\%$) значения V_p сравнительно мало изменяются при изменении влажности. Резкое увеличение V_p наблюдается при полном заполнении пор водой.

Влажность оказывает существенное влияние на поглощающие свойства лессовых грунтов. Повышение ее (до полного водонасыщения) вызывает

существенное увеличение декремента поглощения Q_p продольных волн (от 0,4 до 3), что соответствует уменьшению вязкости лессовых грунтов при насыщении водой. Декремент поглощения Q_s поперечных волн практически не изменяется при изменении влажности.

При равновесном состоянии воды в толще лессовых грунтов большое влияние на формирование сейсмических свойств оказывают грунтовые воды (гравитационный комплекс влаги). На верхней границе уровня грунтовых вод (УГВ) происходит скачкообразное увеличение скоростей продольных волн (до 1600–1700 м/с). Видимые частоты сейсмических колебаний в продольной волне f_p на фиксированном расстоянии от пункта возбуждения возрастают в 2–3 раза при изменении УГВ от 0 до 12 м. Видимые частоты поперечной волны f_s при тех же условиях практически не меняются. При приближении УГВ к дневной поверхности отмечается значительное увеличение амплитуд колебаний лессовых грунтов при землетрясениях. Приращение сейсмического балла ΔI , подсчитанное в этом случае, меняется от 0 до +2 баллов при изменении глубины УГВ от 10 до 0 м (рис. 2.5).

Результаты изучения лессовых грунтов при неравновесном состоянии воды показали, что их сейсмические свойства во многом зависят от техногенного изменения влажности. При подтоплении территории (когда влажность достигает 18–30%) происходит резкое снижение скоростей V_p и V_s (в 1,5–2 и 1,3–1,5 раза соответственно) и видимых частот f_p (на 30–40%) по сравнению со скоростями и частотами, когда влажность составляла 5–15%. Декремент поглощения продольных волн в этом случае увеличивается в несколько раз. Поглощающие характеристики и видимые частоты поперечных волн (Q_s , f_s) в таких же условиях меняются незначительно.

При быстром техногенном обводнении грунтов в образующемся гравитационном комплексе воды содержится значительное количество пузырьков воздуха и полное водонасыщение грунтов достигается лишь через длительное время, после отжатия или растворения этого воздуха. Поэтому техногенный уровень грунтовых вод в неравновесных условиях не является резкой границей парагенетических комплексов и не фиксируется при сейсморазведочных наблюдениях.

Изучение динамических особенностей колебаний замоченных лессовых грунтов при землетрясениях (естественных и искусственных) пока-

зывает существенное увеличение амплитуд колебаний и смещений максимумов амплитудно-частотных спектров в область низких частот по сравнению с амплитудами колебаний и частотами максимумов амплитудно-частотных спектров, полученных на лессовых грунтах в естественном влажном состоянии.

Приращение сейсмического балла Δ определено для лессовых грунтов, содержащих диффузионный комплекс влаги ($W \approx 15-20\%$) примерно в +1 балл и капиллярный комплекс влаги ($W \approx 25\%$), а для лессовых грунтов, содержащих гравитационный комплекс влаги ($W > 25\%$), оно достигает +2 баллов.

При техногенном увеличении влажности лессовые грунты приобретают способность к дополнительному уплотнению в результате связей и разрушения структуры и текстуры. Эти остаточные деформации называются сейсмическими просадками [97].

Расчеты показывают, что сейсмические просадки на обводненных лессовых грунтах наиболее вероятны при землетрясениях интенсивностью 6 баллов и выше. Для проверки расчетов была проведена серия взрывов, имитирующих 6-7-балльные землетрясения. В результате на замоченных и уже просевших лессовых грунтах зафиксированы дополнительные (сейсмические) просадки, достигающие 28-36 мм.

На основании изложенного даны практические рекомендации по проведению сейсмического микрорайонирования территорий развития лессовых грунтов и по прогнозу изменения приращения сейсмического балла после застройки территории. В частности, сделано уточнение понятия о "средних грунтовых условиях", для территории с преимущественным распространением лессовых грунтов. В связи с тем, что малоподвижному комплексу влаги ($W < 10\%$) отвечают максимальные значения показателей прочностных и деформационных свойств этих грунтов, при сейсмическом микрорайонировании за "средние грунты" рекомендуется принимать лессовые грунты, содержащие малоподвижный комплекс влаги ($W < 10\%$) при глубоком положении УГВ (> 10 м). Лессовые грунты с неравновесным состоянием влаги и с равновесным ее состоянием, но при влажности более 10%, должны быть исключены из группы "средних грунтов".

Наиболее полное и точное решение задач инструментального сейсмического микрорайонирования на лессовых территориях возможно при комплексном использовании сейсмогеодезических и сейсморазведочных методов. Однако расчет приращения сейсмического балла при техногенном обводнении грунтов или в случае неглубокого (< 10 м) положения УГВ следует проводить с учетом данных сейсмологической регистрации. Действенность сейсмических жесткостей в этих условиях ограничена тем, что изменения значений скоростей упругих волн при увлажнении грунтов не отражают в достаточной степени ухудшения их физико-механических свойств. На изменение скоростей упругих волн влияют физико-химические и физико-механические факторы, действующие в противоположных направлениях: разрушение структурных связей ведет к уменьшению значений V_p и V_s , тогда как уплотнение и увлажнение породы воздействует в сторону увеличения V_p и частично V_s .

При равновесном состоянии воды в лессовых грунтах, в случае отсутствия сейсмологических данных приращение сейсмического баланса можно определять по рис. 2.5 или по эмпирической формуле:

$$\Delta I = 2,2/10^{0,2 h},$$

где h — глубина УГВ, м.

Очевидно, что для территорий распространения лесовых грунтов карту сейсмического микрорайонирования следует делать прогнозной, учитываяющей инженерно-геологическую обстановку, ожидаемую в результате застройки территории.

2.3. ГЛИНЫ

Комплексные геолого-геофизические исследования сейсмических свойств глин для целей сейсмического микрорайонирования выполнялись ПНИИСом в 1977–1980 гг. в районах Кавказских Минеральных Вод (КМВ) и Калмыкии. Объектами изучения являлись майкопские и другие глины. Они изучались до глубины 20 м и более.

Работы по изучению сейсмических свойств глин проводились и ранее, но не для целей сейсмического микрорайонирования, и отличались сравнительно небольшой (до 10 м) глубинностью исследования [38]. В этих работах все глинистые образования были разделены на две категории: покровные четвертичные и коренные глины. Последним приписывались довольно стабильные значения скоростных характеристик. Результаты этих работ показаны в табл. 2.1. В литературе [87] появились данные о значительном изменении скоростных характеристик по глубине даже в однородной толще коренных глин. На примере кембрийских глин было показано, что с увеличением глубины их залегания от поверхности до нескольких сот метров скорости продольных волн возрастают от 1200 до 2500 м/с, а скорости поперечных волн – от 140 до 1200 м/с при изменении отношения V_p/V_s от 8,5 близ поверхности до 2–3 на глубине.

В.Н. Никитин [124] первый показал, что резкое изменение сейсмических свойств коренных глин в верхней части разреза связано с их выветриванием. Им была произведена оценка величин V_p и V_s в элювии (коре выветривания) и неизмененных коренных глинах майкопской серии. Неизмененные коренные глины на глубине до 10 м характеризуются значениями $V_p = 2500–2800$ м/с, в то время как в элювии происходит резкое снижение величины V_p до 500–800 м/с.

Изучение сейсмических свойств глин было выполнено на ряде участков с различной мощностью элювия и покровных глинистых образований, при разных гидрогеологических и геоморфологических условиях и с различным минералогическим составом глин (работы проводились в основном на высокодисперсных породах с числом пластичности > 17). При этих исследованиях были получены следующие основные закономерности.

В глинистой толще распространяются в основном прямые и рефрагированные волны. Резких преломляющих границ в толще майкопских глинистых образований, как правило, не наблюдается, в том числе и на уровне зоны полного водонасыщения. Наибольшие вертикальные градиенты скоростей соответствуют элювию коренных глин и покровным глинистым образованиям, а наименьшие – неизмененным коренным глинам.

По площади скорости распространения сейсмических волн наиболее неустойчивы в покровных четвертичных глинах и элювии вследствие их невыдержанности по составу и физико-механическим характеристикам. Скоростные характеристики коренных глин более выдержаны по площади и глубине. Данные о скоростях V_p и V_s , соответствующих различным горизонтам глинистых отложений, приведены в табл. 2.2.

Наряду с этими основными закономерностями были получены и другие закономерности, устанавливающие связь между скоростными характеристиками и показателями физических и водно-физических свойств глин. В результате статистической обработки массовых ультразвуковых наблю-

Таблица 2.1

Скорости продольных и поперечных сейсмических волн глинистых грунтов, по данным Н.Н. Горяинова, Т.А. Поляковой [38]

Тип глинистых образований	V_p , м/с	V_s , м/с	V_p/V_s
Покровные четвертичные глины зоны аэрации	460–600	145–180	2,9–4
Коренные глины выше зеркала грунтовых вод	1380–1940	240–400	4,6–7,2
Все виды глин в зоне водонасыщения	1450–2500	100–400	4,5–16

Таблица 2.2

Скорости сейсмических волн в глинистых отложениях

Горизонт	Глубина	V_p , м/с	V_s , м/с	V_p/V_s
Покровные глинистые образования различного генезиса				
зона аэрации	1–5	450–700	150–300	2,5–3,3
зона водонасыщения		1100–1400	110–260	5–10
Элювий глин				
зона аэрации	5–10	800–1300	250–500	2,5–3,3
зона водонасыщения (трещинные воды)		1200–1600	200–500	2,5–6,7
Коренные глины	5–10	1500–2000	450–700	2,5–2,9
	10–20	1900–2500	650–850	2,5–2,8

дений на образцах глин с естественной структурой выявлены зависимости скорости продольных волн V_p от влажности.

Исследования проводились на трех разновидностях майкопских глин, существенно отличающихся по минералогическому составу: коренные глины преимущественно каолинит-гидрослюдистого состава, элювий этих глин — монтмориллонит-гидрослюдистого состава, глины Калмыкии преимущественно монтмориллонитового состава. Для выветрелых глин получены зависимости величины V_p от влажности W_c (рис. 2.6). V_p для образцов с естественной структурой уменьшается при увеличении влажности [93, 116]. Параллельное определение объемной массы скелета γ образцов с естественной структурой показало, что при увеличении влажности V_p снижается (явление набухания).

Характер зависимости V_p от W_c у глин с разным минералогическим составом несколько различен. У майкопских глин КМВ монтмориллонит-гидрослюдистого состава зависимость V_p от W_c более резко выражена, чем у монтмориллонитовых глин Калмыкии. Можно считать, что уменьшение скоростей V_p в образцах при увлажнении связано в первую очередь с уменьшением объемной массы скелета. Уменьшение V_p при возрастании W_c у глин может быть связано также и со снижением прочности структурных связей.

Зависимости V_p от влажности на образцах глин естественного сложения и на глинистых пастах [38] существенно различаются. При повышении влажности закономерность изменения V_p в глинистых пастах почти такая же, как и в песках (см. рис. 2.6). Отличие наблюдается только в области значений влажности, соответствующей примерно максимальной молеку-

Очевидно, что для территорий распространения лесовых грунтов карту сейсмического микрорайонирования следует делать прогнозной, учитывющей инженерно-геологическую обстановку, ожидаемую в результате застройки территории.

2.3. ГЛИНЫ

Комплексные геолого-геофизические исследования сейсмических свойств глин для целей сейсмического микрорайонирования выполнялись ПНИИСом в 1977–1980 гг. в районах Кавказских Минеральных Вод (КМВ) и Калмыкии. Объектами изучения являлись майкопские и другие глины. Они изучались до глубины 20 м и более.

Работы по изучению сейсмических свойств глин проводились и ранее, но не для целей сейсмического микрорайонирования, и отличались сравнительно небольшой (до 10 м) глубинностью исследования [38]. В этих работах все глинистые образования были разделены на две категории: покровные четвертичные и коренные глины. Последним приписывались довольно стабильные значения скоростных характеристик. Результаты этих работ показаны в табл. 2.1. В литературе [87] появились данные о значительном изменении скоростных характеристик по глубине даже в однородной толще коренных глин. На примере кембрийских глин было показано, что с увеличением глубины их залегания от поверхности до нескольких сот метров скорости продольных волн возрастают от 1200 до 2500 м/с, а скорости поперечных волн – от 140 до 1200 м/с при изменении отношения V_p/V_s от 8,5 близ поверхности до 2–3 на глубине.

В.Н. Никитин [124] первый показал, что резкое изменение сейсмических свойств коренных глин в верхней части разреза связано с их выветриванием. Им была произведена оценка величин V_p и V_s в элювии (коре выветривания) и неизмененных коренных глинах майкопской серии. Неизмененные коренные глины на глубине до 10 м характеризуются значениями $V_p = 2500–2800$ м/с, в то время как в элювии происходит резкое снижение величины V_p до 500–800 м/с.

Изучение сейсмических свойств глин было выполнено на ряде участков с различной мощностью элювия и покровных глинистых образований, при разных гидрологических и геоморфологических условиях и с различным минералогическим составом глин (работы проводились в основном на высокодисперсных породах с числом пластичности > 17). При этих исследованиях были получены следующие основные закономерности.

В глинистой толще распространяются в основном прямые и рефрагированные волны. Резких преломляющих границ в толще майкопских глинистых образований, как правило, не наблюдается, в том числе и на уровне зоны полного водонасыщения. Наибольшие вертикальные градиенты скоростей соответствуют элювию коренных глин и покровным глинистым образованиям, а наименьшие – неизмененным коренным глинам.

По площади скорости распространения сейсмических волн наиболее неустойчивы в покровных четвертичных глинах и элювии вследствие их невыдержанности по составу и физико-механическим характеристикам. Скоростные характеристики коренных глин более выдержаны по площади и глубине. Данные о скоростях V_p и V_s , соответствующих различным горизонтам глинистых отложений, приведены в табл. 2.2.

Наряду с этими основными закономерностями были получены и другие закономерности, устанавливающие связь между скоростными характеристиками и показателями физических и водно-физических свойств глин. В результате статистической обработки массовых ультразвуковых наблю-

Таблица 2.1
Скорости продольных и поперечных сейсмических волн глинистых грунтов,
по данным Н.Н. Горяинова, Т.А. Поляковой [38]

Тип глинистых образований	V_p , м/с	V_s , м/с	V_p/V_s
Покровные четвертичные глины зоны эрозии	460–600	145–180	2,9–4
Коренные глины выше зеркала грунтовых вод	1380–1940	240–400	4,6–7,2
Все виды глин в зоне водонасыщения	1450–2500	100–400	4,5–16

Таблица 2.2
Скорости сейсмических волн в глинистых отложениях

Горизонт	Глубина	V_p , м/с	V_s , м/с	V_p/V_s
Покровные глинистые образования различного генезиса				
зона эрозии	1–5	450–700	150–300	2,5–3,3
зона водонасыщения		1100–1400	110–260	5–10
Элювий глин				
зона эрозии	5–10	800–1300	250–500	2,5–3,3
зона водонасыщения		1200–1600	200–500	2,5–6,7
(трещинные воды)				
Коренные глины	5–10	1500–2000	450–700	2,5–2,9
	10–20	1900–2500	650–850	2,5–2,8

дений на образцах глин с естественной структурой выявлены зависимости скорости продольных волн V_p от влажности.

Исследования проводились на трех разновидностях майкопских глин, существенно отличающихся по минералогическому составу: коренные глины преимущественно каолинит-гидрослюдистого состава, элювий этих глин — монтмориллонит-гидрослюдистого состава, глины Калмыкии преимущественно монтмориллонитового состава. Для выветрелых глин получены зависимости величины V_p от влажности W_c (рис. 2.6). V_p для образцов с естественной структурой уменьшается при увеличении влажности [93, 116]. Параллельное определение объемной массы скелета γ образцов с естественной структурой показало, что при увеличении влажности V_p снижается (явление набухания).

Характер зависимости V_p от W_c у глин с разным минералогическим составом несколько различен. У майкопских глин КМВ монтмориллонит-гидрослюдистого состава зависимость V_p от W_c более резко выражена, чем у монтмориллонитовых глин Калмыкии. Можно считать, что уменьшение скоростей V_p в образцах при увлажнении связано в первую очередь с уменьшением объемной массы скелета. Уменьшение V_p при возрастании W_c у глин может быть связано также и со снижением прочности структурных связей.

Зависимости V_p от влажности на образцах глин естественного сложения и на глинистых пастах [38] существенно различаются. При повышении влажности закономерность изменения V_p в глинистых пастах почти такая же, как и в песках (см. рис. 2.6). Отличие наблюдается только в области значений влажности, соответствующей примерно максимальной молеку-

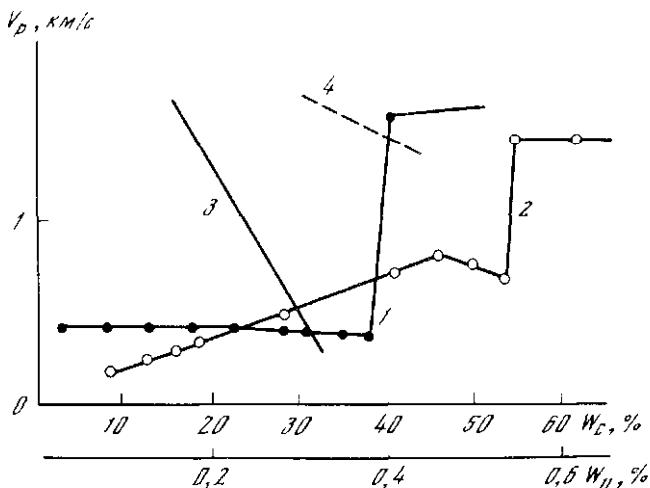


Рис. 2.6. Зависимость скорости продольных волн в глинистых грунтах от влажности 1, 2 – от объемной влажности (W_v), по данным Н.Н. Горяинова и Т.А. Поляковой [38]; 3, 4 – от весовой влажности (W_c)

1 – песок, $K_p = 40\%$; 2 – гидрослюдисто-каолиновая паста $K_p = 52\%$; 3, 4 – образцы выветрелой майкопской глины естественной структуры из района: 3 – Кавказских Минеральных Вод, 4 – Калмыкии

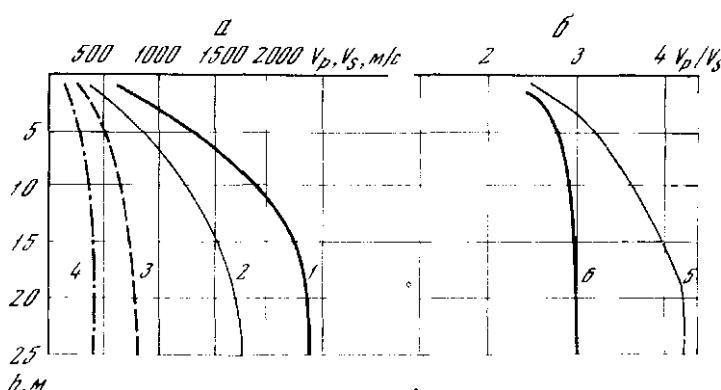


Рис. 2.7. Зависимость скоростных характеристик майкопских глин V_p и V_s (м/с) от глубины залегания

а: 1 – V_p в каолинит-гидрослюдистых глинах КМВ; 2 – V_p в монтмориллонитовых глинах Калмыкии; 3 – V_s в глинах КМВ; 4 – V_s в глинах Калмыкии; б: 1 – V_p/V_s для глин КМВ; 2 – V_p/V_s для глин Калмыкии

лярной влагоемкости, где наблюдается локальное повышение скорости V_p . В опытах на пастах не учитывались прочности структурных связей. Сравнение результатов сейсмоакустических наблюдений, выполненных на различных базах и разных частотах (сейсмокаротаж и ультразвук) в горных выработках, показало, что низкие значения скоростей в элювии коренных глин обусловлены трещиноватостью преимущественного субгоризонтального простириания. Несмотря на то, что трещины выполнены минералом ярозитом, гипсом и другими, V_p в заполнителе трещин составляет

ляет примерно 350 м/с, что и обуславливает общее понижение скорости в массиве глин.

Вопрос о влиянии минералогического состава глин на их сейсмические характеристики изучен слабо. В литературе высказываются прямо противоположные мнения о влиянии на величину V_p содержания монтмориллонита. Например, Н.Н. Горяинов и Ф.М. Лаховицкий [37], по данным наблюдений на малых глубинах (до 3 м), указывают, что при увеличении в составе глин содержания монтмориллонита увеличиваются скорости V_p . Другими авторами [89] показана противоположная зависимость V_p от содержания монтмориллонита в глинах на глубинах 400–600 м. Подобные же данные были получены нами при определении скоростных характеристик глин в условиях естественного залегания на глубинах до 24 м (рис. 2.7). Показанные расхождения могут быть объяснены различными условиями экспериментов.

При наблюдениях на малых глубинах и особенно на образцах в процессе свободного набухания скорости возрастают вследствие закрытия трещин при набухании. При этом именно минерал монтмориллонит, обладающий очень подвижной кристаллической решеткой, способствует интенсивному набуханию и, следовательно, косвенно некоторому увеличению скорости в отсутствии давления.

Совсем иная картина наблюдается, если глины монтмориллонитового состава залегают на больших глубинах и подвергаются давлению, превосходящему давление набухания. Было показано [89], что на больших глубинах минерал монтмориллонит способен удерживать воду и, следовательно, сохранять свою кристаллическую решетку в более "рыхлом" состоянии, чем, например, каолинит и гидрослюдя.

Полученные зависимости (см. рис. 2.7) V_p и V_s от глубины для майкопских глин каолинит-гидрослюдистого состава КМВ и монтмориллонитового состава Калмыкии показывают, что на одинаковых глубинах первые обладают более высокими значениями скоростей сейсмических волн.

Отношение V_p/V_s у этих двух типов глин также различно. В первом случае оно равно 3, а во втором – 4,4. Это отношение, как следует из многих работ [166], характеризует прочность структурных связей в глинах и, судя по нашим данным (рис. 2.7), в некоторых случаях может служить косвенным критерием в оценке минералогического состава.

В заключение отметим, что приведенные выше результаты исследований являются первым шагом на пути исследования сейсмических характеристик глин для сейсмического микрорайонирования. Дальнейшее изучение глин следует проводить с учетом их инженерно-геологических свойств, минералогического состава, характера структурных связей, термодинамической обстановки и других особенностей окружающей среды.

2.4. КРУПНООБЛОМОЧНЫЕ ГРУНТЫ

Крупнообломочные грунты, представленные разнообразными валунно-галечниковыми, дресвяно-щебнистыми и гравелистыми отложениями с песчано-глинистым заполнителем, широко распространены в сейсмических районах. Они слагают конусы выноса, поймы и террасы рек, склоны горных сооружений, заполняют межгорные долины и котловины. Мощность крупнообломочных отложений может изменяться от нескольких до многих сотен метров.

По своим сейсмическим характеристикам крупнообломочные грунты занимают промежуточное положение между скальными и песчано-глинистыми грунтами. Изучение их сейсмических характеристик (в первую очередь

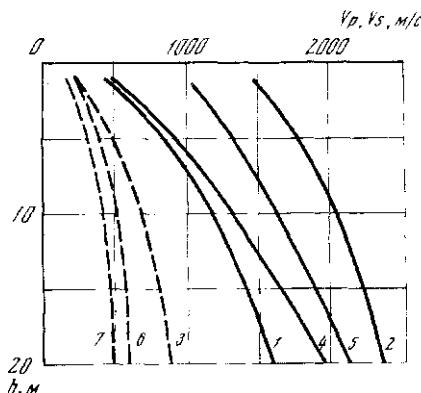


Рис. 2.8. Зависимость V_p и V_s для крупнообломочных грунтов от глубины заполнения, состава заполнителя и обводненности

Галечники с песчаным заполнителем (по И.Г. Минделю): 1 — V_p в неводонасыщенных; 2 — V_s в водонасыщенных; 3 — V_s в неводонасыщенных

Галечники с глинистым заполнителем (по А.В. Герасимову): 4 — V_p в неводонасыщенных; 5 — V_p в водонасыщенных; 6 — V_s в неводонасыщенных; 7 — V_s в водонасыщенных грунтах

скоростей распространения сейсмических волн) представляет большой практический интерес, так как эти грунты в большинстве случаев принимают за средние. В ряде работ по сейсмическому микрорайонированию отмечается отсутствие заметной зависимости V_p для крупнообломочных грунтов от обводненности [115]. Однако в этих работах уделено недостаточное внимание характеристике состава обломочного материала и заполнителя. Очевидно, стабильность сейсмических свойств сохраняется для хорошо отсортированных и уплотненных валунно-галечниковых отложений [114].

На основании комплексных инженерно-геологических и геофизических исследований, выполненных для целей сейсмического микрорайонирования в Восточном Прииссыкулье [109], в горных районах Туркмении [114], в Северной Монгалии [186], в Казахстане и КМВ, а также данных, приведенных в обзорных работах [69, 114], выявлены некоторые закономерности изменения скоростей распространения продольных и поперечных волн и их отношений для некоторых типов крупнообломочных грунтов.

Прежде всего необходимо отметить, что гравийно-галечниковые отложения являются градиентными средами, где V_p и V_s постепенно нарастают с глубиной. В дресвяно-щебнистых грунтах в отличие от первых рефракция сейсмических волн наблюдается значительно реже. В них преимущественно регистрируются прямые и преломленные волны. В зависимости от преобладающей ориентировки обломочного материала толща дресвяно-щебнистых грунтов может обладать заметной скоростной анизотропией.

Для грунтов исследованных районов диапазон изменения V_p и V_s весьма значителен. Наиболее низкие значения скоростей характерны для крупнообломочных грунтов с высоким содержанием песчано-глинистого заполнителя (до 30–40%). Скоростные характеристики валунно-галечниковых отложений зависят в первую очередь от количества и состава заполнителя и степени водонасыщенности.

Влияние этих факторов может быть рассмотрено на примере валунно-галечниковых грунтов городов Пржевальска и Ессентуки. В первом случае валуны и галька представлены гранитами и гранодиоритами, заполнитель (15–30%) преимущественно песчаный с включением гравия. Во втором случае преобладал глинистый заполнитель (30–40%) (рис. 2.8). Совместный анализ осредненных значений скоростей позволил установить следующие особенности.

1. В необводненных гравийно- и валунно-галечниковых отложениях с песчаным заполнителем значения V_p возрастают с глубиной от 500–800 м/с на глубинах 1–5 м от поверхности до 1500–2500 м/с на глубинах 20–30 м

и V_s – от 250–400 м/с вблизи поверхности до 1000–1500 м/с на глубинах 20–30 м, $V_p/V_s = 1,5 \div 2,5$.

2. В тех же грунтах, но обводненных, значения V_p на всем интервале глубин выше, чем в необводненных, и изменяются от 1500–1800 м/с вблизи поверхности до 2500–3000 м/с на глубине 30 м. Значения V_s также изменяются с глубиной, но менее интенсивно, чем в необводненных, при этом $V_p/V_s = 2,5 \div 3,5$.

3. В необводненных гравийно-галечниковых грунтах с суглинистым заполнителем также наблюдается нарастание сейсмических скоростей с глубиной, однако по абсолютной величине значения V_p выше, а V_s – ниже, чем в аналогичных грунтах с песчаным заполнителем. Неравномерна также интенсивность изменения скоростей, в результате чего с глубиной увеличивается отношение $V_p/V_s = 2,3 \div 3,5$.

4. При водонасыщении грунтов с глинистым заполнителем происходит незначительное увеличение V_p и уменьшение V_s . Отношение $V_p/V_s = 2,8 \div 4,2$.

Выявленные сейсмические особенности необходимо принимать во внимание при расчетах приращения балла по способу сейсмических жесткостей.

Величина отношения сейсмических скоростей может служить качественной характеристикой механической прочности грунта, что также должно учитываться при сейсмическом микрорайонировании. Увеличение отношения V_p/V_s в водонасыщенных крупнообломочных грунтах свидетельствует о некотором ухудшении их механических свойств в сравнении с воздушно-сухими. Следует отметить, что для неводонасыщенных песчаных грунтов $V_p/V_s = 1,5 \div 2,5$ (как и для крупнообломочных), а для водонасыщенных $V_p/V_s = 7 \div 8$.

По данным сейсмологических наблюдений за слабыми землетрясениями на участках, сложенных крупнообломочными грунтами, приращение сейсмической интенсивности за счет местных условий может колебаться в пределах ± 1 балл относительно фоновой балльности. Для более обоснованной оценки приращения балльности требуется тщательный анализ основных факторов, влияющих на сейсмический эффект. К ним, кроме рассмотренных, относится гранулометрический и литологический состав обломков, их форма, упаковка и плотность.

2.5. МЕРЗЛЫЕ ГРУНТЫ

В Восточной Сибири широкое распространение имеют вечномерзлые грунты. Свойства мерзлых грунтов определяются прежде всего их температурой и соотношением таких компонентов, как твердые минеральные частицы, включения льда, незамерзшей воды и газа [184]. Изменение температуры мерзлых грунтов приводит к нарушению динамического равновесия незамерзшей воды и льда и резкому изменению свойств грунта [183]. Меняется в этом случае и реакция мерзлых грунтов на сейсмические воздействия [165]. Для изучения динамики сейсмических свойств мерзлых грунтов при нарушении равновесного состояния и обоснования методики расчета их сейсмической опасности необходимо установить определенные взаимосвязи между механическими, физическими и сейсмическими параметрами мерзлых грунтов. Поставленная задача реализуется по данным лабораторных измерений для конкретных типов грунтов при совместном анализе таких параметров, как объемный вес, пористость, влажность (льдистость), температура, скорости распространения сейсмических волн, удельное электрическое сопротивление, динамические модули упругости, коэффициент Пуассона и пределы прочности при кратковременном сжатии и растяжении. Рассматриваются кратко и результаты поправок

Таблица 2.3
Физические свойства грунтов

Тип грунта	Фракция, мм			
	10–2	2–1	1–0,5	0,5–0,25
Крубообломочный	51	7	14	23
Песчаный	16	9	56	18
Супесь	—	5	12	21
Суглинок	—	—	—	8

измерений скоростей продольных и поперечных волн в мерзлых песчаных, грубообломочных и скальных грунтах.

В лабораторных условиях методика изучения свойств мерзлых грунтов была следующей. Скорости сейсмических волн измерялись с помощью ультразвуковых сейсмоскопов. При возбуждении упругих волн применялись излучатели с собственной частотой от 70 до 1,5 МГц. При измерении скоростей поперечных волн использовались датчики со специальными насадками, которые обеспечивали необходимую направленность при излучении и приеме сигнала. Измерения проводились на образцах суглинков, супесей, песков и грубообломочных грунтов. Физические свойства грунтов приведены в табл. 2.3. Температура исследуемых образцов менялась в пределах от 0 до -10° и влажность – от 0–10 до 100%. При достижении полной влагоемкости грунтов дальнейшее увеличение процентного содержания пьда в образце достигалось уменьшением до нуля объема минеральных частиц.

Равновесное состояние незамерзшей воды и льда в образцах при определенной температуре контролировалось двумя способами. Во-первых, измерениями температуры внутри образца и в криокамере и, во-вторых, контролем времени прохождения ультразвука через образец. В последнем случае ультразвуковые датчики монтировались полностью в водонасыщенные образцы и измерение времени проводилось через каждые 0,5 ч. После стабилизации температуры и времени пробега ультразвука в образце проводилось измерение необходимых геофизических параметров непосредственно в криокамере. Удельное электрическое сопротивление измерялось симметричной четырехэлектродной установкой [194].

При испытаниях на сжатие и разрыв образцы приготавливались в специальных формах. Размер части образцов, подвергаемой разрыву, соответствовал размеру образцов испытываемых на сжатие (диаметр 6 см, высота 5 см). Испытание образцов грунта на сжатие и разрыв осуществлялось универсальной разрывной машиной с ценой деления 10 кг.

Попевые измерения скоростей P - и S -волн выполнялись с помощью серийных 30- и 48-канальных станций по стандартной методике [167]. Состав и состояние изучаемых грунтов определялись по данным инженерно-геологических изысканий и данными бурения.

Проанализируем вначале результаты лабораторных измерений скоростей продольных и поперечных волн в зависимости от температуры (T) и влажности (W) для грубообломочных грунтов, песков, супесей и суглинков.

В грубообломочных грунтах измеренные зависимости $V_p = f(TW)$, $V_s = f(TW)$ и $V_p/V_s = f(TW)$ можно разделить на три участка (рис. 2.9). Первый участок до начала цементации грунта (морозные грунты) с влажностью от 0 до 5% показывает, что скорости практически не зависят от

Фракция, мм			Удельная масса, г/см ³	Плотность, г/см ³	Пористость, %
0,25–0,005	0,05–0,002	0,002			
5	—	—	2,71	2,1	22,6
11	—	—	2,68	1,8	32,9
62	—	—	2,70	1,7	37,1
22	58	12	2,71	1,65	39,0

температуры и их отношения имеют наибольшие значения по сравнению с другими участками кривых, равные 2,3–2,4.

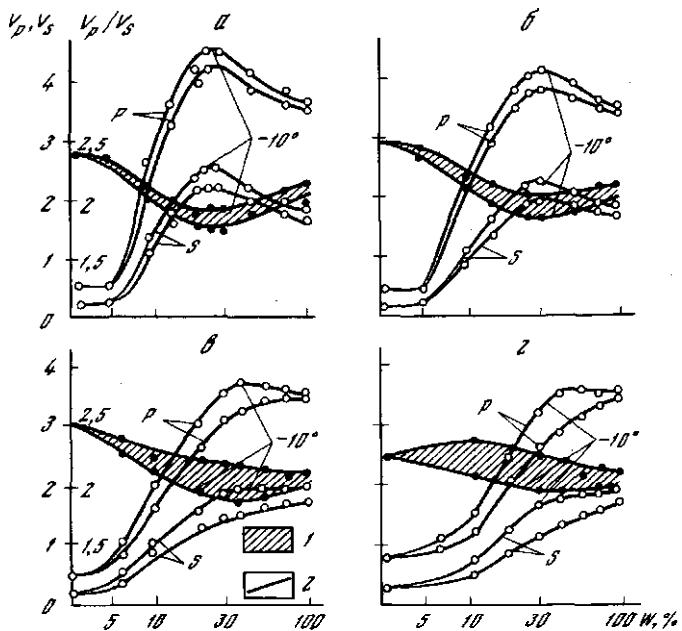
Второй участок охватывает диапазон изменения влажности от начала цементации грунта льдом до полного насыщения. Скорости продольных волн на этом участке кривой увеличиваются в 7–8 раз, а поперечных – в 10 раз. Такой характер изменения скоростей приводит к уменьшению их отношения от 2,3 до 1,9 при температуре, равной -10° . На этом участке с ростом отрицательной температуры наибольшие значения скоростей отмечаются при полном насыщении грунта водой и льдом, а отношение скоростей с ростом температуры и влажности уменьшается.

Третий участок, где влажность увеличивается до 100% за счет уменьшения объема грунта, характеризуется снижением значений и увеличением их отношения до 2,1. В зависимости от температуры характер изменения скоростей на этом участке имеет следующие особенности. С понижением температуры от 0 до -10° скорость продольных волн увеличивается на 40–250 м/с в зависимости от влажности, а поперечных – на 180–250 м/с. Неодинаковое увеличение скоростей приводит к уменьшению их отношения с увеличением влажности, причем с понижением температуры V_p/V_s увеличивается.

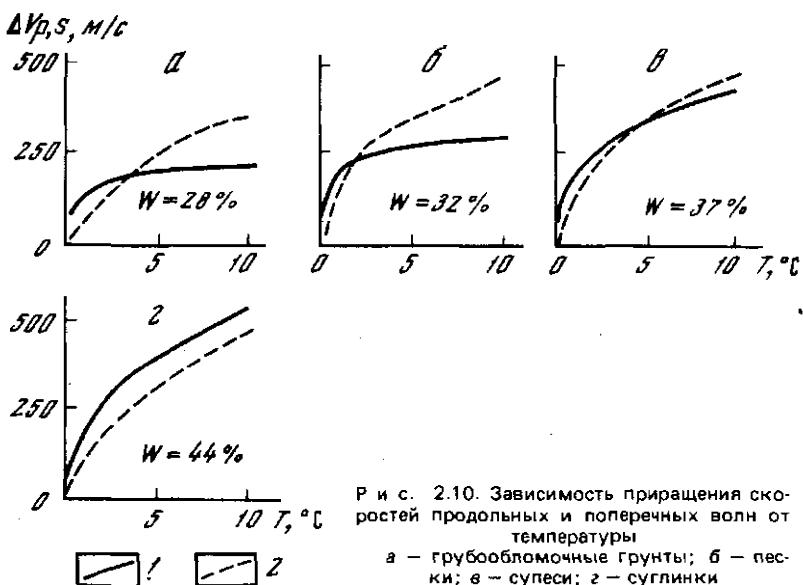
В песках характер изменения V_p , V_s и V_p/V_s с изменением температуры и влажности остается таким же. Однако отмечаются следующие особенности: скорости P и S волн для каждого фиксированного значения влажности несколько меньше, зависимость V_p и V_s от температуры возрастает, диапазон изменения V_p/V_s сдвигается в сторону больших значений меняясь в зависимости от температуры и влажности от 1,8 до 2,5 (см. рис. 2.9).

В суглинях наблюдается некоторое изменение в величинах и характере связей изучаемых параметров с W и T . При температуре -10° С и значениях влажности, близкой к 30%, V_p и V_s достигают максимума. С повышением температуры максимальные значения скоростей сдвигаются в сторону увеличения влажности грунта (см. рис. 2.9, в). Отношение скоростей с увеличением влажности уменьшается от 2,6 до 2,1 при температуре, близкой к нулю. С понижением температуры до -10° значение V_p/V_s уменьшается до 2 при $W=100\%$ и до 1,85 при $W=37,4\%$.

Для суглиновков (см. рис. 2.9, г) первый участок с малым градиентом скоростей охватывает большой диапазон изменения влажности от 0 до 10% и имеет максимальные значения V_p/V_s по отношению к рассмотренным выше типам грунтов, равные 2,25. На втором участке ($W=10$ –40%) наблюдается интенсивный рост скоростей. Третий участок ($W=40$ –100%) также характеризуется увеличением V_p и V_s , но интенсивность их роста зависит от температуры – она меньше при $T=-10^{\circ}$ и больше при $T=0^{\circ}$. Отношение скоростей в зависимости от T и W характеризуется максимальными значе-



Р и с. 2.9. Изменение скоростей продольных и поперечных волн (1) и их отношений (2) от температуры и влажности (пьезистости) для различных типов грунтов
а — грубообломочные; б — пески; в — супеси; г — суглинки



Р и с. 2.10. Зависимость приращения скоростей продольных и поперечных волн от температуры
а — грубообломочные Грунты; б — пески; в — супеси; г — суглинки

Таблица 2.4
Значения коэффициентов уравнения (2.1) для различных типов грунтов

Тип грунта	Диапазон изменения влажности (%)	$V_p, \text{ м/с}$	$b_{p,s}$	$V_s, \text{ м/с}$	b_s
Крупнообломочный	10–70	140	0,13	70	0,74
Песок	11–80	200	0,18	140	0,53
Супесь	14–50	175	0,37	120	0,62
Суглинок	16–50	150	0,52	110	0,65

ниями 2,4 при влажности, равной 12%, и температуре 0°С и минимальными при $T = -10^\circ$ и $W = 44\%$.

Величину изменения V_p и V_s для рассмотренных разновидностей грунтов в интервале изменения температур от 0 до -10° и при влажности, близкой к полному водонасыщению грунта, характеризуют графики, представленные на рис. 2.10. Интенсивность роста V_s в крупнообломочных и песчаных грунтах при температуре, близкой к 0°, меньше, чем V_p , а в интервале $T = -2^\circ \div -10^\circ$ приращение скорости поперечных волн больше, чем продольных. В суглинках и супесях зависимость ΔV_p и ΔV_s от T по характеру и по величине идентичны. Описанная закономерность роста V_p и V_s и определяет уменьшение их отношений температуры мерзлого грунта для всех значений влажности, включая и лед (влажность 100%).

Рассмотренные особенности изменения V_p , V_s и V_p/V_s позволили выразить зависимость интенсивности роста V_p и V_s от температуры для определенных интервалов изменения влажности в виде

$$\Delta V(T) = V_{p,s} T^b, \quad (2.1)$$

где T — модуль температуры мерзлого грунта; $V_{p,s}$ — увеличение скорости продольных или поперечных волн при понижении температуры мерзлого грунта от 0 до -1° .

В табл. 2.4 приведены значения $V_{p,s}$ и $b_{p,s}$ и указаны диапазоны изменения влажности (взятые из графиков рис. 2.9), для которых установленные зависимости в виде (2.1) соответствуют экспериментальным данным с относительной ошибкой, не превышающей 10%.

Таким образом, полученные экспериментальные данные позволяют оценивать V_p , V_s и V_p/V_s для определенных типов грунтов (табл. 2.4) по известным физическим параметрам (объемный вес, пористость, температура, влажность) и прогнозировать по зависимости (2.1) изменение скоростей сейсмических волн в естественных условиях при нарушении температурного режима мерзлоты в результате строительства.

Проанализируем для песчаных и крупнообломочных грунтов зависимость от температуры и влажности таких параметров, как пределы прочности на сжатие и разрыв (при мгновенных нагрузках), динамические модули упругости, коэффициент Пуассона и удельное электрическое сопротивление (ρ_k).

Измерения проводились при температурах 0, -2 , -5 , -10° С и влажности от 12 до 33% для песков и от 9 до 22% для грубообломочных грунтов. При испытании на прочность наблюдается значительный разброс данных, который объясняется неравномерным распределением связей между водой, льдом и минеральными частицами грунта. Стабильнее результаты при полном насыщении грунта водой и льдом. Учитывая сказанное, для каждого значения температуры и влажности приготавливались по 4 одинаковых

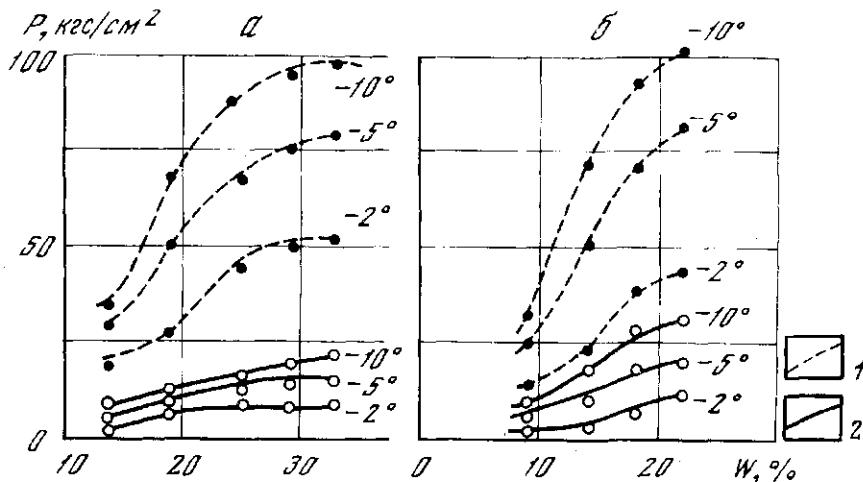


Рис. 2.11. Зависимость пределов прочности на сжатие (1) и разрыв (2) от температуры и влажности песков (а) и грубообломочных грунтов (б)

образца. Кроме того, предварительно оценивалась по скоростям распространения ультразвука в различных направлениях их однородность. Было отмечено следующее: время прохождения ультразвука в направлении приложения нагрузки слабо коррелирует с разбросом значений $P_{сж}$ и $P_{рас}$. При просвечивании образца перпендикулярно прилагаемой нагрузке аномальные участки хорошо выявляются по времени прохождения ультразвука (Δt) и в соответствии с увеличением Δt (разность между временами прохождения ультразвука через образец) увеличивается и разброс значений P . Для испытаний отбирались образцы с минимальными значениями Δt (по 4 образца для каждого фиксированного значения температуры и влажности).

Не останавливаясь на общих уже известных закономерностях изменения пределов прочности мерзлых грунтов в зависимости от температуры и влажности [184], отметим некоторые особенности установленных связей, которые могут использоваться для количественной оценки изменения сейсмической опасности мерзлых грунтов при изменении их температуры.

Для песков уменьшение температуры от -2 до -5° приводит к увеличению P на сжатие и разрыв в 1,4–2 раза, а при изменении температуры от -5 до -10° – в 1,2–1,4 раза (рис. 2.11). Для тех же грунтов для фиксированных значений T с увеличением влажности отношение предела прочности на сжатие к пределу прочности на растяжение уменьшается от 6–9 до 4–6. Для крупнообломочных грунтов сохраняется такая же закономерность и отношение $P_{сж}^*/P_{рас}$ меняется от 7 до 3.

По пределам прочности пески и крупнообломочные грунты различаются незначительно. Однако если сравнивать значения $P_{сж}$ и $P_{рас}$ для одинаковой влажности, можно отметить, что в крупнообломочных грунтах изучаемые параметры в 1,5–2 раза больше. Например, при $W=20\%$ и температуре -10° предел прочности на сжатие для песков равен $71 \text{ кгс}/\text{см}^2$ и на растяжение $14 \text{ кгс}/\text{см}^2$, для крупнообломочных грунтов эти величины равны соответственно 98 и $28 \text{ кгс}/\text{см}^2$.

В песках до полного насыщения, прочность практически стабилизировалась и достигла своего максимума. В крупнообломочных грунтах при

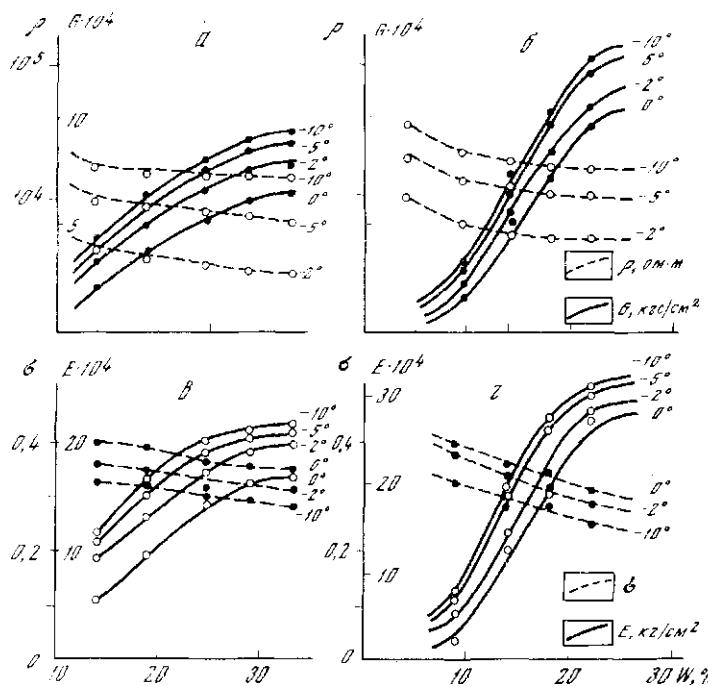


Рис. 2.12. Зависимость удельного электрического сопротивления (ρ), модуля сдвига (G), коэффициента Пуассона (σ) и модуля Юнга (E) от температуры и влажности для песков (а, в) и крупнообломочных грунтов (б, г)

низких температурах с увеличением процентного содержания льда пределы прочности могут несколько увеличиться.

Основываясь на результатах измерений, представленных на рис. 2.10 и 2.11, проведем сравнение величин изменения сейсмических и прочностных параметров от T и W . Интенсивность $P_{cж}$, $P_{рас}$ значительно превышает интенсивность роста V_p и V_s с изменением температуры. В интервале изменения температур от -2 до -10° скорости сейсмических волн увеличиваются на $5-10\%$, в то время как пределы прочности — в $1,5-5$ раз. Величины отношений $P_{cж}/P_{рас}$ и V_p/V_s с понижением температуры и возрастанием влажности до полного насыщения уменьшаются, наиболее явно это выражено для отношений пределов прочности.

Рассмотрим результаты измерений модуля Юнга E , модуля сдвига G , коэффициента Пуассона σ и удельного электрического сопротивления ρ для образцов, испытанных на прочность (рис. 2.12).

Модуль Юнга и модуль сдвига для песков и крупнообломочных грунтов меняются в соответствии с изменением скоростей (см. рис. 2.9; 2.10).

Ранее было показано, что пределы прочности на сжатие и разрыв для названных типов грунтов различаются незначительно. Их отношение зависит от температуры и влажности. Динамические модули упругости в крупнообломочных грунтах при полном насыщении превышают аналогичные значения для песков в $1,4-2$ раза. Отношение E_4/G для обеих разновидностей грунтов меняется в небольших пределах — от $2,6$ до $2,9$ и мало зависит от температуры и влажности.

Коэффициент Пуассона с понижением температуры и увеличением льдистости для песков и крупнообломочных грунтов уменьшается от 0,24 до 0,4. По сравнению с пределами прочности на сжатие и растяжение σ имеет обратную зависимость от названных параметров.

Удельное электрическое сопротивление уменьшается с возрастанием льдистости и увеличивается с понижением температуры. Последнее находится в соответствии с количеством незамерзшей воды. Для крупнообломочных грунтов ρ_k несколько больше, чем для песчаных. Характер изменения ρ_k по отношению к другим параметрам следующий: в зависимости от температуры он изменяется так же, как прочностные характеристики в зависимости от влажности, как коэффициент Пуассона.

Таким образом, рассмотренный комплекс параметров и анализ взаимосвязей между ними открывает возможность проследить их связь с параметрами колебаний грунтов при землетрясениях по данным натурных измерений с целью установления количественных зависимостей. Такие зависимости достаточно установить с одним или двумя из рассмотренных параметров и, основываясь на выявленных в лабораторных условиях закономерностях, получить необходимые связи с легко определяемыми характеристиками мерзлых грунтов в естественных условиях. Учитывая, что сейсмическая опасность грунтов в большинстве случаев оценивается через скорости сейсмических волн [110], а рассмотренные нами параметры также могут определяться через V_p и V_s , проанализируем результаты измерений скоростей распространения сейсмических волн в мерзлых грунтах Восточной Сибири. Анализ скоростей по их пределам изменений проводится для песчаных, крупнообломочных и скальных грунтов на основе установления следующей зависимости: $V_p = f(V_s)$.

Измерения скоростей проводились в районах Тункинской, Баргузинской и Еравнинской впадин и в северных районах Восточной Сибири – от перевала Даван до г. Тынды. Было проанализировано следующее количество измерений: для скальных – 97, для крупнообломочных – 209 и для песчаных грунтов – 80.

Для скальных грунтов линейная зависимость $V_s = f(V_p)$ (рис. 2.13, в) установлена для интервала изменения V_p от 3,1 до 5,5 км/с и V_s – от 1,4 до 3,6 км/с и имеет вид

$$V_p = (1,52 \pm 0,21) + (1,1 \pm 0,12) V_s. \quad (2.2)$$

Эта зависимость характеризуется коэффициентом корреляции, равным 0,94. Разброс значений V_s от осредняющей прямой, увеличивается с уменьшением скорости V_p . Около 50% измерений приходится на интервалы изменения скоростей P -волн – от 3,9 до 4,9 км/с и S -волн – от 2,2 до 3,1 км/с.

Для мерзлых крупнообломочных грунтов получена следующая линейная зависимость:

$$V_s = (0,714 \pm 0,022) V_p - (0,57 \pm 0,089). \quad (2.3)$$

Коэффициент корреляции связи 0,88. Указанное уравнение действительно в интервале изменения скоростей P -волн от 2,7 до 5,2 км/с, S -волн от 1,2 до 3,1 км/с (рис. 2.13, б).

Для мерзлых песков (рис. 2.13, а) между V_p и V_s устанавливается тесная корреляционная связь с коэффициентом корреляции, равным 0,95:

$$V_s = (0,732 \pm 0,028) V_p - (0,806 \pm 0,095). \quad (2.4)$$

Это уравнение установлено для интервалов изменения V_p от 2,6 до 4,5 км/с и V_s от 1,2 до 2,8 км/с.

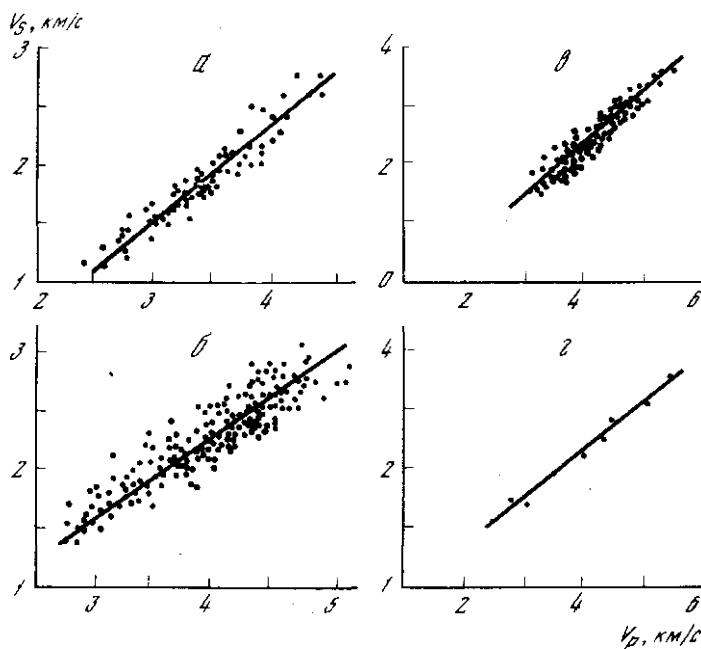


Рис. 2.13. Зависимость скоростей поперечных волн от продольных
 а — для мерзлых песков; б — грубообломочных и в — скальных грунтов; г — обобщенная зависимость $V_s = f(V_p)$ для мерзлых грунтов

Во всех установленных связях (2.2) — (2.4) доверительный интервал указан с 5%-ным уровнем значимости.

На рис. 2.13, г представлен сводный график зависимости $V_s = f(V_p)$, построенный по минимальным, максимальным и средним значениям V_p и V_s , найденным по осредненным прямым. Полученное семейство точек хорошо аппроксимируется зависимостью

$$V_p = 2,37 V_s^{0,667}, \quad (2.5)$$

которая может использоваться для расчетов в интервале изменения скоростей, ограниченных кривой на рис. 2.13.

Отмечаются следующие особенности в изменении скоростей в изучаемых грунтах. Для каждой разновидности грунтов с увеличением скоростей V_p и V_s их отношение уменьшается. Интенсивность уменьшения V_p/V_s возрастает при переходе от песчаных к крупнообломочным и скальным грунтам, чем и объясняется вид зависимости (2.5). С увеличением значений скоростей их разброс увеличивается и, если судить по обобщенной зависимости, можно предположить, что при дальнейшем росте скоростей их отношение стабилизируется и, возможно, несколько увеличится.

Таким образом, основываясь на результатах полевых и лабораторных измерений и учитывая, что взаимосвязи между различными параметрами устанавливались с целью совершенствования методики прогноза параметров колебаний мерзлых грунтов при землетрясениях, можно качественно оценить возможности каждого параметра в этом отношении, если в качестве критерия при сравнении выбрать прочность при мгновенных нагрузках. Необходимость такого анализа вытекает из следующих рассуждений.

Общий диапазон изменения скоростей (V_p) в мерзлых грунтах, в верхней зоне разреза (включая и скальные грунты), лежит в интервале от 2,6 до 5,4 км/с (рис. 2.13). Это соответствует изменению приращений балльности, рассчитанных по формуле С.В. Медведева [110] от 0 до 0,6 балла, что значительно меньше имеющихся макросейсмических и инструментальных данных о проявлениях землетрясений на мерзлых грунтах [165]. Отсюда следует, что формула С.В. Медведева не является универсальной для оценки сейсмической опасности грунтов различного состояния. Поэтому необходимо отыскать новые зависимости, которые более надежно могли бы характеризовать сейсмическую опасность мерзлых грунтов. Из рассмотренного намечаются следующие возможности в этом отношении.

1. Скорости V_p и V_s возрастают при увеличении влажности так же, как и прочность грунта. Поэтому эти параметры могут описывать снижение сейсмической опасности мерзлых грунтов, вызванное усилением связей за счет их цементации льдом. Однако увеличение прочности, а следовательно, и снижение сейсмической опасности за счет отрицательной температуры по сравнению с увеличением льдистости, будет неравнозначно оцениваться скоростями сейсмических волн. Связано это с тем, что за счет льдистости V_p и V_s увеличится на порядок, а за счет изменения температуры (от 0 до -10°) – всего на 5–20%, т.е. изменения скоростей сравнимы с ошибками их определений в полевых условиях. В то же время сейсмическая опасность мерзлых грунтов за счет отрицательных температур меняется до 1 балла [165]. Из этого можно заключить, что скорости сейсмических волн являются неустойчивыми параметрами оценки сейсмической опасности мерзлых грунтов с различной температурой.

2. Динамические модули упругости (E , G , K) хорошо коррелируются со скоростями сейсмических волн, и поэтому эти параметры имеют ту же значимость для оценки сейсмической опасности, как и V_p , V_s .

3. По коэффициенту Пуассона и отношению скоростей сейсмических волн можно независимо оценивать сейсмическую опасность мерзлых грунтов только при достаточно надежном определении V_p и V_s . Однако при проведении различных инженерно-сейсмологических расчетов и при построении сейсмических моделей для оценки параметров колебаний мерзлых грунтов при сильных землетрясениях [165] необходимо учитывать установленные закономерности изменения σ и V_p/V_s от температуры и влажности (льдистости) мерзлоты.

4. Удельное электрическое сопротивление растет с понижением температуры и хорошо коррелирует с увеличением прочности мерзлых грунтов на сжатие и разрыв. Большой диапазон изменения этого параметра от температуры и влажности позволяет непосредственно использовать ρ для прогноза параметров колебаний мерзлых грунтов при землетрясениях.

Глава 3

ВЫБОР ЭТАЛОННЫХ ГРУНТОВ

3.1. СЕЙСМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА СКАЛЬНЫХ И ПОЛУСКАЛЬНЫХ ГРУНТОВ

Массивы скальных и полускальных пород традиционно считаются наиболее надежными основаниями при строительстве инженерных сооружений, в том числе в сейсмически активных районах. Сейсмические характеристики скальных пород, выходящих на дневную поверхность или залегающих в непосредственной близости от нее, могут приниматься за эталон при сейсмическом микрорайонировании участков строительства. В то же время детальные исследования, выполненные при разведке полезных ископаемых [18], гидротехническом [33, 160] и дорожно-транспортном строительстве показывают, что скальные массивы, даже однородные по составу, изменяют свойства в зависимости от степени нарушенности в столь широких пределах, что требованиям эталонности могут отвечать только участки, незначительно подверженные процессам выветривания.

Соответствие параметров скального массива требованиям устойчивости тех или иных строительных объектов в зависимости от их сложности определяется на основе комплексных инженерно-геологических и геофизических исследований, цель которых заключается в оценке структурно-тектонических условий участка, неоднородности, анизотропности и напряженного состояния, деформационных, прочностных и фильтрационных свойств пород [160].

Сейсмические свойства скальных и полускальных пород прежде всего связаны с их пористостью, трещиноватостью и характером заполнителя этих пустот.

Теоретические расчеты показывают, что с увеличением коэффициента пустотности породы (K_p), равного отношения объема всех пустот к общему объему, скорость распространения продольных волн падает, в пределе приближаясь к соответствующему значению в заполнителе пустот. Наиболее интенсивно уменьшение происходит при заполнении пор воздухом, наименее — льдом. В этом случае для фиксированного значения K_p переход от одного состояния к другому сопровождается заметным изменением V_p .

Значения V_s при увеличении пустотности также уменьшаются, однако несколько иначе, чем V_p . Это приводит к изменению отношения V_p/V_s , которое служит качественной характеристикой механической прочности [37]. Рассмотренные закономерности сохраняются и для случаев, когда пустоты заполнены песчано-глинистым или обломочным материалом.

При сейсмическом микрорайонировании площадей распространения скальных и полускальных пород наибольший интерес представляет оценка глубины залегания подошвы коры выветривания. От положения в разрезе высокоскоростных скальных пород зависят резонансные свойства вышележащей толщи рыхлых отложений. Задача решается традиционными методами наземной сейсморазведки. Характер изменения свойства скальных грунтов в зависимости от степени выветрелости может быть продемонстрирован на примере средне- и верхнепалеозойских гранитов, служащих основанием Бурейской ГЭС [33] (табл. 3.1).

Подробнее остановимся на оценке влияния тектонических нарушений (дизьюнктивов) на сейсмические свойства скальных массивов, так как до настоящего времени не существует единого мнения по данному вопросу [101].

Таблица 3.1
Скорости продольных и поперечных сейсмических волн в грунтах

Порода	Воздушно-сухие		Водонасыщенные		Льдонасыщенные	
	V_p , км/с	V_s , км/с	V_p , км/с	V_s , км/с	V_p , км/с	V_s , км/с
Гранит невыветрелый	4,65–4,6	2,6	5,5–5,75	2,9	6,1	3,1
Гранит выветрелый	2,85–2,96	1,48	3,66–3,75	1,7	5,15–5,1	2,6

Если не касаться активного проявления тектонической деятельности (подвижки), задача оценки влияния разрывной зоны на сейсмический эффект напоминает задачу определения влияния зоны коры выветривания, мощность которой не превышает горизонтальных размеров. Сравнение носит не только формальный характер, так как процессы выветривания глубоко проникают по тектоническим разрывам, и нередко возникают трудности в решении вопроса, имеет ли зона дробления тектоническое или экзогенное происхождение.

Геологи-тектонисты картируют разрывные нарушения в виде линий, тогда как для инженеров-геологов они являются объемными телами, имеющими значительную ширину по отношению к размеру сооружения и обладающими аномальными по отношению к вмещающему массиву свойствами [99, 100]. В большинстве случаев зоны разрывных нарушений представлены продуктами разрушения скальных и полускальных пород, сильно раздробленными и перетертыми.

Для сейсмического районирования разных масштабов (от микрорайонирования до обзорного районирования) имеет большое значение размер разрывных нарушений. Разрывные нарушения изменяются от мелких трещин до грандиозных разломов, имеющих длину тысячи и ширину до десятков километров. Большие разломы сами состоят из системы разрывных нарушений меньшего размера. Обычно в теле крупного дизъюнктива можно выделить несколько зон, в пределах которых наблюдается различная степень раздробленности пород. Плотность пород в теле дизъюнктива,

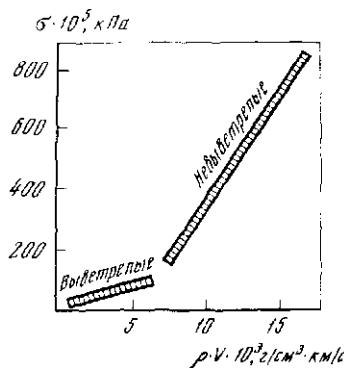
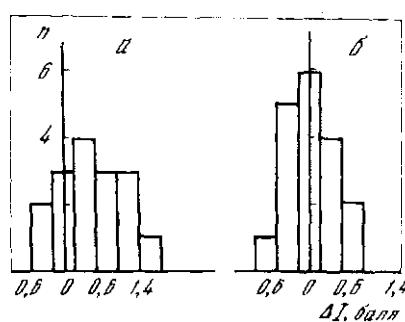


Рис. 3.1. Связь между сейсмической жесткостью (ρV) и сопротивлением одноосному сжатию (σ) для невыветрелых и выветрелых скальных пород (по Ю.И. Баулину)

Рис. 3.2. Гистограммы оценок относительной сейсмической опасности для двух типов грунтов относительно эталонного скального грунта
а — крупнообломочный, обводненный, мощностью до 7 м; б — скальный грунт



особенно в его приповерхностной части, за счет повышенной трещиноватости и выветрелости значительно ниже, чем во вмещающем массиве. Все это приводит не только к снижению прочности и несущей способности, но и к ухудшению сейсмических свойств нарушенных пород.

Следует особо сказать, что нередко разрывные нарушения не сопровождаются зонами дробления. Они представлены плотно закрытыми трещинами, следами течения в некогда пластичном материале или представляют собой трещины, заполненные магматическими и гидротермальными образованиями. Подобные разрывы не ухудшают инженерно-геологические и сейсмические условия.

Представляет практический интерес установление количественных соотношений между прочностью и сейсмической жесткостью скальных грунтов в различных по степени тектонической нарушенности и выветрелости зонах массива. С этой целью были исследованы мраморизованные известняки и породы вулканогенного комплекса одного из железорудных месторождений Казахстана в ненарушенном массиве и в нарушенных зонах [101]. Результаты этих исследований приведены на рис. 3.1.

В целом можно считать, что диапазон изменения сейсмологических свойств скальных и полускальных пород определяется главным образом степенью их разрушенности и является чрезвычайно широким.

3.2. МЕТОДИКА ВЫБОРА ЭТАЛОННЫХ (СКАЛЬНЫХ) ГРУНТОВ

Точечные наблюдения сейсмических свойств скальных грунтов не представительны за счет их неоднородности, пористости и трещиноватости. В этой связи необходима статистическая оценка динамических и кинематических характеристик колебаний.

Основной задачей сейсмического микрорайонирования является изучение динамических характеристик слоя рыхлых отложений при воздействии землетрясения. Слой здесь рассматривается как динамическая система, свойства которой неизвестны. Экспериментальные методы решения такого рода задач основываются на обработке информации, содержащейся во входном и выходном сигналах для анализируемой системы. Одна из особенностей сейсмического микрорайонирования состоит в том, что мы не можем непосредственно зарегистрировать входной по отношению к исследуемому слою сигнал. В связи с этим приходится делать ряд предположений. В частности, допускается, что колебания, зарегистрированные в окрестности исследуемого слоя на скальных грунтах, можно считать входным сигналом. Это допущение и неучет ряда других факторов приводит к тому, что оценки сейсмической опасности слоя рыхлых отложений могут изменяться в широком диапазоне значений. Если выразить эти оценки приращением балльности ΔI по известной формуле С.В. Медведева [110], то диапазон изменения ΔI от землетрясения к землетрясению может достигать 3 баллов. В связи с этим приходится применять статистические методы обработки с оценкой среднего и наиболее вероятного значения ΔI .

Естественно, причиной разброса могут служить самые разнообразные факторы. В связи с этим рассмотрим гистограммы оценок ΔI , рассчитанные по одной совокупности землетрясений для двух пунктов наблюдения относительно третьего — эталонного, расположенного на скальном грунте (рис. 3.2). Один из пунктов расположен на крупнообломочном обводненном слое мощностью 7 м (рис. 3.2, а), второй — на скальном грунте (рис. 3.2, б). Расстояние между эталонным и оцениваемым пунктом наблюдения 1–2 км. Как видно из рисунка, в первом случае наблюдается отчетливое смещение среднего значения оценок приращения балльности ΔI .

на +0,5 балла относительно эталонного скального грунта. Во втором случае среднее значение Δf равно нулю, что говорит о том, что грунтовые условия сравниваемых пунктов наблюдения однородны. Однако отмечаемый для слоя рыхлых отложений разброс оценок Δf сохраняется и для скального грунта. На нем лишь несколько уменьшилась величина среднеквадратичного отклонения по сравнению с рыхлым. Отсюда следует важный для инженерно-сейсмологической практики вывод: природа разброса отдельных значений Δf определяется преимущественно условиями формирования сейсмического сигнала в скальном грунте.

В связи с этим был проведен анализ неоднородности волнового поля близких землетрясений на скальных и рыхлых грунтах [57–59]. В основу исследований положено статистическое описание неоднородностей среды, рассеяние на которых и обуславливает флуктуации регистрируемого на поверхности поля. Отсюда и определялись методы: группирование сейсмоприемников на поверхности как методика наблюдений и спектрально-корреляционный анализ теории случайных процессов в качестве методики обработки. Наблюдения за близкими землетрясениями проводились на группах различной степени сложности [57–59]. Основные статистические характеристики волнового поля близких ($\Delta \leq 150$ км) землетрясений могут быть представлены зависимостями, показанными на рис. 3.3. Отчетливо видны области убывания и выпадания уровня корреляции флуктуаций сейсмического сигнала (рис. 3.3., а). Точка перегиба принята нами за радиус корреляции флуктуаций [57], который равен 500 м. Соотношение абсолютного уровня флуктуаций поля детерминированной компоненты [59] в функции от частоты хорошо аппроксимируются зависимостью $S/G = 0,15 f^{1/2}$. При этом уровень флуктуаций может достигать 40% (рис. 3.3, б).

В основу сейсмического микрорайонирования положен анализ характеристик сейсмических колебаний, зарегистрированных в различных грунтовых условиях. Однако представленные результаты показывают, что сигнал, падающий на подошву слоя, и сигнал, зарегистрированный в эталонном пункте наблюдения, в силу пространственного разнесения пунктов наблюдений будут слабо коррелированы. В этом случае ошибка оценок динамических характеристик сейсмического сигнала (рис. 3.3, б) удвоится и может достичь 80%. То есть полезная информация о слое затушевывается присутствием в сейсмическом сигнале рассеянной на неоднородностях компоненты. Это может быть проиллюстрировано рис. 3.4. Здесь показаны распределения приращений балльности на двух пунктах наблюдения, расположенных на многолетнemerзлых крупнообломочных грунтах, относительно скального грунта. Расстояние между ними 600 м. Видно, что средние значения и разброс оценок Δf совпадают. То есть эти пункты совершенно равноправно характеризуют изучаемый грунт. Однако корреляционная функция рядов Δf (рис. 3.4, в) показывает практически полную некоррелированность оценок Δf , полученных по отдельным землетрясениям в этих пунктах наблюдений.

Таким образом, проблема выбора эталонного грунта достаточно серьезна и требует проведения специальных исследований. Они были выполнены при сейсмическом микрорайонировании г. Мурэн МНР. Породы коренной основы здесь представлены гранитами и породами эфузивной формации: базальтами, базальтовыми туфами и туфогенными песчаниками. Наиболее распространены граниты. В верхней зоне разреза (ВЗР) породы раздроблены и рассечены системой трещин.

При сейсмическом микрорайонировании указанной территории был использован комплекс методов. Специальные исследования эталона прово-

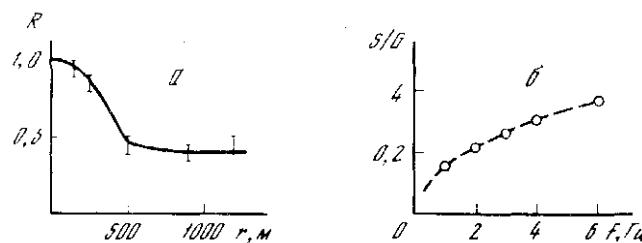


Рис. 3.3. Спектрально-корреляционные характеристики волнового поля близких землетрясений

а – коэффициент корреляции сейсмических колебаний как функция от расстояния между сейсмоприемниками; б – соотношение флюктуационной (S) и детерминированной (G) составляющих сейсмических колебаний

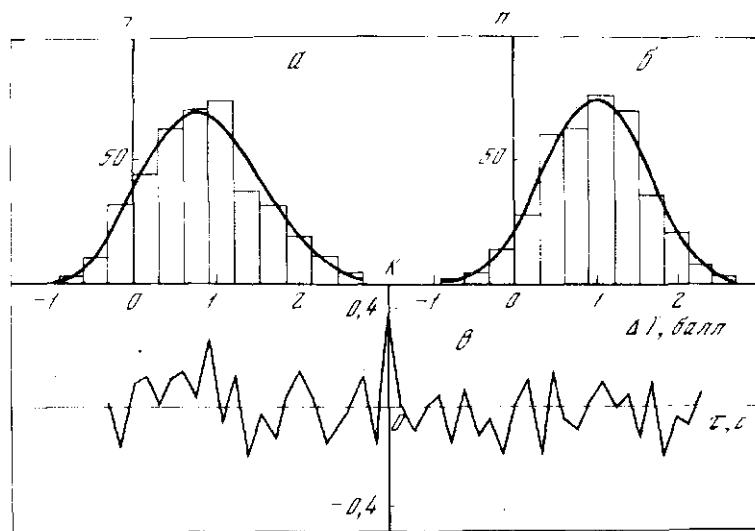


Рис. 3.4. Распределение (а, б) и взаимно-корреляционная функция (в) приращений балльности Δl для двух пунктов наблюдений, расположенных на расстоянии 600 м друг от друга

дились только для двух наиболее разработанных. Это метод акустических жесткостей и методика, основанная на регистрации близких слабых землетрясений (амплитудно-частотный метод).

Было проведено 40 зондирований скальных грунтов для определения их акустических жесткостей. Оказалось, что массив скальных пород можно разделить на три слоя: раздробленные, сильнотрещиноватые и трещиноватые грунты. Наглядное представление о сейсмических свойствах этих грунтов дают гистограммы скоростей продольных волн (рис. 3.5). Видно, что наблюдается отчетливая градация скоростей: для разрушенных пород наиболее вероятна скорость волн 0,65 км/с, для сильнотрещиноватых – 1,4 км/с, трещиноватые грунты характеризуются скоростями 3 км/с, а монолитные, которые изучались в лабораторных условиях, – 4 км/с.

Таким образом, диапазон изменения сейсмических свойств скальных грунтов в изучаемом районе очень широк. Если выразить сейсмические

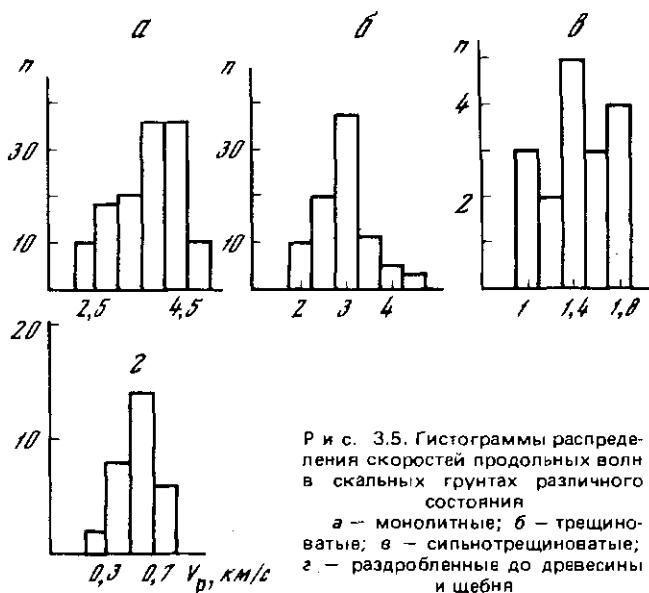


Рис. 3.5. Гистограммы распределения скоростей продольных волн в скальных грунтах различного состояния
 а — монолитные; б — трещиноватые;
 в — сильнотрещиноватые;
 г — раздробленные до древесины и щебня

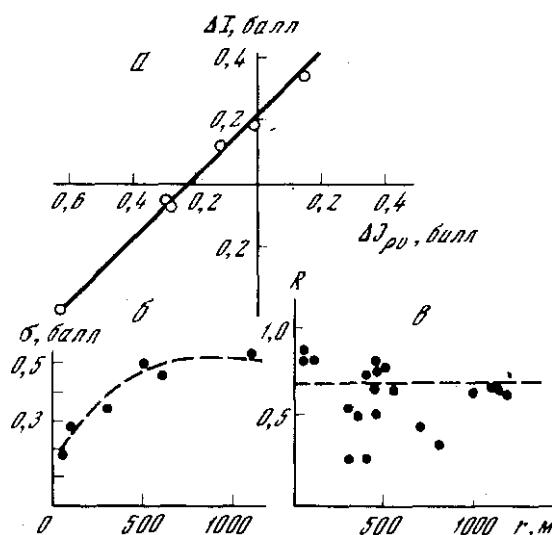


Рис. 3.6. Оценка сейсмических параметров грунтов г. Мурэн МНР

а — график сходимости оценок приращений балльности методом акустических жесткостей (ΔI_{p_0}) и амплитудно-частотным методом (ΔI); б — разброс динамических характеристик близких землетрясений, выраженный в баллах; в — коэффициент корреляции флюктуаций максимальных амплитуд

свойства приращением балльности (используя формулу $\Delta f = 1,67 \lg (\rho_i V_i / \rho_0 V_0)$ [110]), то этот диапазон составит 1,6 балла. Следовательно, объективная оценка сейсмической опасности рыхлых грунтов возможна только на основе многократных зондирований скальных грунтов для оценки наиболее вероятного состояния коренных пород.

В г. Мурэн в качестве эталонных были выбраны трещиноватые скальные грунты как наиболее распространенные. Регистрация землетрясений проводилась на скальном грунте в семи пунктах наблюдения, удаленных друг от друга на расстоянии 50–1200 м. Локальные неоднородности верхней зоны разреза, выявленные сейсмической разведкой, нашли свое отражение и при регистрации землетрясений. Средние значения приращений балльности, рассчитанные по совокупности землетрясений для каждого из пунктов наблюдения относительно одного – эталонного, существенно отличны от нуля. Диапазон изменения оценок Δf на скальном грунте составил 0,8 балла. Причем отмечена хорошая сходимость результатов расчета Δf по результатам наблюдения землетрясений с оценками Δf методом акустических жесткостей (рис. 3.6, а).

Уровень флуктуации максимальных амплитуд, обусловленный рассеянием на глубинных неоднородностях (рис. 3.6, б), находится в полном соответствии с результатами, полученными ранее (см. рис. 3.3). На рис. 3.6, б пространственный разброс динамических характеристик землетрясения представлен в виде зависимости $\sigma(r)$, где σ – среднеквадратичное отклонение оценок приращений балльности на определенном пункте наблюдения относительно эталонного; r – расстояние до эталонного пункта наблюдения. Из рисунка виден закономерный рост σ с увеличением r . Начиная с 500 м, значения σ стабилизируются на уровне 0,5 балла. Те же 500 м выражены и в корреляционных характеристиках оценок Δf (рис. 3.6, в).

Таким образом, задача оценки сейсмической опасности слоя рыхлых отложений затруднена. Во-первых, неоднородностью ВЗР – диапазон изменения оценок Δf на скальном грунте в пределах одной территории может достигать 1 балла. Во-вторых, рассеянием на глубинных неоднородностях, которое обусловливает уровень флуктуаций (на уровне 3 σ) 1,5 балла.

При использовании акустических жесткостей основную роль играет только первый фактор. При одиночном зондировании эталона мы рискуем попасть на край отдельного распределения (рис. 3.5). Тем самым будет внесена существенная ошибка в оценку сейсмической опасности слоя. Очевидно, необходимы многократные зондирования на скальном грунте.

В амплитудно-частотном методе существенны оба фактора – и неоднородность верхней зоны разреза, и рассеяние на глубинных неоднородностях. Совокупность влияния этих факторов приводит к тому, что различия в оценках сейсмической опасности рыхлых грунтов, производимых по отдельным землетрясениям относительно различных пунктов наблюдения на скальном грунте, могут превышать 2 балла.

Очевидно, что исключить этот разброс можно различными способами. Исключение влияния неоднородности ВЗР на неоднозначность оценок сейсмической опасности рыхлых грунтов при амплитудно-частотном методе можно провести путем предварительного изучения эталонных грунтов с помощью сейсморазведки. И уже после выделения наиболее характерного для данной территории скального грунта производится выбор пунктов наблюдения для сейсмического микрорайонирования по близким землетрясениям. Исключение же влияния рассеивающих свойств среды на оценки сейсмической опасности можно проводить на основе статистического анализа совокупности землетрясений и расчета средних и наиболее вероятных значений. Количественная характеристика

разброса оценок ΔI , выраженная через среднеквадратичное отклонение, достаточно стабильна для различных регионов. Следовательно, мы можем контролировать точность и надежность оценок сейсмической опасности при использовании амплитудно-частотного метода (естественно, в рамках основных предположений, лежащих в его основе). Представленные в работе данные дают основу для таких расчетов.

Рассмотрим задачу о расчете минимального объема выборки (количества землетрясений) для проверки значимости среднего значения нормально распределенной совокупности (приращение балльности на слое). Как известно [46], объем выборки должен удовлетворять неравенству

$$N \geq [\sigma (U_{1-\alpha} - U_{\beta}) / \theta]^2,$$

где σ — среднеквадратичное отклонение, которое в нашем случае равно 0,5 балла (рис. 3.2); α — ошибка первого рода, определяющая вероятность обнаружения несуществующего приращения балльности; β — ошибка второго рода, определяющая вероятность того, что изменение остается незамеченным; U_x — корень уравнения

$$1/\sqrt{2\pi} \int_{-\infty}^{U_x} e^{-U^2/2} dU = x.$$

Расчетные значения N для приращения балльности ΔI при $\alpha = 0,01$ и различном β приведены ниже:

ΔI	$\beta = 0,01$	$\beta = 0,05$	$\beta = 0,1$
0,5	21	16	14
1,0	9	7	7
1,5	6	5	5
2,0	1	1	1

Видно, что в основе расчета количества землетрясений, необходимого для анализа сейсмической опасности рыхлых отложений, лежат три величины: предполагаемое приращение балльности ΔI и уровни вероятности α и β . Инженерно-геологические данные по изучаемому району и степень влажности объекта, для которого ведется сейсмическое микрорайонирование, могут быть хорошей основой для выбора комбинации этих трех параметров.

Предложенные рекомендации относятся к случаю, когда эталонный грунт из-за ограниченности имеющейся аппаратуры или других каких-либо причин представляется только одним пунктом наблюдения. Очевидно, что более объективным будет представление эталона на основе групповой схемы наблюдения. В этом случае количество землетрясений, необходимых для объективной оценки ΔI , может быть существенно уменьшено путем выбора пунктов наблюдения на эталоне, сейсмические колебания в которых будут некоррелированными (см. рис. 3.3; 3.6, а, б).

Более подробные сведения об этом можно получить в работах [57–59].

Наконец, хотелось бы отметить, что основная часть результатов в настоящем разделе представлена в терминах приращения балльности ΔI . Очевидно, что все они могут быть пересчитаны в другие параметры, поскольку в основе расчета ΔI лежат измеряемые динамические характеристики землетрясения.

Глава 4

ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ СПОСОБЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО МИКРОРАЙОНИРОВАНИЯ

4.1. МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ПРИ СЕЙСМИЧЕСКОМ МИКРОРАЙОНИРОВАНИИ

Инструментальное сейсмическое микрорайонирование основано на сравнительном анализе сейсмограмм землетрясения, зарегистрированного в различных грунтовых условиях. Эталонным, как правило, выбирается скальный грунт. Сопоставление сейсмограмм может проводиться как во временной, так и в частотной областях. Спектральное представление предпочтительней, поскольку здесь возможно однозначное сопоставление колебаний грунтов по уровню спектральной плотности на определенной частоте. Однако спектральный анализ связан с рядом трудностей при его практической реализации и интерпретации данных. Поэтому при массовой обработке используются и более простые характеристики сейсмограмм: максимальная амплитуда колебаний A и соответствующий ей период T . Техника измерений и ограничения на измеряемые величины рассмотрены в работе [36].

Оценка приращения балльности ΔI на исследуемом грунте в предположении справедливости основных положений сейсмического микрорайонирования определяется по формуле [110].

$$\Delta I = 3,3 \lg A_i / A_0, \quad (4.1)$$

где A_i , A_0 — максимальные амплитуды колебаний исследуемого и эталонного грунтов при землетрясении.

При практическом применении этой формулы основная трудность, с которой приходится сталкиваться, состоит в том, что наблюдается значительный разброс оценок ΔI по различным землетрясениям (см., например, [36]). Как показано в [36], разброс обусловлен рассеянием сейсмических волн на неоднородностях скального полупространства. Причем если взаимодействие сейсмических колебаний с неоднородностями рассматривать как случайное, что с достаточной точностью описывает наблюденное волновое поле [123], то сейсмограмма землетрясения может быть представлена как случайный процесс. Следовательно, для применения статистических методов обработки данных в сейсмическом микрорайонировании существует вполне определенная физическая основа. Очевидно, что для объективного оценивания относительной сейсмической опасности того или иного грунта, выраженной приращением балльности ΔI , необходима информация о характере распределения этой величины. Для этого рассмотрим основные статистические характеристики выборки ΔI , достаточно большой по своему объему, на мерзлых крупнообломочных грунтах (см. табл. 4.1).

В качестве эталона выбраны породы коренной основы (граниты палеозойского возраста). Из таблицы видно, что условие нормальности распределения ($r_3 = 0$, $r_4 = 0$) нарушается незначительно. Следовательно, на практике можно с высокой степенью надежности использовать стандартные методы элементарной статистики. То есть для анализа приращения балльности на слое рыхлых отложений достаточен расчет среднего значения $\bar{\Delta I}$ и дисперсии s^2 для оценки доверительных интервалов. Расчет необходимого объема выборки для достижения заданного уровня точности, основанный на учете условий формирования волнового поля землетрясения в реальной среде, приведен в разд. 3.2.

Таблица 4.1
Основные статистические характеристики оценок приращения балльности

Компонента	n	$\Delta \bar{f}$	$\Delta \hat{f}$	σ	r_3	r_4
<i>NS</i>	190	0,96	0,91	0,54	0,19	2,55
<i>Z</i>	160	0,80	0,80	0,60	0,34	2,29
<i>EW</i>	184	0,95	1,08	0,54	0,27	3,26
<i>NS + Z + EW</i>	539	0,91	0,83	0,60	0,20	2,64

Примечание. n — объем выборки; $\Delta \bar{f}$ — среднее значение приращения балльности; $\Delta \hat{f}$ — вероятное значение $\Delta \bar{f}$; σ — основное отклонение; r_3 — мера косости; r_4 — мера крутости.

Здесь рассмотрен простейший метод оценки сейсмической опасности слоя рыхлых отложений по совокупности землетрясений. Могут применяться и более сложные методы анализа, основанные на обработке уже отдельных землетрясений. Как метод предварительного выделения неоднородных грунтовых условий наряду с инженерно-геологическими исследованиями может быть использован корреляционный анализ сейсмограмм. В основе этого метода лежит высокая чувствительность коэффициента корреляции сейсмических колебаний к локальным неоднородностям верхней зоны разреза. Определяется он следующим выражением:

$$R = \frac{\int\limits_0^{T_s} f(r_1, t) f(r_2, t + \tau) dt}{\left(\int\limits_0^{T_s} f^2(r_1, t) dt \int\limits_0^{T_s} f^2(r_2, t + \tau) dt \right)^{1/2}},$$

где $f(r_i, t)$ — сейсмограмма землетрясения, зарегистрированного в точке с координатой r_i ; τ — разность времен прихода волн в точке с координатами r_1 и r_2 , определяется экспериментально по максимуму взаимной корреляционной функции сейсмограмм (рис. 4.1); T_s — длительность анализируемого участка.

В качестве примера использования корреляционных характеристик поля для разграничения грунтовых условий районируемого участка рассмотрим обобщенный разрез, представленный на рис. 4.2,а. Здесь выделены три основные участка: 2 — породы коренной основы, представленные гранитной интрузией; 3 — ледниковые отложения, сложенные валунно-галечным грунтом с песчаным заполнителем; 4 — пойма реки, представленная песчано-гравийными грунтами.

Пункты регистрации были расположены так, чтобы были отражены все выделенные типы грунтовых условий. Типичная корреляционная кривая для землетрясения представлена на рис. 4.2,б. По оси ординат здесь отложены значения коэффициента корреляции сейсмограммы землетрясения, зарегистрированного в пункте наблюдения, с колебаниями в других точках регистрации. Видна отчетливая асимметрия корреляционной кривой: плавное убывание правой ветви, обусловленное рассеиванием на неоднородностях среды [57], и резкий спад левой ветви, который определяется различием грунтовых условий пунктов наблюдений 2, 3, 4, т.е. корреляционные характеристики волнового поля землетрясения позволяют выделять основные структурные участки на районируемой территории. Причем видна хорошая сходимость результатов расчета коэффициента корреляции сейсмических колебаний с оценками приращений балльности для различных

Рис. 4.1. Типичная взаимно-корреляционная функция сейсмограмм близкого землетрясения, зарегистрированных в различных точках поверхности
 R — коэффициент корреляции; τ — разность времен прихода

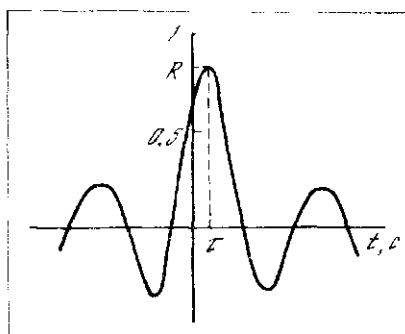
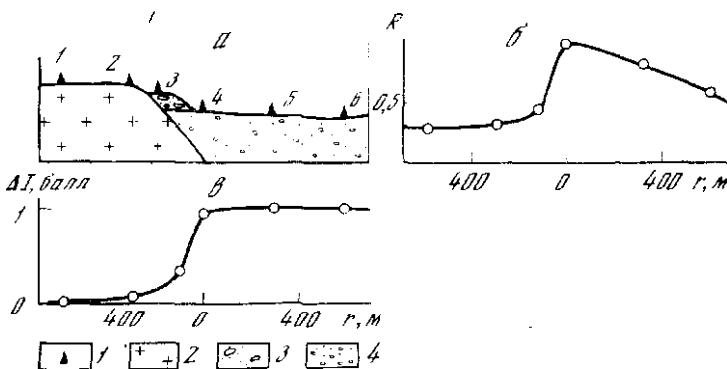


Рис. 4.2. Обобщенный разрез (а), корреляционная кривая волнового поля землетрясения (б) и относительная сейсмическая опасность грунтов (в)

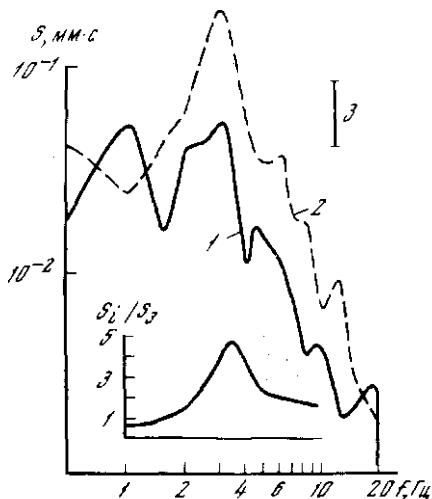
1 — полевая сейсмостанция; 2 — гравитации; 3 — валунно-гапечный грунт с песчаным заполнителем; 4 — песчано-гравийный грунт



пунктов наблюдения (в качестве эталонного выбран пункт наблюдения 1). Область резкого снижения уровня корреляции соответствует изменению уровня ΔI (см. рис. 4.2, в). Следует подчеркнуть, что корреляционная кривая проведена по данным, полученным по одному землетрясению, в то время как кривая распределения относительной сейсмической опасности грунтов рассчитывалась путем усреднения по большому количеству сейсмограмм.

Таким образом, информация о влиянии грунтовых условий на интенсивность проявления землетрясения содержится в каждой записи землетрясения. Задача состоит в том, как ее извлечь. В условиях достаточно отчетливо го резонанса в рыхлых грунтах может быть использована оценка относительной частотной характеристики слоя $H(f)$, определяемой выражением $H(f) = S_i(f)/S_0(f)$. Здесь $S_i(f)$, $S_0(f)$ — спектры землетрясения, зарегистрированного на исследуемом и эталонном грунтах соответственно. Очевидно, что точность и детальность выражения сейсмических свойств слоя рыхлых отложений частотной характеристики определяется в первую очередь надежностью оценок спектра землетрясения. В связи с этим остановимся на основных соотношениях спектрального анализа.

Основной характеристикой сигнала при спектральном анализе является его длительность T_s . Применение вычислительной техники при расчетах спектра обуславливает необходимость представления сейсмограммы в цифровом виде. Следовательно, появляется еще один параметр — шаг дискретизации Δt . Эти две величины полностью определяют все основные соотношения, характеризующие спектр. Разрешающая способность спектра



Р и с. 4.3. Спектры землетрясения ($\Delta = 100$ км, $K = 9$), зарегистрированного на выходах коренных пород (1) и на гравийно-галечных грунтах (2), 75%-ный доверительный интервал спектров (3)
На врезке — относительная частотная характеристика грунтов

δf и минимальная частота f_{\min} , для которой возможен расчет спектра, определяются выражением

$$\delta f = f_{\min} = 1/T_s.$$

Верхняя граница анализируемого диапазона частот определяется частотой Найквиста $f_v = 1/2 \times \Delta t$. То есть при длительности сигнала $T_s = 10$ с и шаге дискретизации $\Delta t = 0,01$ с анализ спектра возможен в диапазоне частот $\delta f = 0,1$ Гц. Однако как известно, дисперсия оценки составляет 100% [17]. Для уменьшения дисперсии широко применяется методика сглаживания спектра за счет увеличения числа степеней свободы n_i . Число степеней свободы определяется видом выбранного окна и заданной разрешающей способностью спектра Δf . Например, для окна Даниэля-Пугачева [17] $n_i = 2 \cdot K$, где K — число независимых спектральных компонент в ширине окна. Отсюда дисперсия оценки спектра $\delta S(f) = S(f)/\sqrt{n_i/2}$. Если в рассматриваемом примере разрешающую способность спектра Δf задать равной 1 Гц, что соответствует $n_i = 20$, то дисперсия оценки спектра $\delta S(f)$ будет порядка $0,3 \cdot S(f)$. Приведенных выше соотношений достаточно для построения доверительных интервалов частотной характеристики $H(f)$:

$$\lg S_i(f)/S_0(f) + t_{n_i-1, 1-\alpha/2} \delta S(f)/\sqrt{n_i} < \lg H(f) < \lg S_i(f)/S_0(f) + t_{n_i-1, 1-\alpha/2} \delta S(f)/\sqrt{n_i},$$

где $S(f)$ — уровень спектральной плотности на частоте f ; — объем выборки; $t_{n_i, \alpha}$ — распределение Стьюдента с n_i степенями свободы на уровне вероятности β .

Пример расчета спектров $S_i(f)$, $S_0(f)$ и $H(f)$ методом быстрого преобразования Фурье приведен на рис. 4.3. Частотная характеристика много-кратно сглажена окном Ханна. Как видно из рисунка, резонансная частота в слое выделяется достаточно отчетливо.

Отметим, что выделение резонансных характеристик слоя возможно только при выраженному резонансе, т.е. при выполнении условия $\rho_1 V_1/\rho_2 V_2 \gg 1$ (где ρ и V — плотность и скорость сейсмических волн в скальном (1) и рыхлом (2) грунтах соответственно) и при достаточной мощности слоя. В условиях слабых интерференционных явлений в рыхлых грунтах их анализ возможен только на основе применения более тонких средств анализа, таких, как группирование сейсмоприемников и цифровая фильтрация.

4.2. МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ ДИНАМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ ПРИ СЛАБЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

Круг задач, решаемых при сейсмическом микрорайонировании, чрезвычайно широк — от чисто описательных качественных до получения количественных значений динамических волновых полей слабых и сильных землетрясений.

Кратко это можно представить известной схемой: очаг—среда—грунт—сооружение, в которой отражены узловые моменты, определяющие в конечном счете основные направления проводимых исследований.

Исходя из данной схемы, нами были организованы наблюдения на Сульбанском инженерно-сейсмологическом полигоне с целью решения следующих задач:

1) нахождение возможных связей между приращением балльности венчномерзлых крупнообломочных грунтов, а также периодов, соответствующих максимальным амплитудам, с собственными параметрами землетрясений, такими, как энергетический класс K , эпицентральное расстояние и относительное расположение очаг—пункт наблюдения (азимут);

2) изучение рассеивающих характеристик среды, в которой распространяется сейсмический сигнал;

3) отыскание общих закономерностей изменения спектров Фурье сейсмических сигналов с изменением собственных параметров землетрясений K , Δ в целях нахождения средних спектров Фурье различных энергетических классов и эпицентральных расстояний;

4) изучение влияния слоя мерзлых крупнообломочных грунтов на интенсивность и частотный состав сейсмического сигнала и стабильности полученных характеристик в зависимости от выборки землетрясений;

5) моделирование соответствующими маятниковыми системами сооружений и изучение их поведения при воздействии землетрясений различной силы.

При организации наблюдений мы исходили из того, что основные закономерности, полученные на полигоне, можно распространить и на другие участки исследований. Выбор места расположения полигона на венчномерзлых грунтах обусловлен тем, что при быстротечных относительно слабых процессах мерзлые грунты можно считать телами, для которых справедливы и теоретические разработки.

Для решения поставленных задач была организована сейсмометрическая служба по регистрации близких землетрясений на площади около 10 км^2 в непрерывном и ждущем режимах. В результате четырехлетних (1976—1979 гг.) наблюдений на полигоне было зарегистрировано более 500 землетрясений 7—13 энергетических классов с эпицентральными расстояниями до 500 км.

Основным выводом при изучении зависимости приращений балльности и периодов, соответствующих максимальным амплитудам, от собственных параметров близких землетрясений является следующее. Явных (упорядоченных) связей между приращением балльности ΔI , а также периодами, соответствующими максимальным амплитудам, и собственными интегральными параметрами близких землетрясений, таких, как K , Δ , φ , λ , не наблюдается, или они являются неустойчивыми в силу значительного разброса отдельных значений ΔI и периодов максимальных амплитуд. Однако этот вывод не отрицает того, что сам разброс приращений балльности и периодов максимальных амплитуд, возможно, обусловлен как внутренней структурой сейсмического волнового поля отдельного землетрясения, так и собственными параметрами слоя мерзлых крупнообломочных отложений, что

нашло отражение при исследовании рассеяния сейсмических волн неоднородностями среды.

Изучение рассеяния сейсмических волн неоднородностями среды проводилось методом группирования с применением спектрально-корреляционного анализа. Соответственно во временной области использовалась взаимно корреляционная функция, а в частотной — функция когерентности и фильтрация сейсмических сигналов. При этом допускалось, что сейсмический сигнал является случайным процессом. Изучение пространственных статистических характеристик волнового поля во временной области позволило оценить радиус корреляции сейсмического поля на скальных и рыхлых грунтах. Смысл радиуса корреляции заключается в том, что один пункт наблюдения может характеризовать только ту площадку, линейные размеры которой не превышают радиуса корреляции, а следовательно, он является характеристикой неоднородности волнового поля. Исследование поведения функции когерентности в пределах группы для S -волн в диапазоне частот 1–5 Гц дало возможность проследить изменение радиуса корреляции с изменением частоты (для разных частот) и найти отношение сигнал/шум. Неизмененность значений функции когерентности с изменением эпицентрального расстояния (от 60 до 250 км) говорит о том, что ответственность за рассеяние сейсмического сигнала несет верхний слой земной коры в пределах двух первых десятков километров.

Для скальных грунтов радиус корреляции не превышает 500 м, для рыхлых же грунтов он несколько больше. Следовательно, при разносах между эталонным и i -м пунктом наблюдения, превышающих 500–600 м, частотные характеристики и приращения балльности рыхлых грунтов, полученные по отдельным землетрясениям, являются величинами случайными. Именно этим объясняется значительный разброс приращений балльности и частотных характеристик.

Таким образом, изучение рассеяния сейсмических волн дало возможность определить внутреннюю структуру сейсмического волнового поля, объяснить физическую природу разброса приращений балльности и частотных характеристик, получаемых в одном и том же пункте наблюдения, и обосновать справедливость применения статистических методов анализа при оценке относительной сейсмической опасности рыхлых грунтов. Все это легло в основу предложенной модификации существующей методики сейсмического микрорайонирования. В частности, предлагается использовать среднее волновое поле отдельного землетрясения [137].

Непосредственно относительная сейсмическая опасность вечномерзлых крупнообломочных грунтов, выраженная в приращениях балльности, в пределах Сольбансского инженерно-сейсмологического полигона определялась для трех пунктов наблюдения по двум выборкам приращений балльности, полученным для двух различных совокупностей зарегистрированных землетрясений. Объем первой выборки составлял $n = 180$, второй — $n = 120$. Анализ распределений приращений балльности показал, что оценка относительной сейсмической опасности по различно ориентированным линейным системам (сейсмоприемникам) в направлении NS , Z , EW является равноправной. Этот вывод сделан на основе применения критерия однородности выборочных совокупностей к основным статистикам распределения — средних и вероятных значений и рассеяния (рядов Δl) для каждой из выборок отдельно. На основании этого же критерия делается вывод о независимости основных статистик от конкретного набора близких землетрясений (сравниваются первая и вторая выборки значений приращений балльности).

В методическом плане, исходя из сравнения выборочных совокупностей,

можно сделать вывод, что при малых выборках отдельный пункт наблюдения может характеризоваться значением приращения балльности с точностю, не превышающей 0,5 балла.

При сравнении распределений приращений балльности на рыхлых и скальных грунтах, в частности, используя рассеяние ряда σ , показано, что собственные параметры слоя рыхлых отложений вносят относительно небольшой вклад в рассеяние сейсмического волнового поля. Распределения рядов приращений балльности, полученных по различным землетрясениям, дают нам возможность оценить средние и вероятные значения относительной сейсмической опасности исследуемых грунтов. В то же время они не дают возможности проследить однозначность проявления землетрясения в различных пунктах наблюдения. Очевидно, наиболее приемлемым способом оценки однозначности проявления землетрясений в различных пунктах наблюдения на рыхлых грунтах будет нахождение взаимно корреляционной функции рядов приращения балльности для различных пар пунктов наблюдения. Анализ взаимно корреляционных функций с учетом данных о рассеянии поля позволяет сделать следующие выводы.

1. Корреляция между рядами приращения балльности для всех пар пунктов наблюдения исследуемых грунтов является единовременной, поскольку R_{xy} максимальная при смещении $K = 0$. Это говорит о том, что коррелированность значений ΔI наблюдается только для одного землетрясения.

2. Максимальные значения взаимно корреляционных функций, полученных по вертикальной компоненте, значительно превышают максимальные значения последних, полученных по горизонтальным компонентам. Это, очевидно, связано с особенностями формирования сейсмического сигнала в слое (скорее всего, с образованием релеевской волны) при каждом отдельном землетрясении.

3. Наибольшие значения максимумов взаимно корреляционных функций ($\sim 0,4$), полученных по горизонтальным компонентам, указывают на неоднозначность проявления одного и того же землетрясения в различных пунктах наблюдения, даже близких по своим собственным параметрам. Следовательно, в данном случае можно считать, что значения приращения балльности являются случайными как во времени, так и в пространстве (от землетрясения к землетрясению и от пункта наблюдения к пункту наблюдения).

Кроме приращений балльности, для исследуемых грунтов найдены их частотные характеристики. Причем находились средние частотные характеристики с дифференциацией их по эпицентральным расстояниям и максимально возможные частотные характеристики. Последние отражают максимальное увеличение спектральных компонент сейсмического сигнала мерзлыми крупнообломочными грунтами. Их анализ показал следующее.

1. Средние и максимально возможные частотные характеристики однозначно описывают относительную сейсмическую опасность мерзлых рыхлых грунтов. Степень разрешимости искажения сейсмического сигнала рыхлыми грунтами выше у максимально возможных частотных характеристик.

2. Как средние, так и максимально возможные частотные характеристики меняют свою форму и уровень в зависимости от того, в каких интервалах эпицентральных расстояний зарегистрированы землетрясения, по которым они находились.

3. Полученные по различным компонентам (NS, Z, EW) частотные характеристики отличны друг от друга. Отличие это проявляется в их форме и уровне.

4. Наблюдается четкая градация частотных характеристик мерзлых рыхлых грунтов, представляющих различные пункты наблюдения с отличными собственными параметрами. Эта градация довольно хорошо согласуется с результатами, полученными по приращениям балльности.

Дополнительно для исследования скальных и рыхлых грунтов использовались проекции полного вектора смещения на плоскость. С этой целью сравнивались траектории движения частиц почвы во времени в пунктах наблюдения в горизонтальной и вертикальной плоскостях. Характер поляризации S -волн говорит о том, что в слое рыхлых отложений образуются довольно интенсивные волны типа релеевских. Изменение характера поляризации колебаний скальных грунтов при разносах сейсмоприемников до 1200 м качественно подтверждает наше предположение о статистической природе формирования сейсмического сигнала в полупространстве. Исследования траекторий движений грунта при землетрясениях показали, что различно ориентированные линейные системы дают разные значения приращений балльности. Подобная картина сохраняется для всех рассмотренных землетрясений с разными K , Δ и азимутами прихода сейсмического сигнала.

Отправным положением при нахождении связей уровня и формы средних спектров Фурье с изменением энергетического класса землетрясений явилось предположение о том, что при переходе от слабоэнергетических землетрясений к землетрясениям более высоких энергий не происходит каких-либо скачкообразных качественных изменений в самом механизме очага и не накладывается дополнительных (например, нелинейных) эффектов при распространении сейсмического сигнала в среде.

В эпицентральной зоне каждая сейсмограмма будет отображать все виды деформаций — остаточные, пластические и упругие. Подобная сейсмограмма будет отображать только ей присущие особенности очага и в меньшей степени — особенности среды. При этом, очевидно, теряет смысл говорить о связи между слабыми и сильными землетрясениями, хотя бы потому, что оценки энергетических характеристик одного и того же землетрясения, определенные в непосредственной близости от очага и в удалении от него, являются неадекватными. Поэтому нами рассмотрена более реальная ситуация — отыскание зависимостей средних спектров Фурье с изменением энергетического класса и эпицентрального расстояния для сейсмических сигналов, зарегистрированных в пределах распространения упругих деформаций. Все зависимости находились для мерзлых скальных грунтов, поскольку, зная частотные характеристики рыхлых грунтов, нетрудно найти соответствующие им спектры. Основные выводы при этом сводятся к следующему.

1. Спектры колебаний при землетрясениях энергетических классов с 7-го по 13-й имеют низкочастотный состав: максимум спектральной плотности приходится на частоты 1–1,5 Гц.

2. Максимальная составляющая спектров затухает с эпицентральным расстоянием по тем же законам, что и максимальная амплитуда записи землетрясения.

3. Связь значения максимальной составляющей спектральной кривой с энергетическим классом землетрясения определяется зависимостью $\lg S_m = (0,62 \pm 0,03) K - (9,14 \pm 0,28)$ для $\Delta = 60$ км.

4. С увеличением энергии землетрясений низкочастотная часть спектра возрастает быстрее, чем высокочастотная.

5. Экстраполяция уровня и формы средних спектров, по имеющимся данным, возможна до 15-го энергетического класса при минимальном расстоянии в 60 км.

С целью изучения закономерностей колебаний грунтов и зданий, имею-

ших общий характер, для динамических систем проведено физическое моделирование. На основе физического моделирования резонансными системами сооружений проанализированы зависимости колебаний этих моделей от времени и частотный состав вынужденных колебаний резонансных систем с разной собственной частотой.

Показано, в частности, что продолжительность колебаний при близких землетрясениях достаточна для того, чтобы в системе с собственными параметрами, соответствующими параметрам жестких зданий, закончился переходный процесс. Это, в свою очередь, приводит к правомерности определения амплитудно-частотных характеристик (АЧХ) колебаний зданий по отношению спектров колебаний зданий и грунтов. Второй важной стороной этого является то, что при расчете колебаний зданий следует использовать уравнения для установившихся колебаний динамических систем. Подтверждена справедливость полученной ранее экспериментальной формулы [148] для прогноза амплитуд колебаний зданий с использованием их АЧХ и спектров колебаний грунтов. При натурных наблюдениях использованы разные кинематические элементы. Подтвержден вывод о преобладающем влиянии скоростей колебаний грунтов при оценке сейсмичности жестких зданий с собственной частотой колебаний около 5 Гц.

Применение в дальнейшем автоматических сейсмических станций с аналоговыми спектральными анализаторами одновременно с решением задач собственно сейсмического микрорайонирования позволит упростить экспедиционные наблюдения при сборе материала, пригодного для анализа колебаний динамических систем в зависимости от особенностей землетрясений.

Таким образом, проведенные исследования дали относительно полное представление о роли всей цепи очаг—сооружение. Результаты показали качественную и количественную неполноту существующих инструментальных способов СМР, заложили основы дальнейшего развития сейсмического микрорайонирования.

Для целей собственно сейсмического микрорайонирования в его сегодняшнем представлении необходимо проведение комплекса сейсмологических и геофизических исследований, что позволит давать более надежный прогноз колебаний системы грунт—сооружение.

4.3. ИЗУЧЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГРУНТОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ИМПУЛЬСНЫХ ИСТОЧНИКОВ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ СЕЙСМИЧЕСКОГО МИКРОРАЙОНИРОВАНИЯ

Классической при расчете приращений балльности ΔI с применением амплитудно-частотного способа стала выявленная С.В. Медведевым [110] закономерность для ускорений колебаний грунтов и приращений балльности, выражаемая формулой (4.1). В настоящее время эта формула применяется для оценки приращения балльности с использованием амплитуд других кинематических элементов (смещений, скоростей). При определении приращений балльности в качестве исходной предпосылки принимается равенство сейсмической энергии разных грунтов. Иначе, сравнение амплитуд колебаний разных грунтов проводится с использованием одного и того же источника или совершенно идентичных. В противном случае различие амплитуд колебаний грунтов объясняется различием амплитуд колебаний в очагах. На этом основана формула для приращения балльности по методу акустических жесткостей.

Амплитуда колебаний объемных волн в однородной безграничной среде

определяется ее жесткостными свойствами. Рассмотрим с этих позиций вынужденные колебания, возбуждаемые импульсами мгновенных сил (ударами). Импульс мгновенной силы тем больше, чем меньше время соударения тел ($S = \lim_{\tau \rightarrow 0} (Qt)$). Уравнение колебаний, вызванное импульсом силы в момент ее действия τ , определяется, согласно [196], равенством

$$g = \lim_{\tau \rightarrow 0} \frac{(Qt)}{Ct} \left\{ 1 - e^{-at} \left(\frac{n}{\omega} \sin \omega t + \cos \omega t \right) \right\}. \quad (4.2)$$

Максимальное значение координаты g при этом будет равно

$$g_{\max} = \lim_{\tau \rightarrow 0} \frac{(Qt)}{Ct} \left(1 + e^{-aT/2} \right), \quad (4.3)$$

причем при малых значениях α коэффициент динамичности $\beta = 1 + e^{-\alpha T/2} \approx 2$. По нашим исследованием (будет показано ниже), $e^{-\alpha T/2}$ мало отличается от единицы как для скальных, так и рыхлых грунтов. Поэтому в дальнейшем нами коэффициент динамичности $1 + e^{-\alpha T/2}$ принят постоянным для всех грунтов.

После прекращения действия обобщенной силы, уравнение колебаний определяется равенством, аналогичным равенству (4.3), где вместо переменной t имеем $t - \tau$. Тогда вынужденные колебания определяются суммой этих колебаний. Применяя несложные преобразования при учете $\tau \rightarrow 0$ и $n = 0$, имеем

$$g_{\max} = S \omega / C, \quad (4.4)$$

где $S \omega$ — эквивалент обобщенной силы Q ; C — жесткость, пропорциональная модулю упругости μ . Итак, мы определили амплитуду вынужденных колебаний в "очаге" удара, обратно пропорциональную модулю упругости грунта. Иными словами, при равной обобщенной силе удара на разных грунтах имеем разные амплитуды в "очаге".

Теперь вновь возвратимся к формуле (4.4) и определим отношение амплитуд колебаний грунтов при возбуждении импульсными источниками, учитывая, что $\mu = V_s^2 \rho$:

$$A_i / A_0 = \mu_0 / \mu_i = V_{s0}^2 \rho_0 / V_{si}^2 \rho_i.$$

Иначе:

$$A_i^{1/2} / A_0^{1/2} = V_{s0} \rho_0 / V_{si} \rho_i \sqrt{\frac{\rho_i}{\rho_0}}.$$

Тогда из этой формулы согласно (4.1) получим

$$\Delta I = 0,84 (\lg A_i / A_0 + \lg \rho_0 / \rho_i). \quad (4.5)$$

Здесь мы предполагали равенство обобщенных сил в разных грунтовых условиях. В действительности они обратно пропорциональны времени действия удара (периоду колебаний). Тогда в формуле (4.5) будем иметь еще одну добавку, и окончательный ее вид следующий:

$$\Delta I = 0,84 (\lg A_i / A_0 + \lg \rho_0 / \rho_i + \lg T_i / T_0). \quad (4.6)$$

Формулу для расчета приращения балльности можно получить, исходя из энергии колебаний, возбуждаемых в очаге "удара".

Существует достаточное количество экспериментальных данных и теоретических исследований о вкладе разных типов волн в полную сейсмич-

ческую энергию. Выявлено, что основная доля энергии идет на образование поверхностных (релеевских) и поперечных волн.

Для поверхностного источника, ограниченного в пространстве и во времени, полная сейсмическая энергия, согласно [84], определяется интегралом от плотности потока энергии по площади и по времени его действия:

$$E = 2\pi \int_{-\infty}^{\infty} \int_0^{\infty} g_{zz=0} r dr dt, g_{zz=0} = A_{zz=0} P(r, t),$$

где $P(r, t)$ — спектр давления; A — колебательная скорость частиц поверхности. $A = f(V, \mu, a, \omega)$, т. е. колебательная скорость зависит от частоты, постоянной Ляме, затухания, скорости распространения волн. После соответствующих преобразований этой формулы полная сейсмическая энергия источника определяется равенством $E = E_p + E_s + E_R$, где E_p, E_s, E_R — энергия продольных, поперечных и волн Релея. Сейсмическая энергия волн Релея определяется равенством

$$E_R = \frac{8\pi^2 V_R D}{V_s^2 \mu} \int_0^{\infty} P^2 \omega^2 d\omega.$$

Если принять, согласно работе [177], $V_R = 0.9V_s$, хотя в действительности V_R несколько меньше, то

$$E_R = \frac{8\pi^2 D}{V_s \mu} \int_0^{\infty} P^2 \omega^2 d\omega.$$

Преобразуем последнюю формулу и перепишем в иной форме:

$$E_R \sim 1/V_s^3 \rho. \quad (4.7)$$

Эта же зависимость получена в работе [42]. Энергия же сейсмических колебаний при землетрясении

$$E \sim A^2 V \rho. \quad (4.8)$$

Из сравнения формул (4.7) и (4.8) следует, что

$$A^2 \sim 1/V^4 \rho^2, A^{1/2} / \rho^{1/2} \sim 1/V \rho.$$

Согласно формуле (4.1) при учете того, что давление обратно пропорционально времени действия удара приращения балльности, Δt по амплитудам скоростей колебаний при ударных определяется формулой (4.6).

Полученная нами формула полностью базируется на соотношении сейсмических жесткостей грунтов. Поэтому приращение балльности за уровень грунтовых вод следует определять дополнительно, учитывая связность обводненных грунтов и динамические нагрузки. Этот вопрос подробно рассмотрен в разд. 4.4.

Рассмотрим методику приращения балльности за счет многократных отражений от границ слоистой среды. Очевидно, что при слоистом строении среды низкие собственные частоты колебаний слоев, которые следует учитывать при землетрясениях, вследствие высокочастотного состава колебаний очага удара не будут выявлены в сигнале, зарегистрированном на достаточном расстоянии. Выявляются при этом только высокие собственные частоты колебаний слоев, которые при воздействии землетрясений несущественны. Поэтому максимальные дальности регистрации колебаний, возбуждаемых ударами, должны быть таковы, чтобы регистрировались прямые сейсмические волны.

Решение системы уравнений для амплитуды преломленной волны в слое, лежащем на упругом полупространстве, приводит к тому, что амплитуда за счет многократного отражения не может превышать величины отношения акустических жесткостей слоя и полупространства [80]. Очевидно, что это отношение определяет предельное значение амплитуды в слое. При учете поглощающих свойств среды и угла подхода волны к подошве резонансная амплитуда колебаний слоя будет меньше значения отношения акустических жесткостей. Таким образом, если мощность слоя исследуемого грунта и длина волны сейсмического сигнала удовлетворяют соотношению $h = \lambda/4$, то отношение резонансной амплитуды колебаний в слое и полупространстве равно отношению их акустических жесткостей. Тогда приращение балльности при наличии резонанса определяется равенством

$$\Delta I = 3,3 \lg (\rho V)_0 / (\rho V)_i .$$

В этом случае при использовании амплитуд колебаний от ударов для определения приращений балльности коэффициент в формуле (4.6) следует принимать равным 1,67. Использование этого коэффициента в формуле (4.6) будет давать возможное максимальное приращение балльности при наличии резонанса в слое. Реальное значение ΔI за счет поглощающих свойств среды будет несколько ниже расчетного.

На деформационные свойства грунтов значительное влияние оказывает сжимаемость их. При динамических воздействиях грунт ведет себя как трехкомпонентная среда с постоянным составом [106]. В водонасыщенном грунте сжимаемость воды и воздуха с преобладающим содержанием воды во много раз меньше, чем сжимаемость твердого скелета. Грунты с малой сжимаемостью обладают большим акустическим сопротивлением. Однако при больших динамических нагрузках происходит выжимание воды и воздуха из пор и сжимаемость грунта существенно зависит от сжимаемости твердой компоненты. При высоких давлениях различие в сжимаемости водонасыщенных грунтов с большим и малым содержанием воздуха меньше, чем при низких давлениях. Результаты экспериментальных исследований сейсмической опасности обводненных валунно-галечниковых гравийно-галечниковых с песчаным заполнителем грунтов довольно противоречивы (см., например, работу [133]). Однако если справедлив тот факт, что выжимание жидкой и газообразной компонент мало связанных грунтов происходит в большей мере, чем более связанных грунтов, то вывод, сделанный нами ранее [133], оказывается справедлив. Это подтверждено в изложенном ниже разделе настоящей монографии.

Вследствие того что сжимаемость водонасыщенных грунтов понижается за счет возрастания их сейсмических жесткостей, амплитуды колебаний ниже, чем амплитуды колебаний аналогичных грунтов в сухом состоянии при импульсном воздействии на них.

Натурные наблюдения динамических характеристик колебаний грунтов при ударами проводились в аймачных центрах МНР. В работе приводятся результаты изучения характеристик колебаний грунтов на площадках городов Мурэн и Улясутай МНР.

Для регистрации колебаний применялась аппаратура с гальванометрической регистрацией ($H = 700 + ГБ = IV + ОСП$). В состав сейсмических канапов были включены широкополосные усилители. Параметры приборов задавались из расчета записей скоростей без фазовых искажений в диапазоне частот 0,5–40 Гц.

При полевых экспериментах использовались удары, возбуждаемые падающей гирей с фиксированной высоты, что позволило получать в каждой точке импульсы одинаковой интенсивности. Для записи колебаний применялись приборы, регистрирующие горизонтальную компоненту колебаний. Приборы устанавливались по профилю на расстоянии 2 м друг от друга. Расстояние от пункта удара до первого сейсмоприемника изменялось и составляло 25, 33, 44, 57, 75 и 100 м.

В Улясугтай изучены колебания грунтов, возбуждаемые ударами, в 12 пунктах наблюдений. Грунтовые условия в пунктах наблюдений и мощность слоев приведены в табл. 4.2.

Грунты площадки застройки города сравнительно однородные и представлены в основном крупнообломочными грунтами. Уровень грунтовых вод меняется существенно.

В табл. 4.3 сведены результаты изучения относительного уровня (ΔI) колебаний, частотного состава, затуханий амплитуд сейсмических колебаний с расстоянием и логарифмических декрементов затухания колебаний. Приращения балльности ΔI относительно эталонного грунта, за который принят скальный грунт, определялись согласно формуле (4.6). Эффективный коэффициент затухания амплитуд колебаний η_0 определялся с использованием записей одних и тех же сейсмических каналов при изменении расстояния от источника до приемника. Коэффициенты η_0 , рассчитанные по девяти каналам, осреднялись. Эффективный коэффициент затухания определялся с помощью формулы $A = A_0 e^{-\eta_0}$. При определении ΔI использовались отношения амплитуд колебаний в разных пунктах наблюдений одним сейсмическим каналом на одинаковых "эпицентральных" расстояниях. Затем проводилось осреднение всех рассчитанных значений приращения балльности.

Логарифмический декремент затухания колебаний грунтов в пунктах наблюдений определялся по формуле $\lambda = 0,73 \lg A_i / A_{i+1}$ для двух соседних полупериодов. При этом выбирались записи колебаний и их участки, где надежно выделялись регулярные затухающие колебания. Множество значений λ для грунта в пункте наблюдения осреднялось. В табл. 4.3 приведены также осредненные для грунта в каждом пункте наблюдения периоды, соответствующие максимальным амплитудам.

В пунктах наблюдения 1, 3, 6, 8 грунтовые условия одинаковы, уровень грунтовых вод залегает достаточно глубоко от дневной поверхности. Определенные значения ΔI для этих пунктов наблюдений составляют 0,8 балла. Грунты пунктов наблюдений 4, 5 обводнены практически с поверхности. Для них найденные значения ΔI составляют менее 0,5 балла.

При сопоставлении приращений балльности с другими характеристиками колебаний, приведенными в табл. 4.3, наблюдается достаточно надежная их корреляция. Скальные грунты характеризуются меньшими значениями амплитуд скоростей колебаний, периодов, логарифмических декрементов затухания и большими значениями η_0 по сравнению с необводненными рыхлыми грунтами. Значения логарифмических декрементов затухания η_0 рыхлых обводненных грунтов близки к значениям аналогичных параметров скальных грунтов. Поэтому представляется целесообразным объединить все параметры в три группы: скальные, обводненные рыхлые и необводненные. Причем обычным пересчетом по соотношению $\lambda \sim f$ определим затухание λ , приведенное к 1 с (λ_1). Все значения характеристик колебаний приведем в табл. 4.4.

Затухание, приведенное к периоду 1 с, отражает длительность колебаний, возбуждаемых импульсными источниками. И наибольшая она при колебаниях обводненных грунтов. Измеренные значения действитель-

Таблица 4.2
Инженерно-геологические формации пород коренной основы,
комплексы и грунты рыхлых отложений в пунктах наблюдений

Пункт наблюдений	Описание разреза	Формация	Мощность слоя, м	Глубина залегания слоя, м
1	2	3	4	5
г. Мурэн				
1	Базальт	P_2		
2	Древесно-щебнистые отложения с супесчаным облескованным заполнителем (до 4 м) Галечно-щебнистые отложения с валунами и глыбами, заполнитель супесчаный (до 24 м). Толща безводная			
3	Гравийно-галечные-щебнистые отложения с песчаным заполнителем Гравийно-галечные-щебнистые отложения с редкими валунами и супесчаным заполнителем. С глубины 18 м обводненные Песчано-галечные отложения с редкими валунами	al Q_{III-IV}	10	0-10 10-20 30
4	То же, что и в п. 3	al Q_{III-IV}		
5	Гравийно-галечные-щебнистые отложения с песчаным заполнителем Гравийно-галечные-щебнистые отложения с редкими валунами и супесчаным заполнителем. С глубины 18 м обводненные. Песчано-галечные отложения Песчано-галечные отложения с редкими валунами	al Q_{III-IV}	10	0-10 10-20 16 20-36 30
6	Супесчано-щебнистые отложения, заполнитель имеет следы облескования Песок с редкой галькой. Обводненный с 6 м Песчано-галечные отложения Гравийно-галечные-щебнистые отложения с валунами и песчаным заполнителем	al Q_{III-IV}	1 7 15 10	0-0 1-8 8-23 23-33

Таблица 4.2 (продолжение)

1	2	3	4	5
	Песчано-галечные отложения с редкими валунами		15	
7	Супесчано-щебнистые отложения, заполнитель имеет следы облессования	$al Q_{III-IV}$	1	0-1
	Песок с редкой галькой, обводненный с 6 м		7	1-8
	Песчано-галечные отложения		15	8-23
	Гравийно-галечно-щебнистые отложения с валунами и песчанным заполнителем		10	23-33
	Песчано-галечные отложения с редкими валунами		15	
8	Супесчано-щебнистые отложения, заполнитель имеет следы облессования	$al Q_{III-IV}$	1	0-1
	Песок с редкой галькой, обводненный с 6 м		7	1-8
	Песчано-галечные отложения		15	8-23
9	Гравийно-галечно-щебнистые отложения с валунами и песчанным заполнителем		10	23-33
	Песчано-галечные отложения с редкими валунами		15	
10	То же, что и п. 8			
11	То же, что и п. 8			
		т. Уласутай		
1	Супесь с редкой щебенкой, имеет следы облессования	$al pr Q$	4	0-4
	Дресвяно-щебнистые отложения с супесчанным заполнителем		4	4-8
	Дресвяно-щебнистые отложения с глыбами и песчанным заполнителем. С глубины 18 м обводненные		18	8-26
2	Глины красноватые		30	
	Граниты сильно трещиноватые	$\gamma P'_2$	10	0-10
	Граниты сильно плотные			

Таблица 4.2 (окончание)

1	2	3	4	5
3	То же, что и п. 1			
4	Песчано-галечные отложения. С глубины 2 м обводненные	$aI Q_{IV}^2$	10	
5	Суглинки с редкой галькой	$aI Q_{IV}^1$	2	0-2
	Песчано-галечные отложения, обводненные		80	
6	Супесь со следами облессования	$aIpr Q_{III}^1$	2	0-2
	Супесь с включением гальки		16	2-18
7	Гравийно-галечно-щебнистые отложения с валунами и песчаным заполнителем, обводненные		15	18-33
	Гравийно-галечно-щебнистые отложения с редкими валунами и супесчаным заполнителем		5	33-38
	Дресвяно-щебнистые отложения с глыбами и песчаным заполнителем		20	38-58
	Глины красноватые		25	
8	То же, что и в п. 6			
9	Песчано-галечные отложения с редкими валунами. С глубины 12 м обводненные	$aI Q_{IV}^2$	80	
10	То же, что и в п. 9	$aI aI Q$		
11	Дресвяно-щебнистые отложения с глыбами и песчаным заполнителем	γP_2	8	8-8
	Гранитоиды трещиноватые			

ных длительностей колебаний (табл. 4.4) достаточно надежно коррелируют с λ_1 .

Поскольку выше показано, что возбуждаемые импульсными источниками амплитуды колебаний определяются сейсмическими жесткостями грунтов, то методика окончательного определения ΔI должна быть аналогичной методике определения балльности при непосредственном использовании скоростей распространения упругих волн. Иначе, приращения балльности для обводненных грунтов выше приращения балльности для аналогичных необводненных грунтов на величину, определяемую за уровень грунтовых вод, согласно формуле

$$\Delta I_{УГВ} = k_e^{-0.04h^2} \gamma_{УГВ}.$$

В г. Мурэн изучались колебания грунтов, возбуждаемые ударами в

Таблица 4.3

Средние приращения балльности, эффективные коэффициенты и декременты затухания, периоды максимальных амплитуд колебаний в пунктах наблюдения (г. Улясутай)

Пункт наблюдения	Δf	n_0	$T, \text{с}$	λ
1	$0,76 \pm 0,05$	1,39	0,029	0,062
2 *	0	3,70	0,0185	0,054
3	$0,80 \pm 0,07$	1,26	0,026	0,080
4	$0,3 \pm 0,05$	1,86	0,037	0,054
5	$0,2 \pm 0,05$	2,00	0,037	0,050
6	$0,082 \pm 0,1$	1,83	0,030	0,061
7 *	0	2,68	0,0184	0,050
8	$0,8 \pm 0,07$	1,90	0,031	0,073
9	$0,5 \pm 0,1$	1,10	0,029	0,045
10	$0,4 \pm 0,05$	1,90	0,033	0,057
11	$0,02 \pm 0,05$	1,77		0,049
12	$0,4 \pm 0,05$	1,60		

* Скальный грунт.

Таблица 4.4

Средние приращения балльности, декременты затухания, эффективные коэффициенты и периоды максимальных амплитуд колебаний для разных грунтов

Грунт	Δf	λ_1	n_0	$T, \text{с}$	Относительная длительность
Скальный	0	2,8	2,2	0,0184	0,12
Обводненный рыхлый	0,3	2,10	1,84	0,0313	0,53
Необводнен- ный	0,8	1,62	1,45	0,0334	0,30

14 пунктах наблюдений. Грунтовые условия пунктов наблюдений 1–11 приведены в табл. 4.2. Грунты крупнообломочные, с различными заполнителями, мощностью более 30 м, уровень грунтовых вод не выше 6 м, т. е. "очаг" удара находится практически в необводненных грунтах. Пункт наблюдения 1 представлен эталонным (скользким) грунтом.

В табл. 4.5 приведены средние значения Δf , логарифмические декременты затухания, приведенные к периоду 1 с и средние периоды максимальных амплитуд колебаний грунтов во всех пунктах наблюдения. Средние значения приращений балльности рыхлых грунтов изменяются в пределах 0,6–0,8 балла; периоды 0,03–0,04 с λ_1 изменяются в пределах 1,2–2,0. Значения параметров колебаний объединены в одну группу.

Грунт	Δf	λ_1	n_0	$T, \text{с}$
Скальный	0	3,5	2	0,02
Рыхлый	0,8	1,6	1,4	0,0344

Мы объединили грунты во всех пунктах наблюдений для установления наиболее общих закономерностей связи приращений балльности, затуханий и периодов колебаний для скользких и рыхлых грунтов. Скальные грунты с большой акустической жесткостью (табл. 4.4) характеризуются высокими значениями коэффициентов и декрементов затухания, приведен-

Таблица 4.5
Средние приращения балльности, эффективные коэффициенты и декременты затухания, периоды максимальных амплитуд колебаний грунтов в пунктах наблюдений (г. Мурэн)

Пункт наблюдения	ΔI	n_0	$T, \text{с}$	λ
2	0,4 ± 0,05	—	0,019	0,07
3	0,65 ± 0,07	1,51	0,032	0,047
4	0,7 ± 0,1	—	0,035	0,06
5	0,6 ± 0,05	—	0,028	0,06
6	0,7 ± 0,1	1,43	0,029	0,06
7	0,8 ± 0,1	1,7	0,027	0,057
8	0,7 ± 0,1	1,49	0,033	0,05
9	0,8 ± 0,1	1,40	0,028	—
10	0,7 ± 0,1	1,10	0,037	0,046
11	0,8 ± 0,1	1,27	0,030	0,057
12	0,7 ± 0,1	1,47	0,03	—
1*	0	1,85	0,019	0,07

* Скальный грунт.

Таблица 4.6
Сходимость результатов определения приращений балльности по методу акустических жесткостей и с использованием амплитуд колебаний при ударах

Пункт наблюдения	г. Мурэн		г. Улясутай	
	$\Delta I_{\text{уд}}$	$\Delta I_{\rho V}$	$\Delta I_{\text{уд}}$	$\Delta I_{\rho V}$
2	0,4	—	0,9	+ 1,17
3	0,9	1,3	Эталон	0,24
4	0,9	1,4	1,0	1,04
5	0,8	1,3	1,7	1,83
6	0,9	1,43	1,68	1,78
7	1,0	1,4	1,02	1,17
8	0,9	1,5—1,7	—	—
9	1,0	—	1,00	1,06
10	0,9	1,4	1,7	1,78
11	1,0	1,4	1,7	1,78
12	0,9	0,7	0,2	0,2

ными к периоду 1 с. Рыхлые гравийно-галечниковые грунты характеризуются более низкими значениями коэффициентов и декрементов затухания и большими значениями периодов. Приращение балльности для этих грунтов составляет примерно один балл. Все параметры (см. табл. 4.4) рыхлых обводненных грунтов имеют значения, промежуточные между значениями аналогичных параметров скальных и рыхлых необводненных грунтов.

На территориях г. Мурэн и Улясутай проводилось изучение скоростей распространения упругих волн для определения приращений балльности по методу акустических жидкостей как наиболее разработанному из косвенных методов сейсмического микрорайонирования. В табл. 4.6 приведены результаты определения приращений балльности по двум ме-

тодам. Поскольку при использовании динамических характеристик колебаний, возбуждаемых ударами, амплитуды определяются акустическими жесткостями верхних слоев грунтов в пункте удара до 8–10 м, а не большой мощностью, как при использовании скоростей упругих волн, то приращения балльности по амплитудам колебаний дают несколько заниженные значения.

В целом же совпадение результатов по двум методам хорошее.

Следует отметить, что нами не учитывалась неупругая доля энергии в пунктах удара, очевидно, различная при ударах в рыхлых грунтах, как энергия, затрачиваемая на "отскок" гири при ударе. Однако удовлетворительная сходимость двух методов приращения балльности свидетельствует о справедливости предложенной формулы. Как показали исследования, так называемые резонансные явления в грунтах при использовании для оценок ΔI акустических жесткостей и способа, предложенного здесь, будут учтены увеличением коэффициентов в 2 раза в расчетных формулах С.В. Медведева и (4.6).

4.4. РАСЧЕТ ПРИРАЩЕНИЙ БАЛЛЬНОСТИ КОСВЕННЫМИ МЕТОДАМИ С УЧЕТОМ СОСТОЯНИЯ ГРУНТОВ

Сейсмическое микрорайонирование в районах Восточной Сибири связано с особыми трудностями, которые объясняются наличием на исследуемых территориях грунтов различного состояния. Это положение усложняется еще и тем, что чередование мерзлых, воздушно-сухих и водонасыщенных грунтов происходит не только по площади, но и с глубиной. Кроме того, при проектировании строительства по принципу I и II [13В] происходит либо изменение температуры мерзлых грунтов (принцип I), либо их переход в талое воздушно-сухое или водонасыщенное состояние (принцип II). В этом случае изменение сейсмической опасности грунтов, служащих основаниями зданий, будет зависеть от инженерно-геологических условий, физико-механических свойств грунтов, температурного режима мерзлых грунтов и водонасыщенности оттаивших грунтов. Очевидно, что применяемая методика сейсмического микрорайонирования в таких условиях должна содержать способы оценки сейсмической опасности как с учетом состояния грунтов, так и с учетом изменения их состояния. С учетом сказанного, ниже кратко рассматриваются основные результаты по оценке сейсмической опасности воздушно-сухих (неводонасыщенных), водонасыщенных (обводненных) и мерзлых грунтов.

Для наиболее распространенных типов грунтов Восточной Сибири (скальных, грубообломочных и песчаных) в различном состоянии рассматриваются скорости распространения продольных и поперечных волн (V_p , V_s), удельное электрическое сопротивление (ρ) и отношение максимальных амплитуд (A_i/A_0).

Методика изучения скоростей и удельных электрических сопротивлений изложена в разд. 2.5. Отношение максимальных амплитуд исследуемых и эталонных грунтов оценивалось по записям близких землетрясений с эпицентральными расстояниями до 200 км и энергетическими классами от 7 до 11. Для анализа использовались в основном данные о землетрясениях, приведенных в работах [56, 48, 133]. Во всех случаях за эталон выбирались скальные грунты.

Из анализа обобщенных данных (рис. 4.4) выявляются следующие закономерности в изменениях изучаемых параметров. Скорости продольных и поперечных волн возрастают при переходе от воздушно-сухих к

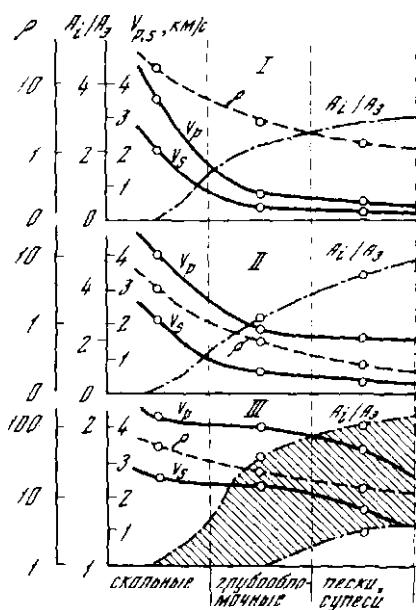


Рис. 4.4. Изменение скоростей продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн, удельного электрического сопротивления (ρ) и отношения максимальных амплитуд (A_1/A_0) в зависимости от состава и состояния грунтов Восточной Сибири
Грунты: I — воздушно-сухом состоянии; II — обводненном; III — мерзлом

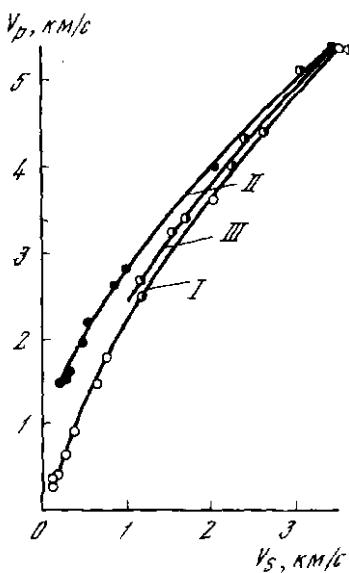
Рис. 4.5. Зависимость скорости продольных волн от поперечных для воздушно-сухих (I), водонасыщенных (II) и мерзлых (III) грунтов

водонасыщенным и мерзлым грунтам. Вследствие неодинаковой интенсивности их изменений в зависимости от рассматриваемых состояний их отношение (V_p/V_s) уменьшается от водонасыщенных к воздушно-сухим и мерзлым грунтам. Удельное электрическое сопротивление по сравнению с отношением скоростей имеет обратную зависимость от состояния грунтов — оно минимально для водонасыщенных и максимально для мерзлых.

Отношение A_1/A_0 для всех состояний имеет обратную зависимость от ρ и уменьшается при переходе от обводненных к воздушно-сухим и мерзлым грунтам. Характер изменения рассматриваемых параметров показывает, что для каждого состояния грунтов возможно установить непосредственную зависимость отношения максимальных амплитуд от V_p , V_s , ρ и в зависимости от состояния связь $A_1/A_0 = f(\rho)$. Однако удельное электрическое сопротивление — неустойчивый параметр в отношении минерализации, глинистости, влажности и температуры. Это основная причина, которая ограничивает прямое использование удельного электрического сопротивления для оценки сейсмической опасности грунтов.

Необходимо отметить, что влияние состава грунтов на V_p , V_s уменьшается при переходе от воздушно-сухих грунтов к мерзлым, а A_1/A_0 — от обводненных к мерзлым.

Таким образом, проведенный анализ зависимостей V_p , V_s , ρ и A_1/A_0 показывает, что оценку сейсмической опасности грунтов необходимо проводить с учетом их состава и состояния. В таком направлении в райо-



нах развития мерзлоты должно идти и совершенствование косвенных способов сейсмического микрорайонирования. Особое внимание при этом необходимо уделять прогнозу указанных выше параметров грунтов при изменении их состояния по площади и с глубиной.

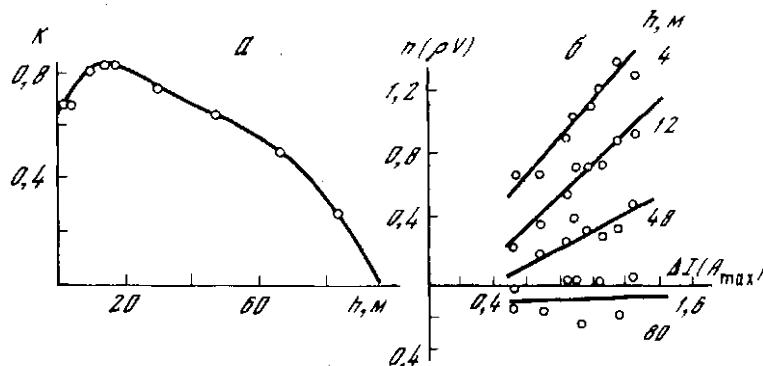
Некоторые возможности для такого прогноза открываются зависимостями $V_p = f(V_s)$ для трех состояний песчаных, грубообломочных и скальных пород, полученные по большому количеству изменений для каждого состояния по наиболее вероятным минимальным и максимальным значениям V_p и V_s [49, 51, 53]. Отметим некоторые закономерности в изменениях V_p и V_s в зависимости от состава и состояния грунтов (см. табл. 2.4).

Для каждой разновидности грунтов во всех изучаемых состояниях зависимость между V_p и V_s линейна [51, 53]. В воздушно-сухих грунтах скорости V_s изменяются от 150 до 800 м/с, отношение V_p/V_s несколько увеличивается. Дальнейший рост скорости приводит к уменьшению их отношений. В мерзлых и водонасыщенных грунтах с увеличением скоростей сейсмических волн отношение скоростей уменьшается.

Поскольку зависимости $V_p = f(V_s)$ (см. рис. 4.5) характеризуют одинаковые по составу грунты, они используются для прогноза изменения скоростей продольных и поперечных волн при переходе грунта из одного состояния в другое [49, 51, 53]. Некоторые его результаты будут представлены ниже. Пока же воспользуемся этими зависимостями для общего анализа сейсмической опасности изучаемых разновидностей грунтов в различных состояниях.

Для воздушно-сухих грунтов диапазон изменения скоростей в пределах 300–500 м/с соответствует изменению сейсмической опасности, оцененной по формуле С.В. Медведева [110] до двух баллов. По отношению максимальных амплитуд (рис. 4.4) наиболее вероятное значение приращений балльности для грунтов этого состояния относительно скалы находится в пределах 0,7–1,5 балла, а разброс значений от наиболее вероятного может превышать 2 балла [56]. Хотя при сравнениях скоростей взяты крайние значения, а не наиболее вероятные (как это сделано для амплитуд), которые для скальных грунтов близки к 4000 м/с, для песчаных – 500, а для грубообломочных – 800 м/с, можно отметить хорошее согласие оценок приращений балльности этими двумя методами.

При таких сравнениях может вызвать возражение то обстоятельство, что ΔI определены по параметрам, имеющим различную физическую природу. Максимальные амплитуды обусловливаются особенностями очага землетрясений, затуханием, рассеиванием энергии на трассе сигнала на неоднородностях среды и различиями в грунтовых условиях верхней части разреза до монолитных скальных пород [110]. С другой стороны, скорости сейсмических волн при расчетах ΔI берутся для верхней десятиметровой толщи. Изложенное приводит к выводу о необходимости при расчетах приращений балльности за счет грунтовых условий использовать сейсмические параметры, соответствующие слою грунта от поверхности до глубины, начиная с которой сейсмическая жесткость ρV становится равной эталонному значению. Однако на проявление землетрясений на поверхности может также оказывать влияние интенсивность изменения акустических жесткостей с глубиной. Если при этом учитывать роль поверхностных волн, быстрое затухание их интенсивности с глубиной и увеличение амплитуды колебаний в самом верхнем слое за счет отражения сейсмических волн от дневной поверхности и другие интерференционные явления в верхней части разреза, то можно предположить существование наиболее эффективного слоя, параметры которого в большей степени



Р и с. 4.6. Изменение коэффициента корреляции между ρV и A_i/A_0 для различной эффективной мощности слоя грунтов (а) и зависимость приращений балльности, рассчитанных по сейсмическим жесткостям и по отношению максимальных амплитуд (б)

коррелируются с сейсмической опасностью грунтов определенного состава и состояния.

Нами были проведены экспериментальные наблюдения, направленные на выявление влияния мощности слоя неводонасыщенных грунтов на оценку их сейсмической опасности. Для проведения такого анализа использовались записи землетрясений в 8 пунктах на территории МНР. В каждой точке было зарегистрировано до 20 близких землетрясений и проведено измерение скоростей сейсмических волн в слое до монолитных скальных пород. Верхняя часть разрезов в пунктах измерений представлена песчаными, гравийно-галечными, грубообломочными и разрушенными скальными породами. Скорости продольных волн в слоях названных грунтов менялись от 500 до 2300 м/с. В монолитных скальных породах, представленных гранитами и базальтами, скорости P волн варьировали от 3300 до 4800 м/с.

Оценены средние значения скоростей в слоях для 9 глубин. Для каждой фиксированной глубины рассчитаны коэффициенты корреляции по 8 парным значениям между A_i/A_0 и V_p (рис. 4.6, а). Начиная с глубины 4–6 м, связь между V_p и A_i/A_0 характеризуется высоким коэффициентом корреляции, равным 0,67. Для глубин 12–18 м коэффициент имеет максимальные значения 0,8–0,82. С увеличением эффективной глубины он быстро уменьшается и достигает 0,24 при $h = 80$ м. Такая закономерность изменения коэффициента корреляции может быть объяснена двумя причинами: либо выравниванием значений V_p с увеличением эффективной мощности слоя, либо тем, что на максимальные амплитуды основное влияние оказывает самая верхняя зона разреза. Если рассматривать на уровне коэффициента корреляции, равного 0,7, эта глубина может меняться от 7 до 30 м.

Полученные результаты подтверждают непосредственное сравнение приращений балльности, рассчитанных по сейсмическим жесткостям и по отношениям максимальных амплитуд. Вычисление ΔI проводилось для h , равных 4, 12, 48 и 80 м (рис. 4.6, б). Лучшее совпадение между приращениями балльности отмечается для эффективной мощности слоя, близкой к 12 м. С ростом h увеличивается различие, а следовательно, коэффициент корреляции между ними уменьшается.

Установленная закономерность изменения коэффициента корреляции

между A_i/A_0 и V_p (см. рис. 4.6, а) не является универсальной для всех рассматриваемых состояний грунтов. При рассмотрении новых данных, полученных на участках с большой глубиной залегания коренных пород (в нашем случае мощность рыхлых грунтов менялась от 4 до 40 м), коэффициент корреляции будет уменьшаться с увеличением h медленнее, а при меньшей глубине залегания коренных пород, служащих эталоном, — быстрее. В первом случае максимальным значениям коэффициента корреляции будет соответствовать большой диапазон изменения h , во втором — меньший.

В водонасыщенных грунтах приращение сейсмической балльности относительно скального грунта, рассчитанное по A_i/A_0 (см. рис. 4.4), меняется от 0 до 2,8 балла. Вычисления проводятся по формуле С.В. Медведева [110] с учетом поправки за обводненность $\Delta I = e^{-0,04h^2}$, где h — глубина до уровня грунтовых вод. В настоящее время по этой формуле оценивается поправка за обводненность только для песков, супесей и суглинков. Для гравийно-галечных грунтов с песчаным заполнителем указанная формула используется с коэффициентом, равным 0,5, и для крупнообломочных грунтов поправка за обводненность не вводится [133].

При вычислении приращений сейсмической балльности для обводненных грунтов по сейсмическим жесткостям возникает некоторая неопределенность, связанная с тем, что используются значения скоростей, не изменившиеся непосредственно в обводненном грунте, а выбираются в таких же по составу грунтах, но находящихся в необводненном состоянии. Для устранения этой неопределенности были установлены зависимости для вычисления скоростей в водонасыщенных грунтах по измеренным значениям скоростей в песчаных и грубообломочных грунтах [63, 133]: для песчаных неводонасыщенных грунтов $V_{pI} = 0,71 V_{pII} - 0,78$, для грубообломочных грунтов $V_{pI} = 0,35 V_{pII} - 1,03$, где V_{pI} и V_{pII} — скорости продольных волн в воздушно-сухих и водонасыщенных грунтах соответственно.

Сейсмическая опасность мерзлых грунтов зависит от температуры, влажности (льдистости) и состава грунтов (рис. 4.4). Используя эти параметры и данные по записям землетрясений для мерзлых грунтов различной температуры, ранее установили зависимость вида [49]

$$I = I(\rho V) + I(WT). \quad (4.9)$$

Здесь $I(\rho V)$ рассчитывается по акустическим жесткостям по формуле С.В. Менделеева [110]. Приращение сейсмической балльности, обвязанное температурой и влажностью, оцениваются по уравнению

$$I(WT) = e^{-0,5T} (1 - e^{0,17(W - 5)}), \quad (4.10)$$

где T — температура мерзлых грунтов по модулю (определяется на глубинах 8–10 м); W — среднее значение влажности (льдистости) в верхнем десятиметровом слое вечномерзлых грунтов.

Из уравнения (4.10) видно, что при малых значениях влажности до 5%, приращение балльности не зависит от температуры. При повышении влажности ΔI увеличивается до полного насыщения грунта водой и льдом. Оно имеет наибольшие значения при температуре 0° и близко к нулю при температуре ниже –4°.

Учитывая, что в естественных условиях вечномерзлые грунты в большинстве случаев сцепментированы льдом и их влажность (льдистость) близка или превышает их полную влагоемкость, расчет приращений балльности для таких грунтов можно проводить по формуле

$$I = a e^{-0,5T}.$$

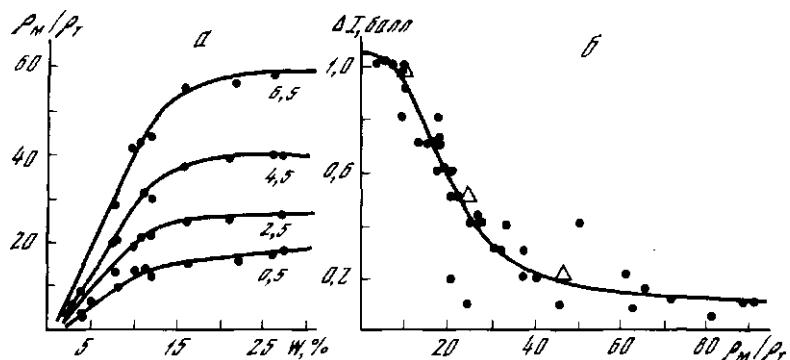


Рис. 4.7. Зависимость отношения удельных электрических сопротивлений ρ_M/ρ_T мерзлых и талых грунтов от влажности и температуры (а) и зависимость приращений балльности для мерзлых грунтов от ρ_M/ρ_T (б)

Рассчитанные по этой формуле значения I дают приращения балльности относительно сцепленных льдом мерзлых грунтов с температурой -4° , которые по своим сейсмическим свойствам приравниваются к скальным грунтам, т.е. принимаются в данном случае за эталон. Коэффициент a характеризует различия в приращениях балльности в зависимости от температуры и акустических жесткостей для мерзлых грунтов различного состава: для крупнообломочных он равен 0,6, для гравийно-гальечных грунтов с песчаным заполнителем — 0,9 и для песков, супесей и суглинков — 1,2.

Для сильнольдистых грунтов слоистой и сетчатой текстуры любого состава оценку приращений балльности необходимо проводить по формуле (4.10).

Выше рассмотрены пределы изменений и некоторые взаимосвязи между изучаемыми параметрами (A_i/A_0 , ρ , V_p , V_s , V_p/V_s), температурой и влажностью для грунтов различного состояния. Полученные данные позволяют непосредственно перейти к анализу связей удельного электрического сопротивления ρ с сейсмической опасностью мерзлых грунтов. Более подробно этот вопрос рассмотрен в разд. 4.5.

Известно, что ρ , так же как и отношение максимальных амплитуд и скорости сейсмических волн, зависит от состава и состояния грунта, правда, по сравнению с первым параметром эта зависимость обратная (см. рис. 4.4). Следовательно, по ней можно оценивать изменение сейсмических свойств (при изменении T и W). Для решения этой задачи используется не само удельное электрическое сопротивление грунта, а отношение удельного электрического сопротивления мерзлого грунта к удельному электрическому сопротивлению талого грунта такого же состава и влажности. Выбор параметра ρ_M/ρ_T обусловлен тем, что он уменьшает роль факторов, не связанных с проявлением землетрясений на поверхности. В частности, это относится к минерализации грунтовых вод, которая уменьшает сопротивление грунтов в талом и мерзлом состоянии. Нужно отметить, что удельное электрическое сопротивление талых грунтов оценивается либо по первой ветви кривой ВЭЗ, либо по значению ρ талых грунтов, подстилающих слой мерзлоты.

Изучая в лабораторных условиях зависимость параметра ρ_M/ρ_T от температуры и влажности песков, удалось установить, что при малых значениях влажности отношение ρ_M/ρ_T близко к единице. С увеличением влаж-

ности до 14–17% отношение сопротивлений быстро возрастает, и при значениях влажности, близких к полному насыщению грунта водой, рост его замедляется. Важным обстоятельством является то, что для каждого значения влажности отношение удельных сопротивлений с понижением температуры увеличивается (рис. 4.7).

Сопоставляя зависимость $\rho_m/\rho_t = f(TW)$ с ранее установленной зависимостью $\Delta I = f(TW)$ (см. формулу (4.10)), нетрудно предположить существование связи между приращениями сейсмической балльности и отношением удельных сопротивлений мерзлого и талого грунта. Проведенные экспериментальные исследования свидетельствуют, что это предположение имеет физическую основу.

С учетом сказанного мы предприняли попытку установить связь отношений удельных электрических сопротивлений мерзлого и талого грунтов с приращениями сейсмической балльности. Для этого были использованы данные о сейсмической опасности мерзлых грунтов, полученных инструментальными методами при сейсмическом микрорайонировании строительных площадок в районах Прибайкалья и Забайкалья (рис. 4.7, б). Полученную зависимость можно выразить в виде

$$\Delta I = K 0,94^{(\rho_m/\rho_t - 9)}.$$

Это уравнение действительно при значениях $\rho_m/\rho_t > 9$. Коэффициент K зависит от льдистости мерзлого грунта. При влажности (льдистости), близкой к полному насыщению грунта, $K = 1$.

Для того чтобы наглядно проследить зависимость ΔI от ρ_m/ρ_t , на рис. 4.7 треугольниками выделены точки, для которых приращение балльности оценивалось по большому количеству записей землетрясений. В первой точке приращение ΔI при $\rho_m/\rho_t = 10$ получено для слоя мерзлых грунтов мощностью 90 м с температурой $-0,2^{\circ}\text{C}$. Вторая точка $\rho_m/\rho_t = 24$ характеризует мерзлые грунты с температурой -1°C . Третья ($\rho_m/\rho_t = 49$) соответствует мерзлым грунтам с температурой -3°C .

Таким образом, приведенные сведения позволяют сделать вывод, что исследуемые параметры в значительной степени определяются состоянием грунтов. В связи с этим при сейсмическом микрорайонировании в районах развития мерзлых грунтов необходимо проводить оценку сейсмической опасности с учетом их состояния.

4.5. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ ПРИ СЕЙСМИЧЕСКОМ МИКРОРАЙОНИРОВАНИИ

Выше мы показали, что удельное электрическое сопротивление может быть использовано для оценки сейсмической опасности мерзлых грунтов (см. 4.4). Причем зависимость между приращением сейсмической балльности и отношением ρ_m/ρ_t была получена экспериментально при сейсмическом микрорайонировании строительных площадок. В связи с этим было бы полезно рассмотреть более подробно связь названного выше электроразведочного параметра с физическим состоянием грунтов, их составом и степенью дезинтеграции, а также его соотношение с сейсмическими характеристиками грунтов.

Нами с целью изучения возможностей электроразведки для сейсмического микрорайонирования были проведены специальные комплексные исследования в экспедиционных и лабораторных условиях, хотя уже были известны случаи успешного использования электроразведки при подобных работах, например, в г. Ташкенте [118]. Здесь было установлено, что участки из сцепментированных галечников, сейсмический эффект

которых проявился в незначительной мере, хорошо выделяются по высоким электрическим сопротивлениям. С уменьшением плотности и увеличением обводненности грунтов их удельные электрические сопротивления понижаются. В то же время на таких грунтах повышается балльность. Вследствие этого были получены зависимости для количественной оценки сейсмической опасности подобных грунтов в условиях г. Ташкента по их удельным электрическим сопротивлениям. Однако примеров применения этого метода в специфических условиях распространения вечномерзлых грунтов до настоящего времени не было. Учитывая накопленный положительный опыт электроразведочных работ в условиях вечной мерзлоты, которые проводились для решения различных задач [2, 3, 21, 54, 197], и результаты лабораторных исследований [7, 55, 183], мы провели анализ имеющихся сведений и изучение электрических свойств грунтов (мерзлых и талых) Забайкалья и Прибайкалья (рис. 4.8).

Статистическая обработка большого количества материалов разных авторов, полученных в основном методом вертикальных электрических зондирований ВЭЗ с учетом имеющихся сведений об инженерно-геологическом строении разрезов, при наличии или отсутствии мерзлоты показала [16], что разнотипные грунты имеют различное удельное электрическое сопротивление (рис. 4.8, б-д). Во впадинах Прибайкалья и Забайкалья сезонно-мерзлые и вечномерзлые грунты по электросопротивлениям резко отличаются от талых. Средние значения удельного электрического сопротивления грунтов составляют сотни в южных районах и тысячи и десятки тысяч Ом на метр — в северных (см. табл. 4.7). Причем такое различие может существовать и для однотипных грунтов, например гравийно-галечниковых: в мерзлом состоянии в Верхне-Муйской впадине $\rho = 5200$ Ом · м, а в Чарской — 27000 Ом · м. Однако для скальных грунтов различие невелико: 5000 и 3600 Ом · м соответственно.

Влияние на величину удельного электрического сопротивления мерзлых грунтов оказывают степень дисперсности, влажность (льдистость), температура и минерализация поровой влаги. Литологический состав грунтов играет меньшую роль.

Из приведенных сведений видно, что величина удельного электрического сопротивления довольно хорошо отражает физическое состояние (мерзлое или талое) грунтов (см. табл. 4.8), от которого существенно зависят их сейсмические свойства, особенно у вечномерзлых грунтов. В.П. Солоненко последние по сейсмическим свойствам разделил на твердомерзлые, пластично-мерзлые и псевдоталые и сыпучемерзлые.

Диапазон изменений удельных электрических сопротивлений в зависимости от типа и физического состояния грунта (см. табл. 4.8) перекрываются между собой. Однако в пределах относительно небольших площадей, какими являются участки строительства, удается разграничивать по электросопротивлениям грунты различного литологического состава и физического состояния.

Таким образом, видно, что электроразведка может быть включена в комплекс геофизических методов, применяемых при оценке сейсмической опасности грунтов. Необходимо отметить, что удельное электрическое сопротивление грунтов в основном определяется теми же их параметрами, от которых зависит и амплитудно-частотный состав колебаний при землетрясениях и взрывах.

Экспедиционные электроразведочные работы методом ВЭЗ проводились в различных районах Прибайкалья и Забайкалья. Рассмотрим некоторые результаты. Так, на рис. 4.9, а относительно высокие значения ρ_k (каждого удельного электросопротивления) начальной и средней

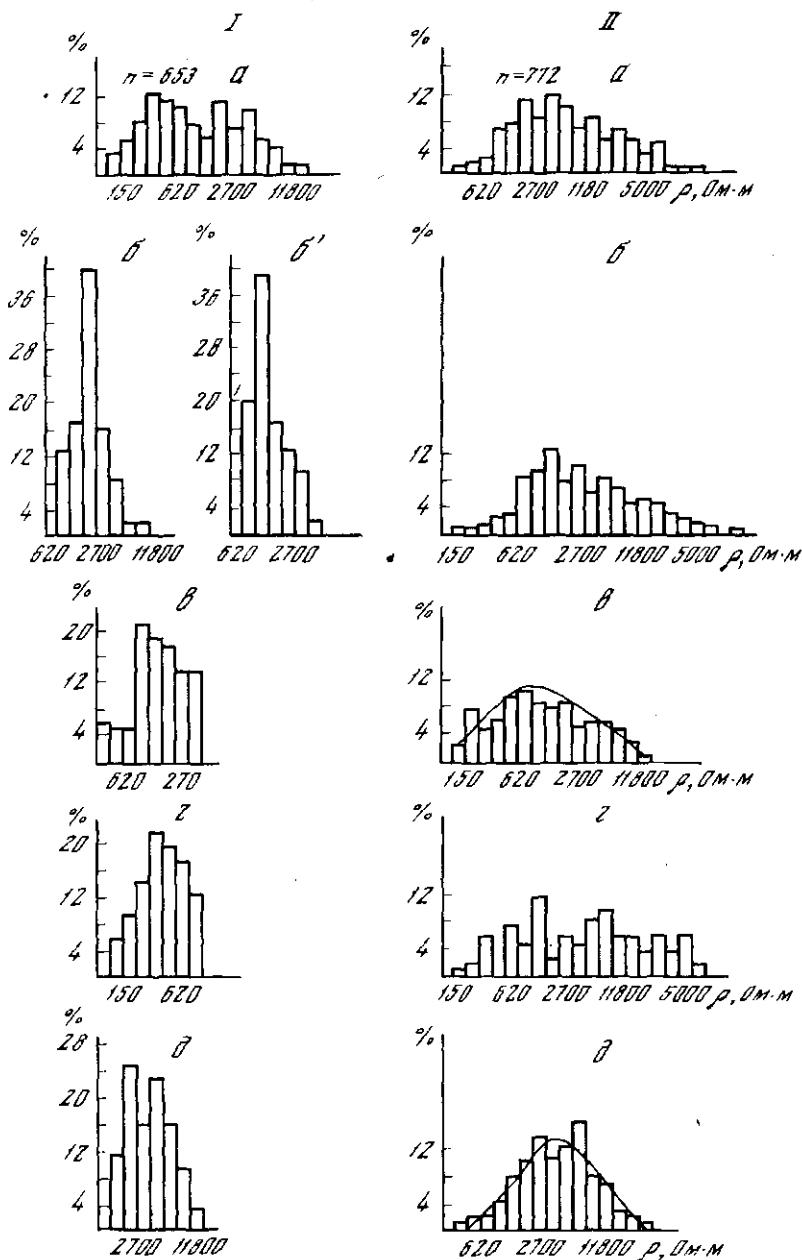


Рис. 4.8. Гистограммы удельных электрических сопротивлений грунтов Тункинской (I) и Верхнеангарской (II) впадин
 а — верхняя зона, по имеющимся данным для всей впадины; б — мерзлые грунты
 (16 — моренные, 16' — песчаные, 116 — валунно-гравелевые с песчаным и супесчаным
 заполнителем); в — валунно-гравелевые отложения, талые; г — пески; д — скальные
 грунты

Таблица 4.7
Значения удельных электрических сопротивлений ρ грунтов
во впадинах Прибайкалья и Забайкалья

Впадина	Пределы изменения, Ом · м	Среднестатистическое, Ом · м	Наиболее вероятное, Ом · м
Тункинская	150–2 500	950	650
Хилок-Чикойская	150–5 000	700	500
Холой-Романовская	70–11 500	600	550
Верхнеангарская	100–500 000	6 500	4 500
Муйская	600–650 000	17 000	2 000
Чарская	620–200 000 и более	10 000	12 000

части кривой обусловлены тем, что верхние горизонты сложены песком малой влажности, уровень грунтовых вод по скважине отмечен на глубине 85 м. Температура грунтов до глубины 75 м составляет $+1^{\circ}\text{C}$, а ниже 85 м возрастает до $+1,2^{\circ}\text{C}$.

Кривая 2 отличается от кривой 1. Она получена над 10–12-метровой толщиной талого водонасыщенного песка, ниже которого залегает высо-

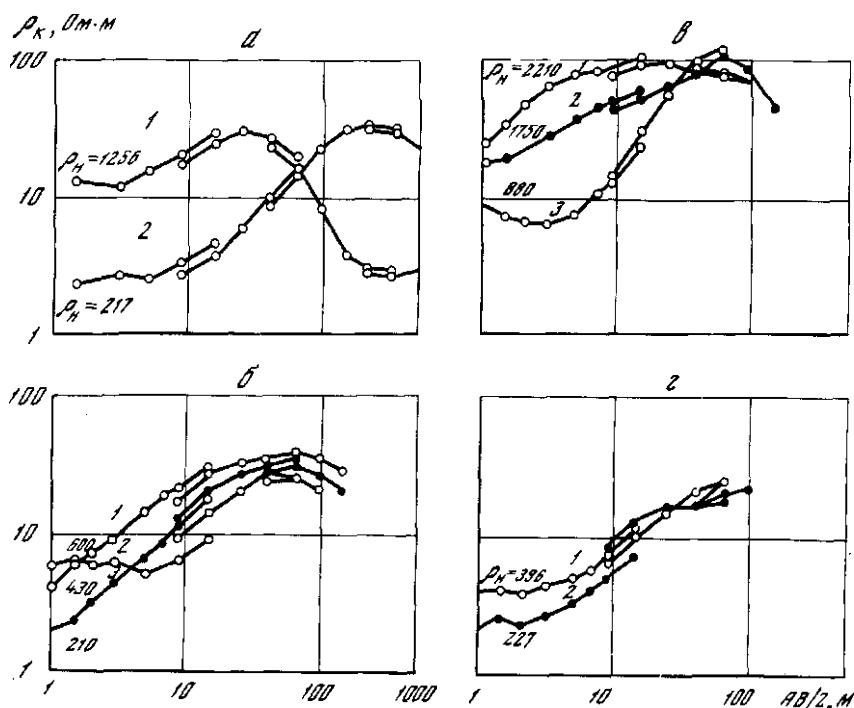


Рис. 4.9. Кривые ВЭЗ, полученные в различных инженерно-геологических условиях
а – пески: 1 – талые, уровень грунтовых вод на глубине 35 м; 2 – мерзлые, мощность 55 м; 1 – на насыпи; б, 2 – на берме; б, 3 – на естественном ненарушенном грунте; в, 1 – на площадке со снятым поверхностью-растительным слоем; в, 2 – на естественном ненарушенном грунте; г, 1, 2 – на насыпи; г, 3 – на карьере на скальных грунтах

Таблица 4.8
Зависимость удельных электрических сопротивлений (Ом · м)
от типа грунтов и их физического состояния

Тип грунтов *	Талые естественной влажности	Талые сухие и сыпучемерзлые	Обводненные
Скальные:			
плотные	5 000–10 000	> 10 000	—
трещиноватые	180–5 600	> 10 000	50–600
Полускальные	150–800	—	10–300
Крупнообломочные (щебенистые и галечно-гравийные)	100–2 700	> 100 000	50–500
Песчаные	80–600	> 40 000	40–200
Глинистые	60–400	—	30–80
Насыпные и почвенно-растительные	80–800	> 10 000	20–200

*Классификация грунтов проведена по типам, на которые обычно разделяют грунты при инженерно-сейсмологических исследованиях.

Таблица 4.8 (окончание)

Тип грунтов *	Мерзлые		
	Пластично-мерзлые	Твердо-мерзлые	
		Малопльдистые	Высокопльдистые
Скальные:			
плотные	—	—	—
трещиноватые	—	2 000–6 000	2 500–40 000
Полускальные	—	200–3 000	3 000–20 000
Крупнообломочные (щебенистые и галечно-гравийные)	—	800–10 000	5 000–200 000
Песчаные	400–1 000	1 000–6 000	6 000–50 000
Глинистые	600–800	800–3 000	3 000–25 000
Насыпные и почвенно-растительные	200–1 000	1 000–3 000	3 000–20 000
			и более

коомный горизонт (около 10000 Ом · м), соответствующий вечно-мерзлым пескам мощностью до 55. Из этого примера видно, что по электроразведочным данным можно судить о геологической и мерзлотной обстановке в толще грунтов.

Примеры кривых ВЭЗ, полученные в северных районах Восточной Сибири, показаны на рис. 4.9, б, в. На одном участке получаются существенно различные результаты. Нарушения поверхностного слоя строительных работ в условиях распространения вечно-мерзлых грунтов приводят к тому, что резко изменяются физико-механические свойства грунтов. Эти

изменения находят свое отражение и в характере кривых ВЭЗ. Причем изменения сейсмических свойств грунтов в сторону их ухудшения отмечаются на кривых ВЭЗ в виде минимумов (понижения удельного электрического сопротивления).

Важным при инженерно-сейсмологических исследованиях является изучение сейсмических свойств скальных грунтов, которые в условиях распространения вечномерзлых грунтов часто используются в качестве эталонных. Сейсмические свойства скальных пород участка исследований определяются степенью их сохранности трещиноватостью, влажностью (льдистостью) и другими параметрами, от которых зависит и электрическое сопротивление (см. рис. 4.9, 2). Для талых и относительно монолитных скальных грунтов удельное электрическое сопротивление обычно составляет 5000 Ом · м и выше в зависимости от состава, возраста и т.д., а для трещиноватых в зависимости от заполнителя и его удельного электрического сопротивления колеблется от 200 до 5000–7000 Ом · м и значительно выше у воздушно-сухих и мерзлых грунтов.

Таким образом, электроразведку методом ВЭЗ можно применять и для выбора эталона, причем с целью выявления однородности массива скальных грунтов необходимо проводить крестовые и круговые электроzonдирования.

В условиях распространения вечномерзлых грунтов, особенно прерывистого характера и относительно высоких температур вечной мерзлоты при глубоких сезонных процессах промерзания и оттаивания, становится важным изучение пределов изменений физико-механических свойств грунтов, глубинности проявления процессов и их общей направленности. С этой целью были проведены параметрические наблюдения вблизи скважин, чтобы был известен геологический разрез. Это позволило нам установить взаимосвязь между различными геофизическими параметрами: удельными электрическими сопротивлениями, скоростями распространения сейсмических колебаний и температурой грунтов.

При изучении мерзлых пород, в особенности слоя годовых изменений температур, необходимой является геотермия скважин и электрический каротаж или электроразведка с поверхности.

Включение электроразведки в комплекс геотермических наблюдений обусловлено еще и тем, что по скачку удельного электрического сопротивления можно с большей достоверностью судить о начале промерзания, либо оттаивания грунта, чем по его температуре. Действительно, измеренная в скважине температура (например, $-0,2^{\circ}$ и даже -1°C) еще не означает, что грунт находится в мерзлом состоянии. Это касается и грунтов со значительной минерализацией воды, повышение которой ведет к понижению температуры замерзания грунта. Процессы промерзания–оттаивания, особенно во влагонасыщенных тонкозернистых рыхлых грунтах, определяют процесс пучения и просадок в них. О начале и размерах этих явлений можно также судить по величине скачка r .

Результаты измерений методом ВЭЗ вблизи скважины в Тункинской впадине показали, что меняются не только значения кажущихся удельных электрических сопротивлений, но и типы кривых: "летний" тип K переходит в "зимний" QK (рис. 4.10), ρ_k в верхней зоне разреза изменялось от 80 до 140 Ом · м в зависимости от климатических условий. Из-за малоснежных зим, характерных для этого района, происходило сильное промерзание верхней зоны. Значительная увлажненность грунтов обеспечивала при их замерзании высокие удельные электрические сопротивления, которые достигали к февралю–марту 40000 Ом · м и выше. Тип кривой ВЭЗ становился вида QK уже с середины ноября (кри-

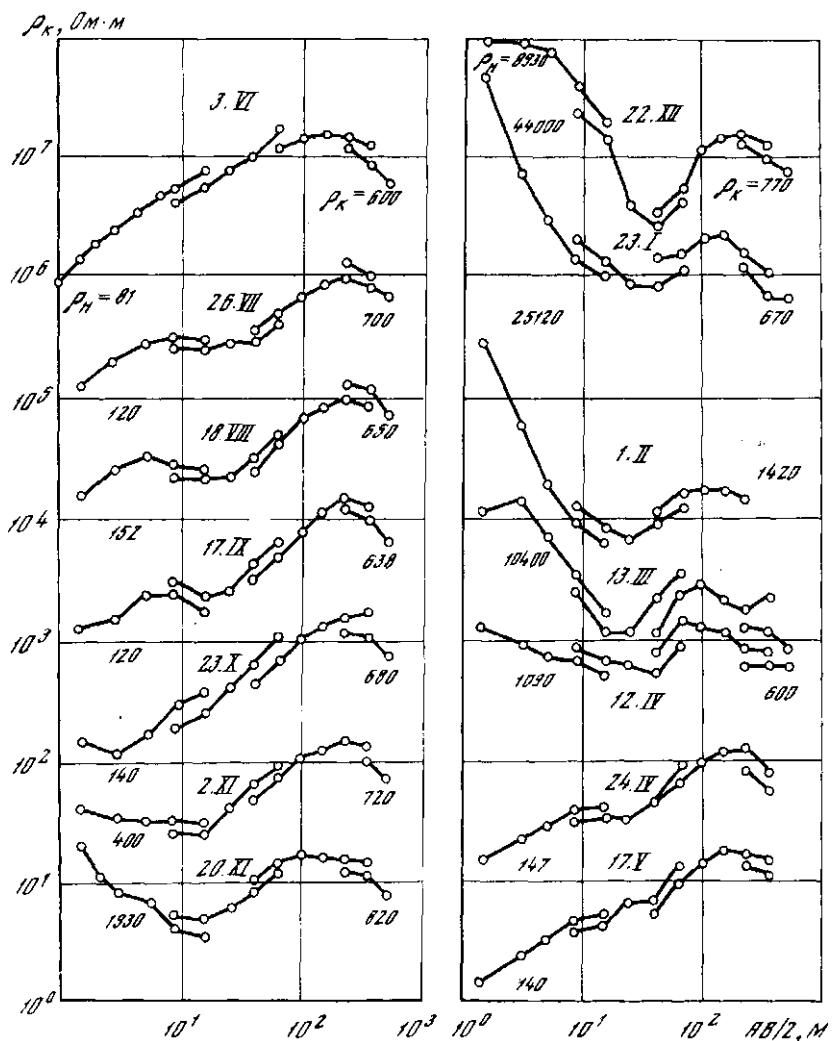


Рис. 4.10. Кривые ВЭЗ, полученные при периодических измерениях вблизи скважины в Тункинской впадине

вая ВЭЗ на рис. 4.10, полученная 20 ноября). С начала апреля начиналось оттаивание верхней части грунтов с поверхности, что и отмечается на виде кривых и значениях ρ_k . В конце апреля—мае происходит протаивание слоя зимнего промерзания и кривые ВЭЗ конца мая—июня — начала июля практически идентичны. Небольшое изменение ρ_k в средней части кривой отмечается у кривых ВЭЗ конца июля — августа — октября. Это, видимо, связано с тем, что с протаиванием верхнего слоя в нем накапливается значительное количество влаги, что снижает в этой части разреза удельное электрическое сопротивление грунтов. Конечная часть кривой ρ_k практически не меняет своего положения в течение всего года.

Граница нулевых колебаний температур вблизи скважины залегает

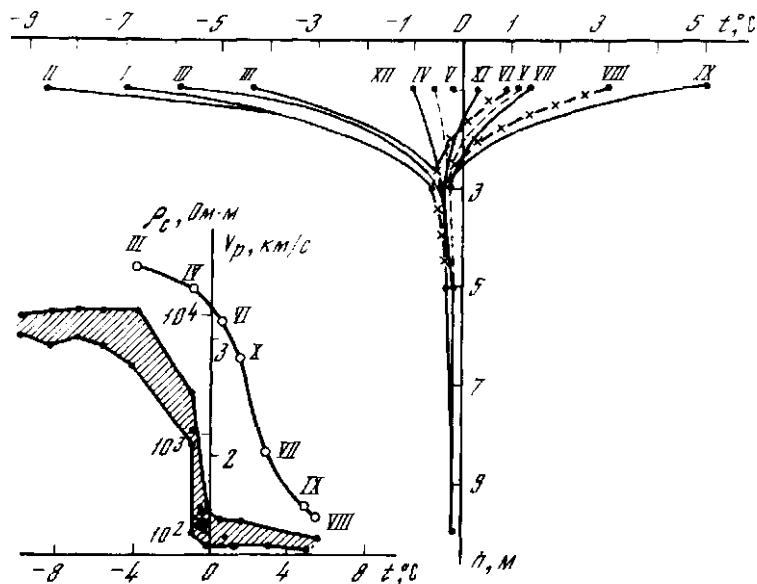


Рис. 4.11. Кривые изменения температуры грунта по месяцам и зависимости скоростей распространения продольных волн и удельного электрического сопротивления от температуры в верхнем 10-метровом слое в Тункинской впадине

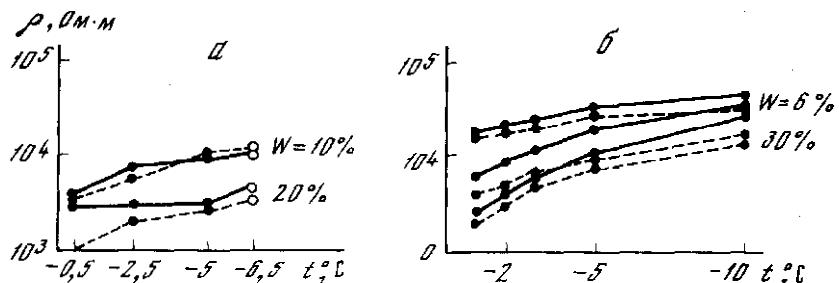


Рис. 4.12. Зависимость удельного электрического сопротивления от температуры и влажности, по лабораторным данным
 а — пески мелкозернистые (пунктирная линия) и крупнозернистые (сплошная);
 б — глины черные (сплошная) и красные (пунктирная)

на глубине около 10 м (рис. 4.11), основное же изменение температур происходит в верхнем слое мощностью до 3 м. Полное промерзание этого слоя, установленное по ВЭЗ и геотермическим измерениям, заканчивается к концу зимы — в феврале, а полное его оттаивание происходит в сентябре, когда уже готовится новый цикл промораживания.

Наблюдения методом ВЭЗ показали, что ρ_c чувствительно к сезонным колебаниям температуры и влажности грунта. По всем кривым ВЭЗ четко отбивались верхняя и нижняя границы мерзлоты, а также талый слой сезонного промерзания малой мощности между двумя мерзлыми. Когда слой сезонного промерзания начинает образовываться, но еще не слился со слоем вечной мерзлоты. В результате было выявлено, что заметное изменение скоростей распространения сейсмических волн v_p в

течение года наблюдается только в слое сезонных колебаний температур, ниже его эти параметры практически постоянны.

По данным комплексных геофизических наблюдений, вблизи скважины получены зависимости удельного электрического сопротивления в слое сезонных колебаний температуры и V_p от температуры на глубине 1 м (см. рис. 4.11). Удельное электрическое сопротивление резко возрастает в диапазоне температур от 0 до -4°C . Вне этого диапазона оно изменяется незначительно. В диапазоне температур от $-0,2$ до -1°C удельное электрическое сопротивление увеличивается от 120 до 2500 Ом · м, причем проследить зависимость удельного электрического сопротивления от температуры в этом диапазоне ее изменений невозможно без учета степени влажности грунтов. В диапазоне от -1 до -4°C зависимость удельного электрического сопротивления от температуры близка к линейной. Величина удельного электрического сопротивления в этом диапазоне температур возрастает на порядок.

Определение скоростей продольных волн V_p проводилось методом КМПВ (корреляция методом преломленных волн) по первым выступлениям. Шаг между сейсмоприемниками составлял 1 м. Скорости V_p получены осреднением для всего деятельного слоя. Поэтому можно говорить лишь о характере зависимости от температуры на глубине 1 м.

Скорость продольных волн в слое сезонных колебаний температур в сентябре достигает 1500 м/с, а к февралю за счет промерзания увеличивается до 3500 м/с. Причем в осенние и весенние месяцы увеличение скоростей продольных волн происходит за счет повышения влажности.

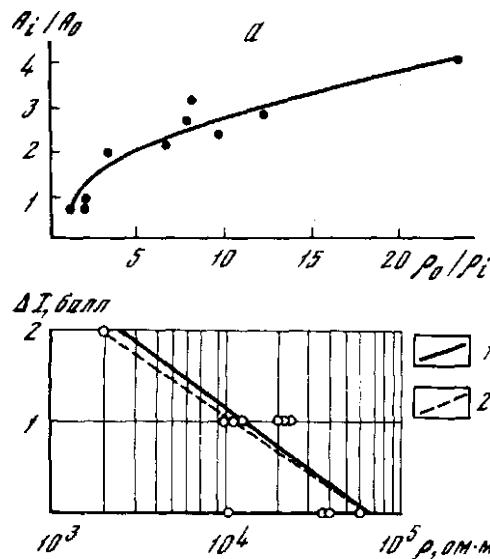
Таким образом, выявлено, что зависимости удельного электрического сопротивления и скоростей V_p от температуры аналогичны, т.е. электрические и сейсморазведочные работы взаимно дополняют друг друга и дают в комплексе более объективную информацию о строении разреза толщи грунтов и их физическом состоянии.

Известно, что детальное изучение физических свойств грунтов только в полевых условиях невозможно, так как для этого требуется большой объем сложных исследований в разных районах с различными грунтовыми, мерзлотными и климатическими условиями. Эта задача может быть решена только комплексом полевых и лабораторных исследований.

На рис. 4.12 приведены данные по изучению температурной зависимости удельных электрических сопротивлений мерзлых песков и глин. Как следовало ожидать, удельное электрическое сопротивление песков для одних и тех же отрицательных температур выше, чем у глин. В то же время при одних и тех же температурах удельные электрические сопротивления влажных песков ($W = 30\%$) ниже, чем у более сухих. Для глин наблюдается такая же зависимость от влажности. Это объясняется, видимо, тем, что в указанном интервале температур большую роль в электропроводности играет рыхло- и прочносвязанная вода (вода в виде тонких пленок), которой больше во влажных мерзлых грунтах.

Таким образом, лабораторными исследованиями для мерзлых грунтов установлена прямая зависимость удельных электрических сопротивлений от понижения температуры и влажности (льдистости). Причем практически сухие морозные пески при одинаковых температурах мало различаются по удельному электрическому сопротивлению.

Очевидно, что вся рассмотренная совокупность сведений о взаимосвязях физических свойств грунтов наряду с данными сейсморазведки, инженерно-сейсмологическими и инженерно-геологическими данными должна использоваться для комплексной оценки сейсмической опасности грунтов. Наибольший интерес при этом для решения задач инженерно-сейсмо-



Р и с. 4.13. Зависимость отношения максимальных амплитуд колебаний исследуемого и скального грунтов при сейсмическом воздействии от отношения удельного электрического сопротивления скального и эталонного грунтов (а); зависимость приращения сейсмической балльности от удельного электрического сопротивления грунта (б)

1 – без учета насыпных грунтов и 2 – с учетом насыпных грунтов

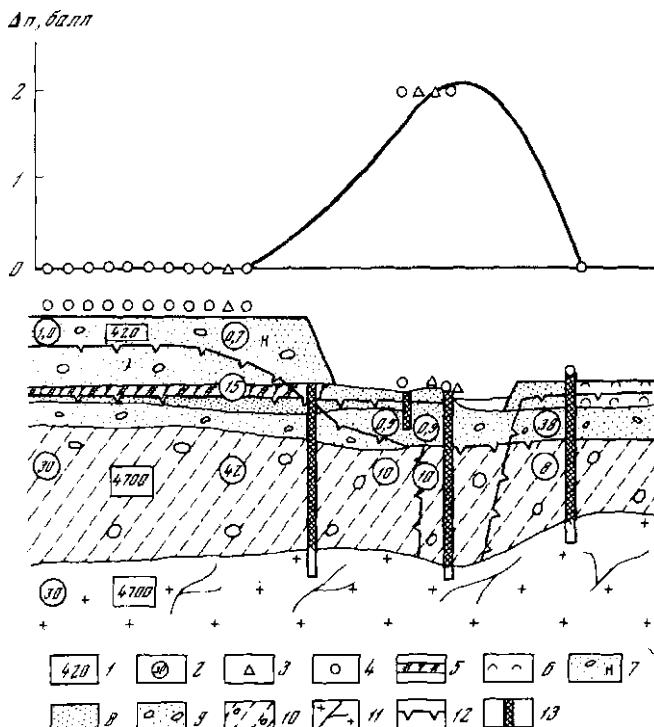
логических исследований в условиях распространения вечной мерзлоты представляет установление взаимосвязей между электрическими и сейсмическими свойствами грунтов, которые в условиях вечной мерзлоты определяются их влажностью (льдистостью), температурой, составом, строением и условиями залегания в разрезе и по площади.

Основной задачей наших исследований явилось установление возможности оценок приращения сейсмической балльности в условиях вечной мерзлоты по электроразведочным данным. Физической предпосылкой для этого является наличие корреляционных взаимосвязей между удельными электрическими сопротивлениями и параметрами, определяющими сейсмические свойства грунтов (см. 4.4).

В качестве последнего, как правило, принимается скальный грунт. С целью решения поставленной выше задачи нами было проведено сопоставление средних значений отношений максимальных амплитуд A_i/A_0 со значениями отношений удельных электрических сопротивлений ρ_0/ρ_i (рис. 4.13, а).

Для проведения сопоставления ΔI и ρ был выбран один из участников трассы БАМ. Здесь в одном и том же месте были проведены специальные электроразведочные работы методом ВЭЗ и исследование сейсмической опасности грунтов в пунктах регистрации взрывов амплитудно-частотным методом и способом сейсмических жесткостей (рис. 4.13, б и 4.14).

В связи с тем, что оценка приращения балльности сейсмическими методами проводится по слою, который по своему положению в разрезе и мощности соответствует второму (или третьему) геоэлектрическому горизонту, ΔI сопоставляется с соответствующим значением удельного электрического сопротивления.



Р и с. 4.14. Результаты комплексных сейсмических и электроразведочных исследований для оценки сейсмической опасности грунтов на участках, расположенных в северных районах Восточной Сибири

1 – скорости распространения сейсмических волн, в м/с; 2 – удельное электрическое сопротивление, Ом · м; 3 – пункты расположения сейсмических станций (на разрезе) и величина приращения сейсмической балльности (на графике); 4 – точки расположения электрических зондирований (ВЭЗ) и соответствующие величины приращений балльности; 5 – почвенно-растительный слой; 6 – торф; 7 – насыпной грунт (глыбы со щебнем и дресвой); 8 – песок; 9 – песчано-гравийный грунт; 10 – гравийно-галечниковый грунт с супесчаным заполнителем; 11 – гранитоиды трещиноватые; 12 – верхняя граница венчимеральных грунтов; 13 – грунты водонасыщенные (по данным бурения)

Одной из особенностей территории, на которой проводились работы, явилось то, что часть измерений выполнена на насыпных грунтах.

Если не учитывать значений удельного электрического сопротивления, на последних наблюдается тесная корреляционная связь Δl и ρ (рис. 4.13, б). Коэффициент корреляции $R = -0,908$. Уравнение регрессии имеет вид $\Delta l = 6,756 - 1,402 \lg \rho$, $\sigma_{\Delta l} = \pm 0,19$. Мера линейности $\xi_1/\sigma_{\xi_1} = 1,51$ и критерий $|t| = 7,2$ подтверждают, что обратная корреляционная зависимость между Δl и $\lg \rho$ тесная и близка к линейной.

Учет данных на насыпных грунтах снижает коэффициент корреляции до $R = -0,798$. Уравнение регрессии меняется соответствующим образом (см. рис. 4.13, б).

Описанное показывает, что насыпные грунты по своим физическим свойствам резко отличаются от всех других грунтов участка исследований. По-видимому, это связано с тем, что они были отсыпаны совсем не-

давно и в них еще не образовалось к моменту наблюдений устойчивых структурных связей и характеристик, определяющих электрические свойства грунтов. Однако и в этом случае оценка сейсмической опасности по сейсмологическим и электроразведочным материалам дает малоразличающийся результат (см. рис. 4.14).

Приведенные данные (см. рис. 4.14) указывают на взаимосвязь электрических и сейсмических свойств грунтов. Это в отдельных случаях позволяет проводить количественную оценку сейсмической опасности грунтов непосредственно по результатам электроразведочных измерений. Учитывая высокую экономичность и быстроту получения электроразведочных данных при относительной легкости электроразведочной аппаратуры, мы провели довольно детальное исследование возможностей использования этого метода при инженерно-сейсмологических исследованиях на трассе БАМ.

В результате получено, что существует несколько возможных путей использования электроразведки при сейсмическом микрорайонировании. Выделим два основных.

Во-первых, проведение электроразведочных работ по густой сети профилей с мелким шагом между центрами зондирований (площадная съемка). Они проводятся так, чтобы в масштабе выдаваемой карты расстояние между профилями (обычно параллельными) составляло 2–5 см, а между центрами зондирований – от 1 (в сложных геокриологических условиях) до 4 см (в простых геокриологических условиях).

Результаты этих работ в виде карт изом на различных разносах питающих линий и геоэлектрических разрезов позволяют провести микрорайонирование по мощностям геоэлектрических горизонтов и по их удельным электрическим сопротивлениям. Участки, резко отличающиеся по этим параметрам друг от друга, намечаются для исследований амплитудно-частотным методам или по способу сейсмических жесткостей. Полученный инженерно-сейсмологический материал затем коррелируется с геоэлектрическими параметрами, и с учетом мерзлотно-инженерно-геологических и гидрогеологических условий района полученные зависимости экстраполируются на участки, где проводились лишь электроразведочные работы.

В данном варианте электроразведочные работы предшествуют собственно инженерно-сейсмологическим и сейсморазведочным и могут проводиться в комплексе инженерно-изыскательских работ.

Во-вторых, при детальных наблюдениях на площадках строительства наиболее ответственных сооружений проводят одновременно электроразведку и инженерно-сейсмологические исследования. В этом случае комплексно будут решаться задачи оценки прочностных, сейсмических и других физико-механических свойств грунтов.

Известно, что вечномерзлые грунты способны изменять свои физические, в том числе и сейсмические, свойства в течение года. Возможно также их изменение под воздействием возведенных здесь сооружений. Вследствие этого сейсмическая опасность участка может изменяться на 2–3 балла [171]. Исследовать динамику слоя сезонного промерзания и оттаивания, а также контролировать состояние вечной мерзлоты и границы ее распространения довольно сложно, если проводить долговременные параметрические зондирования ВЭЗ.

Повторяя изменения параметров геоэлектрического разреза 2–3 раза в месяц в течение 2–3 лет можно выявить характер их временных вариаций, которые могут быть приняты в качестве модели для прогнозирования изменений электрических свойств грунтов при переходе их из мерзлого

го состояния в талое и обратно. Эти результаты в первом приближении можно будет использовать для прогноза возможных изменений этих параметров (а следовательно, и других с ними связанных) при строительстве с сохранением или уничтожением вечной мерзлоты.

Учитывая сказанное, можно сделать вывод, что электроразведка вполне может быть использована для решения задач сейсмического микрорайонирования.

Глава 5

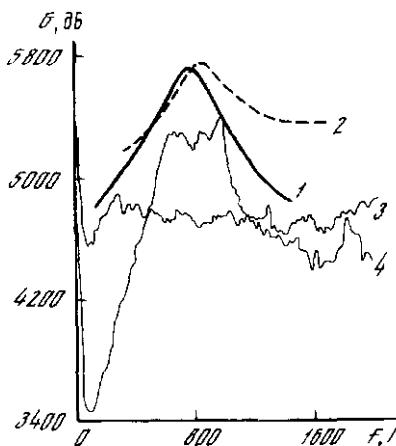
ПРОВЕДЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО МИКРОРАЙОНИРОВАНИЯ С ПОМОЩЬЮ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ

5.1. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ИНЖЕНЕРНОЙ СЕЙСМОЛОГИИ

Выше были рассмотрены различные способы определения сейсмической опасности грунтов, которыми обычно пользуются при проведении СМР. В настоящей главе разбираются возможности метода микросейсм (МС), который может быть использован как дополнительное средство при оценке реакции грунтов на сейсмические колебания. До настоящего времени этот метод был недостаточно разработан, и поэтому использование микросейсмических колебаний в СМР не находило широкого применения. Рассмотрим реальную информацию, которую несут МС о резонансных эффектах грунтов, а также остановимся на тех случаях, когда она может быть искажена помехами, вызванными искусственными и естественными источниками вибраций.

Известно, что микросейсмами называют периодические колебания земной поверхности, которые могут иметь гармоническую или неправильную форму. Обычно рассматривают два диапазона частот: от 1 до 100 и от 1 до 0,1 Гц, т.е. так называемые высокочастотные и низкочастотные МС. Источниками возбуждения МС могут быть все шумы, связанные с деятельностью человека: работа промышленных механизмов, транспорт и даже шаги людей. Кроме демографических шумов, имеются МС, вызванные морскими волнами на акваториях, быстрыми реками, водопадами, геотермальными источниками и другими природными факторами [203]. Однако если провести измерения МС в "тихой" местности, например в пустыне Гоби, на севере Якутии, вдали от источников шума, то везде могут быть обнаружены колебания земной поверхности. Эти колебания были названы Е.Ф. Саваренским спонтанными микросейсмами. Было сделано предположение, что этот тип МС представляет собой волны P , падающие на основание низкоскоростного поверхностного слоя [213].

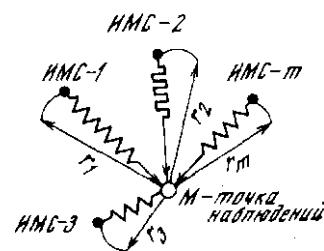
Теоретические расчеты для многослойных моделей верхней толщи земной коры, а также экспериментальные данные говорят о том, что имеется связь между интенсивностью сейсмических колебаний, физическим составом грунтов и микросейсмическими колебаниями [211, 64]. Это явление наглядно было продемонстрировано в работе Л. Каца и Р. Беллона [212]. На территории Бьюти, Невада (США) в местности, свободной от демографических помех, были получены спектры МС (рис. 5.1). В этих же точках были записаны спектры колебаний от взрывов, а также рассчитаны колебания для теоретической модели, соответствующей естественным



Р и с. 5.1. Спектры колебаний, полученные на слое аллювия (1-3) и на скальном грунте (4) [212]

1 – теоретический; 2 – спектр взрыва; 3, 4 – микросейсм

Р и с. 5.2. Одновременное действие источников микросейсмических колебаний на точку M



условиям. Оказалось, что максимумы всех спектров совпадают, а интенсивность МС больше в точке, расположенной на слое аллювия, по сравнению с МС, зарегистрированными на скальном грунте. Авторы показали идентичность колебаний грунта высокочастотных МС от взрывов и расчетной теоретической модели, что позволило сделать вывод о возможности определения толщины верхнего слоя земной поверхности по спектрам МС. Этот эксперимент дал возможность уверенно судить о том, что действительно в "тихой" местности высокочастотные МС несут информацию о сейсмической реакции грунтов.

В приведенной выше работе все сравнения были сделаны для слабых движений грунта. Сопоставляя высокочастотные МС и разрушительные явления при землетрясениях, И.А. Ершов [63] показал, что спектры МС и землетрясений для близкой эпицентральной зоны имеют совпадающие максимумы, т.е. высокочастотные МС могут быть показателем преобладающих периодов колебаний при близких землетрясениях. В работе И.А. Ершова и Г.А. Ляминой [64] было проведено статистическое обследование разрушений от землетрясений и сопоставление их с высокочастотными микросейсмами. Было выявлено, что имеется зависимость между размерами повреждений, свойствами грунтов, периодами и амплитудами микросейсм. Однако Ф. Удвадиа и М. Трифунак [228] не получили согласованности между этими параметрами. Они заметили, что МС имели широкую полосу частот, которая могла происходить от местных демографических шумов.

Рассматривая спектры низкочастотных микросейсм, Н. Сакадзире [161] пришел к заключению, что резонансный эффект слоя земной поверхности толщиной 400 м соответствует периодам МС 2,5 с и, что использование высокочастотных МС в данное время недостаточно, так как в современном строительстве могут быть сооружения с собственными периодами колебаний более 1 с. В некоторых случаях преобладающий период колебаний при землетрясениях может быть более 1 с, т.е. появляется необходимость

оценивать резонансный эффект мощных слоев земной коры. И. Ота, Х. Кагами и др. [219] нашли, что длиннопериодные микросеймы 1–5 с могут быть использованы в инженерной сейсмологии. Они наблюдали пики микротремора, соответствующие толщине осадочного слоя 400–600 м. В работе О.В. Павлова и др. [133] на Сюльбанском прогностическом полигоне были записаны штормовые микросеймы 1–2 с, распространяющиеся от оз. Байкал. Причем интенсивность колебаний была в 2–3 раза выше на рыхлых грунтах по сравнению со скальными.

Таким образом, наблюдая низкочастотные и высокочастотные МС, можно было бы воспроизвести спектры преимущественных колебаний различных толщ земной поверхности и применить это для оценки интенсивности проявления землетрясений с эпицентрами, находящимися на различных расстояниях от площадки микрорайонирования.

Резонансный отклик верхних слоев земной поверхности на микросеймические колебания был известен ранее [77]. Выполнялось сравнение спектров колебаний, полученных для различных точек территории, со спектрами МС эталонного грунта. Подобный подход не всегда мог дать правильные результаты. Действительно, любые промышленные, либо транспортные помехи, близость водоемов, ветер и дождь могли вызвать вынужденные колебания почвы и исказить результаты сравнения. Однако считалось, что эти дефекты могут быть устранены с помощью большого числа измерений и их статистической обработки.

Рассмотрим в общем виде, что могут представлять собой колебания в некоторой точке земной поверхности M при одновременном действии нескольких источников микросеймических колебаний (ИМС) (рис. 5.2) [8]. Каждый из них генерирует колебания, имеющие спектры $S_1(\omega)$, $S_2(\omega)$, ..., $S_m(\omega)$, распространяющиеся с затуханием $\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_m$ и расходжением r на расстояния r_1, r_2, \dots, r_m . В точке M существуют еще спонтанные микросеймы $S_{SM}(\omega)$. Сумма всех вибраций в точке M будет равна

$$S_M(\omega) \leq \sum_{i=1}^m S_{iM}(\omega) + S_{SM}(\omega), \quad (5.1)$$

где $S_{iM}(\omega) = S_i(\omega) \cdot r_i^{-n} e^{-\alpha_i r_i} = S_i(\omega) r_i^{-n_0}$. Здесь $r_i^{-n} e^{-\alpha_i r_i}$ принято равным $r_i^{-n_0}$, а спектр спонтанных микросейм в точке M определится как

$$S_{SM}(\omega) \geq S_M(\omega) - \left[\sum_{i=1}^m S_i(\omega) r_i^{-n_0} \right]_M. \quad (5.2)$$

Для сравнения сейсмической реакции грунта в точках M, O, \dots, L необходимо выделить спектры спонтанных микросейм в каждой из точек $S_{SM}(\omega)$, $S_{SO}(\omega), \dots, S_{SL}(\omega)$ и привести их к спектру колебаний в точке, расположенной на эталонном грунте $S_{S0}(\omega)$. Аналогично выражению (5.2) запишем для точки на эталонном грунте

$$S_{S0}(\omega) \geq S_0(\omega) - \left[\sum_{j=1}^k S_j(\omega) r_j^{-n_0} \right]_0. \quad (5.3)$$

Сейсмическую реакцию грунта можно определить как отношение

$$J = S_{SM}(\omega) / S_{S0}(\omega).$$

Обозначив вторые члены в (5.2) и (5.3) через B_M и B_0 , оценим величину ошибки, которую вносят ИМС, действующие на точку M и O :

$$\Delta J = S_M(\omega) / S_0(\omega) - S_{SM}(\omega) / S_{S0}(\omega),$$

или

$$\Delta f = \frac{B_M - B_0}{B_0 + S_{S_0}(\omega)} \frac{S_{SM}(\omega)/S_{S_0}(\omega)}{.}$$

Δf будет минимальна в том случае, если $B_M = B_0 S_{SM}(\omega)/S_{S_0}(\omega)$, либо при отсутствии помех, когда $B_M = B_0 = 0$. Величина Δf будет максимальна, если разность в числителе будет наибольшей, т.е. одна из точек будет "тихой", а другая находится в зоне влияния каких-либо вибраторов. Это может внести систематическую ошибку, которая не будет зависеть от количества измерений.

Как известно, цель СМР состоит в создании карт сейсмической балльности масштаба 1:5000, 1:10000 на площадях, предназначенных для строительства. В основе расчета балльности положены выражения С.В. Медведева [110], найденные им с помощью микросейсмических обследований большого числа землетрясений. Полученные зависимости без изменений были применены к микросейсмам [77] и с их помощью ранее выполнялись карты СМР. Такого рода механическое перенесение формул, полученных для сильных движений к микроколебаниям, не было достаточно подкреплено эмпирическими наблюдениями.

В дальнейшем при проведении СМР с помощью МС были получены другие выражения для оценки приращения балльности. Так, например, для Петропавловска-Камчатского было найдено [66]

$$\Delta f = 2 \lg A_M/A_0. \quad (5.4)$$

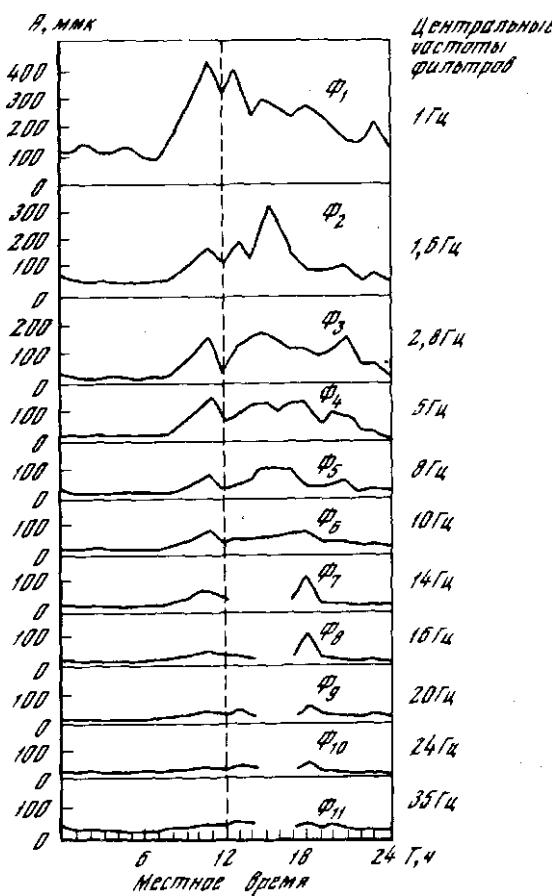
При микрорайонировании аймачных центров Монголии Е.Н. Черных получил коэффициент 1,6 в (5.4). Г.Н. Бугаевский [22] определил приращение балльности для разных грунтов, исходя из статистических оценок микросейсмических колебаний, однако применение его формулы ограничено значительным количеством условий.

Надо отметить, что стремление приурочить фон МС непосредственно к оценке приращения балльности Δf может быть только частной задачей, которую в какой-то степени можно отнести к конкретным условиям данной местности. Так, например, в работах [212, 213, 219, 200, 228] решение подобной задачи не ставится. В основном авторы рассматривают и сравнивают только спектры МС, отнесенные к структуре верхних слоев земной поверхности.

Принимая во внимание изложенное выше, рекомендуется проводить сравнение спонтанных микросейм в "тихих" местностях. Если же есть источники возбуждения микросейм, надо исключить их из рассмотрения по (5.2) и (5.3). Для этого необходимо оценить действие каждого источника вибраций на данную точку земной поверхности. Окончательный результат не обязательно иметь в форме приращения балльности Δf для данного вида грунта. Достаточно дать таблицы изменения интенсивности колебаний по спектрам (амплитудным, мощности или другим), приводя их к эталонному грунту.

Ранее [77, 22] придавалось важное значение большому количеству записей, выполненных в разное время суток и сезонов, с дальнейшей статистической обработкой. Техника записей, разработанная для автоматической станции "Регион", с последующим разложением колебаний с помощью частотных фильтров позволила упростить процесс разделения источников и уменьшить не всегда нужную громоздкую статистическую обработку.

В качестве примера использования аппаратуры "Регион" можно рас-



Р и с. 5.3. Обработка записей микросейсм с помощью спектрального анализатора на 11 полуоктавных фильтрах [135]

смотреть автоматическую запись МС, сделанную в течение суток [133]. Точка наблюдения находилась на расстоянии 800 м от работающих механизмов. Частотное разложение микросейсмических колебаний было выполнено с помощью спектрального анализатора и 11 полуоктавных фильтров (рис. 5.3). Полученные данные четко фиксируют начало рабочего дня: с 8 ч местного времени интенсивность МС возрастает. Прослеживается возрастание эффективности работы, затишье в обеденный перерыв, включение части механизмов и полное выключение их в ночное время. По графикам указанного типа были построены спектры колебаний ночного (спонтанные МС) и дневного времени (рис. 5.4, а и б) для различных грунтов. Вычитанием из полного спектра б спектра спонтанных микросейсм а был получен спектр колебаний работающих механизмов в, который мог бы исказить результат выражения (5.4). Было получено, что амплитуды микросейсмических колебаний на скальных грунтах меньше в 10–15 раз амплитуд на слабых грунтах.

Описание методики наблюдений и аппаратуры более подробно дано

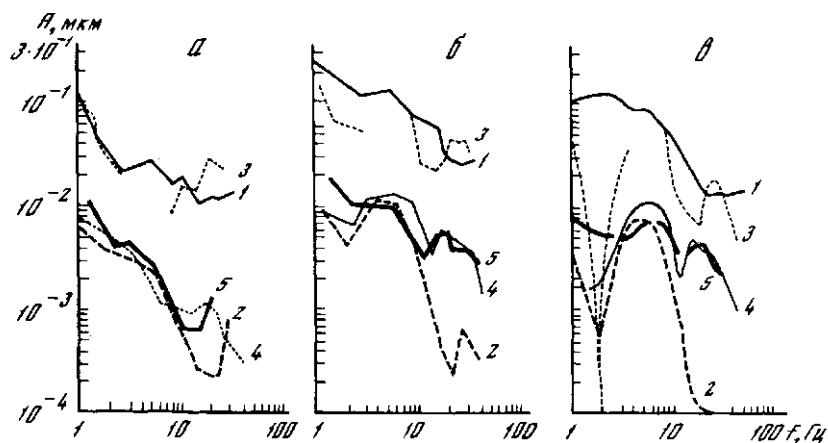


Рис. 5.4. Амплитудные спектры микросейсмических колебаний, полученные на различных грунтах

а – в ночное время; б – в дневное время при работающих механизмах; в – спектры работающих механизмов; 1 и 3 – обводненные гравийно-галечниковые грунты; 4 и 5 – скальные грунты; 2 – делювиальные гравийно-галечниковые отложения

в разд. 5.4. Там же приведен пример использования спонтанных МС при СМР аймачных центров Монголии.

Для определения реакции грунтов на сейсмические колебания мы предложили использовать вынужденные периодические колебания (вибрации), которые создают источники возбуждения с известной закономерностью изменения возмущающей силы, т.е. микровибрации из "разряда" помех были переведены в полезный сигнал [134, 135]. В этом плане, естественно, наилучшим решением было бы иметь для СМР вибратор с различными частотами для исследований резонансных колебаний слоистой структуры земной поверхности.

Как известно, спектр вынужденных колебаний, записанный в некоторой точке земной поверхности $S(\omega)$, будет зависеть от возмущающей силы $Q(\omega)$, от передающей линии $L(\omega, R)$ расстояния R , местной геологической структуры $H(\omega)$ и характеристики регистрирующей аппаратуры $U(\omega)$:

$$S(\omega) = Q(\omega) Z(\omega R) H(\omega) U(\omega).$$

Будем называть вибратором искусственный или естественный источник возбуждения колебаний. Сравнивая вынужденные колебания в точках M и N на расстояниях R_M, R_N от вибратора, получим

$$J = \frac{S(\omega)_M}{S(\omega)_N} = \frac{L(R_M, \omega) H(\omega)_M}{L(R_N, \omega) H(\omega)_N}. \quad (5.5)$$

При этом имеется в виду, что вибратор один, а частотные характеристики приборов $U(\omega)$ идентифицированы.

С помощью последней зависимости были получены сравнительные оценки колебаний железнодорожных насыпей, находящихся на различных грунтах [134]. Для этой цели в качестве вибратора был использован движущийся тепловоз ТЭЗ. Его положение относительно приборов фиксировалось, запись велась непрерывно. Сравнивались спектры колебаний протяженных участков насыпей длиной 100 м. Фиксировалась положения теп-

Р и с. 5.5. Сравнение спектров микровибраций железнодорожных насыпей

Спектры 1, 2, 3 — получены для насыпей с обводненным основанием, спектры 1', 2', 3' — для сухих участков [134]

ловоза относительно приборов. Спектры 3, 3' были получены в момент наибольшего удаления, а 2, 2', 1, 1' — по мере приближения тепловоза к приборам (рис. 5.5). Проведенный анализ позволил обнаружить слабые обводненные грунты под некоторыми участками насыпей (спектры 1', 2', 3', рис. 5.5). В выражении (5.5) были взяты $R_1 = R'_1$, $R_2 = R'_2$ и т.д. Отношение спектральных плотностей могло быть показателем физических свойств системы грунт—насыпь. Однако надо было иметь в виду, что сокращение $L (R, \omega)$ не всегда было допустимо, так как пути, по которым распространяются МС, могли быть различны. Так, например, при прохождении тепловоза по мосту усиливались колебания насыпей и береговых опор. Поэтому сравнивались только спектры колебаний протяженных участков насыпей при движении тепловоза по однородным участкам.

В инженерной сейсмологии всегда можно воспользоваться высокочастотными МС, полученными от механических источников колебаний. Для этой цели можно использовать строительные, транспортные машины, агрегаты ГЭС, ТЭЦ, тяжелые прессы, молоты заводского оборудования и другие механизмы [23, 4], а также низкочастотные штормовые микросейсмы [135, 161, 219]. Область применимости этого вида колебаний, охватывающих периоды от 1–10 с, может быть достаточно широкой. Океанские МС, возникающие на дне океанов, распространяются на глобальные расстояния, а озерные МС — на сотни километров.

Естественно, что использование вынужденных колебаний любого диапазона в инженерной сейсмологии требует знания всех параметров и координат возмущающей силы. Нами был предложен метод их определения и найдены эпицентры некоторых сильных штормовых МС [174–176].

Обычно размеры строительной площадки СМР бывают значительно меньше расстояний до морских или океанических источников МС, поэтому при сравнении МС с использованием (5.5) принимают $R_M = R_N = R_L$ и т.д. Для близкого источника МС все спектры колебаний, полученные в различных точках наблюдения, приводятся к одному расстоянию:

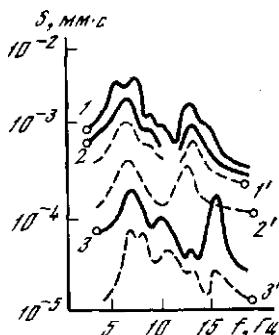
$$S(\omega)_{MN} = S(\omega)_M (R_M/R_N)^n e^{\alpha(R_M - R_N)}, \quad (5.6)$$

$$S(\omega)_{LN} = S(\omega)_L (R_L/R_N)^n e^{\alpha(R_L - R_N)},$$

где $S(\omega)_{MN}$, $S(\omega)_{LN}$ — спектры колебаний, которые должны были бы быть в точках M, \dots, L , если бы они находились на расстояниях R_N от источника МС. Если для удобства эталонный грунт выбрать в точке N , $S(\omega)_N = S(\omega)_0$, тогда

$$J_1 = S(\omega)_{MN}/S(\omega)_N, \quad J_2 = S(\omega)_{LN}/S(\omega)_N \text{ и т.д.} \quad (5.7)$$

В большинстве случаев штормовые МС представляют собой монохроматические колебания, и в выражениях (5.6) и (5.7) спектры могут быть заменены амплитудами колебаний.



В заключение можно отметить, что несомненным преимуществом микросейсмического метода являются оценки сейсмической реакции грунтов на вынужденные периодические колебания, которые можно выполнить в большом диапазоне частот (100–0,1 Гц) с перспективой определения непосредственно по микросейсмам, толщины грунтов и мощных слоев земной коры. Привлекает простота метода и его совместимость с другими способами СМР, например по записям взрывов и землетрясений.

К недостаткам метода можно отнести трудности, возникающие при выделении полезного сигнала — спонтанных микросейсм или вынужденных колебаний определенного типа — из имеющегося белого шума.

5.2. ВИБРАЦИИ ПЛОТИНЫ ПОД ДЕЙСТВИЕМ ДВИЖУЩЕГОСЯ ТРАНСПОРТА

В качестве примера использования вынужденных колебаний от источников возбуждения МК искусственного происхождения рассмотрим реакцию плотин на воздействие различного вида транспорта. Известно, что крупные плотины имеют сложное строение, поэтому их различные участки по-разному реагируют на сейсмическое воздействие. Для оценки динамической устойчивости отдельных частей плотины обычно используют результаты инструментальных наблюдений колебаний этих частей при прохождении через них волн землетрясений и взрывов [103, 105]. Может быть проведена подобная оценка и на основе изучения краткопериодных МС от работающих гидроагрегатов [62]. Мы же попытались исследовать вибрации, возникающие от автомобильного транспорта, проходящего по плотине напряженностью несколько километров. Здание ГЭС с машинным залом и всеми механизмами заключено между левобережной и правобережной земляными плотинами. Последняя (более длинная) условно делится на островную, русловую и правобережную части. Наблюдения, проводимые за осадкой ядра правобережной земляной плотины, показали, что большая скорость осадки после окончания строительства сменилась затем стабильным положением. Однако в дальнейшем осадка земляной плотины продолжалась. На месте ее стыка с бетонной плотиной обозначился уступ с нарушением покрытия автодороги. Можно предположить, что в данном случае появилась какая-то новая причина, способствующая развитию осадки в месте сопряжения. Так, например, за последние годы сильно увеличился поток автомашин через плотину, что повлекло за собой рост вибраций, которые могли способствовать перераспределению мелких частиц грунта в теле плотины и ее уплотнению. Явление растрески грунтов здесь вряд ли могло иметь место, так как это явление должно происходить при ускорениях, близких к g . В то же время длительные вибродинамические воздействия наряду с изменением физико-механических свойств грунтов могли привести к изменению их прочностных характеристик. В этом смысле вибрации могли являться индикатором водонасыщенности грунтов и целостности сооружения. Можно предположить, что при нарушении монолитности здания ГЭС возникнут вибрации отдельных его частей и балок сооружения, что отразится в спектрах микросейсмических колебаний.

Наблюдения за колебаниями, возникающими в плотине ГЭС показали, что они состоят из вибраций, возбуждаемых движущимся автодорожным транспортом, гидроагрегатов и спонтанных микросейсм. Последние два вида в дальнейшем мы будем называть фоном.

При регистрации вибраций применялось два типа аппаратуры: станция с гальванометрической регистрацией, состоящая из осциллографа НО4IV, гальванометров ГБ-IV и сейсмоприемников УСФ-3М; автоматическая

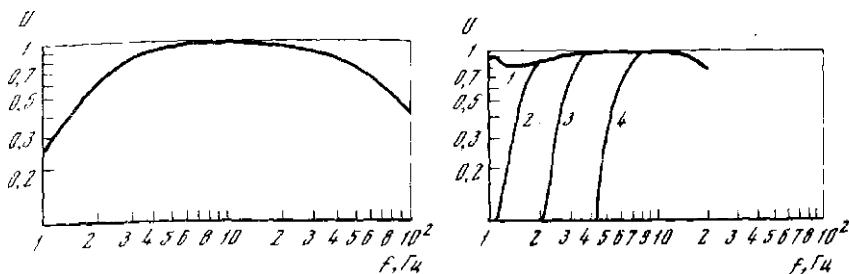


Рис. 5.6. Амплитудно-частотные характеристики
а – УСФ-3М с гальванометром ГБ-IV; б – АСС-3М; 1 – широкополосный канал;
2, 3, 4 – фильтры

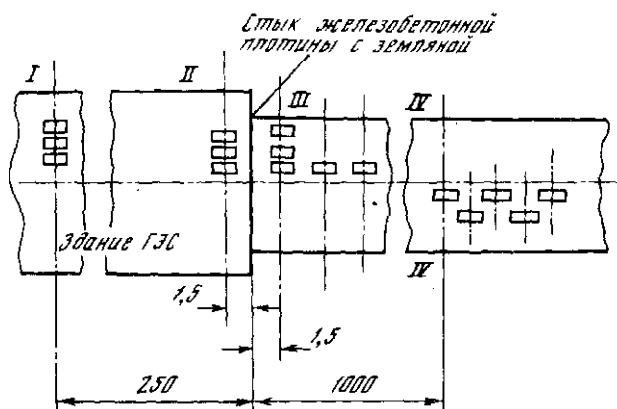


Рис. 5.7. Схема расстановки приборов на плотине
Прямоугольниками показаны сейсмоприемники: I, II – пункты наблюдения на бетонной плотине; III, IV – на земляной

сейсмическая станция с записью на магнитную ленту АСС-3М. Амплитудно-частотные характеристики приборов обоих комплектов показаны на рис. 5.6, а, б, г. Наблюдения были выполнены в мае 1977 г. и в августе 1978 г. С помощью приборов первого типа проводились кратковременные записи колебаний продолжительностью 10–20 с. Запись фоновых вибраций и вибраций, возбуждаемых транспортом, производилась на поверхности плотины, вдоль автомагистрали в четырех пунктах, обозначенных I, II, III, IV (рис. 5.7). В каждом пункте регистрация колебаний велась вдоль и поперек оси плотины. Для исследования затухания вибраций приборы расставлялись по соответствующим профилям. Запись в отсутствии машин принималась за фоновую (обозначение 0).

Сравнивая записи колебаний (рис. 5.8), можно видеть, что движение транспорта по бетонной плотине не ведет к значительному увеличению вибраций. В то же время очевиден контраст уровня вибраций на записях колебаний, полученных в пунктах наблюдения II, III и IV на бетонной и земляной плотинах. Реакция грунтов земляной плотины на вибрации была более сильной, чем реакция бетонной плотины. В первом случае возмущающие силы могут создать резонансный отклик в слоях рыхлого грунта, во втором – необходимо раскачать тело значительной массы, т.е. бетонную плоти-

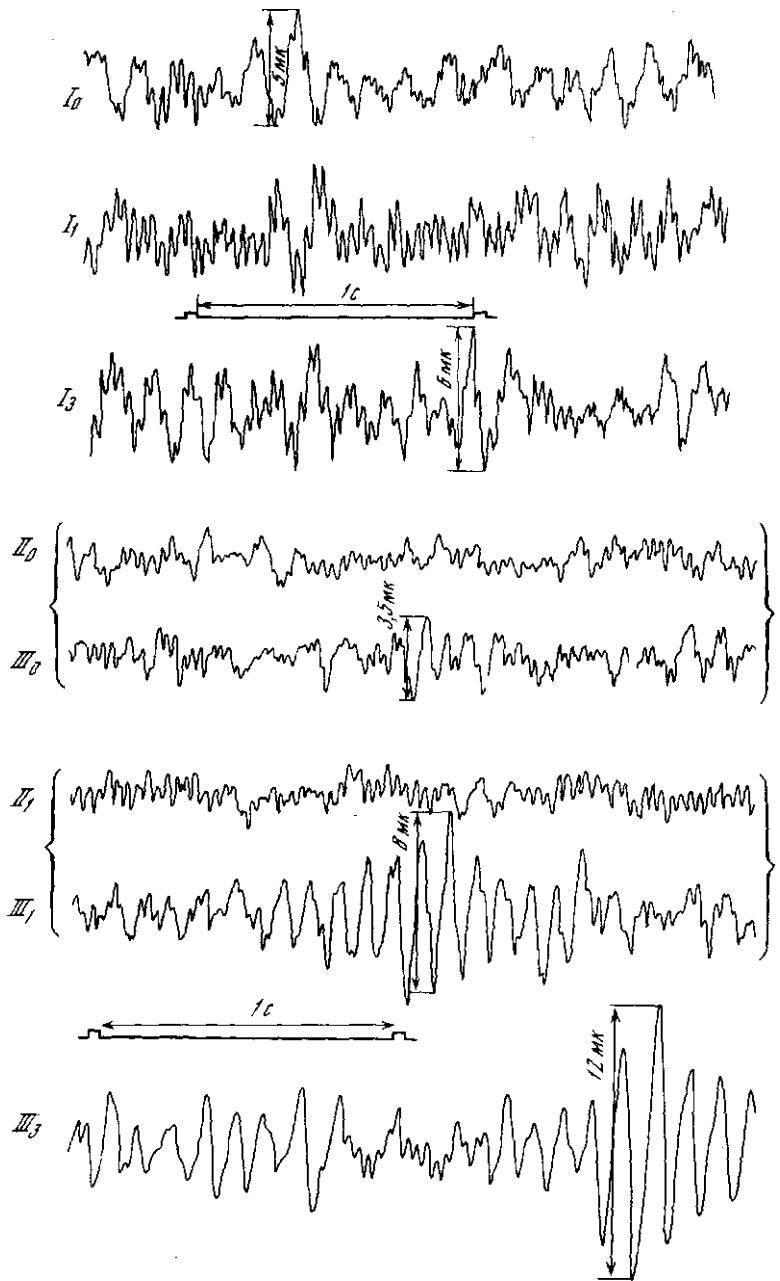


Рис. 5.8. Образцы записей поперечных колебаний бетонной и земляной плотин
 Римскими цифрами обозначены пункты наблюдений; индексами показано число проходящих машин: 0 – соответствует отсутствию автомашин на расстоянии не менее ± 600 м от сейсмоприемников; 1 – проходит одна тяжелая машина; 2 – две автомашины одновременно

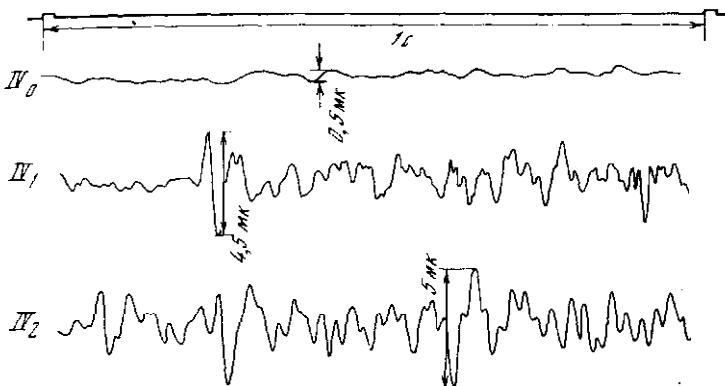


Рис. 5.8 (окончание)

ну с включенным в нее машинным залом. Использование сейсмической станции АСС-ЗМ с магнитной записью позволило провести разделение вибраций по их частоте. На записи широкополосного канала четко видны низкочастотные колебания с частотой 1,4 Гц (рис. 5.9, I). Эта частота соответствует числу оборотов гидроагрегатов 83,3 об/мин. Колебания, возбуждаемые автотранспортом, имеют более высокие частоты, поэтому низкочастотные колебания при обработке исключались с помощью фильтрации и в дальнейшем не учитывались.

Рассмотрим фоновые поперечные и продольные смещения грунта, полученные от вибраций гидроагрегатов. В табл. 5.1 приведены их амплитуды, измеренные для более характерных периодов. Видно, что амплитуды поперечных колебаний плотины в 1,5–3 раза превышают амплитуды продольных колебаний. Поэтому в дальнейшем рассматривались только поперечные вибрации плотины. Амплитудные спектры этих колебаний показаны на рис. 5.10. Спектральные плотности колебаний фона, измеренные по осредненным спектрам, приведены в табл. 5.2.

Анализ полученных данных показал, что вибрации фона уменьшаются по мере удаления от механизмов ГЭС. Особенно сильно затухают вибрации с частотой 30 Гц, спектральная плотность которых уменьшается от I к // пункту в 30 раз. Для частоты 6–7 Гц это уменьшение достигало 6–7 раз. Однако на границе бетонной и земляной плотины для колебаний этой частоты отмеченная закономерность нарушилась. Колебания земляной плотины в пункте /// (см. рис. 5.7) не уменьшаются с расстоянием, а увеличиваются в 1,4–1,7 раза по сравнению с пунктом // на краю бетонной плотины.

Обратимся теперь к колебаниям плотины, возбужденным автотранспортом. Естественно, что в чистом виде их получить было невозможно, так как агрегаты плотины работали непрерывно и на всех записях вибраций от автотранспорта были наложены фоновые колебания. При наблюдении на бетонной части плотины (точки I и //) вибрации фона и вибрации, вызываемые автотранспортом, мало отличались друг от друга по частному составу и уровню (рис. 5.11). В то же время интенсивность колебаний несколько выше в точке I. Это объясняется, по-видимому, тем, что этот пункт наблюдения расположен над центральной частью перекрытия машинного зала, другой же — на его краю.

На земляной плотине амплитудный спектр вибраций грунта при дви-

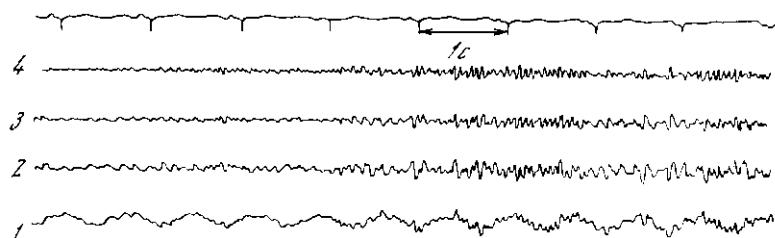


Рис. 5.9. Запись микросейм, полученная с помощью АСС-ЗМ
1 — широкополосный канал; 2, 3, 4 — после фильтрации

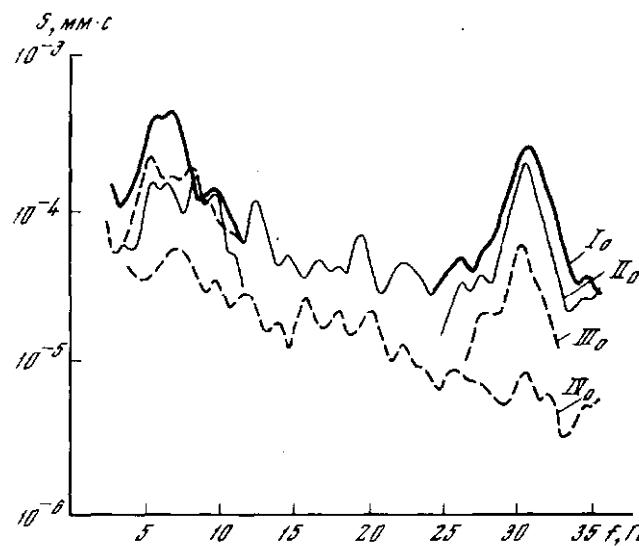


Рис. 5.10. Амплитудные спектры фоновых колебаний плотины

жении автомашин имеет большие значения, чем спектр фоновых колебаний (рис. 5.12), причем это различие возрастает при увеличении количества одновременно проходящих автомашин (табл. 5.3).

Сравним спектры колебаний, полученные при одновременной записи колебаний от одинакового количества проходящих автомашин в пунктах II и III, расположенных вблизи стыка бетонной и земляной плотин (см.

Таблица 5.1
Амплитуда поперечных (I) и продольных (II) фоновых вибраций плотины

Частота f , Гц	A , мкм							
	I_0		II_0		III_0		IV_0	
	I	II	I	II	I	II	I	II
6,5	1,5	0,5	1,0	0,9	1,4	0,9	0,2	0,0
9,5	2,1	0,8	—	—	0,9	0,8	0,2	0,0
30,0	1,4	0,8	0,4	0,5	0,6	0,3	0,0	0,0

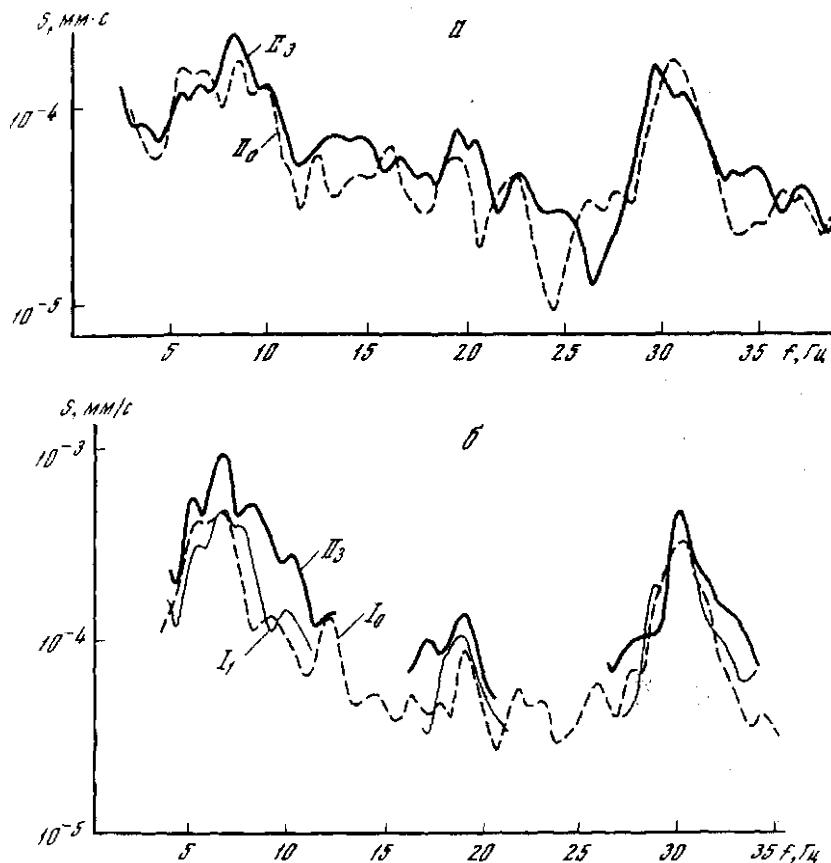


Рис. 5.11. Амплитудные спектры вибраций бетонной части плотины
 а — в пункте наблюдения II; б — в пункте наблюдения I; I_0 , II_0 — в отсутствии автомашин (фон); II_3 — при прохождении трех автомашин

табл. 5.4). Колебания земляной плотины вблизи стыка интенсивнее в 2–3 раза, чем на бетонной (рис. 5.13). Максимальные колебания возбуждаются на частотах $9,5 \pm 1,5$ Гц. Их интенсивность на земляной плотине возрастает в 5,4 раза.

Рассмотрим вибрации грунтов плотины, которые возникают только от автотранспорта. Запишем выражение (5.1) для вибраций плотины в сле-

Таблица 5.2
 Спектральные плотности фона вибраций

Частота f , Гц	Спектральная плотность $S(\omega) 10^{-4} \text{ мм}^2 \text{ с}^{-1}$			
	I_0	II_0	III_0	IV_0
6–8	4,8	1,6	2,2	0,6
30,0	2,8	2,2	1,5	0,1

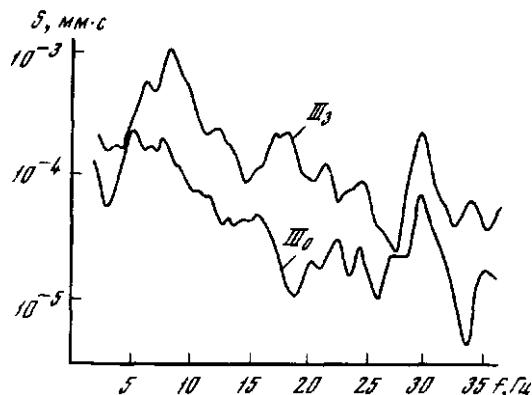


Рис. 5.12. Амплитудные спектры колебаний в точке III
 III_0 – фон; III_3 – проходят три автомашины

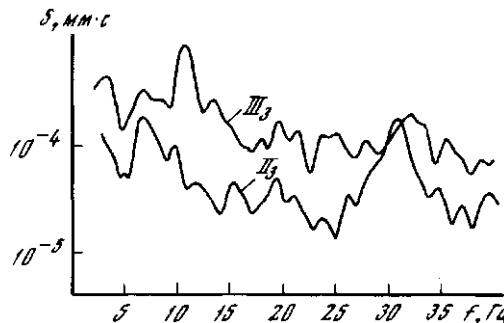


Рис. 5.13. Амплитудные спектры, полученные при одновременной записи колебаний от трех автомашин на бетонной плотине (III_3) и на земляной (III_4)

дующем виде:

$$S(\omega) \leq S_A(\omega) + S_s(\omega) + S_G(\omega).$$

Здесь $S_A(\omega)$ – спектр колебаний от автотранспорта; $S_G(\omega)$ – от гидроагрегатов ГЭС; $S_s(\omega)$ – спонтанные МС. Обозначим сумму $S_s(\omega) + S_G(\omega)$ через $S_B(\omega)$. Спектр колебаний от автотранспорта будет

$$S_A(\omega) \geq S(\omega) - S_B(\omega). \quad (5.8)$$

Оценка вибраций, таким образом, дает возможность провести сравнение реакции грунтов в условиях действия только одного возбудителя колебаний (автомашин) и устраниТЬ влияние фона. Мы провели такое сравнение для участков II , III и IV . В результате получили, что вибрации участка III земляной плотины по сравнению с участком IV , вызванные проходящими автомашинами, в 7,3 раза больше на частоте 18,5 Гц (табл. 5.5). Вибрации, возбуждаемые автомашинами на участках III и IV , зависят главным образом от профиля автострады и вещественного состава грунтов, образующих тело земляной плотины. Профиль автострады на участках III и IV примерно одинаков. Следовательно, повышение вибрации участка III можно отнести

Таблица 5.3
Отношение спектральных плотностей вибраций,
полученных при прохождении автомашин,
к спектральным плотностям вибраций фона

f, Гц	Одна автомашин			Несколько автомашин		
	I	II	III	I	II	III
6,5±1,5	1,07	1,19	2,14	1,15	1,37	2,73
9,5±1,5	1,0	0,92	5,0	3,85	2,1	5,5
12,0	—	—	—	—	—	—
16,0	—	—	—	—	—	—
18,5±1,0	1,25	1,03	3,0	1,31	2,5	4,0
30,0±1,0	2,25	1,0	1,3	2,14	0,74	1,2
Среднее	1,39	1,03	2,86	2,1	1,67	3,35

Таблица 5.4
Отношение спектральных плотностей вибраций,
полученных вблизи сопряжения земляной (///)
и железобетонной (//) плотин про прохождении автомашин

Частота f, Гц	При прохождении одной ав- томашины $S_{III}(\omega)/S_{II}(\omega)$		При прохождении нес- колько автомашин $S_{III}(\omega)/S_{II}(\omega)$
	///	//	
6,5±1,5	1,8	—	2,0
9,5±1,5	5,4	—	2,6
18,5±1,0	2,9	—	1,6
30,0	1,3	—	1,6
Среднее	2,8	—	2,0

Таблица 5.5
Спектральная плотность колебаний $S_A(\omega)10^{-4}$ от автомашин, полученная по (5.8)

Частота f, Гц	Номер участка		
	II	III	IV
6,5±1,5	0,3	2,5	0,05
9,5±1,5	0,1	8,0	1,1
18,5±1,5	0,1	1,6	0,8
30,0±1,5	0,2	0,3	0,6

за счет более плохого состояния грунтов в этой части плотины. Нетрудно заметить, что участок /// земляной плотины, примыкающий к ее бетонной части, получается более опасным, так как здесь вибрации от гидроагрегатов и проходящего транспорта суммируются.

Оценим вибрации при максимально возможном числе проходящих автомашин. Пусть по автостраде движется одновременно 1, 2, ..., I, \dots, t машин (рис. 5.14). Рассмотрим поле вибраций, которое возникает на некоторой площади, симметрично расположенной относительно оси плотности. Разобъем эту площадь на сетку квадратов и определим амплитуды колеба-

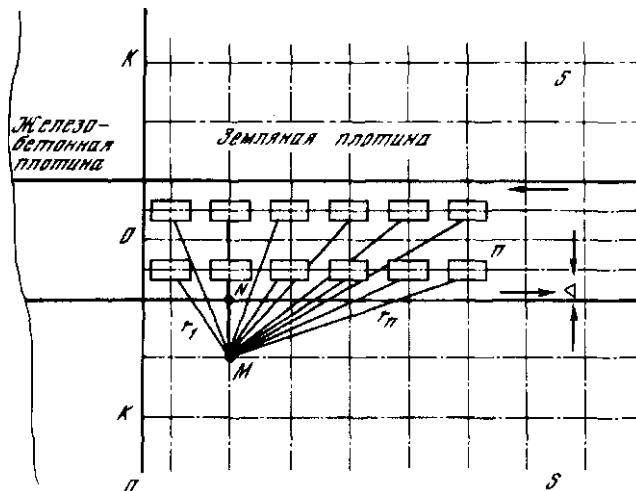


Рис. 5.14. Схема к расчету поля вибраций
В точке M возникают вибрации от 8 движущихся автомашин

ний в каждом из них. Ранее нами были получены колебания, возникающие при движении одной грузовой автомашины. В точке N , находящейся на расстоянии Δ , были получены амплитуды колебаний различной частоты: $a_{N_1}(\omega)$, $a_{N_2}(\omega)$, ... и т.д. Определим теперь амплитуды колебаний во всех точках сетки. В точке M , находящейся на расстоянии r_{Me} от автомашины l , амплитуды колебаний грунта могут быть представлены как

$$a_{Me}(\omega) = a_N(\omega) (r_{Me}/\Delta)^{-n_0}.$$

Здесь n_0 — эффективный коэффициент затухания, включающий в себя расходжение сейсмических волн и необратимые диссипативные потери. Полная амплитуда колебаний, вызванная вибрациями всех автомашин в точке M , будет

$$A_M(\omega)_1 = \left\{ \sum_{l=1}^m [a_{Nl}(\omega) (r_{ml}/\Delta)^{-n_0}]^2 \right\}^{1/2}.$$

Учитя вибрации от гидроагрегатов ГЭС (фон), получим

$$A_M(\omega) = \left\{ [A_M(\omega)_1]^2 + [A_B(\omega)]^2 \right\}^{1/2},$$

n_0 был определен по записям вибраций от проходящих автомашин на участке IV земляной плотины, где фон имел незначительную величину. В интер-

Таблица 5.6
Амплитуды колебаний земляной плотины от механизмов ГЭС

Частота f , Гц	Расстояние от стыка бетонной и земляной плотин, м		
	20	40	60
6,5±1,5	1,2	1,0	0,9
9,5±1,5	1,3	1,1	0,7
30,0±2,0	0,8	0,5	0,2

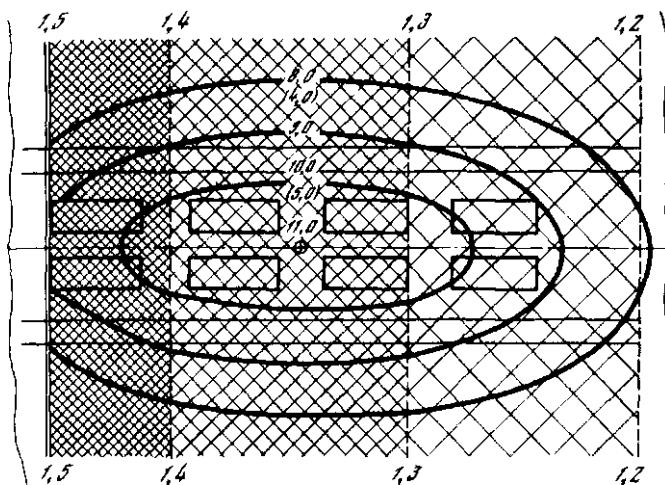


Рис. 5.15. Поля вибраций, возникающие при одновременном воздействии 8 грузовых автомашин и фона, образуемого механизмами ГЭС

Цифрами обозначены средние статистические амплитуды $A_{\text{мкм}}$ для частоты $9,5 \pm 1,5$ Гц (в скобках для частоты 6,5 Гц). Штриховкой показано амплитудное поле фона. Числа сверху — значения амплитуд фона

вале частот колебаний от 6,5 до 30 Гц коэффициент затухания изменялся от 0,4 до 0,8.

Затухание амплитуд фона (A_B) было определено с помощью записей вибраций на участке III. Сейсмографы (см. табл. 5.6) были установлены вдоль плотины на расстояниях 20, 40 и 60 м от стыка земляной и бетонной плотин. Автомашины во время записи отсутствовали.

Проведенная работа позволила нам построить поле микросейсм, возникающих при прохождении 8 автомашин по участку III земляной плотины (рис. 5.15). Видно, что амплитуды колебаний, равные 8 мкм (при частоте $9,5 \pm 1,5$ Гц), охватывают площадь дороги и обочин, а амплитуды 10–11 мкм прослеживаются только на автомагистрали. Фон, обусловленный работой гидроагрегатов и водосбросов ГЭС, затухает по мере удаления от места контакта с железобетонной плотиной. Максимальные значения колебаний земляной плотины под действием автомашин обнаруживаются на расстоянии до 20–30 м от места примыкания ее к бетонной плотине.

В заключение можно сказать, что при равных условиях возбуждения (только автомашинами) вибрации, возникающие на III участке, примыкающем к зданию ГЭС, во много раз интенсивнее, чем на участке IV, отстоящем на расстоянии 1000 м от здания ГЭС. Расчет показывает, что амплитуды колебаний в первом случае больше в 3–4 раза и охватывают значительную площадь откосов.

Повышение вибраций участка III по сравнению с участком IV можно отнести за счет физического состояния грунтов, большей водонасыщенности, за счет различия конструкции, укладки тела земляной плотины в сечениях III и IV или иных причин. Усиление вибраций может быть также индикатором прогрессирующих дефектов в плотине. С этой точки зрения целесообразно проводить систематические наблюдения с помощью постоянно действующей сейсмической аппаратуры, установленной на земляной плотине и здании ГЭС.

5.3. ИЗУЧЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГРУНТОВ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ВИБРАЦИОННЫХ НАГРУЗОК

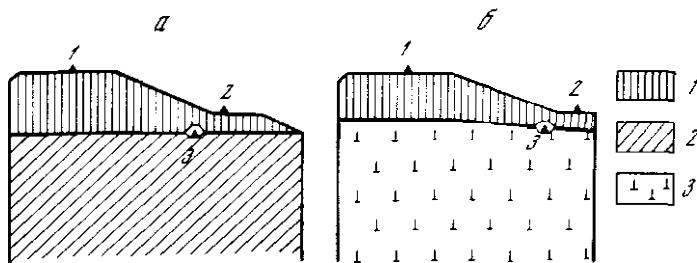
Выше было показано, что вибрации, возбуждаемые автотранспортом, проходящим по плотине, могут дать информацию о состоянии грунтов, слагающих тело плотины. В данном разделе делается попытка оценить относительную устойчивость двух участков одной из крупных земляных плотин, резко отличающихся своими инженерно-геологическими условиями. Ее мощность на первом участке составляет 16 м, на втором — 11–12 м. Намывная часть обоих участков плотины представлена мелкозернистым песком. Основанием первого участка служит семнадцатиметровая толща суглинков и супесей, а основанием второго — грубозернистые диабаз-пегматиты (см. рис. 5.16). В районе первого участка происходит значительный вынос грунта в дренажную галерею, и в связи с этим происходит ее просадка. Второй участок является наиболее благоприятным в отношении фильтрации, выноса грунта и просадки дренажной галереи.

Наблюдения велись на гребне, берме и в дренажной галерее плотины. Запись колебаний проводилась стандартной инженерно-сейсмометрической аппаратурой (сейсмоприемники С-5-С с гальванометрической регистрацией). Выбранные параметры аппаратуры обеспечивали запись смещения колебаний грунта в диапазоне от 1 до 60 Гц. Наблюдения проводились в зимних условиях при температурах $-15 \div -25^{\circ}\text{C}$. В связи с чем настройка периодов сейсмоприемников С-5-С производилась неточно, в пределах значений между 4 и 5 с. Как показали расчеты и эксперименты, такая неточность в настройке существенно не влияет на вид амплитудно-частотной характеристики. В каждом пункте наблюдений регистрировались три взаимно перпендикулярные компоненты вектора смещения колебаний грунта: вертикальная перпендикулярно оси плотины (x) и две горизонтальных вдоль оси плотины (y). Перед началом работ все сейсмометрические каналы были проверены на идентичность.

При анализе записей смещений колебаний грунта на первом участке в 2 м от железнодорожного пути были четко выделены три типа вибраций: низкочастотные, 0,7–1,0 Гц, вибрации основного тона 4–10 Гц, и высокочастотные, 25 Гц и выше. Низкочастотные колебания обусловлены периодическим движением рельсов вверх-вниз при прохождении вагонов. Они появляются при прохождении поезда напротив пункта наблюдений / и с его удалением от исследуемого сечения мгновенно затухают. В пунктах наблюдений на берме и в дренажной галерее низкочастотная составляющая на записях не проявляется. Высокочастотные колебания, связанные с неровностями колес и типом рессорной подвески, на расстоянии 30 м от начала или конца практически отсутствуют. Колебания с частотой 4–10 Гц проявляются с наибольшей интенсивностью, их амплитуды затухают слабее. Так, при удалении источника колебаний на расстояние 400 м от пункта наблюдения на гребне плотины максимальные амплитуды еще хорошо прослеживаются, хотя уменьшаются в 2–7 раз в зависимости от скорости и веса состава.

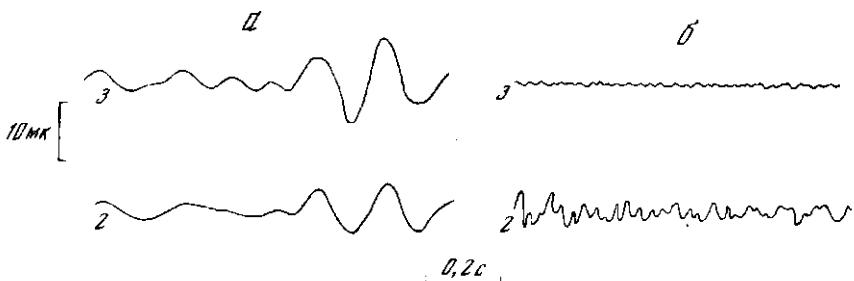
Таким образом, чтобы избежать наложения низкочастотных и высокочастотных составляющих и выдержать относительно одинаковые расстояния от источника колебаний до дренажной галереи, бермы и гребня плотины, регистрировались колебания от приближающихся и удаляющихся поездов.

На первом участке плотины амплитуды колебаний грунта в дренажной галерее для всех компонент записи сопоставимы с амплитудами колебаний на берме (табл. 5.7). Средние амплитуды максимальных колебаний



Р и с. 5.16. Схема расстановки приборов на первом (а) и на втором (б) участках плотины

1 — мелкозернистый песок; 2 — суглинки и супеси; 3 — диабаз-пегматиты; треугольниками обозначены места установки приборов



Р и с. 5.17. Записи вибраций грунта от поезда на первом (а) и втором (б) участках. Положение приборов показано на рис. 5.16

в дренажной галерее по z и y составляющим примерно в 1,5–2,5 раза меньше, чем на гребне плотины, а по x составляющим имеют сопоставимые значения.

На втором участке колебания в дренажной галерее по сравнению с гребнем плотины слабее по x составляющей в среднем в 11,5 раза, по y составляющей — в 5, и по z составляющей — в 3 раза (табл. 5.7).

На берме по y составляющей амплитуды колебаний примерно в 6 раз больше чем в дренажной галерее, а максимальные амплитуды y составляющей на берме и на гребне плотины сравнимы между собой.

Таким образом, если рассматривать только величины амплитуд на первом и втором участках плотины, то можно прийти к выводу, что грунты на берме и в дренажной галерее на этих участках значительно различаются по своим сейсмическим свойствам (рис. 5.17). Принимая во внимание, что на втором участке в основании дренажной галереи лежат скальные грунты, можно было бы ожидать ослабления максимальных амплитуд в 2 раза по сравнению с рыхлым песчаным грунтом, а не в 5–11 раз [110, 170]. Видимо, ослабление вибраций связано с затуханием амплитуд сейсмических волн с глубиной [108]. Можно также заметить, что на втором участке грунты на берме и на гребне плотины колеблются примерно с одинаковыми амплитудами. На первом же участке близкими по своим сейсмическим свойствам являются грунты на берме и в основании дренажной галерей. Здесь практически не происходит затухания сейсмических колебаний с глубиной по x составляющей и наблюдается довольно слабое, всего в 2–2,5 раза, затухание амплитуд вибраций по z и y составляющим.

Таблица 5.7
Параметры сейсмических колебаний грунтов плотины,
вызываемых прохождением железнодорожного транспорта

Участок плотины	Пункт наблюдения	Расстояние, м	Составляющая	Максимальная амплитуда, мкм
3	3	76	X	3,2
			Y	2,6
			Z	2,8
I	2	78	X	2,9
			Y	2,5
			Z	4,1
II	1	64	X	3,6
			Y	5,8
			Z	5,5

По данным Н.Н. Маслова [108], для глубин (8–10 м) амплитуда вибраций в песчаных грунтах должна уменьшиться практически до нуля.

Анализ спектров Фурье и видимых частот вибраций, как и анализ амплитуд, показывает существенную разницу в колебаниях грунтов на первом и втором участках плотины (см. табл. 5.7). Под видимыми частотами здесь подразумеваются частоты, соответствующие максимальным амплитудам колебаний.

Основные амплитуды спектров Фурье $S_{\max}(f)$ примерно соответствуют измеренным видимым частотам, это характерно как для грунтов на участке I, так и для грунтов на участке II.

Таким образом, и по видимым частотам, и по частотам, соответствующим максимумам спектров (f_s) Фурье, колебания грунтов на участке II отличаются более высокочастотным характером по сравнению с колебаниями грунтов на участке I (рис. 5.18). Это, по-видимому, связано с тем, что в основании плотины на участке II лежат скальные грунты.

Рассмотрим условные частотные характеристики. Представим их

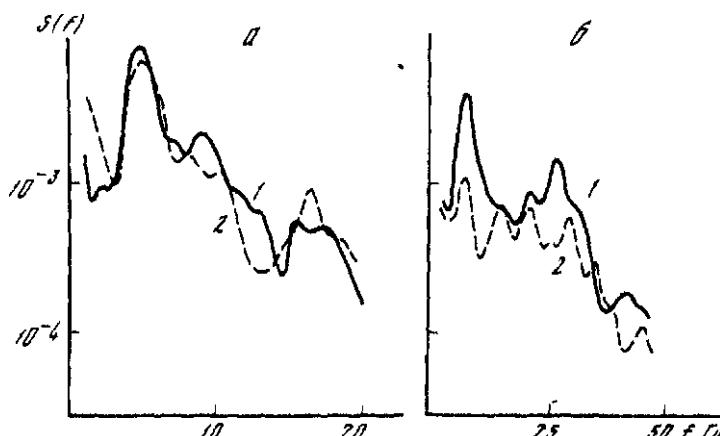


Рис. 5.18. Спектры вибраций грунта от проходящего поезда
а – первый участок и б – второй; 1 – на бermе; 2 – на дренажной галерее

Видимая частота, Гц	$\frac{A_{\max}}{A_{3\max}}$	$S(f)_{\max} \cdot 10^{-3}$	$f, \text{ Гц}$
7,1	1,0	0,45	5,5
8,1	1,00	0,33	6,6
5,0	1,00	0,35	7,5
4,7	0,91	0,49	4,5
9,9	1,00	0,44	8,0
4,4	1,46	0,60	5,5
4,6	1,13	0,57	3,0
7,0	2,32	1,20	5,5
3,1	1,96	1,10	3,0

как отношения спектров Фурье колебаний грунтов бермы и гребня плотины к спектрам Фурье грунтов дренажной галереи. Условные частотные характеристики показывают в данном случае, во сколько раз уровень колебаний на берме и гребне плотины выше, чем в дренажной галерее. Для бермы участка I эта величина выше в 3 раза по x составляющей колебаний и в 6 раз по вертикальной составляющей. Для гребня плотины по x составляющей это отношение составляет 5–8, по y – 6–8 и 3–6 по z составляющим.

На участке II на гребне плотины уровень колебаний по условным частотным характеристикам больше уровня колебаний в дренажной галерее примерно в 60 раз по x составляющей и в 100 раз по z . Эти данные дополнительно подтверждают существенную разницу в колебаниях грунтов на участках I и II.

Проведенные исследования позволяют нам сделать следующие выводы: по амплитудам максимальных колебаний, спектрам Фурье и условным частотным характеристикам наблюдается различие в колебаниях грунтов на участке I и II.

На участке II отмечено резкое ослабление сейсмических колебаний в дренажной галерее, в то время как на первом участке этого не происходит. Это, по-видимому, связано с ухудшением сейсмических свойств грунтов в основании дренажной галереи участка I, в частности с обводненностью. Грунты на I-м участке отличаются от грунтов на II-м участке, так как имеют более низкочастотный состав колебаний. Максимумы спектров для участка I приходятся на частоты 5–10 Гц, а для участка II – на частоты 8–45 Гц.

В связи с прокладкой вторых путей по плотине и намечаемым увеличением в последующие годы скорости движения и грузоподъемности железнодорожных составов, а также учитывая отмеченные выше неблагоприятные явления на первом участке плотины были проведены работы по измерению и прогнозированию максимальных вибраций на этом участке от проходящих поездов. В результате этих исследований было отмечено изменение со временем сейсмических свойств грунтов плотины (табл. 5.8).

Отношения максимальных амплитуд горизонтальных составляющих в разные годы мало отличаются друг от друга. Значения отношений максимальных амплитуд по вертикальной составляющей имеют тенденцию

Таблица 5.8
Сравнение отношений максимальных амплитуд колебаний грунтов плотины
по результатам наблюдений разных лет (рис. 5.16)

Год	A_{z_1}/A_{z_3}	A_{x_1}/A_{x_3}	A_{y_1}/A_{y_3}	A_{z_1}/A_{z_2}	A_{x_1}/A_{x_2}	A_{y_1}/A_{y_2}
1975	1,9	0,9	—	2,6	1,4	—
1977	4,4	0,8	0,9	3,7	0,7	0,9
1988	5,3	1,1	1,6	4,9	1,3	1,4

к увеличению. Эти данные свидетельствуют об улучшении сейсмических свойств грунтов. Наиболее вероятным объяснением улучшения сейсмических свойств грунтов на участке, является понижение уровня напорного горизонта верхнего бьефа.

Таким образом, инструментальные наблюдения за колебаниями грунтов плотины, вызываемыми проходящим железнодорожным транспортом, по нашему мнению, дают возможность установить ослабленные ее места и вести постоянный контроль за состоянием грунтов на этих участках.

5.4. ИЗМЕРЕНИЯ ВАРИАЦИЙ УРОВНЯ И СПЕКТРАЛЬНОГО СОСТАВА МИКРОСЕЙСМ ПРИ СЕЙСМИЧЕСКОМ МИКРОРАЙОНИРОВАНИИ АЙМАЧНЫХ ЦЕНТРОВ В МОНГОЛИИ

В настоящем разделе показано СМР аймачных центров Монголии с помощью применения специальной аппаратуры для записей микросейсм, их частотного и временного анализа.

Случайный характер микросейсмических колебаний требует анализа большой совокупности реализаций, которые часто имеют значительную длительность. При наличии осциллограмм или графических записей можно вычислить среднее значение, спектральную плотность, корреляционные функции и другие характеристики микросейсмических колебаний, но это требует больших затрат времени.

В настоящее время усиленно развивается аппаратурный спектральный анализ, основанный на использовании аналоговых и цифровых спектронализаторов. Применение для записи микросейсмических колебаний аппаратуры с магнитной записью позволяет воспользоваться анализатором такого типа и существенно уменьшить время анализа. Нами использован комплекс, состоящий из аппаратуры с магнитной записью "Регион" и спектрального анализатора типа D1012 фирмы Мессэлектроник "Ото Шен" (ГДР) (рис. 5.19).

Названный комплекс позволяет вести регистрацию микросейсмических колебаний в диапазоне частот 0,5–20 Гц с увеличением $V = 5 \cdot 10^5$ и автономностью 10 сут. В полевых условиях предварительная обработка

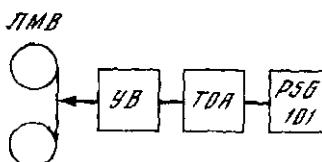


Рис. 5.19. Комплекс аппаратуры для анализа микросейсмических колебаний
ЛМВ – лентопротяжный механизм воспроизведения; УВ – усилители воспроизведения; ТОА – третьюкавтный анализатор; PSG-101 самописец уровня

записи проводится с помощью спектрального анализатора с 11 полуоктавными фильтрами (рис. 5.20, а, б). В дальнейшем используется аналого-цифровой спектроанализатор параллельного действия типа 01012. Анализатор действует по принципу непосредственной фильтрации, имеет стандартные значения средней номинальной частоты фильтров с полосой пропускания в 1/3 октавы. Ниже приведен ряд стандартизованных значений средней номинальной частоты диапазона третьоктавных фильтров анализатора: 100, 125, 160, 200, 250, 315, 400, 500, 630, 800, 1000 Гц.

Спектральный анализ осуществляется в реальном масштабе времени с использованием принципа транспортирования спектра. В его основу положено увеличение скорости движения магнитной ленты при воспроизведении по сравнению со скоростью записи. Отношение этих величин называется коэффициентом транспортирования K_{tr} . Например, при $K_{tr} = 100$ соответственно в 100 раз сдвигается исследуемый спектр в область более высоких частот и уменьшается время анализа.

Анализатор позволяет с небольшими затратами времени выполнить третьоктавный анализ спектров микроколебаний и измерить их уровень во времени по одному из фильтров или широкополосному каналу.

Вывод значений измеряемых величин осуществляется в аналоговой и цифровой форме. В аналоговой форме производились измерения уровня микроколебаний за длительные промежутки времени. Для этой цели применялся самописец уровня PSG-101, который позволяет получать кривые вариаций уровня микросейсмических колебаний в децибеллах.

Результаты частотного анализа представляются в цифровой форме с одновременным изображением спектров на дисплее. Это позволяет в комплексе с вычислительной машиной построить быстродействующую систему для автоматической обработки микросейсмических колебаний.

Обычно при работе в МС [68, 110] исходят из того, что они представляют собой случайный стационарный процесс. Свойства такого процесса можно получить, пользуясь эргодическим принципом, когда одна реализация большой продолжительности может заменить при обработке множество реализаций той же продолжительности. В реальном случае эргодичность микроколебаний может нарушаться, если в их состав входит случайная величина, которая принимает различные значения для каждой реализации и сохраняет их на протяжении реализации независимо от времени.

С этим связан основной недостаток метода микрорайонирования с использованием микросейсм — влияние на эргодичность трудно учитываемых факторов. При работе в населенных пунктах к таким факторам в первую очередь можно отнести наличие в зоне исследования промышленных предприятий с источниками вибраций и транспорт. Надежность определения сейсмических свойств грунтов по микросейсмам зависит от учета влияния искажающих факторов и связанных с ними вариаций уровня микросейсм.

Причины, вызывающие вариации уровня микросейсм, в настоящее время до конца не исследованы. Тем не менее при проведении сейсмического микрорайонирования желательно оценить изменение амплитуд МС во времени (вариации уровня). Изменение вариаций уровня за длительные промежутки времени помогает, например, выбрать время регистрации при определении сейсмических свойств грунтов по кратковременным записям и оценить ошибки измерений.

Имеющиеся данные свидетельствуют, что периоды вариаций уровня микросейсм имеют широкий диапазон значений — от минут до нескольких суток [159]. Имеются также указания на сезонные и годовые изменения уровня МС, но они малочисленны и не позволяют пока судить о степени

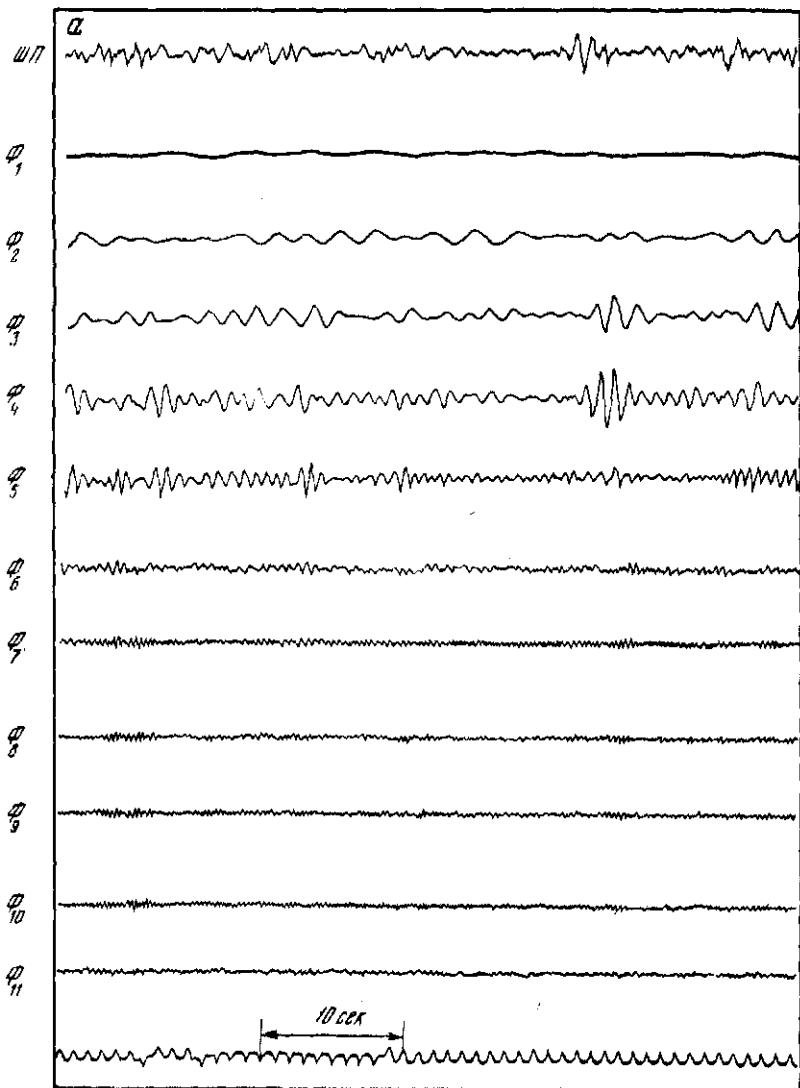
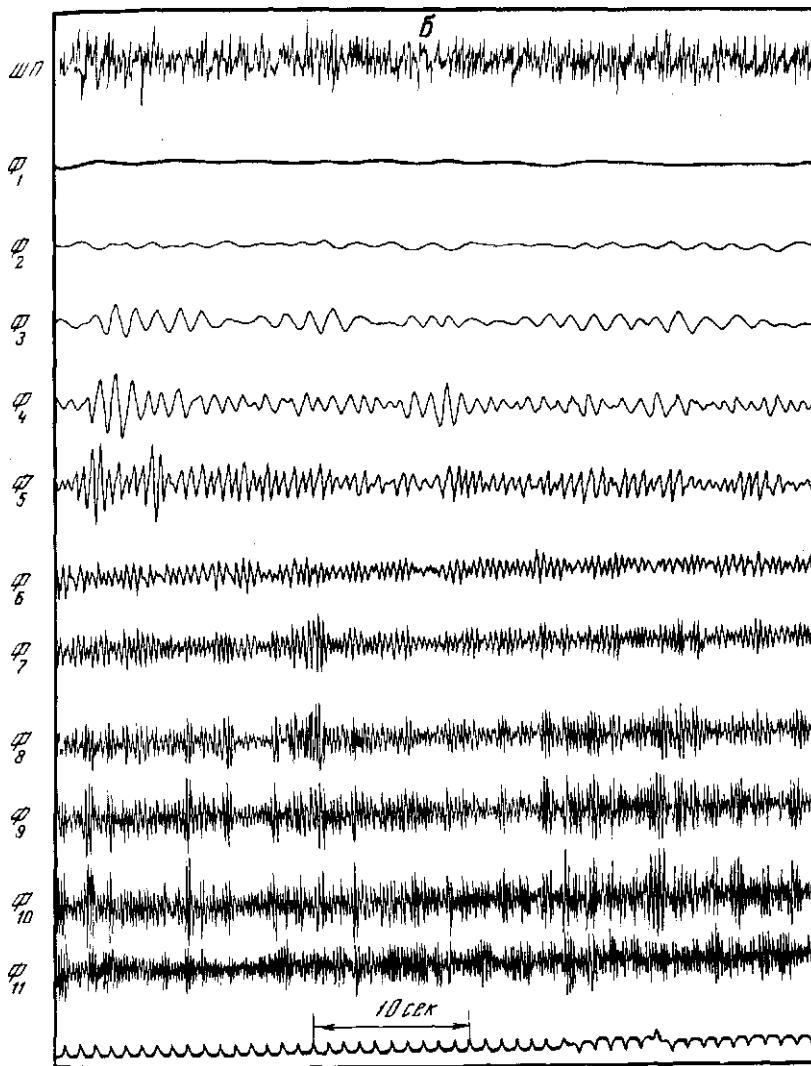


Рис. 5.20. Воспроизведение записи микросейсмических колебаний с помощью анализатора входящего в комплект "Регион".
 а — на скальном грунте; б — на рыхлом грунте; ШП — широкополосный канал;
 Φ_1 — Φ_{11} — полуоктавные фильтры

их влияния на уровень микросейсм, который обычно используется при оценке сейсмических свойств грунтов.

Применение аппаратуры с записью на магнитную ленту дает возможность проводить непрерывные измерения уровня за относительно длительные промежутки времени с небольшими затратами времени.

Эта возможность была реализована при проведении СМР ваймачных центров Улясустай и Мурэн в МНР. Здесь были проведены измерения уров-



ня МС по записям стационарных станций, которые вели регистрацию землетрясений в г. Мурэн в непрерывном режиме. Пункты наблюдения охватывали все наиболее распространенные типовые грунтовые условия районируемых площадок (см. табл. 4.2).

Записанные на магнитной ленте микротрясения воспроизводились с $K_{tp} = 200$. Выходное напряжение, пропорциональное среднеарифметическому значению входных сигналов, регистрировалось самописцем уровней. В результате получались графики, приведенные на рис. 5.21.

На общем фоне МС отчетливо выделяются суточные вариации уровня. Минимальное значение уровня приходится наочные часы, примерно с 0 до 4. Этот уровень в основном определяется спонтанными микросейс-

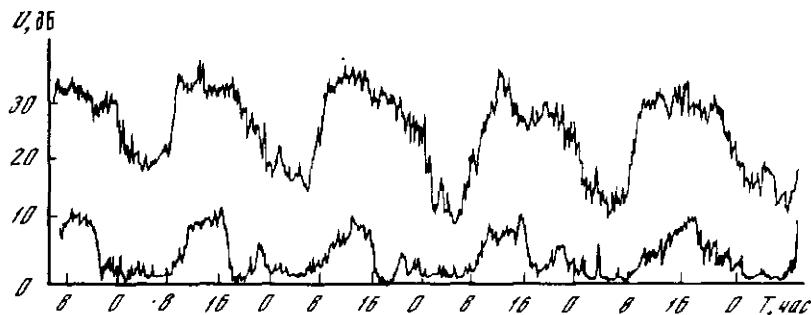


Рис. 5.21. Вариации уровня микросейсмических колебаний на рыхлом (а) и скальном (б) грунтах

мами, поскольку в ночные часы промышленный источники не действовали. Максимальный уровень приходится на 11–15 ч. За время анализа (4–5 сут) изменение средних значений дневного и ночных уровней не превышают 5 дБ.

Суточные же вариации могут достигать 25 дБ (табл. 5.9) и тем самым существенно искажить результаты определения сейсмических свойств грунтов по микросейсмам. О причинах, вызывающих суточные вариации уровня, на основании полученных результатов однозначного ответа пока дать нельзя, поскольку нужны специальные наблюдения. Одной из возможных причин может быть действие местных источников мощность которых уменьшается в ночные часы [135]. Поскольку сейсмические станции устанавливались на поверхности, нельзя также исключить возможного воздействия на параметры аппаратуры суточных колебаний температуры, которые достигали 20 С. Тем не менее независимо от причин, вызывающих суточные вариации уровня МС, их действие при проведении кратковременных измерений можно исключить, если проводить измерения в определенное время, или учесть, если контролировать изменение уровня с помощью опорной станции.

Некоторыми исследователями [190] отмечается непредставительность точечных наблюдений микроколебаний. Чтобы это исключить, следует проводить измерения в нескольких точках площади с последующим осреднением, поскольку балльность в месте установки приборов определяется не только для данного пункта, но и для некоторой площади.

Запись микросейсмических колебаний производилась с помощью передвижной сейсмической станции. Пункты наблюдения устанавливались из расчета по 2–3 точки во всех наиболее распространенных типовых

Таблица 5.9
Вариации уровня микросейм, измеренные по широкополосному каналу

Пункт наблюдения	Средний уровень микросейм днем U_1 , дБ	Средний уровень микросейм ночью U_2 , дБ	Суточные вариации уровня $U_2 - U_1$, дБ
1	10	0	10
3	39	14	24
8	32	15	17
10	31	16	15
12	16	7	6

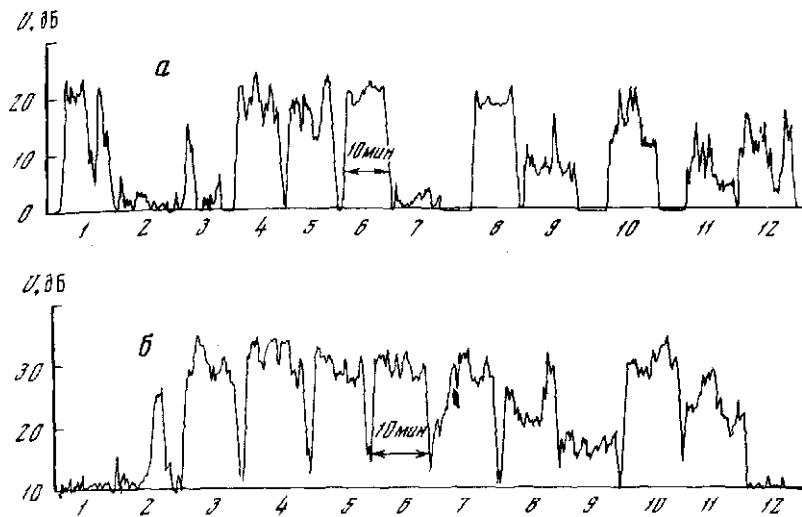


Рис. 5.22. Уровень микросейсмических колебаний на различных грунтах в городах
Мурэн (а) и Улясутай (б)
1-12 — номера пунктов наблюдений

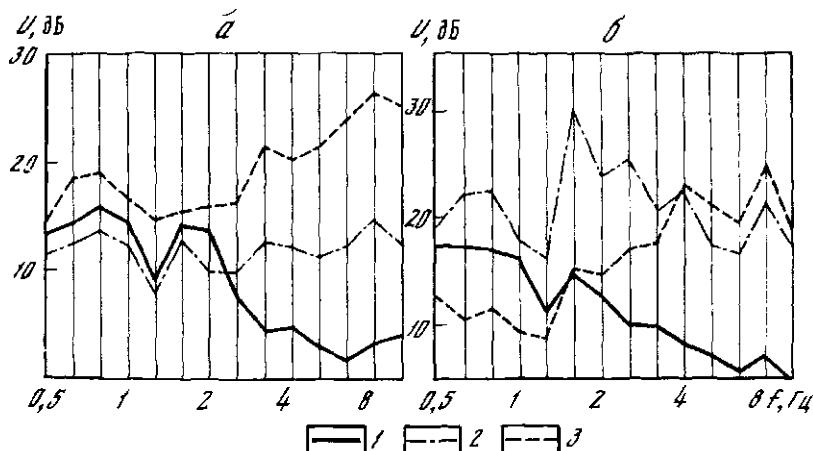


Рис. 5.23. Спектры микросейсмических колебаний, зарегистрированных в городах
Улясутай (а) и Мурэн (б)
1 — на скальном; 2 — на обводненном рыхлом; 3 — обводненном гравийно-галеч-
никовом грунтах

грунтовых условиях. Время измерений выбиралось таким образом, чтобы попасть на равномерный участок хода изменения амплитуд и избежать влияния суточных вариаций уровня. Кроме этого, изменение уровня контролировалось по записям стационарных станций, которые вели регистрацию в непрерывном режиме. Особое внимание было обращено на отсутствие ветра в момент проведения записи.

Для сопоставления измерения проводились в тех же пунктах, где было

Таблица 5.10
Приращение балльности по результатам измерений уровня микросейсм
в городах Улясутай и Мурэн

Пункт наблюдения		1	2	3	4	5
Улясутай	Средний уровень МС, дБ	15	1	7	19	17
	Приращение балльности	$1,1 \pm 0,7$	Эталон	$0,5 \pm 0,6$	$1,4 \pm 0,4$	$1,3 \pm 0,5$
Мурэн	Средний уровень МС, дБ	10	17	31	30	29
	Приращение балльности	Эталон	$0,6 \pm 0,9$	$1,7 \pm 0,3$	$1,6 \pm 0,3$	$1,5 \pm 0,3$

проведено СМР по амплитудно-частотному методу акустических жесткостей. В каждом пункте велась трехкомпонентная регистрация. Продолжительность регистрации 10 мин. В качестве примера могут быть рассмотрены измерения уровней в городах Улясутай и Мурэн (рис. 5.22). Измерялись максимальный и минимальный уровни за время реализации. По этим значениям определялся средний уровень, по которому велся расчет приращений балльности.

Расчет приращений балльности по микросейсмам ведется обычно по выражению (5.4). Постоянный коэффициент α здесь зависит от региональных условий и может быть установлен на основе данных по макросейсмике или других методов СМР. Поскольку данных по макросейсмике не было, мы определили его путем сопоставления уровней микросейсм за длительное время (4–5 сут) и балльностью, определенной по близким землетрясениям. В результате было найдено его значение, равное 1,6. Оно в дальнейшем и использовалось при расчетах приращений балльности по кратковременным записям. Так как уровень МС измеряется в децибеллах, то приращение будет определяться непосредственно разницей уровней между сопоставляемым и эталонным грунтом:

$$\Delta I = 1,6/20 (U_i - U_0).$$

Здесь U_i , U_0 – уровень МС на исследуемом и эталонном грунтах соответственно.

В качестве эталонного выбран в г. Улясутай грунт, соответствующий пункту наблюдения 2 с относительным уровнем $U_0 = 1$ дБ, а в г. Мурэн пункт 1 с $U_0 = 10$ дБ.

Средние уровни микросейсм и соответствующие приращения балльности приведены в табл. 5.10.

Для всех исследуемых участков определялся также спектральный состав микроколебаний. Эти данные позволили в первом Приближении оценить частотные характеристики исследуемых грунтов, а также в некоторых случаях качественно классифицировать районируемые площадки по форме спектра.

По десятиминутным записям для каждого пункта наблюдения были определены спектры смещения колебаний грунта. Анализатор работал в режиме запоминания максимального эффективного значения по каждому фильтру на протяжении длительности записи.

Все полученные спектры можно условно разделить на три группы:

I – абсолютный максимум лежит в области низких частот. Спад спектра в сторону высоких частот 4–6 дБ/октава;

6	7	8	9	10	11	12
20	2	19	12	15	9	10
$1,6 \pm 0,2$	0	$1,5 \pm 0,2$	$0,9 \pm 0,4$	$1,1 \pm 0,4$	$0,6 \pm 0,5$	$0,7 \pm 0,6$
30	25	26	17	31	24	10
$1,6 \pm 0,2$	$1,2 \pm 0,6$	$1,3 \pm 0,5$	$0,6 \pm 0,2$	$1,7 \pm 0,3$	$1,1 \pm 0,4$	0

II – абсолютный максимум лежит в области высоких частот. Спад спектра в сторону низких частот 4–6 дБ/октава;

III – ясно выраженного наклона спектра нет.

На рис. 5.23 a, b приведены обобщенные спектры по результатам измерений в городах Улясутай и Мурэн. На большинстве спектров отмечается усиление колебаний на частоте 0,8 и 1,6 Гц. Во второй и третьей группах спектров можно выделить максимумы на 3–4 и 8 Гц.

Сопоставление спектров с инженерно-геологическими данными показывает, что первая группа спектров относится к скальным грунтам, залегающим с поверхности или на небольшой глубине. Вторая группа спектров относится к обводненным гравийно-галечниковым грунтам. Третья – к необводненным грунтам.

5.5. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МИКРОКОЛЕБАНИЙ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПРЕОБЛАДАЮЩИХ ПЕРИОДОВ ГРУНТА

В предыдущих разделах было показано определение сейсмической реакции грунтов, основанное на применении автоматической аппаратуры и спектрального разложения. Однако возможно использовать методику наблюдений, разработанную в Институте физики Земли АН СССР, в которой предлагаются оценки двух сейсмических характеристик грунтов: преобладающих периодов и изменения балльности (ΔI) [68].

В настоящем разделе дано приложение этой методики к сейсмическому микрорайонированию, выполненному для территории г. Душанбе. В 35 пунктах города была приведена регистрация микроколебаний и определены преобладающие периоды, которые наиболее отчетливо выделялись на записи. Регистрация производилась днем в течение 3–4 ч по 150 с в каждой точке со скоростью развертки около 10 мм/с. Аппаратура использовалась широкополосная с полосой пропускания 0,07–1,0 с и увеличением порядка 10000–15000. Два горизонтальных датчика устанавливались на плотный грунт по направлению С–Ю и В–З. Запись велась при отсутствии в радиусе 150 м источников возбуждения микроколебаний. При наличии или возникновении каких-либо источников (включая изменившиеся гидрометеорологические условия) отмечалось время их появления и характеристика основных параметров. На полученных записях для обработки выделялись 4 участка по 30 с с наиболее четко выраженными и характерными периодами и амплитудами. Для каждого из них строилась кривая повторяемости периодов $n^*(T_i)$, преобразованная кривая повторяемости периодов $n^*(T_i)$, $n^*(T_i) \% = n_i T_i / \Delta t \cdot 100$, где $\Delta t = 30$ с.

Таблица 5.11
Сейсмические характеристики грунтов,
полученные из записей микроколебаний в г. Душанбе

Группа	Тип грунта	Пункт наблюдения	A_{\max} , мкм	ΔI , балл	$T_{\text{пр}}$, с
I	1	31	0,2	-0,7	0,18-0,22
	2	9	0,27	-0,4	0,1; 0,12; 0,18-0,22
	3	7	0,22	-0,6	0,18-0,27
	4	33	0,17	-0,8	0,18-0,22
	5	8	0,25	-0,5	0,18-0,27
	6	20	0,1	-1,3	0,41; 0,5
	7	10	0,2	-0,7	0,18-0,27
	8	18	0,35	-0,2	0,1; 0,18
	9	22	0,84	+ 0,84	0,12; 0,18; 0,22
	10	19	0,24	-0,5	0,27-0,33
	11	27	0,14	-1,0	0,27-0,33
Среднее значение 0,27-0,4; интервал периодов 0,17-0,3с					
II	1	32	0,44	0	0,18-0,27
	2	16	0,39	-0,1	0,15-0,22
	3	2	0,52	+ 0,2	0,22-0,33
	4	21	0,45	0	0,22-0,41
	5	24	0,22	-0,6	0,27-0,41
	6	36	0,45	0	0,18-0,27
	7	25	0,77	+ 0,5	0,15-0,27
	8	40	0,68	+ 0,4	0,18-0,27
	9	4	0,66	+ 0,4	0,12; 0,18; 0,22
	10	35	0,41	-0,1	0,15; 0,22; 0,27
	11	26	0,3	-0,3	0,18; 0,22; 0,27
	12	5	0,73	+ 0,4	0,18-0,27
	13	28	0,42	0	0,18-0,27
	14	23	0,49	+ 0,1	0,18-0,27
Среднее значение 0,48+0,1; интервал периодов 0,14-0,3с					
III	1	17	0,47	+ 0,1	0,22-0,41
	2	1	0,61	+ 0,3	0,1; 0,27-0,41
	3	11	0,69	+ 0,4	0,18-0,41
	4	29	0,75	+ 0,5	0,18-0,33
	5	34	0,66	+ 0,4	0,22-0,33
	6	13	0,85	+ 0,6	0,15-0,22
	7	6	0,7	+ 0,4	0,22
	8	15	0,6	+ 0,3	0,27-0,41
	9	3	0,51	+ 0,1	0,27-0,41
	10	12	0,41	-0,1	0,22-0,41
Среднее значение 0,63+0,3; интервал периодов 0,17-0,45с					

и определялись максимальные амплитуды. Анализ производился для диапазона периодов от 0,09 до 1,2 с. Этот диапазон делился на интервалы, равномерные в логарифмическом масштабе. Среднее значение периода для такого интервала называлось узловым, T_i с. Узловые периоды различаются между собой на 20% и меняются от 0,1 до 0,93 с.

Определение изменения балльности проводилось по формуле (5.4). За максимальную амплитуду микроколебаний для рассматриваемого отрезка записи принималось наибольшее среднее значение двух амплитуд

Таблица 5.12
Макросейсмическое обследование ощущимых землетрясений

Дата землетрясения	M	Δ, км	H, км	I, балл		
				I терраса	II терраса	III терраса
04.03.1949	7,7	250	300	4-4,5	4-4,5	5-5,5
20.07.1949	7,4	190	16	5-5,5	5-5,5	6
27.02.1952	4,7	25	20	4,5-5,0	4,5-5,0	6,5-7,0
04.08.1953	4,0	17	8	2-3	2-3	4

одного интервала периодов. Преобладающие периоды грунтов определялись с помощью преобразованных кривых повторяемости периодов [68]. Для выделения преобладающих периодов грунтов используются два признака: n^* и W_T (W_T – число раз, когда преобладающий период одного опыта приходится на определенный узловый период, к общему числу опытов). Критерии для определения преобладающего периода в одном опыте следующие: период можно считать преобладающим, если $n^* \geq 15\%$, или, если при $10\% < n^* < 15\%$ этому периоду соответствует максимальная амплитуда. Преобладающим периодом грунта следует считать такой период, для которого по четырем (или более) опытам $n^* > 10\%$ и при этом отношение числа опытов, в которых преобладающий период приходится на один и тот же узловый период, к общему числу опытов равно или более 0,5 ($W_T \geq 50\%$).

Основной недостаток этого приема – требование стандартности условий наблюдения. Невозможность в ряде случаев соблюдения полной стандартности условий не позволяет рекомендовать измерения микроколебаний в качестве самостоятельного приема для прогнозирования изменения балльности Δ .

Можно привести некоторые наиболее часто встречающиеся случаи нарушения стандартности условий измерения: 1) движение транспорта на расстоянии менее 150 м от пункта наблюдения; 2) присутствие в отдельных районах исследования постоянно действующих источников микросейсм – водопады, морской прибой и др.; 3) разница гидрометеорологических условий в моменты проведения отдельных опытов; 4) проведение сопоставляемых опытов в будние и воскресные дни, днем и ночью, в шумном центре и на окраине и т.п.

Исследования показали, что на территории города Душанбе можно выделить три типа грунтовых условий [193].

1. Галечники, выходящие на поверхность мощностью до 5 м, частично покрытые лессами, слагают I террасу и часть II.

2. Лесс мощностью от 5 до 20 м подстилается галечниками. Располагается на части II террасы и части III.

3. Лесс мощностью более 20 м залегает на валунно-галечниковых отложениях и перекрывает III террасу.

В качестве эталонной точки выбрана сейсмическая станция "Душанбе", 17-метровая толща лесса, перекрывающая галечник (2-я группа).

В табл. 5.11 приведены сейсмические характеристики грунтов в пунктах регистрации микроколебаний. Здесь все данные разделены на три группы по типовым условиям. Мы рассмотрим усредненные характеристики, так как не для всех пунктов наблюдения имеются уверенные данные об инженерно-геологических условиях. Из этого следует, что между первой и третьей группой различие в интенсивности воздействия составляет 1 балл.

Что же касается преобладающих периодов, то различие менее существенно: первая и вторая группы по этому параметру почти не различаются, а для третьей группы характерен более широкий интервал периодов (0,17–0,45 с).

На территории г. Душанбе неоднократно проводилось макросейсмическое обследование ощущимых землетрясений [83] (табл. 5.12). Подобное обследование показало, что для ряда ощущимых землетрясений, различающихся по эпицентральным расстояниям, глубине и энергии, на третьей террасе имело место увеличение интенсивности воздействия в среднем на 1 балл. Этот результат согласуется с оценками, полученными по микроколебаниям.

По инструментальным данным для землетрясений третьей террасы было получено также резонансное увеличение амплитуд ускорений в интервале периодов 0,2–0,5 с [83]. Этот результат также согласуется с интервалом периодов грунтов 0,17–0,45 с, полученным с помощью микроколебаний для 3-го участка.

Глава 6

ПРИМЕНЕНИЕ РАСЧЕТНЫХ МЕТОДОВ В СЕЙСМИЧЕСКОМ МИКРОРАЙОНИРОВАНИИ

В задачах микросейсморайонирования могут быть использованы различные расчетные методы, позволяющие приближенно оценить возможные резонансные периоды грунта и вид ожидаемых акселерограмм. В частности, когда в среде имеются четко выраженные квазигоризонтальные границы (например, кровля скальных пород, уровень грунтовых вод, зеркало вечной мерзлоты), разделяющие породы, существенно отличающиеся по своим механическим свойствам, для оценки резонансных периодов грунта и вида акселерограмм широко используется приближенный метод [206, 153]. Этот метод позволяет рассчитывать смещения (спектральные характеристики и акселерограммы) на свободной поверхности и во внутренних точках сплоистой, слабо поглощающей среды для произвольного угла падения плоской волны P , SV или SH на подошву сплоистой пачки.

6.1. РАСЧЕТ КОЛЕБАНИЙ НА СВОБОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ И ВО ВНУТРЕННИХ ТОЧКАХ ГОРИЗОНТАЛЬНО-СЛОИСТОГО ПОГЛОЩАЮЩЕГО ГРУНТА

Рассматривается двумерная задача о распространении плоских объемных волн в сплоистой слабо поглощающей пачке со свободной поверхностью, лежащей на упругом полупространстве. Из упругого однородного полупространства на нижнюю границу пачки падает под произвольным углом i плоская гармоническая волна P или SV с единичной амплитудой смещения и заданной частотой ω . Вычисляются амплитуды и фазы вертикальной и радиальной компонент смещения на верхней границе и во внутренних точках слабо поглощающей сплоистой среды, а также амплитуды и фазы коэффициентов отражения плоских волн P и SV от внутренних границ. В случае, когда падающая плоская волна имеет вид импульса заданной формы, решается соответствующая нестационарная задача и определяются сейсмограммы (акселерограммы) на поверхности сплоистой пачки.

Алгоритм расчета основан на предложенной Томсоном [224] рекуррентной матричной формуле, связывающей смещения и напряжения на произвольных границах упругих слоев в случае идеально упругой среды. Последовательное применение этой формулы сводит задачу к решению системы линейных уравнений с четырьмя неизвестными (смещениями на поверхности или во внутренней точке слоистой среды и коэффициентами отражения волн в полупространстве).

Этот алгоритм обобщен на случай слабопоглощающих упругих сред. В связи с тем, что поглощающие свойства горных пород изучены в значительно меньшей степени и с меньшей надежностью, чем скоростные, т. е. не установлено надежных экспериментальных зависимостей декрементов поглощения от частоты, литологии, пористости и глубины залегания пород, при расчетах могут быть использованы различные модели механизма поглощения в среде. Часто предполагается линейная зависимость коэффициента поглощения от частоты или зависимость, описываемая линейно-неупругой моделью Г.И. Гуревича [41].

Эта модель поглощающей среды обладает следующими особенностями:

- 1) в пределах рассматриваемого диапазона частот скорости и декременты поглощения растут с ростом частоты;
- 2) возрастание декрементов поглощения с частотой всегда больше возрастания соответствующих скоростей (относительно их значения на опорной частоте);
- 3) отношение декрементов поглощения продольных и поперечных волн для заданного отношения скоростей не может быть произвольным, а заключено в некоторых пределах, зависящих от величины V_p/V_s ;
- 4) если на какой-нибудь частоте декременты поглощения волн P и S одинаковы, то они одинаковы на всех частотах.

Удобно вводить поглощение при расчетах спектров сейсмических волн, заменяя действительные упругие модули среды комплексными частотно- зависимыми функциями. Вследствие этого истинные и кажущиеся скорости сейсмических волн и волновые числа также становятся комплексными функциями частоты ω :

$$(V^*)^{-1} = V_{p,s}^{-1}(\omega) - i\eta/\omega(\omega),$$

где $V_{p,s}(\omega)$ — фазовая скорость гармонической волны P или SV , а $\eta(\omega)$ — пространственный коэффициент поглощения соответствующей волны.

Зависимость фазовой скорости от частоты (дисперсия скоростей) определяется выбранным законом изменения поглощения с частотой. В случае, когда в изучаемом диапазоне частот коэффициент поглощения изменяется по степенному закону $\eta = \mu\omega^n$, где μ и n — действительные константы, из дисперсионного соотношения [139] вытекает следующая зависимость скорости от частоты:

$$V^{-1}(\omega) = V^{-1}(\omega_0)[1 + \mu V(\omega_0)\xi(\omega, n)],$$

где $\xi(\omega, n) = (\omega^{n-1} - \omega_0^{n-1}) \operatorname{tg} n\pi/2$; ω_0 — опорная частота внутри изучаемого диапазона. При $n \rightarrow 1$ $\xi(\omega, 1) = -2/\pi \ln \omega/\omega_0$. В модели Г.И. Гуревича [41] зависимости декрементов поглощения (Δ_s) и скоростей (V_s) поперечных волн от частоты определяются следующими формулами:

$$\Delta_s(\omega) = \frac{\Delta_s(\omega_0)}{1 - \frac{2\Delta_s(\omega_0)}{\pi^2} \ln \frac{\omega}{\omega_0}},$$

$$V_s(\omega) = V_s(\omega_0) \sqrt{\Delta_s(\omega)/\Delta_s(\omega_0)}$$

Здесь ω и ω_0 — круговые частоты (текущая и опорная), а $\Delta_s(\omega_0)$, $V_s(\omega_0)$ — значение декремента поглощения и скорости поперечных волн на опорной частоте ω_0 . Аналогичные формулы получены для скоростей и декрементов поглощения продольных волн [119].

Для выполнения вычислений модель среды задается следующим образом: слоям неупругой пачки присваиваются индексы 1, 2, ..., n , упругому полупространству — индекс $n+1$. Произвольный m -й слой характеризуется следующими параметрами: мощностью h_m , плотностью ρ_m и комплексными частотно-зависимыми скоростями распространения продольных и поперечных волн V_p и V_s . Смещения на свободной поверхности слоистой пачки, возникающие при падении плоской волны P или S на ее подошву, определяются формулами

$$[U_p] = \frac{2rV_{p,n+1}}{\Delta} C_{22}; \quad [W_p] = -\frac{2rV_{p,n+1}}{\Delta} C_{21};$$

$$[U_s] = \frac{2rV_{s,n+1}}{\Delta} C_{12}; \quad [W_s] = -\frac{2rV_{s,n+1}}{\Delta} C_{11};$$

$$\Delta = \begin{vmatrix} C_{11} & C_{12} \\ C_{21} & C_{22} \end{vmatrix},$$

$$C_{11} = rV_{p,n+1} g_{11} - g_{21},$$

$$C_{12} = rV_{p,n+1} g_{12} - g_{22},$$

$$C_{21} = rV_{s,n+1} g_{41} - g_{31},$$

$$C_{22} = rV_{s,n+1} g_{42} - g_{32};$$

$$rV_{p,m} = \frac{1}{\alpha_m} \sqrt{\left| \frac{1}{V_{p,m}^2} - \nu^2 \right|},$$

$$R_e rV_{p,m} > 0, \text{ если } \frac{1}{\nu} \geq V_{p,m},$$

$$I_m rV_{p,m} < 0, \text{ если } \frac{1}{\nu} < V_{p,m},$$

$$rV_{s,m} = \frac{1}{\beta_m} \sqrt{\left| \frac{1}{V_{s,m}^2} - \nu^2 \right|},$$

$$R_e rV_{s,m} > 0, \text{ если } \frac{1}{\nu} \geq V_{s,m},$$

$$I_m rV_{s,m} < 0, \text{ если } \frac{1}{\nu} < V_{s,m};$$

$$\nu = \sin i_{p,s} / V_{p,s};$$

$$\alpha_m = \begin{cases} 1, & \text{если } 1/V_{p,m} \geq \nu, \\ i, & \text{если } 1/V_{p,m} < \nu; \end{cases} \quad \beta_m = \begin{cases} 1, & \text{если } 1/V_{s,m} \geq \nu, \\ i, & \text{если } 1/V_{s,m} < \nu; \end{cases}$$

g_{ik} — элементы комплексной матрицы

$$G = L_{n+1} \theta = L_{n+1} D_n D_{n-1} \dots D_1;$$

L_{n+1} — матрица полупространства, имеющая следующий вид:

$$L_{n+1} = \begin{bmatrix} 2V_{s,n+1}^2 \nu & 0 & \dots & -\frac{1}{\rho_{n+1} V_{p,n+1}} & \dots & 0 \\ V_{p,n+1} & & & & & \end{bmatrix}$$

$$L_{n+1} = \begin{bmatrix} 0 & \frac{(1 - \gamma_{n+1})\alpha_{n+1}}{V_{P_{n+1}}} & 0 & \frac{\nu \alpha_{n+1}}{\rho_{n+1} V_{P_{n+1}}} \\ \frac{(\gamma_{n+1} - 1)\beta_{n+1}}{\rho_{n+1} V_{P_{n+1}}} & 0 & \frac{\nu \beta_{n+1}}{V_{S_{n+1}} \rho_{n+1}} & 0 \\ 0 & 2V_{S_{n+1}} \nu & 0 & \frac{1}{V_{S_{n+1}} \rho_{n+1}} \end{bmatrix}$$

Здесь α_m и β_m определены по формулам, показанным выше; D_m — матрица слоя с элементами d_{ij} (индексы для простоты записи ниже опущены, для удобства введены следующие обозначения:

$$\cos i_p = \cos P, \sin i_p = \sin P, \cos i_S = \cos S \text{ и } \sin i_S = \sin S;$$

$$d_{11} = \gamma \cos P - (\gamma - 1) \cos S;$$

$$d_{12} = i \left[\frac{(\gamma - 1)\nu}{rV_p} \sin P + \frac{\gamma rV_s}{\nu} \sin S \right];$$

$$d_{13} = -\frac{\nu}{\rho} (\cos P - \cos S);$$

$$d_{14} = \frac{i}{\rho} \left[\frac{\nu^2}{rV_p} \sin P + rV_s \sin S \right];$$

$$d_{21} = -i \left[\frac{\gamma rV_p}{\nu} \sin P + \frac{(\gamma - 1)\nu}{rV_s} \sin S \right];$$

$$d_{22} = (1 - \gamma) \cos P + \gamma \cos S;$$

$$d_{23} = \frac{i}{\rho} \left[rV_p \sin P + \frac{\nu^2}{rV_s} \sin S \right];$$

$$d_{31} = \rho \frac{\gamma(\gamma - 1)}{\nu} (\cos P - \cos S);$$

$$d_{32} = i\rho \left[\frac{(\gamma - 1)^2}{rV_p} \sin P + \frac{\gamma^2 rV_s}{\nu^2} \sin S \right];$$

$$d_{41} = i\rho \left[\frac{\gamma^2 rV_p}{\nu^2} \sin P + \frac{(\gamma - 1)^2}{rV_s} \sin S \right];$$

$$d_{24} = d_{13}; d_{33} = d_{22}; d_{34} = d_{12}; d_{42} = d_{31}; d_{43} = d_{21}; d_{44} = d_{11}.$$

Для получения смещений во внутренних точках среды в разрез вводится фиктивная граница $Z_m = H_i$, по обе стороны которой расположены одинаковые по параметрам слои. Компоненты смещений в этом случае определяются формулами

$$U_{p,s}(-H_i) = \theta_{11} [U_{p,s}] + \theta_{12} [W_{p,s}],$$

$$W_{p,s}(-H_i) = \theta_{21} [U_{p,s}] + \theta_{22} [W_{p,s}].$$

$[U_{p,s}]$ и $[W_{p,s}]$ — соответствующие компоненты смещения на свободной поверхности, а θ_{ij} — элементы матрицы $\theta = D_i \dots D_1$.

Коэффициенты отражения от подошвы слоистой пачки при падении волны P или S могут быть выражены в следующем виде:

$$K_{pp} = g_{11}[U_p] + g_{12}[W_p] - 1;$$

$$K_{ps} = g_{41}[U_p] + g_{42}[W_p];$$

$$K_{sp} = g_{11}[U_s] + g_{12}[W_s];$$

$$K_{ss} = g_{41}[U_s] + g_{42}[W_s] - 1.$$

В случае, если задана форма импульса смещения $V(t)$ падающей волны, могут быть рассчитаны сейсмограммы компонент смещений $U_{p,s}(t)$, $W_{p,s}(t)$ в заданном интервале t :

$$U_{p,s}(t) = \frac{1}{\pi} \operatorname{Re} \int_0^{\omega_k} F(\omega)[U_{p,s}](\omega) e^{i\omega t} \delta\omega,$$

$$W_{p,s}(t) = \frac{1}{\pi} \operatorname{Re} \int_0^{\omega_k} F(W_{p,s})(\omega) e^{i\omega t} \delta\omega,$$

где $\delta\omega$ — шаг по частоте при расчете спектральных характеристик; $F(\omega) = \int_{t_0}^{t_0+\tau} V(t) e^{-i\omega t} dt$; t_0 — время вступления; τ — длительность импульса.

Численное преобразование Фурье приходится применять к спектральным функциям, заданным в конечном интервале частот $0 < \omega < \omega_k$ своими значениями в дискретных точках. Выбор ω_k определяется условиями задачи так, чтобы $\max |F(\omega)|_{\omega_k < \omega < \infty} \ll \max |F(\omega)|_{0 < \omega < \omega_k}$. Практически такая частота ω_k всегда существует благодаря ограниченности спектрального состава излучения источника, ограниченности полосы пропускания приемника, наличию поглощения в среде. Интегрирование осуществляется с постоянным шагом $\delta\omega$. Правильный выбор $\delta\omega$ очень важен. Как следует из теории спектральных преобразований дискретно заданных функций, $\delta\omega$ должно подчиняться неравенству $\delta\omega \ll \pi/t_{\max}$, где t_{\max} — момент времени на сейсмограммах, после которого амплитуда колебаний ничтожно мала по сравнению с максимальной. Если это условие не выполнено, т. е. сигнал не описан с достаточной детальностью, то произойдет наложение более поздних участков сейсмограмм на расчетный интервал согласно формуле

$$\tilde{V}(t) = \sum_{z=0}^{\infty} V(t + t_0 + z \Delta t N),$$

где $\tilde{V}(t)$ — истинная сейсмограмма, а $V(t)$ — результат расчета.

На основании описанного выше алгоритма составлена программа расчета спектральных характеристик и нестационарных сейсмограмм колебаний на поверхности и во внутренних точках тонкослоистой поглощающей среды. Программа написана на языке Фортран-IV и может быть использована на ЭВМ.

Нестационарные сейсмограммы рассчитываются с помощью алгоритма быстрого преобразования Фурье (БПФ). Входными данными программы являются параметры модели (V_{Pm} , V_{Sm} , Δ_{Pm} , Δ_{Sm} — на заданной опорной частоте ω_0 , ρ_m , h_m), код падающей волны, диапазон расчетных частот, таблица кажущихся скоростей. Выходные данные варьируются в зависимости от решаемой задачи: спектральные характеристики и акселерограммы на свободной поверхности и во внутренних точках, либо спектральные

характеристики и акселерограммы на свободной поверхности и коэффициенты отражения от слоистой пачки. Спектральные характеристики для заданного угла представляются в виде массива значений их модулей и аргументов для всех расчетных значений частоты внутри заданного интервала.

6.2. АЛГОРИТМ РЕШЕНИЯ ПРЯМОЙ И ОБРАТНОЙ ЗАДАЧ ПРИ ВЕРТИКАЛЬНОМ ПАДЕНИИ ВОЛН НА ПОДОШВУ СЛОИСТОЙ ПАЧКИ

Прямая задача инженерной сейсмологии [104, 215] сформулирована следующим образом: для заданной закономерности движения частиц коренной породы $W_A(t)$ определяется закономерность движения частиц на поверхности земли $W_B(t)$. Модель инженерно-геологических условий представляет собой многослойную грунтовую толщу с горизонтальными границами раздела (рис. 6.1).

В качестве $W_A(t)$ при решении прямой задачи используется осциллограмма (сейсмограмма, велосиграмма или акселерограмма) сейсмического движения скального основания.

Для пояснения последовательности решения прямой задачи сейсмических колебаний грунтовой толщи на рис. 6.1 схематично представлена волновая картина для произвольного момента времени t в рассматриваемой многослойной среде. Здесь приняты следующие обозначения:

$W_j^R(t)$ — значение волновой функции в момент времени t на уровне кровли j -го слоя; V_{sj} — скорость распространения поперечной волны в j -м слое; ρ_j — плотность материала j -го слоя; h_j — мощность j -слоя. Волно-

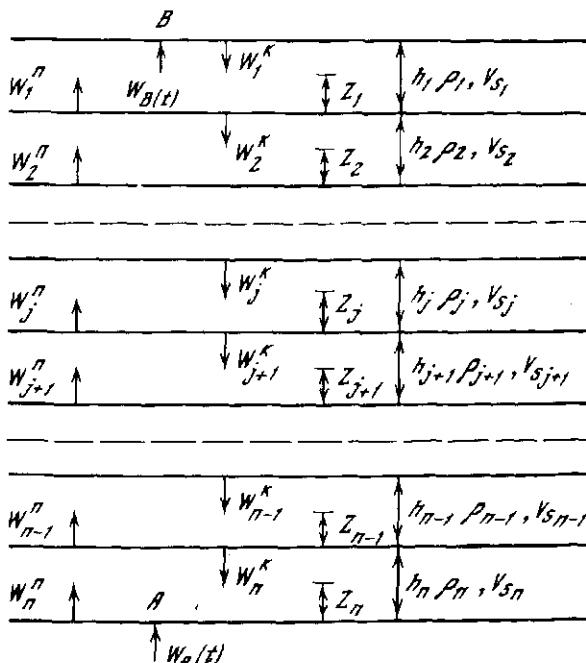


Рис. 6.1. Модель многослойной грунтовой толщи с горизонтальными границами раздела

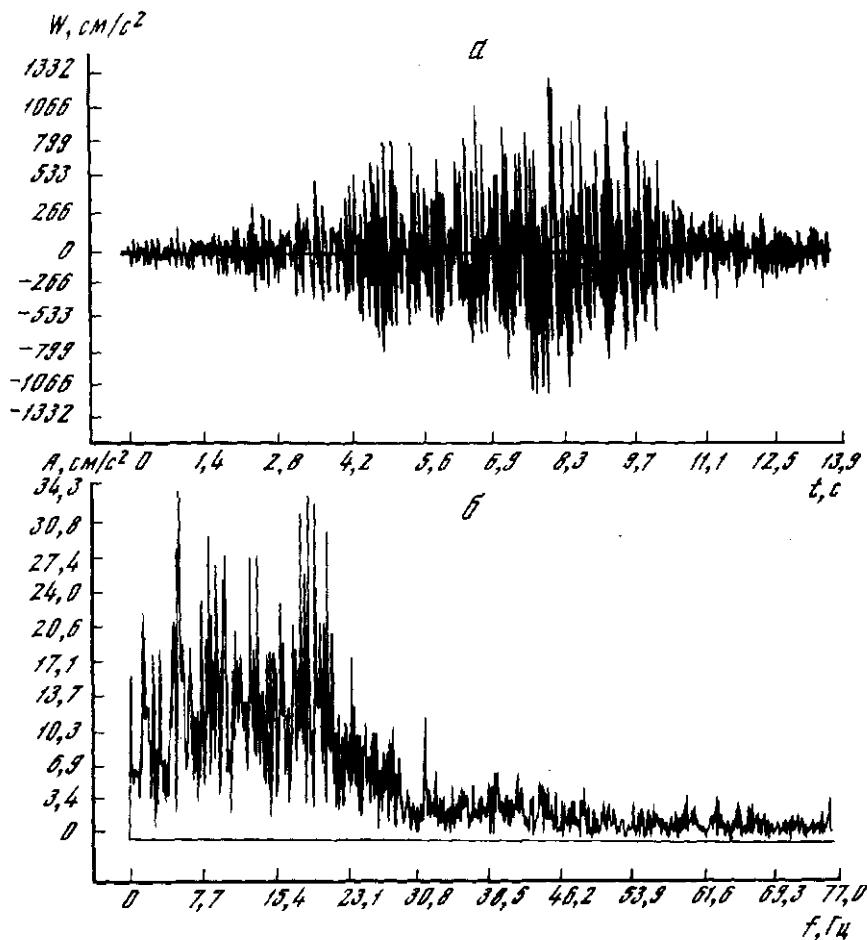


Рис. 6.2. Акселерограмма, записанная в Газли (z-компоненте)
 а — на мягком грунте и б — соответствующий ей амплитудно-частотный спектр
 Фурье; в — для скального основания и г — амплитудно-частотный спектр Фурье

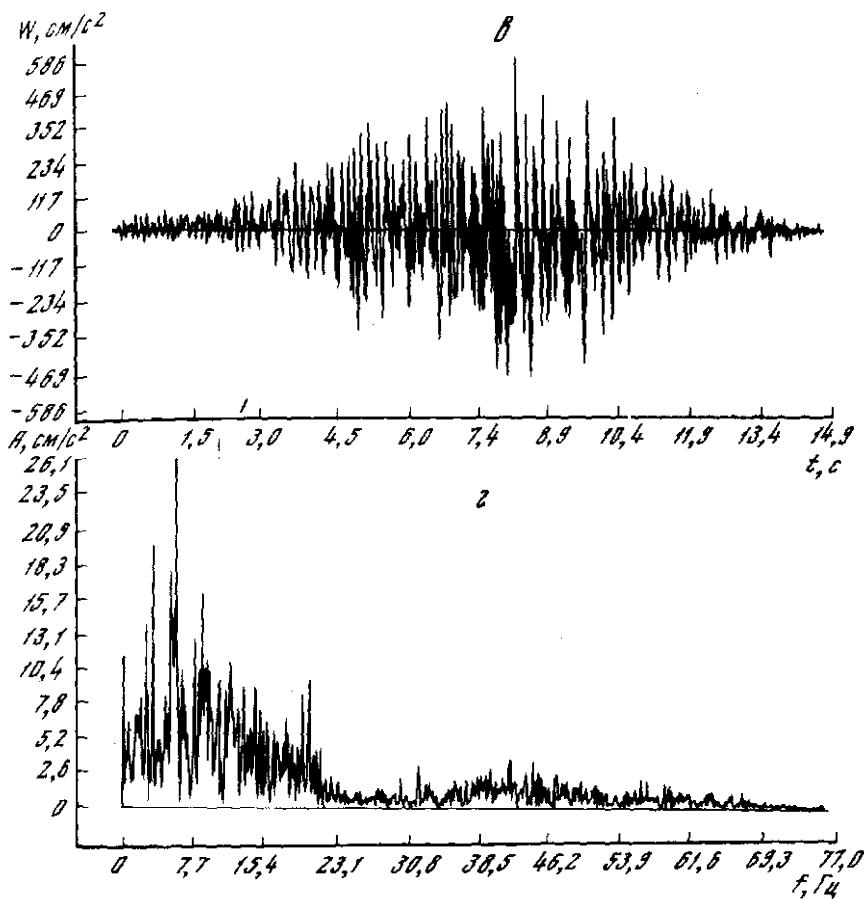
вая функция у кровли j -го слоя в момент времени t определяется следующей рекуррентной зависимостью:

$$W_j^k(t) = \alpha_{j-1} W_{j-1}^k(t - \tau_j) + \beta_j, \quad j = 1, \dots, N, \quad (6.1)$$

где α_{j-1} , j — коэффициент преломления при прохождении волны из слоя $j-1$ в j -й слой; β_j , $j = 1$ — коэффициент отражения волны на границе между слоями $j-1$ и j ; W_{j-1}^k — значение волновой функции в момент времени $t - \tau_{j-1}$ на уровне кровли слоя $j-1$; W_j^k — значение волновой функции в момент времени $t - \tau_j$ на уровне подошвы j -го слоя; τ_j — время пробега волны через j -й слой. Коэффициенты α и β определяются по формулам

$$\alpha_{j-1,j} = 2\rho_i V_{sj}/\rho_{j-1} V_{sj-1} + \rho_i V_{sj},$$

$$\beta_{j,j-1} = V_{sj}\rho_j - V_{sj-1}\rho_{j-1}/V_{sj}\rho_j + V_{sj-1}\rho_{j-1}.$$



В развернутом виде для n слоев зависимость (6.1) представляется так:

$$W_1^K(t) = W_1^N(t - \tau_1),$$

$$W_1^N(t) = \alpha_{2,1} W_2^K(t - \tau_2) + \beta_{1,2} W_1^K(t - \tau_1);$$

$$W_2^K(t) = \alpha_{1,2} W_1^K(t - \tau_1) + \beta_{2,1} W_2^N(t - \tau_2),$$

$$W_2^N(t) = \alpha_{3,2} W_3^K(t - \tau_3) + \beta_{2,3} W_2^K(t - \tau_2);$$

$$W_j^K(t) = \alpha_{j-1,j} W_{j-1}^K(t - \tau_{j-1}) + \beta_{j,j-1} W_j^N(t - \tau_j),$$

$$W_j^N(t) = \alpha_{j+1,j} W_{j+1}^N(t - \tau_{j+1}) + \beta_{j,j+1} W_j^K(t - \tau_j); \quad (6.2)$$

$$W_n^K(t) = \alpha_{n-1,n} W_{n-1}^K(t - \tau_{n-1}) + \beta_{n,n-1} W_n^N(t - \tau_n),$$

$$W_n^N(t) = \alpha_{n+1,n} W_A(t) + \beta_{n,n+1} W_n^K(t - \tau_n).$$

Значение волновой функции на уровне z_j от подошвы j -го слоя определяется выражением:

$$W_j^{zj}(t) = W_j^{\pi} \left(t - \frac{z_j}{V_{sj}} \right) + W_j^{\kappa} \left(t - \frac{n_j - z_j}{V_{sj}} \right).$$

Совокупность таких уравнений, записанных для каждого слоя многослойной грунтовой толщи, дает алгоритм решения прямой задачи инженерной сейсмологии.

Обратная задача [104, 129] расчета сейсмических колебаний многослойной грунтовой толщи включает определение закономерности движения частиц коренной породы $W_A(t)$ при заданной закономерности движения частиц поверхности земли $W_B(t)$ (рис. 6.1).

При решении этой задачи вычисления производятся по следующим формулам:

$$W_1^{\kappa}(t) = 1/2 W_B(t),$$

$$W_1^{\pi}(t) = W_1^{\kappa}(t + \tau_1),$$

$$W_2^{\pi}(t) = \frac{1}{\alpha_{2,1}} [W_1^{\pi}(t + \tau_2) - \beta_{1,2} W_1^{\kappa}(t - \tau_1 + \tau_2)],$$

$$W_2^{\kappa}(t) = \alpha_{1,2} W_1^{\kappa}(t - \tau_1) + \beta_{2,1} W_2^{\pi}(t - \tau_2),$$

$$W_3^{\pi}(t) = \frac{1}{\alpha_{3,2}} [W_2^{\pi}(t + \tau_3) - \beta_{2,3} W_2^{\kappa}(t - \tau_2 + \tau_1)], \quad (6.3)$$

$$W_j^{\kappa}(t) = \alpha_{j-1,j} W_{j-1}^{\kappa}(t - \tau_{j-1}) + \beta_{j,j-1} W_j^{\pi}(t - \tau_j),$$

$$W_{j+1}^{\pi}(t) = \frac{1}{\alpha_{j+1,j}} [W_j^{\pi}(t + \tau_{j+1}) - \beta_{j,j+1} W_j^{\kappa}(t - \tau_j + \tau_{j+1})],$$

$$W_n^{\kappa}(t) = \alpha_{n-1,n} W_{n-1}^{\kappa}(t - \tau_{n-1}) + \beta_{n,n-1} W_n^{\pi}(t - \tau_n),$$

$$W_A(t) = \frac{1}{\alpha_{n+1,n}} [W_n^{\pi}(t) - \beta_{n,n+1} W_n^{\kappa}(t - \tau_n)].$$

Соотношение (6.3) получается некоторым преобразованием (6.2).

Вычислив по приведенным формулам осциллограмму для заданной точки модели грунтовой среды, по той же программе можно вычислить амплитудно-частотный или фазово-частотный спектр этой осциллограммы [45].

Описанный выше вычислительный алгоритм в программе реализуется с использованием двумерного массива A , в котором число строк равно числу слоев, а число столбцов — количеству моментов времени, для которых производится вычисление значений волновой функции. Таким образом, каждый столбец такой матрицы отражает волновую картину в многослойной среде для конкретного момента времени t .

Для оптимального использования оперативной памяти ЭВМ в вычислительной программе используется рекуррентный характер выражений (5.2) и (6.3). Из этих зависимостей видно, что для определения волновой картины в момент времени t необходимо иметь результаты предыдущих

вычислений, начиная от момента времени $t = t_{\max}$, где $t_{\max} = \max(t_1, t_2, t_3, \dots, t_n)$. Следовательно, для вычисления значения волновой функции, соответствующей моменту времени t , необходимо сохранить в матрице A только столбцы, соответствующие этим моментам времени, т.е. достаточно сохранить матрицу A с размерностью $n \times lt$, где n — число слоев.

В качестве примера применения описанного выше алгоритма может быть рассмотрена акселерограмма Газлийского землетрясения от 14 мая 1976 г. Вертикальная компонента (рис. 6.2, а) с ее амплитудно-частотным спектром Фурье (рис. 6.2, б), записанная инструментально на мягком грунте и пересчитанная по изложенной методике на скальном основании, — акселерограмма того же землетрясения (рис. 6.2, в) с ее амплитудно-частотным спектром Фурье (рис. 6.2, г).

6.3. СЕЙСМИЧЕСКАЯ РЕАКЦИЯ ДВУМЕРНО-НЕОДНОРОДНЫХ ПОГЛОЩАЮЩИХ СТРУКТУР

В случае, когда горизонтальная неоднородность среды значительна, ее необходимо учитывать при составлении модели среды. Влияние геологической структуры на характер сейсмических колебаний описывается при помощи импульсной и частотной характеристики структуры. Импульсная характеристика $u(x, z, t)$ определяется как сейсмическое двумерное движение структуры. В двумерной постановке x — горизонтальная координата, z — глубина, t — время. Частотная характеристика структуры определяется при помощи преобразования Фурье $U(x, z, f) = F(U(x, z, t))$, где f — частота. Модуль частотной характеристики $|U(x, z, f)| = A(x, z, f)$ представляет собой амплитуду гармонических колебаний структуры при единичном, независящем от частоты возбуждения $A_0(f) = 1$.

С помощью $U(x, z, t)$, $U(x, z, f)$ легко рассчитывается сейсмическая реакция структуры $S(x, z, t)$ при любой временной зависимости сейсмического возбуждения $V(t)$, если эта зависимость известна (например, из сейсмических измерений на выходе скального фундамента, или из расчетов падающей снизу сейсмической волны). На самом деле, $S(x, z, t) = U(x, z, t) * V(t)$, где $*$ обозначает свертку. На практике расчет обычно осуществляется в частотной области, т.е.

$$S(x, z, t) = F^{-1}(S(x, z, f)) = F^{-1}(U(x, z, f) V(f)); V(f) = F(V(t)).$$

Теоретические расчеты сейсмической реакции среды в этих случаях можно проводить методом конечных разностей, который обладает по сравнению с другими расчетными методами как многими преимуществами, так и многими ограничениями. Ограничения связаны, например, с численной погрешностью метода в зависимости от сеточных шагов Δx , Δz , Δt и других факторов [74, 185].

В задачах сейсмического микрорайонирования, как правило, описанный метод является эффективным, так как размер изучаемых структур не превышает обычно несколько длин волн. В этом случае необходимый объем памяти машины и время расчета не являются слишком большими. Используется явная однородная схема на квадратной сетке. В данной работе из-за экономии памяти машины и расчетного времени расчеты проведены только для волн SH при помощи программы LATER и ANELAS на Фортране. Полный текст программ опубликован в [74], где имеется также подробное описание расчетного метода.

В отличие от стандартных подходов расчет сейсмической реакции в указанных программах осуществляется двумя этапами: а) расчет импульсной характеристики среды $u(x, z, t)$ без учета поглощения; б) расчет частотной

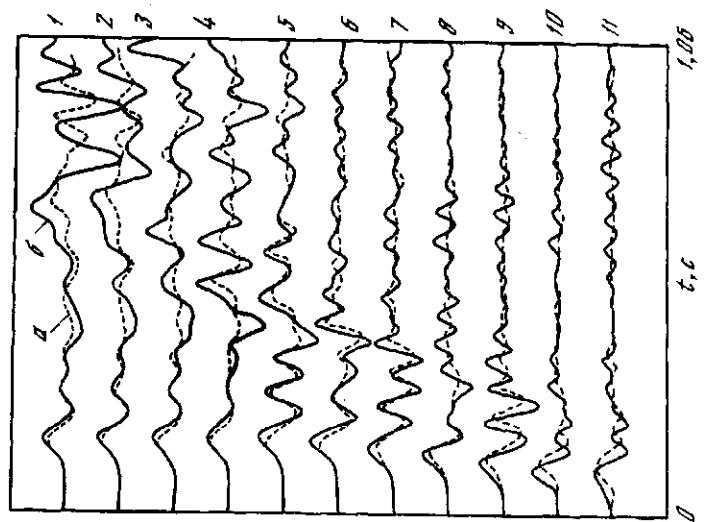


Рис. 6.3. Импульсная характеристика непоглощающей симметричной модели
а — упругое дно; б — жесткое дно

характеристики среды $u(x, z, f)$ с учетом поглощения; затем рассчитывается импульсная характеристика среды и сейсмическая реакция структуры $u(x, z, t); S(x, z, f); S(x, z, t)$.

Метод конечных разностей используется только на первом этапе (программа LATER). Второй этап выполняется при помощи преобразований фурье методом Филюна и БПФ (программа ANELAS). Преимущество этого подхода состоит в том, что функция $r(x, z, t)$ конечно-разностным методом рассчитывается один раз. Кроме того, в дальнейшем импульсная характеристика $r(x, z, t)$ может быть использована для построения $U(x, z, f); S(x, z, f); S(x, z, t)$ при разных величинах и механизмах поглощения и при разных временных функциях возбуждения $V(t)$. На втором этапе может также осуществляться (если необходимо) частотная фильтрация, которая целесообразна именно для устранения из рассчитываемых сейсмограмм высоких частот, точность расчета которых недостаточна.

Недостаток указанного подхода заключается в том, что если его применять для поглощающих сред, то они должны быть ограничены снизу жесткой границей. Между этой границей и земной поверхностью среда должна обладать постоянной скоростью V_s и добротностью Q_s (независящей от координат). В случае, когда поглощением пренебрегается при всех расчетах (этап а и б), т.е. когда $Q = \infty$, нет ограничений типа среды, она может состоять из однородных блоков разной скорости V_s (многоугольники произвольной формы в плоскости x, z), границы которых считаются упругими. В этом случае расчеты можно проверить для падающих снизу плоских волн.

Результаты расчетов в программах LATER и ANELAS, получаются автоматически в виде графиков.

Для оценки численной погрешности метода конечных разностей было проведено сравнение результатов расчета сейсмической реакции с расчетом матричным методом для модели слоистой среды [72]. В этом случае матричный метод является точным. Был подтвержден вывод многих предыдущих работ, что результата с относительной ошибкой до нескольких процентов можно достичь при определенном Δx (достаточно малом с точки зрения геометрической формы структуры) в частотном диапазоне $0 < f < V_{\min}/12\Delta x$.

Притом Δt должно удовлетворять условию устойчивости $\Delta t \leq 0,9 \Delta x/V_{\max} \sqrt{2}$. Здесь V_{\min}, V_{\max} обозначают соответственно минимальную и максимальную скорость распространения поперечных волн в модели.

Важно установить, насколько результаты расчетов сейсмической реакции двумерных структур зависят от того, что движение задается колебанием жесткого либо упругого дна. Первый вид возбуждения часто употребляется при расчетах методом конечных разностей, так как он существенно уменьшает требования к памяти машины и расчетному времени по сравнению с более реальным вторым случаем, когда движение возбуждается падающей снизу плоской волной.

В качестве модельной задачи была изучена импульсная характеристика непоглощающей двумерной симметричной структуры при обоих видах возбуждения (рис. 6.3). Случай а соответствует возбуждению структуры плоской волной, падающей снизу на упругое дно. Случай б соответствует возбуждению структуры синхронно заданным движением жесткого дна. Приемники 1-11 расположены на дневной поверхности. В обоих случаях расчет выполнялся для волн SH методом конечных разностей.

Расчет показывает, что в первом случае происходит существенное увеличение амплитуд сейсмограмм по сравнению с более реальным вторым

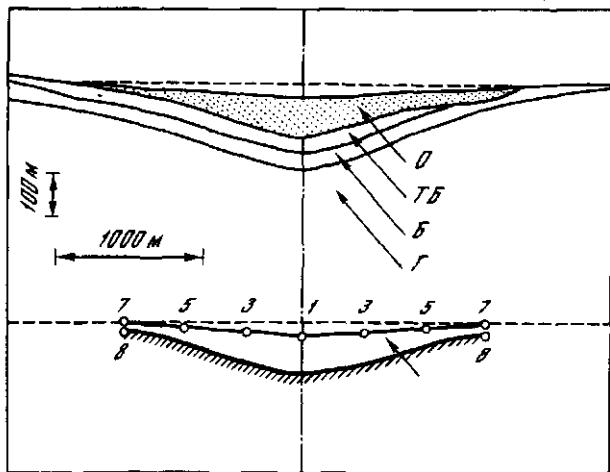


Рис. 6.4. Геологический разрез и расчетная модель осадочного бассейна Берцдорф (ГДР)
 0 – осадки; ТБ – базальтовый туф; Б – базальт; Г – гранодиорит; 1–8 – точки наблюдений

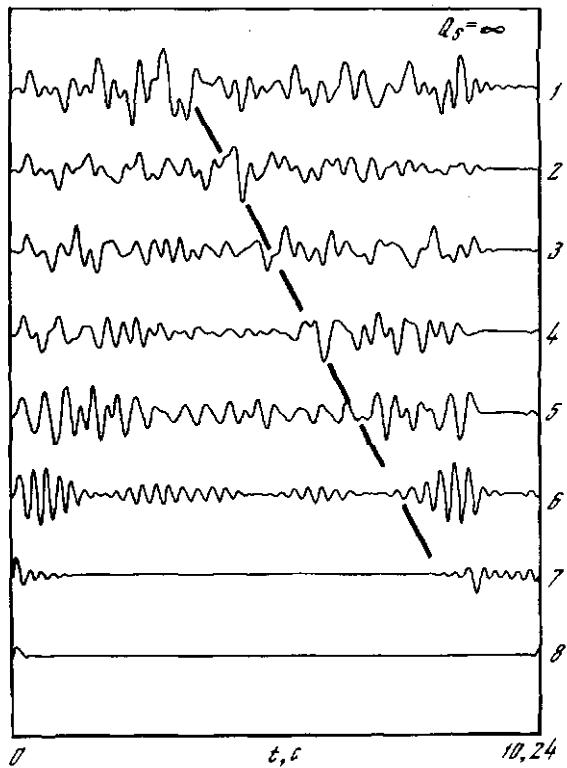


Рис. 6.5. Импульсная характеристика осадочного бассейна Берцдорф (ГДР) без учета поглощения
 Линия обозначает горизонтальную волну, распространяющуюся слева

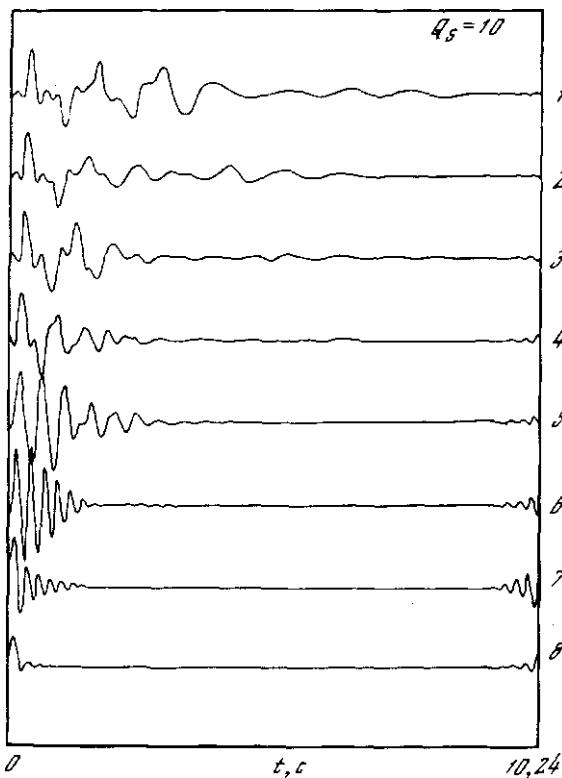
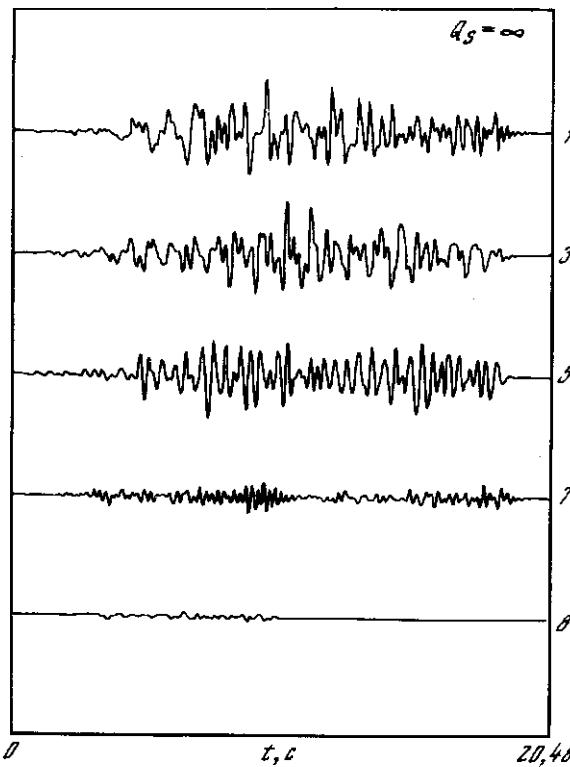


Рис. 6.6. Импульсная характеристика осадочного бассейна с учетом поглощения

случаем; заметен также фазовый сдвиг сейсмограмм *а* и *б*. Эти эффекты наиболее четко выражены в точках 1 и 2, т.е. в центральной части симметричной структуры. Заметим, что эффекты жесткого дна проявляются именно в последующих вступлениях. Отсюда следует, что поглощение приводило бы к существенному уменьшению указанных нежелательных эффектов.

Таким образом, приходим к выводу, что все расчетные результаты, полученные в предположении жесткого дна и малого поглощения, следует рассматривать с осторожностью. На этот факт обращалось уже внимание ранее [72]. Для проведения конечно-разностных расчетов с учетом упругого дна и подстилающей среды выгодно пользоваться специальным условием на границах расчетной области [74].

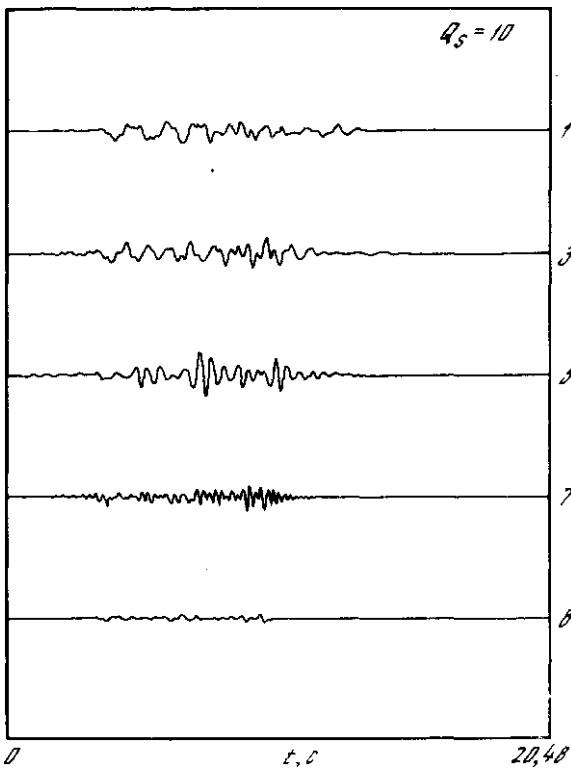
Влияние горизонтальной неоднородности среды с учетом ее двумерного характера было изучено на примере осадочного бассейна Берцдорф (модель была составлена по данным, любезно предоставленным Г. Гринталом, ГДР). Геологический разрез структуры дается в верхней части рис. 6.4. Скорости поперечных волн в осадках 200–400 м/с, в базальтовых туфах 1700 м/с, в базальтах 3400 м/с и в гранодиоритах 3200 м/с. Расчетная модель среды показана в нижней части рис. 6.4. Модель симметрична, граница слоев 0 и ТБ считается жестким дном, сейсмическое движение которого задается. Точки наблюдения 1–7 расположены на дневной поверхности, точка 8 – на дне.



Р и с. 6.7. Сейсмическая реакция осадочного бассейна при возбуждении дна в виде реальной сейсмограммы (трасса 8); поглощение не учитывается

Сейсмическая реакция структуры для волн SH была рассчитана методом конечных разностей. Для этого использовалась квадратная сетка $\Delta x = \Delta z = 10$ м, $\Delta t = 0,01$ с. Импульсная характеристика среды $r(x, z, t)$, рассчитанная без учета поглощения для точек 1–8, показана на рис. 6.5. Сейсмограммы фильтрованы. Устраниены волны с частотой $f > 5$ Гц, точность расчета которых недостаточна. Эти импульсные характеристики можно считать типичным примером волнового поля двумерного симметричного бассейна. Импульс смещения, приложенный синхронно вдоль всего дна осадочной структуры, возбуждает поле многократных отражений между дном и дневной поверхностью. Из-за наклона дна и поверхности земли формируются интерференционные волны, распространяющиеся почти в горизонтальном направлении, — так называемые горизонтальные волны. В центральной части поверхности непоглощающих симметричных структур складываются горизонтальные волны, распространяющиеся справа и слева, образуя, таким образом, существенное усиление колебаний. Заметим, что на сейсмограммах горизонтальные волны проявляются не в первых, а в последующих вступлениях; длина пробега этих волн большая по сравнению с первыми вступлениями, сформированными волнами приблизительно вертикального направления. Другие примеры горизонтальных волн рассматривались в работе [73].

Сравнительно большая длина пробега горизонтальных волн приводит к



Р и с. 6.8. Сейсмическая реакция осадочного бассейна при возбуждении дна в виде реальной сейсмограммы (трасса 8) поглощение не учитывается

их сильному затуханию в поглощающей среде. На рис. 6.6 показана импульсная характеристика $U(x, z, t) = F^{-1}(U(x, z, f))$, рассчитанная при $Q_s(f^*) = 10$, $f^* = 1$ Гц. Аналогично рис. 6.5 колебания в конце трасс 1–8 соответствуют временам $t < 0$, как обычно при использовании БПФ. Относительно большое затухание горизонтальных волн (которые, несомненно, представляют собой один из важнейших эффектов двумерной неоднородности) приводит к тому, что в поглощающей среде волновые эффекты двумерной неоднородности среды выражены намного меньше, чем в среде непоглощающей. Практически это означает, что во многих случаях можно с достаточной точностью рассчитывать сейсмическую реакцию двумерных поглощающих структур в локально-одномерном приближении, т.е. при помощи матричного метода.

Приведенные выводы относятся не только к импульсной характеристике среды. На рис. 6.7 и 6.8 приводится сейсмическая реакция $S(x, z, t)$ для случая возбуждения дна в виде реальной сейсмограммы $V(t)$ (длиной 10 с). Если при $Q_s = \infty$, т.е. при отсутствии поглощения (рис. 6.7), имеется выразительное усиление максимальных амплитуд колебаний в точке 1 относительно точки 7, то в случае $Q_s = 10$ (рис. 6.3) максимальные амплитуды в точках 1 и 7 сравнимы между собой. Наблюдается только разница в преобладающих частотах колебаний (более низкие частоты в центральной части бассейна — точка 1, более высокие на его периферии — точка 7).

Преобладающие частоты, обусловленные прежде всего локальной мощностью осадков, меньше изменяются (снижаются) вследствие поглощения, чем амплитуды. Подобные эффекты были найдены также в [155, 232].

Существенная зависимость волновых полей от величины поглощения означает, что для расчетов при сейсмическом микрорайонировании нужно иметь хорошие данные (измерения) о добротности Q_p , Q_s геологических структур. С другой стороны, как показано в [232], сейсмическая реакция мало зависит от того, рассчитывается ли она в предположении причинного поглощения или (определенным способом подобранного) непричинного поглощения. Этот факт связан с небольшими по сравнению с длиной волны размерами структур.

Аналогичные результаты были получены также при анализе сейсмической реакции других двумерно-неоднородных структур, например земляной насыпи [232].

6.4. ФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ МОДЕЛИ

Для обеспечения достаточной точности и надежности расчетов по приведенным в разделах 6.1–6.3 программам необходимо хорошо знать параметры реальной среды, используемые для составления теоретических моделей: скорости продольных и поперечных волн в среде V_p , V_s , мощность слоев h , плотность ρ и декременты поглощения (добротности) продольных и поперечных волн Δ_p , Δ_s . Чаще всего известны лишь скорости волн и мощности слоев, получаемые из стандартных сейсморазведочных наблюдений. Наименее изученными остаются поглощающие свойства среды. Выбор декрементов поглощения при составлении теоретической модели затруднен тем обстоятельством, что одной и той же величине V_p/V_s соответствует широкий набор величин Δ_p/Δ_s и наоборот.

Обычно выбор параметров модели в той или иной степени обсуждается в каждой работе, в которой используются расчетные методы [155]. Однако реальные среды очень разнообразны, разброс параметров велик, а точность их определения низка. К тому же оценить теоретически влияние точности определения параметров на результаты расчетов в настоящее время не представляется возможным. Поэтому в большинстве случаев составляется несколько вариантов моделей. Задаются возможные крайние и промежуточные значения параметров и сравниваются результаты расчетов.

Ниже на нескольких простых примерах рассмотрено, как меняется характер спектральных характеристик с изменением скоростей поперечных волн в среде, мощности низкоскоростного приповерхностного слоя, а также оценивается влияние поглощения в среде. Кроме того, проведено сопоставление колебаний на свободной поверхности и во внутренних точках среды и изменение характера колебаний с глубиной.

Приведенные результаты могут быть отнесены к средам со слабым приповерхностным рельефом и приближенно-горизонтальными границами раздела. При составлении исследуемых моделей М-1 и М-2 для теоретических расчетов задавались параметры V_p , ρ , h и n (число слоев) двух реальных разрезов Восточной Сибири [188]. Параметры V_s ; Δ_p ; Δ_s варьировались (табл. 6.1 и рис. 6.9). Модели М-1 и М-2 и их вариации различались лишь мощностью приповерхностного слоя, остальные параметры совпадали. Вычисления производились в диапазоне частот от 0 до 25 Гц, шаг по частоте равнялся 0,1 Гц. Все диссипативные и скоростные параметры задавались на опорной частоте, равной 2 Гц.

Результат расчетов, показанный на рис. 6.9, позволяет оценить как эф-

Таблица 6.1
Параметры расчетной модели

№ слоя	Основные модели а (см. рис. 6.9)							Вариации		
	h, км		V_p , км/с	V_s , км/с	ρ	Δp	Δs	V_s , км/с		
	M-1	M-2						б	в	г
1	0,004	0,025	0,38	0,19	1,81	0,175	0,35	0,08	0,19	0,19
2	0,015	0,015	2,5	0,89	2,14	0,04	0,04	0,89	0,5	0,89
3	0,5	0,5	3,7	1,7	2,5	0,08	0,08	1,7	1,7	0,74
4			6,1	3,5	2,7			3,5	3,5	3,5

Таблица 6.2
Периоды осцилляций колебаний для расчетных моделей

Модель	Время пробега, с			Периоды осцилляций, Гц		
	t_1 в первом слое	t_2 в двух слоях	t_3 в трех слоях	T_1	T_2	T_3
M-1, а	0,021	0,038	0,332	23,8	13,5	1,51
M-1, б	0,05	0,068	0,362	10	7,4	1,38
M-1, в	0,021	0,051	0,345	23,8	9,8	1,45
M-1, г	0,021	0,038	0,714	23,8	13,5	0,7
M-2, а	0,132	0,149	0,443	3,8	3,36	1,13
M-2, б	0,31	0,33	0,624	1,6	1,52	0,8
M-2, в	0,132	0,162	0,456	3,8	3,08	1,09
M-2, г	0,132	0,149	0,825	3,8	3,36	0,61

фект изменения скоростей поперечных волн в отдельных слоях, так и влияние мощности приповерхностного слоя. Видно, что для всех рассмотренных моделей спектральные характеристики являются осциллирующими функциями. Эти осцилляции связаны с существованием в модели, помимо прямой поперечной волны SV , серии кратных отражений волн SV , распространяющихся в самом верхнем слое, верхних слоях и во всей тонкослоистой пачке. Наиболее длиннопериодная осцилляция связана с существованием кратных поперечных волн в самом верхнем осадочном слое, самая короткопериодная — с кратными волнами во всей слоистой пачке. В табл. 6.2 приведены основные периоды осцилляций спектральных характеристик (измеряемые в Гц), которые должны существовать для моделей, показанных на рис. 6.9, и наложение которых создает общий вид спектральной характеристики. Видно, что в модели M-1, а основную роль играют кратные зоны, возникающие в самом верхнем слое (лик спектральной характеристики на частоте 10,2 Гц). Осцилляции с периодом 13,5 Гц никак не проявляются на спектральной характеристике, а осцилляции с периодом 1,5 Гц, связанные с многократными волнами во всей толще, хотя и отчетливо видны, имеют слабый размах колебаний и по-видимому не могут создавать резонансных явлений. В модели M-2, а наблюдаются четкие осцилляции больших амплитуд только с периодом $\sim 3,5$ Гц, образовавшиеся в результате интерференции кратных поперечных волн в верхних слоях (сложение осцилляций с близкими периодами 3,8 и 3,36 Гц).

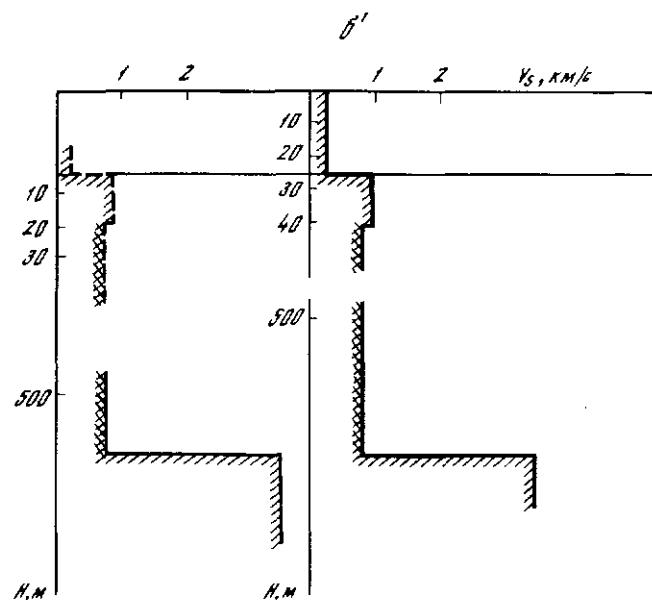
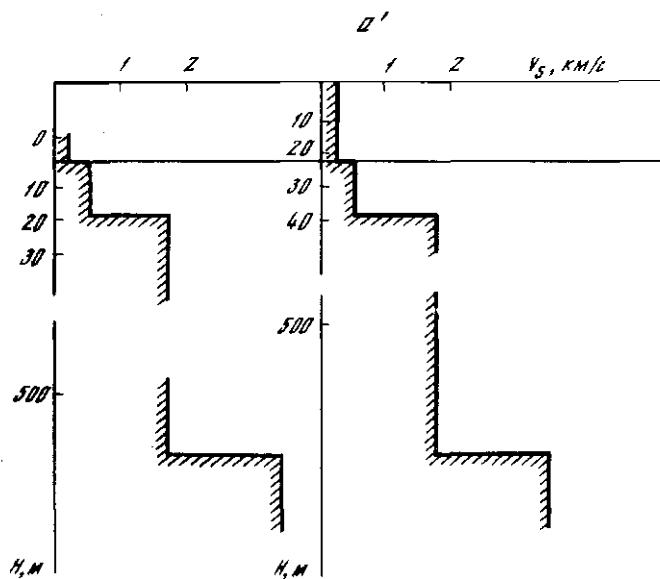
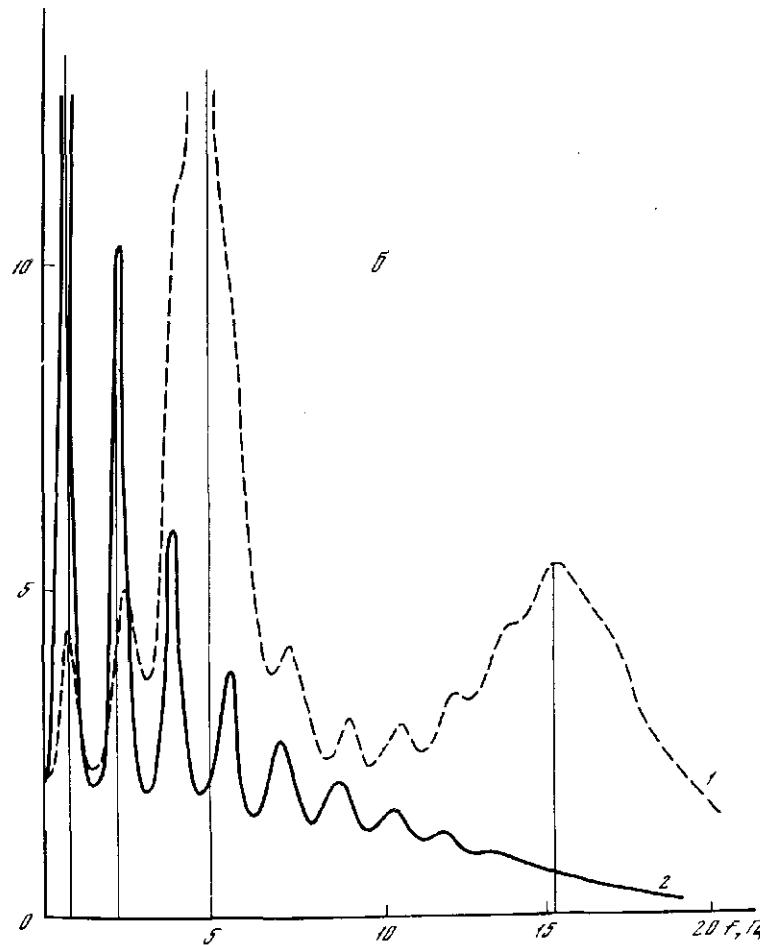
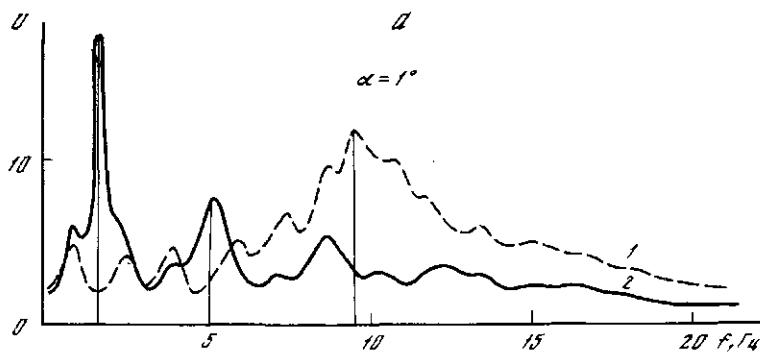
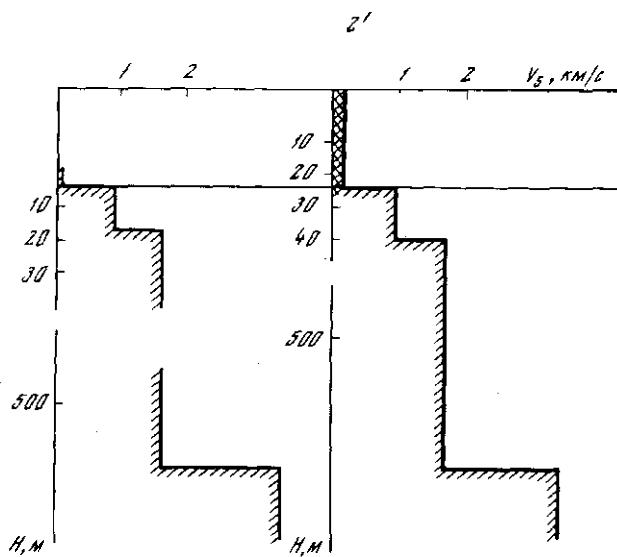
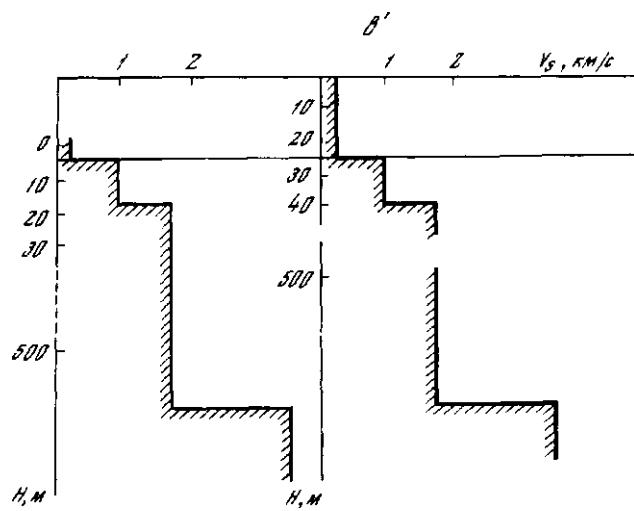
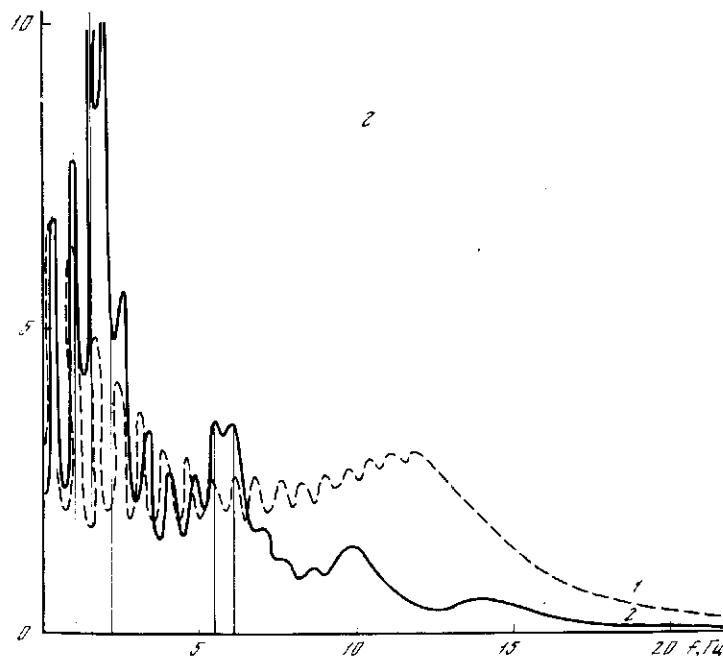
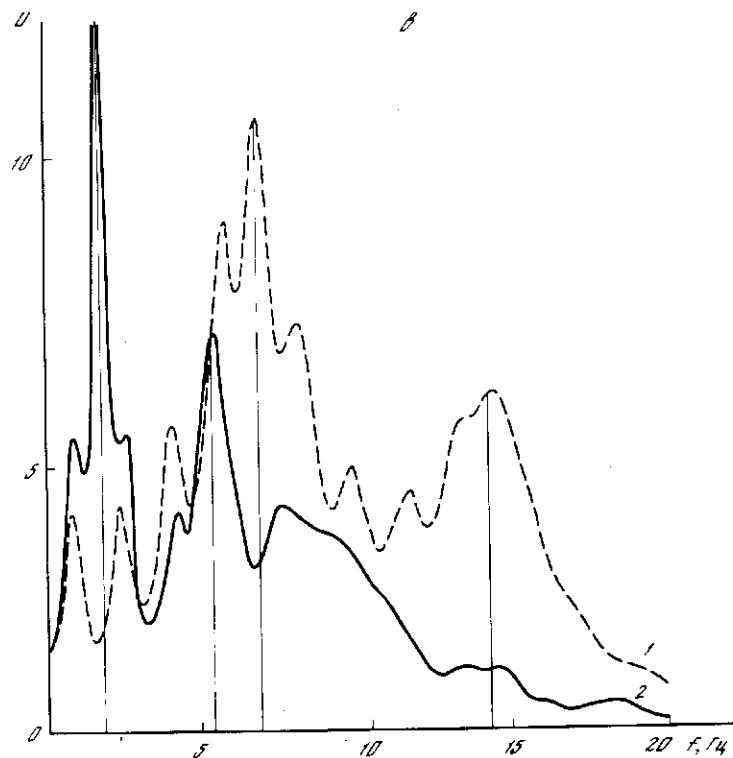


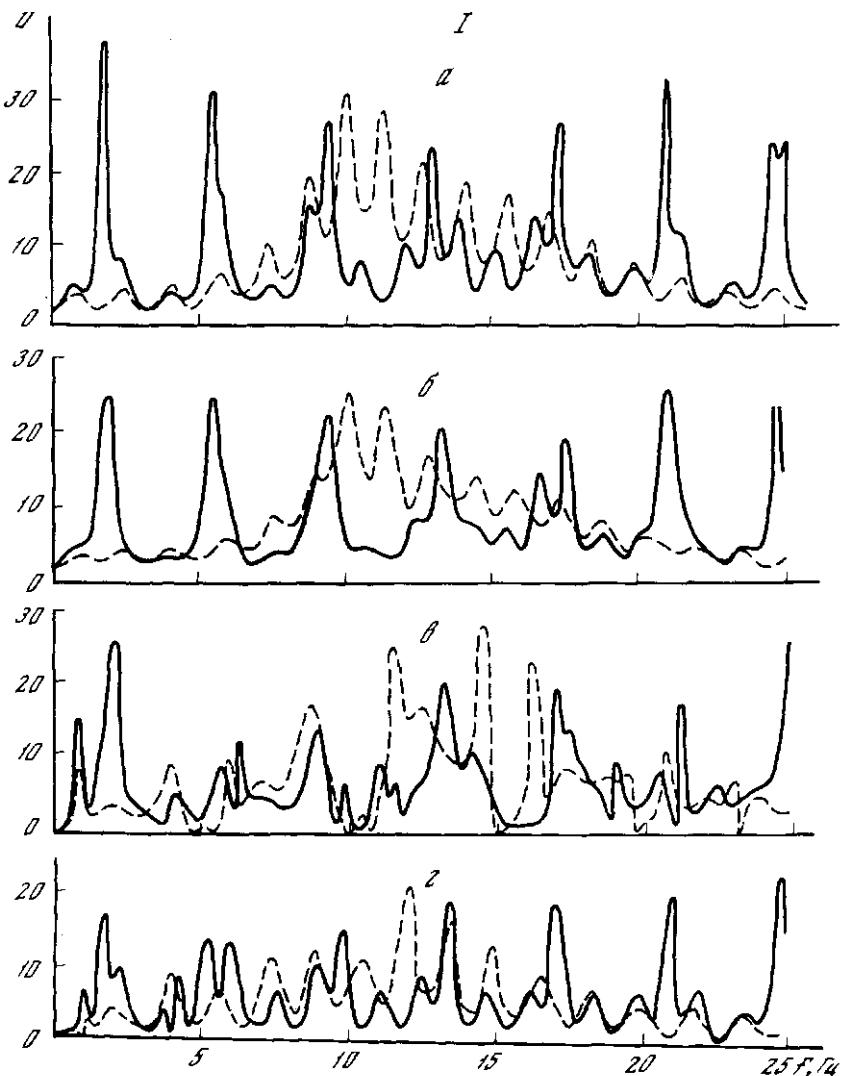
Рис. 6.9. Скоростные разрезы V_s для моделей М-1; М-2 (а'-е') на свободной поверхности и спектральные характеристики горизонтальной компоненты смещений (а-2) для соответствующих неупругих моделей





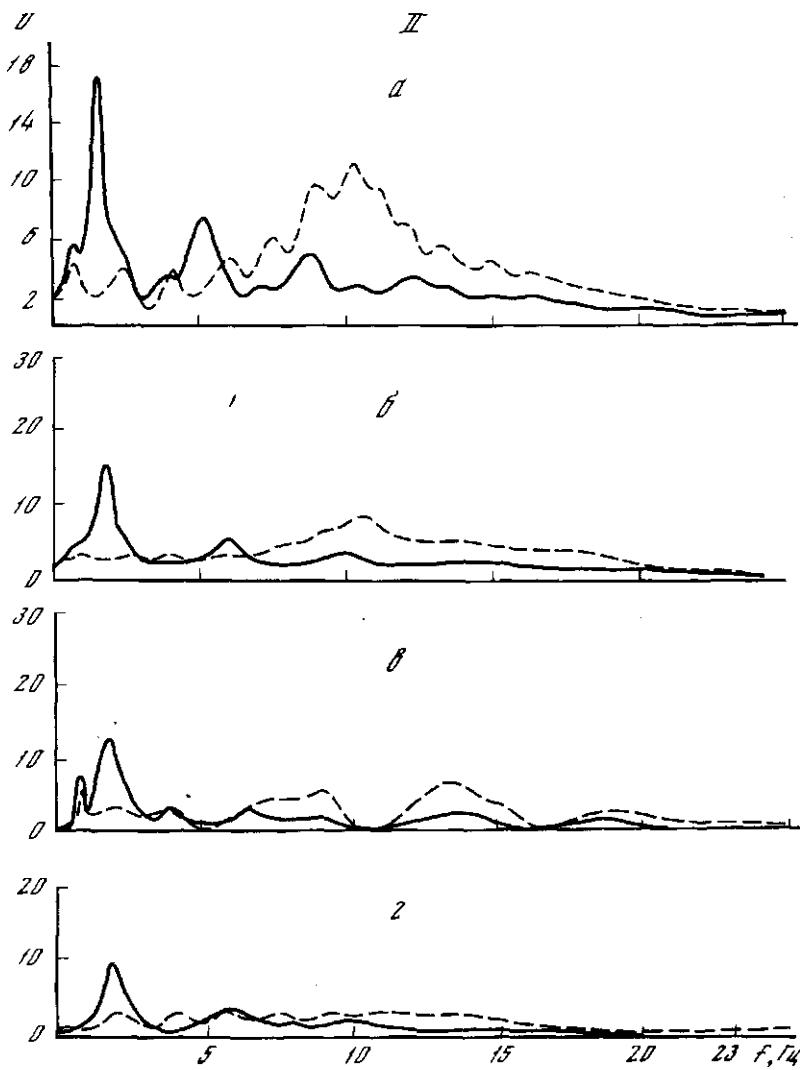
Р и с. 6.9 (окончание)





Р и с. 6.10. Спектральные характеристики горизонтальной компоненты смещений для идеально упругих моделей (а) и моделей с поглощением (б). Для моделей М-1 – пунктирная и М-2 – сплошная линии. Волна *SV* падает под углом 1° (а), 23° (б), 44° (в) и 71° (г).

На спектральной характеристике модели М-1, б наиболее отчетливы осцилляции с периодом 10 Гц, связанные с кратными волнами *SV* в самом верхнем слое. Хорошо прослеживаются также осцилляции с периодом, 1,4 Гц. Выделить осцилляции с периодом 7,4 Гц на кривых не удается. На спектральной характеристике модели М-2, б можно четко различить только один период осцилляций, равный 1,6 Гц. Четкость колебаний и высокий уровень максимальных амплитуд вызваны, очевидно, сложением осцилляций с весьма близкими периодами 1,6 и 1,52 Гц.



В модели M-1, в основную роль играют кратные волны SV , связанные с двумя верхними слоями, однако интерференция их с волнами в самом верхнем слое вносит искажения, несколько уменьшая период осцилляций. Для модели M-2, в основной период осцилляций ~ 3.5 Гц также связан с многократными волнами в верхних двух слоях. Осцилляции с периодом 1,1 с (волны во всей слоистой толще) лишь слегка осложняют характер колебаний.

Наконец, в моделях M-1,2 и M-2,2 основную роль играют кратные волны в верхних двух слоях, однако слабые осцилляции, связанные с кратными волнами SV во всей осадочной толще, также отчетливо видны на спектральных характеристиках.

Таким образом, изменение скоростей поперечных волн в разрезе приводит к существенному изменению вида спектральных характеристик: меняются резонансные частоты и амплитуды максимумов. Поэтому особенно важно знать как можно точнее скорость поперечных волн в верхних низкочастотных слоях, так как основные, наиболее высокие пики на спектральных характеристиках связаны с распространением кратных волн именно в этих слоях. Мы выше показали, что тонкий поверхностный слой (модель М-1) создает колебания большой амплитуды и сдвигает резонансные частоты в высокочастотную область (см. табл. 6.2 и рис. 6.9). Объяснение этому находится из рассмотрения волновой картины.

Теоретические модели подобраны так, что прямая волна SV , распространяющаяся в слоистой толще, достигает подошвы рыхлого слоя в обоих случаях с одинаковой амплитудой и фазовой задержкой. При распространении в верхнем поглощающем слое происходит ее ослабление, которое будет тем больше, чем мощнее слой. То же происходит и со всеми кратными волнами, часть пути которых лежит в верхнем слое. Однако в области низких частот существует интервал, где интенсивность колебаний в модели М-2 существенно больше, чем в модели М-1. Это объясняется большими периодами осцилляции в моделях с тонким поверхностным слоем, что приводит к сдвигу резонансных пиков на более высокие частоты.

Для оценки влияния поглощения на характер колебаний на свободной поверхности слоистой толщи рассмотрим спектральные характеристики и акселерограммы, полученные для двух основных поглощающих моделей М-1 и М-2 их идеально упругих вариантов (рис. 6.10 и 6.11) для различных углов падения. При сопоставлении результатов можно видеть, что поглощение сильно сглаживает спектральные характеристики: число пиков уменьшается, амплитуды их убывают с ростом частоты, а начиная с некоторого ее значения, функция совсем не имеет осцилляций и плавно стремится к нулю. Однако до 5 Гц острые пики сохраняются и на спектральных характеристиках для поглощающих моделей, т.е. на этих частотах возможны резонансные явления и при наличии поглощения в грунтах. Причиной сильного упрощения формы спектральных характеристик в моделях с поглощением является резкое ослабление многократных волн в слоях и быстрая потеря высокочастотных составляющих колебаний.

На рис. 6.11 приведены акселерограммы для углов $\alpha = 1$ и 71° , рассчитанные для падающего теоретического импульса Берлаге с периодом $T = 0,3$ с. Эти акселерограммы позволяют сделать следующие выводы:

- 1) все зарегистрированные на свободной поверхности слоистой толщи колебания продолжительнее и интенсивнее, чем падающий импульс;
- 2) колебания в идеально-упругих моделях существенно длиннее, чем в поглощающих;
- 3) с увеличением угла падения длительность колебаний возрастает;
- 4) форма прямой волны на записи близка к форме падающего импульса при малых углах падения, но заметно отличается при больших.

В связи с тем, что основная часть спектра падающего импульса расположена в диапазоне частот от 1 до 5 Гц, где на спектральной характеристике модели М-2 имеется острый пик, акселерограммы для модели с мощным низкочастотным слоем интенсивнее и протяженнее, чем акселерограммы для модели с тонким слоем.

Поскольку декременты поглощения в слоях определяются, как правило, с малой точностью, интересно оценить, как сказывается изменение поглощения в отдельных слоях на форму и уровень спектральных характеристик. Пример такого сравнения для модели М-1 показан на рис. 6.12. Изменение декрементов поглощения поперечных волн Δ_s приведено в

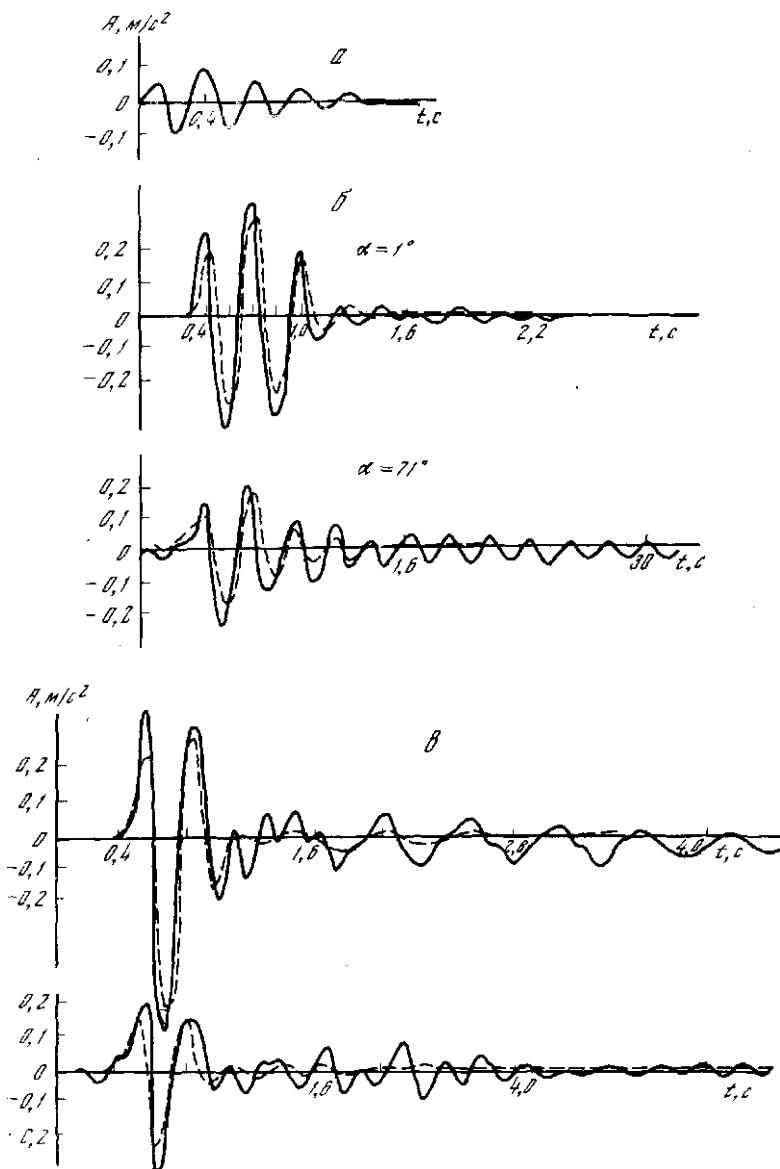
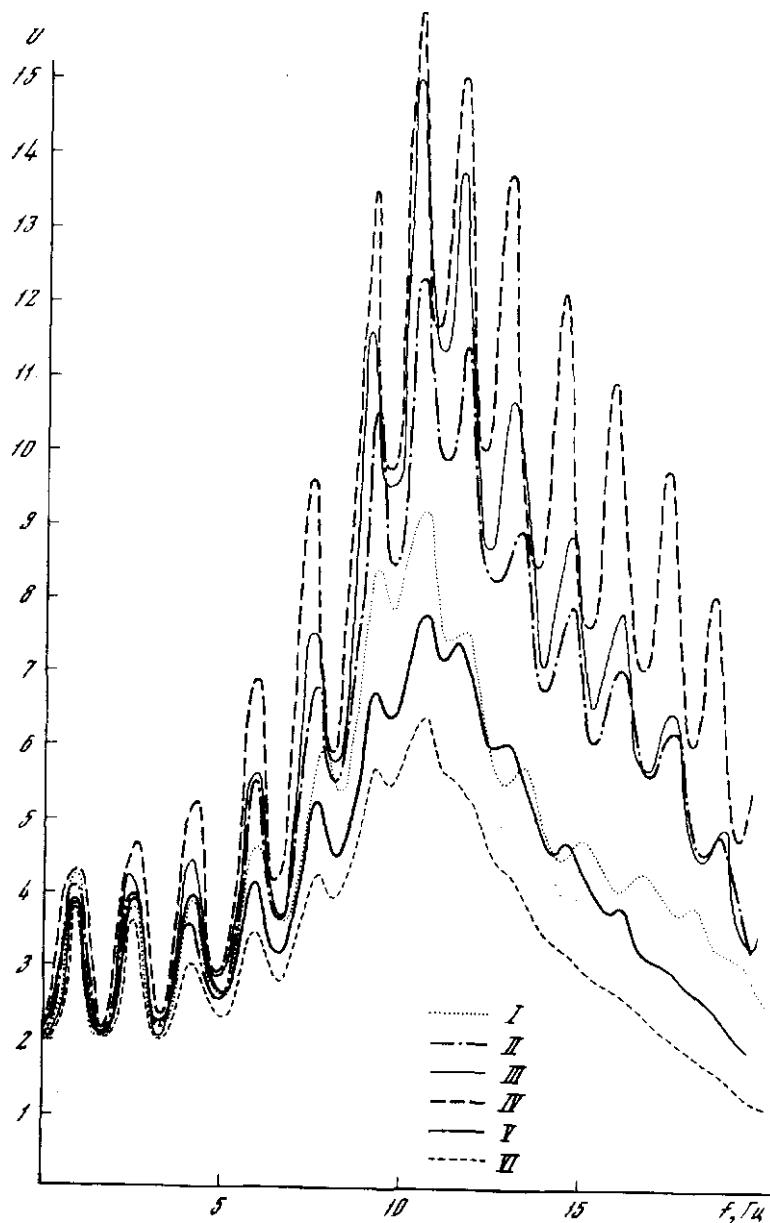


Рис. 6.11. Расчетные аксеперограммы горизонтальной компоненты смещений при падении на подошву рыхлой толщи импульса Берлаге $T = 0,3$ с (а)
Для упругой модели (1) и с поглощением (2); б — М-1; в — М-2. Значения углов
указаны на рис. 6.10



Р и с. 6.12. Спектральные характеристики горизонтальной компоненты смещений для моделей с различным поглощением I—VI соответствуют табл. 6.3

Таблица 6.3
Вариации Δ_x в модели М-1

Номер слоя	I	II	III	IV	V	VI
1	0,35	0,35	0,175	0,35	0,35	0,35
2	0,13	0,04	0,13	0,13	0,35	0,19
3	0,16	0,08	0,16	0,01	0,16	0,24

табл. 6.3. Декременты поглощения продольных волн оставались неизменными и соответствовали основной модели М-1,а (табл. 6.1).

Анализ рис. 6.12 показывает, что хотя поглощение сильно влияет на амплитуды пиков спектральных характеристик, оно практически не сдвигает положение этих пиков по оси частот. Поэтому при отсутствии непосредственных данных о поглощении в разрезе, введение некоторых величин декрементов поглощения позволит с достаточной степенью надежности определить положение основных пиков на оси частот и общую форму спектральных характеристик, но может сильно искажить значения амплитуд колебаний.

Рассмотрим теперь на примере тех же моделей М-1 и М-2, как меняется характер горизонтальных колебаний на разных глубинах. На рис. 6.13 и 6.14 приведены спектральные характеристики для угла падения $\alpha = 1^\circ$, полученные для глубин, отмеченных стрелками на скоростном разрезе, приведенном на этих же рисунках. Как следовало ожидать, из-за различных условий интерференции кратных волн на разных глубинах вид спектральных характеристик в некоторых случаях сильно различается. Такие различия для модели М-1 отчетливо видны, начиная с частоты ~ 6 Гц, для модели М-2 — с частоты ~ 2 Гц. При увеличении глубины уменьшается средний уровень спектральных характеристик, изменяются значения резонансных частот, почти исчезают высокочастотные осцилляции. На акселерограммах для модели М-1 уже описанного импульса Берлаге эти различия практически никак не проявляются, так как в области до 5 Гц колебания на всех глубинах очень похожи. Акселерограммы для модели М-2 различаются существенно больше как по длительности, так и по частотному составу, так как заметные различия в спектральных характеристиках для этой модели существуют и в области частот до 5 Гц. Отметим, что даже при больших заглублениях ($h = 4$ м) интенсивность колебания резко падает по сравнению со свободной поверхностью.

Таким образом, проведенный анализ продемонстрировал сильную зависимость вида спектральных характеристик и акселерограмм от скоростных и диссипативных параметров самой верхней части разреза. Отсюда следует, что при изучении резонансных свойств слоистых слабопоглощающих грунтов под воздействием глубинных сейсмических волн необходимо располагать детальными сведениями о скоростях поперечных волн и декрементах поглощения на каждой исследуемой площади.

6.5. СГЛАЖИВАНИЕ СПЕКТРОВ ФУРЬЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ

Анализ и непосредственное использование спектров Фурье регистрируемых сейсмических сигналов затруднены из-за наличия в них устойчивых высокочастотных биений. В связи с этим в ряде случаев при обработке экспериментальных данных возникает необходимость получения сглаженных спектров Фурье.

Существующие методы сглаживания не являются достаточно эффектив-

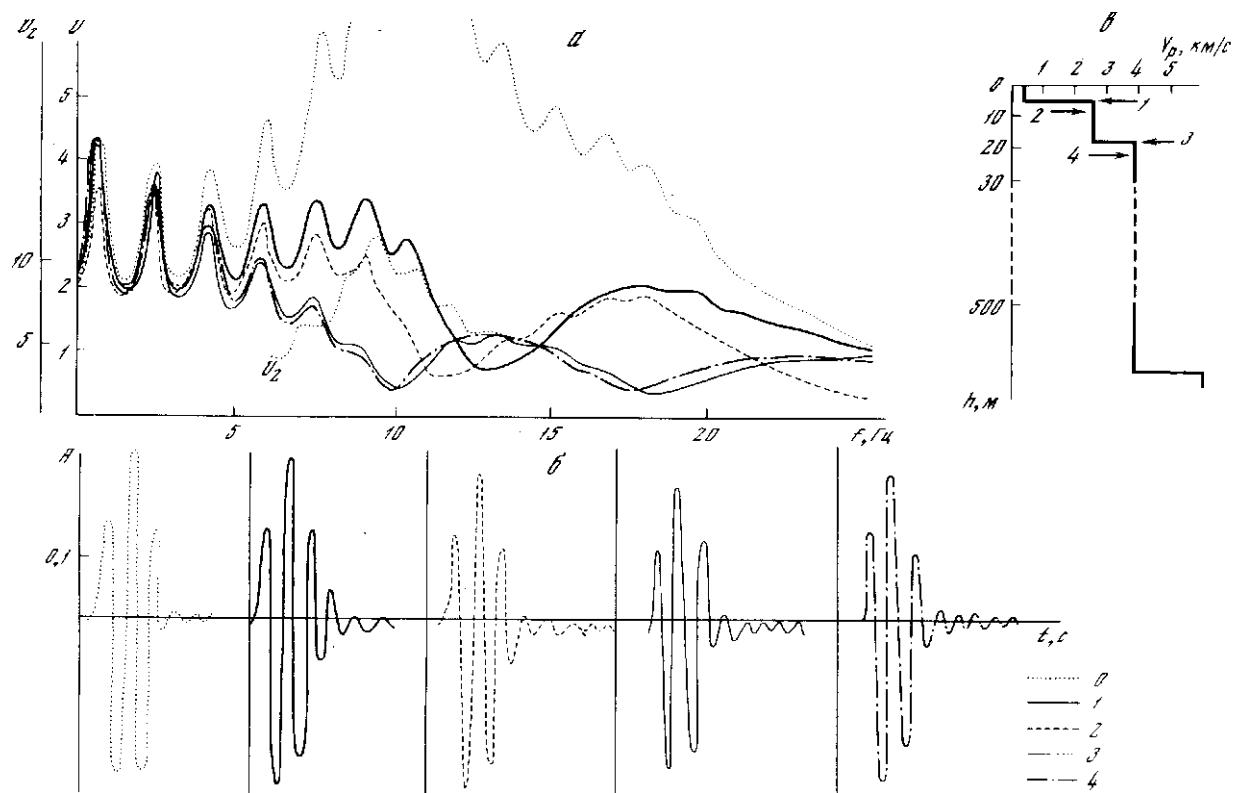


Рис. 6.13. Спектральные характеристики (а) и расчетные акселерограммы (б) для модели М-1 ($\alpha=1^\circ$) на свободной поверхности (0) и во внутренних точках среды: $h=4$ м (1), $h=8$ м (2), $h=19$ м (3), $h=23$ м (4); и графики зависимости $V_p(h)$ (в)

10. Зак. 1667

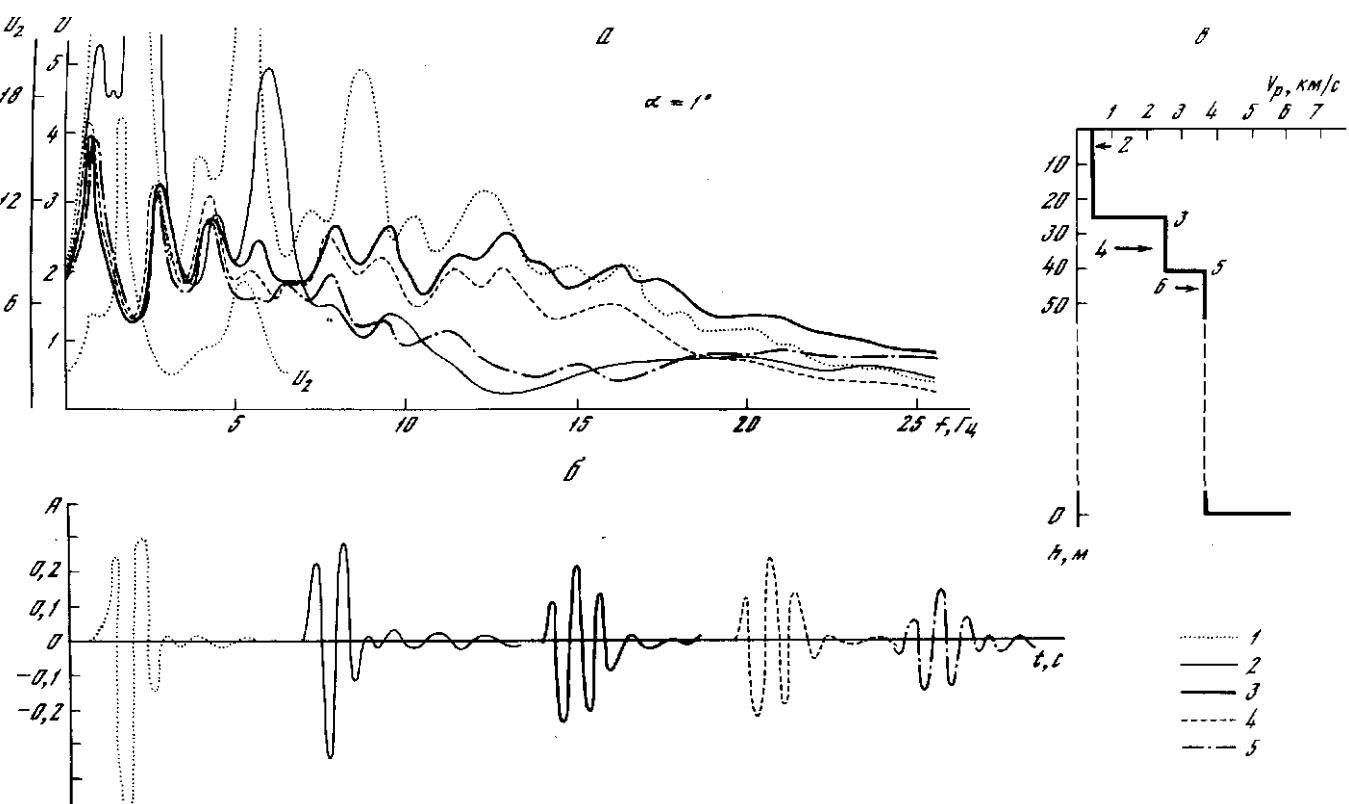
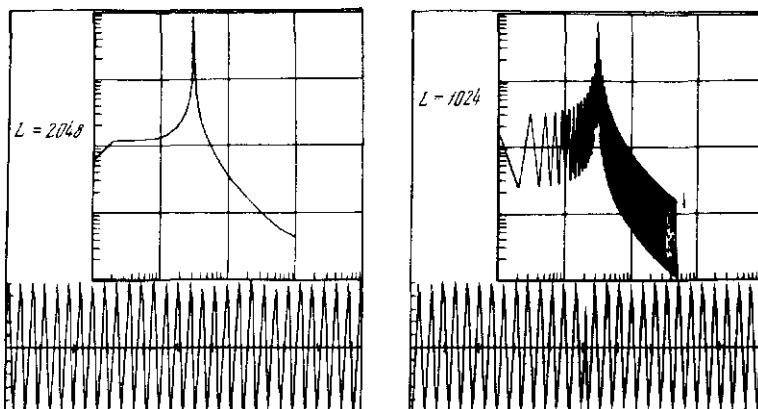


Рис. 6.14. Спектральные характеристики (а) и расчетные акселерограммы (б) для моделей М-2 на свободной поверхности (1) и во внутренних точках среды: $h=4$ м (2), $h=35$ м (3); $h=32$ м (4); $h=40$ м (5); $h=44$ м (6); графики $V_p(h)$ (в)



Р и с. 6.15. График гармонического процесса вида $x(t) = A \cos(\omega t + \varphi)$, $\omega = 2\pi f$ (внизу) и его амплитудный спектр (вверху)

Р и с. 6.16. График гармонического процесса вида $x_1(t) = A \cos(\omega t + \varphi_1)$, $\varphi_1 =$

$$= \begin{cases} \varphi_1^-, & t < t_0 \\ \varphi_1^+, & t \geq t_0 \end{cases} \quad \text{(внизу) и его амплитудный спектр (вверху)}$$

ными. С другой стороны, как следует из работы [192], эффективность процедуры сглаживания сейсмических сигналов повышается привлечением методов гомоморфной обработки [150]. Ниже мы рассмотрим вопросы, относящиеся к практическим аспектам использования гомоморфного анализа: природу высокочастотных биений, алгоритм гомоморфного сглаживания, критерий оптимальности, алгоритм восстановления исходного сейсмического сигнала после процедуры гомоморфной обработки.

Для выяснения природы наблюдаемых на спектрах высокочастотных биений обратимся к рис. 6.15 и 6.16.

В нижней части рис. 6.15 приведен график гармонического процесса вида $x(t) = A \cos(\omega t + \varphi)$, $\omega = 2\pi f$. В верхней части этого же рисунка в биографическом масштабе приведен амплитудный спектр $X(f)$ процесса $x(t)$. Рассмотрим теперь процесс $x_1(t) = A \cos(\omega t + \varphi_1)$, отличающийся от процесса $x(t)$ тем, что здесь φ_1 уже не является константной относительно t и определяется следующим соотношением:

$$\varphi_1 = \begin{cases} \varphi_1^-, & t < t_0, \\ \varphi_1^+, & t \geq t_0, \end{cases}$$

т.е. момент t_0 скаккообразно меняет свое значение с φ_1^- на φ_1^+ . График этого процесса $x_1(t)$ приведен в нижней части рис. 6.16. Амплитудный спектр $X_1(f)$ данного процесса $x_1(t)$, изображенный в верхней части этого рисунка, содержит характерные высокочастотные биения, которых нет на графике $x_1(t)$.

Таким образом, можно утверждать, что наличие скаккообразных изменений фазы гармонических составляющих исходного регистрируемого сигнала является причиной возникновения на спектре этого сигнала характерных высокочастотных биений. Следует также отметить, что преобразование Фурье довольно "чувствительно" к подобным изменениям фазы. Действительно, как видно из рис. 6.16, наличие всего лишь одной точ-

ки разрыва фазы на 2048 точек исходного сигнала приводит к неопределенности амплитудного спектра в пределах одного порядка. Увеличение несущей частоты ω почти не приводит к изменению картины.

В итоге можно утверждать, что задача определения спектра сигнала является некорректной относительно существования разрывных нарушений фазы рассматриваемого типа у гармонических составляющих этого сигнала.

Что касается физической природы упомянутых разрывов фазы, то она, по-видимому, в той или иной степени определяется процессами, проходящими в источнике сигнала (т.е. в очаге землетрясения), свойствами среды, передающей сигнал и, наконец, процессами в регистрирующей аппаратуре. Отсюда вытекает, что разрывы фазы и порождаемые ими высокочастотные биения содержат информацию о перечисленных выше процессах.

Следовательно, процедуру сглаживания можно рассматривать с точки зрения удаления из исходного амплитудного спектра информации, вносимой туда разрывными процессами, не связанными с физической природой изучаемого явления. Общее описание такого рода процессов, по-видимому, в принципе невозможно. Однако целесообразным является описание алгоритма сглаживания, позволяющего варьировать степень сглаживания исходного спектра и тем самым обеспечивающего удаление влияния таких процессов при каждом конкретном их описании.

Предлагаемый алгоритм гомоморфного сглаживания спектров сейсмических сигналов имеет следующий вид.

1. Определение преобразования Фурье $Z(f)$ исходного регистрируемого сигнала $Z(t)$: $Z(f) = F\{Z(t)\}$, где $F\{\dots\}$ – символ преобразования Фурье.

2. Получение спектра исходного сигнала $P(f)$:

$$P(f) = |Z(f)|.$$

3. Логарифмирование полученного спектра $P(f)$: $Z(f) = \ln P(f)$.

4. Преобразование Фурье функции $Z(f)$: $K(\xi) = F\{Z(f)\}$.

5. Фильтрация функции $K(\xi)$ с помощью функции $\eta(\xi)$, $\xi_0 > 0$, где $\eta(\xi_0)$ определяется соотношениями

$$\eta(\xi_0) = \begin{cases} 0, |\xi| > \xi_0, \\ 1, |\xi| \leq \xi_0. \end{cases}$$

6. Обратное преобразование Фурье функции $K_1(\xi)$:

$$Z_1(f) = F^{-1}\{K_1(\xi)\},$$

где $F^{-1}\{\dots\}$ – символ обратного преобразования Фурье.

7. Получение сглаженного спектра $P_1(f)$ с помощью потенцирования функции $Z_1(f)$: $P_1(f) = \exp(Z_1(f))$.

Варьирование степени сглаживания данным алгоритмом достигается изменением параметра фильтрации ξ_0 : увеличение параметра приводит к уменьшению эффекта сглаживания, а уменьшение параметра ξ_0 ведет к увеличению сглаживающего эффекта. Некоторые практические рекомендации по выбору параметра ξ_0 мы приведем ниже.

Одним из критериев, характеризующим эффективность сглаживания, является изменение формы исходного сигнала, восстановленного со сглаженным спектром. В нашем случае алгоритм восстановления имеет следующий вид:

1. Получение фазового спектра $\Phi(f)$ исходного сигнала $Z(t)$.

2. Обратное преобразование Фурье функции, обладающей амплитудным $P_1(f)$ и фазовым спектром $\Phi(f)$:

$$Z_1(t) = F^{-1}\{P_1(f) \exp(i\Phi(f))\}.$$

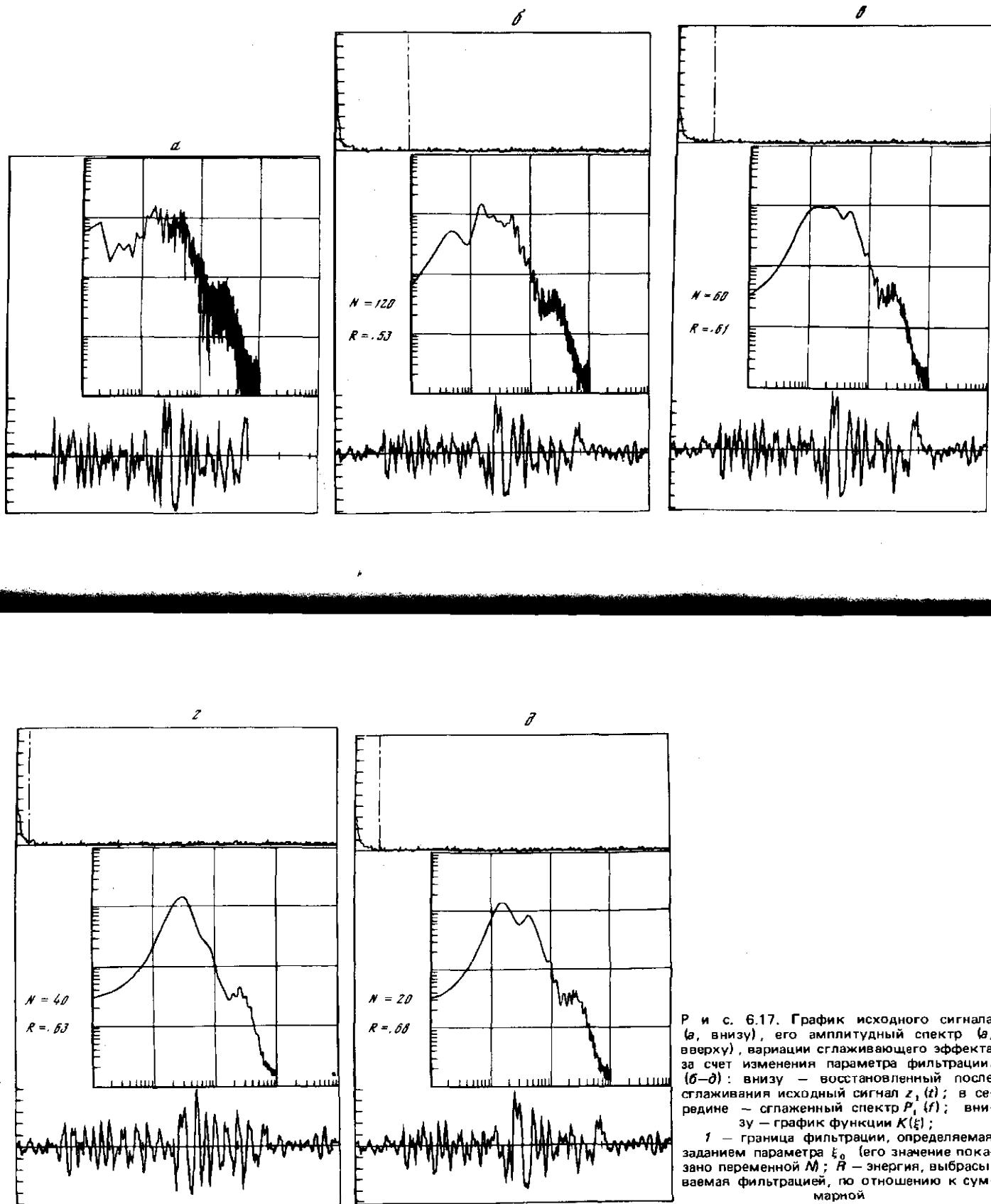


Рис. 6.17. График исходного сигнала (а, внизу), его амплитудный спектр (а, вверху), вариации слаживающего эффекта за счет изменения параметра фильтрации. (б-д): внизу — восстановленный после слаживания исходный сигнал $z_1(t)$; в середине — слаженный спектр $P_1(f)$; внизу — график функции $K(\xi)$;
 1 — граница фильтрации, определяемая заданием параметра ξ_0 (его значение показано переменной N); R — энергия, выбрасываемая фильтрацией, по отношению к суммарной

Рассмотрим теперь практический пример использования предложенного алгоритма гомоморфного сглаживания. На рис. 6.17,а внизу расположен график исходного сигнала длиной в 2048 отсчетов. Верхняя часть этого рисунка содержит график спектра этого исходного сигнала в билогарифмическом масштабе с диапазоном частот от 0,1 до 1000 Гц. Частота цифровки 200 Гц. Рис. 6.17,б-д иллюстрирует вариации сглаживающего эффекта за счет изменения параметра ξ_0 . Порядок размещения информации следующий: нижняя часть содержит восстановленный после сглаживания исходный сигнал $Z_1(t)$, средняя часть содержит сглаженный спектр $P_1(f)$ в билогарифмическом масштабе и, наконец, в верхней части находится график функции $K(\xi)$. Штрихпунктирная линия на этом последнем графике указывает границу фильтрации, определяемую заданием параметра ξ_0 . Значение этого параметра ξ_0 , выраженное в числе отсчетов, сообщается переменной N . Переменная Y указывает долю энергии, выбрасываемой фильтрацией из $K(\xi)$, по отношению к суммарной. Анализируя рисунок, можно прийти к следующим выводам:

1. Всю область определения функции $K(\xi)$ можно разбить на две подобласти S^+ и S^- , характеризующиеся следующими признаками. Значения функции $K(\xi)$ на S^- не превосходят одной десятой от максимального значения $K(\xi)$, а значения функции $K(\xi)$ на S^+ превосходят эту величину.

2. Обнуление значений функции $K(\xi)$, имеющих своей областью определения S^- , не приводит к значительным искажениям исходного сигнала. Другими словами, приведенный алгоритм сглаживания можно считать устойчивым по отношению к изменению параметра ξ_0 при условии, что ξ_0 не выходит за пределы S^- .

3. Конфигурация фильтра определяется взаимным расположением S^+ и S^- .

Перечисленное позволяет заключить, что выбор параметра сглаживания ξ_0 в первом приближении целесообразно определять местоположением границы между S^+ и S^- на графике функции $K(\xi)$.

Возможно, что привлечение специальных методов, например статистических, позволит осуществить дальнейшую дифференциацию области S^- , что дает более информативную фильтрацию функции $K(\xi)$ в смысле определения физической природы процессов, упомянутых выше.

В целом, на наш взгляд, рассмотренный пример реализации алгоритма (рис. 6.17) иллюстрирует довольно эффективное и перспективное использование такого сглаживания регистрируемых сейсмических сигналов. Использование данного алгоритма позволяет определять, например, разностные спектры регистрируемых временных рядов [192], передаточные функции реакций сооружений на реальные воздействия, а также и другие характеристики, связанные со спектральными оценками регистрируемых сигналов.

В заключение отметим, что реализация предложенного алгоритма на ЭВМ с использованием быстрого преобразования Фурье не представляет значительных трудностей.

6.6. ПРИМЕНЕНИЕ РАСЧЕТНЫХ МЕТОДОВ ДЛЯ ПРОГНОЗА КОЛЕБАНИЙ ГРУНТОВ

Расчетные методы в комплексе с инструментальными уже широко использованы для оценки параметров колебаний грунтов, включая вечномерзлые, линзы мерзлоты в областях распространения талых грунтов при проведении СМР как в Восточной Сибири, так и аймачных центров МНР.

Применению расчетных методов в сейсмическом микрорайонировании в настоящее время препятствуют существенные недоработки методики их применения. Однако перспективность этих методов при СМР несомненна. Они как наиболее оперативные и менее трудоемкие будут, очевидно, все шире применяться для оценки сейсмоопасности коренных систем грунтов—сооружение, так как к настоящему времени накоплен неоспоримый опыт, свидетельствующий о том, что балльность однозначно не определяет сейсмическую опасность колебаний грунтов при землетрясениях расчетной интенсивности. Для проектирования сейсмостойких сооружений необходимы данные о преобладающих частотах при сильных землетрясениях, о длительности колебаний, форме спектров колебаний и другие. Расчет ответственных сооружений рекомендуется проводить непосредственно с использованием акселерограмм сильных землетрясений, поскольку частотный состав колебаний при слабых землетрясениях, форма их спектров не соответствуют спектральному составу колебаний при сильных землетрясениях.

В настоящем разделе систематизировано применение расчетных методов, приводится методика использования их результатов при оценке сейсмической опасности и сопоставление с экспериментальными данными. При заданном возмущающем воздействии реакция слоя (пачки слоев) определяется его упругими параметрами, мощностью, углами падения. Поскольку в реальной среде происходит диссиляция колебательной энергии, то следует учитывать и добротность среды, так как от этого параметра зависят резонансные свойства грунтов (см. разделы 6.1, 6.5).

В настоящее время имеется достаточное число программ расчета на ЭВМ амплитудно-частотного состава колебаний на дневной поверхности слоя (пачки слоев), резонансных частот колебаний слоев. Для плоскопараллельных слоев с учетом затухания наиболее разработанной является программа Л.И. Ратниковой [154]. Метод конечных элементов, использующий те же параметры градиентной среды, дает возможность рассчитывать ее колебания при непараллельном залегании слоев [34]. Численные методы предлагается применять для определения преобладающих периодов колебаний слоев на полупространстве, спектральных характеристик, акселерограмм, приращений балльности.

Для оценки возможностей расчетных методов СМР необходимо указать на их основные недостатки и допущения в исходных данных. При сильных землетрясениях, акселерограммы которых используются в расчете, наблюдаются остаточные деформации [142]. Расчеты же ведутся с использованием методов линейной упругости, т.е. в сущности для сред, в которых распространяются слабые колебания. Все различие в воздействии слабых и сильных землетрясений сводится к различию амплитуд колебаний и частот. Изменения упругих параметров сред и затухания упругих волн не учитываются. Динамичность среды при слабых и сильных воздействиях с использованием существующих расчетных методов остается неизменной. Этот недостаток общий, он относится и к инструментальным методам, использующим слабые возмущения.

Второй недостаток расчетных методов сводится к неучету "мутности" среды [123]. Локальные неоднородности среды при использовании инструментальных методов выявляются с использованием статистических методов [136]. При этом оцениваются вероятностные параметры колебаний среды. Малое количество накопленных инструментальных записей сильных землетрясений существенно снижает возможность использования расчетных акселерограмм.

Кроме того, спектральный состав и форма колебаний скального грунта

Таблица 6.4
Скорости распространения сейсмических волн в грунтах

Условный номер слоя на модели	Инженерно-геологические условия	Плотность, г/см ³	Скорость продольных волн, м/с	Скорость поперечных волн, м/с
1	Лёссовидные супеси и суглинки с включением щебня, пески мелкозернистые, пылеватые	1,57–1,9	300–640	140–380
2	Дресвяно-щебенистые отложения с песчаным заполнителем	2,0–2,3	600–1800	200–820
3	Трещинно-обломочная зона гранито-гнейсов и гнейсов	2,3–2,5	1800–2900	480–1400
4	Обводненные пески, гравийно-песчано-галечные отложения с дресвяно-щебенистым заполнителем	2,2–2,3	1500–2600	280–800
5	Малотрециноватые гранито-гнейсы и гнейсы	2,5–2,7	2800–4200	1080–2300

та определяются упругими свойствами среды в очагах, тектоническими неоднородностями среды вдоль трассы распространения сейсмических волн и при равных эпицентральных расстояниях — глубиной очага. Таким образом, для выбора акселерограмм колебаний скальных грунтов при использовании их в расчетных методах необходимы специальные исследования особенностей очагов землетрясений и формы колебаний опасной очаговой зоны для исследуемого района. Ведутся расчеты с использованием набора исходных акселерограмм [189]. Единичные расчетные акселерограммы позволяют делать лишь качественные выводы о сейсмической опасности сред представляемыми моделями.

Поэтому мы используем при оценке сейсмической опасности участков и грунтов, служащих основанием сооружений, расчетные методы в комплексе с методами инструментального микрорайонирования. Инструментально определяемые скорости объемных сейсмических волн, мощности слоев рыхлых толщ, плотности используются в качестве исходных данных в расчетных методах. Причем для расчетов необходимо измерение этих параметров до коренных пород, в противном случае мы можем анализировать только относительно высокочастотную часть спектра, в которой не отражены колебания всей рыхлой толщи.

Результаты же измерений параметров колебаний грунтов используются непосредственно для определения приращений балльности. Расчетные методы дают возможность оценить преобладающие периоды колебаний рыхлых толщ, спектральный состав, интенсивность колебаний при возможном сильном землетрясении. Спектральный состав расчетных акселерограмм и максимальные амплитуды позволяют лишь качественно судить о сейсмической опасности грунтов. Преобладающие же периоды, как собственные характеристики колебаний рыхлых толщ при проектировании сооружений, позволяют избежать возникновения резонансных колебаний в системе грунт–сооружение. Исследования свидетельствуют о том, что преобладающие периоды практически не зависят от исходной акселерограммы. Малое влияние на преобладающие периоды колебаний оказывает и угол подвода волны к границам раздела [52].

Рассмотрим результаты оценки параметров колебаний с использованием экспериментальных и расчетных методов на примерах конкретного

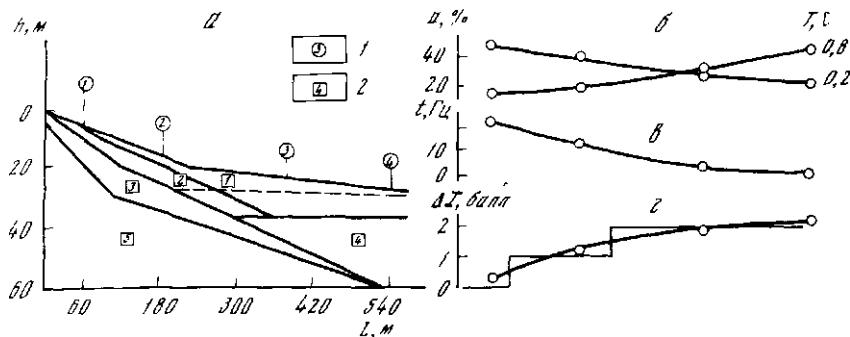


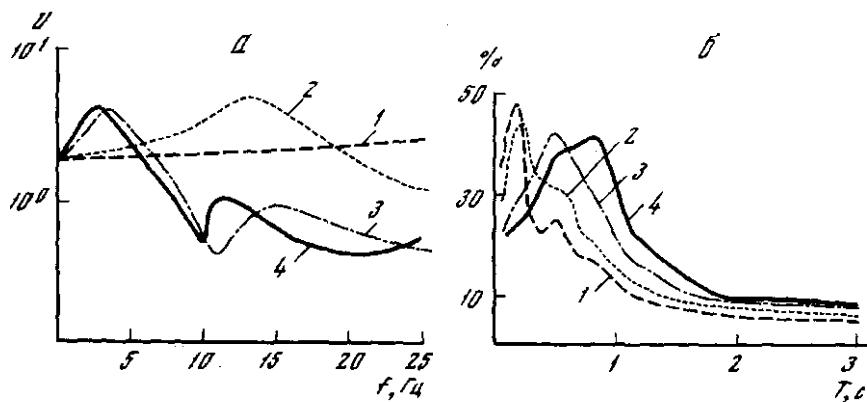
Рис. 6.18. Обобщенная модель среды (а), графики изменения приращений балльности (б), преобладающих периодов (в) и максимальных ускорений колебаний линейных осцилляторов с заданными периодами и затуханиями (д) (их параметры сведены в табл. 6.4)

1 – пункты, для которых рассчитывались спектральные характеристики и спектры реакции линейных систем; 2 – слои, выделенные по скоростям сейсмических волн

разреза в одном из аймачных центров МНР. Разрез выбран на основании собранной информации по инженерно-геологическим условиям и сейсмическим свойствам (табл. 6.4). Он пересекал коренной склон, предгорный конус выноса и надпойменную террасу, чтобы охватить наибольшее количество разновидностей грунтов. Мощность рыхлых грунтов по разрезу увеличивается от 5 до 37 м, и по состоянию они переходят от воздушно-сухих к водонасыщенным (рис. 6.18). Результаты полевых и лабораторных измерений сейсмических свойств грунтов МНР показали, что скорости продольных волн в скальных грунтах, близких по своим физико-механическим свойствам к монолитным, лежат в диапазоне 2,5–5,5 км/с, в глыбово-щебенистых грунтах они изменяются от 0,6 до 1,8 км/с, в сухих песках с гравием и галькой интервал изменения скоростей составляет 0,3–0,6 км/с. Водонасыщенные песчано-гравийные грунты характеризуются скоростями от 1,5 до 2,2 км/с, обводненные глыбово-щебенистые грунты – от 2,1 до 2,5 км/с.

Расчет приращений балльности производился методом акустических жесткостей по известной формуле С.В. Медведева [110]. Теоретические спектральные характеристики рассчитывались по скоростям поперечных волн для горизонтальной компоненты. В качестве исходного сигнала использовалась акселерограмма на скальном основании землетрясения Эль-Центро, США. Эпицентральное расстояние составляет 126 км, магнитуда – 6,7. Спектры реакции и акселерограммы рыхлых грунтов рассчитывались методом конечных элементов [34]. Результаты расчетов (рис. 6.18; 6.20) показывают, что приращения балльности относительно скального грунта меняются по разрезу от 0 до 2,2 балла (рис. 6.18). Сейсмическая опасность при переходе от трещиноватых скальных к рыхлым, воздушно-сухим и водонасыщенным песчаным грунтам увеличивается.

Зависимость интенсивности колебаний грунтов от частоты показывает (рис. 6.19), что спектральная характеристика в пункте 1 имеет характерную для скального основания форму и практически не меняет свои значения с изменением частоты. С увеличением мощности рыхлых отложений на спектральных кривых формируются максимумы, перемещающиеся в низкочастотную область. Спектральная кривая в пункте 2 имеет основной максимум на частоте 13 Гц, в пункте 3 – на частоте 3,6 Гц, в пункте 4 –



Р и с. 6.19. Спектральные характеристики (а) и спектры реакции (б), рассчитанные для пунктов 1–4 (рис. 6.18)

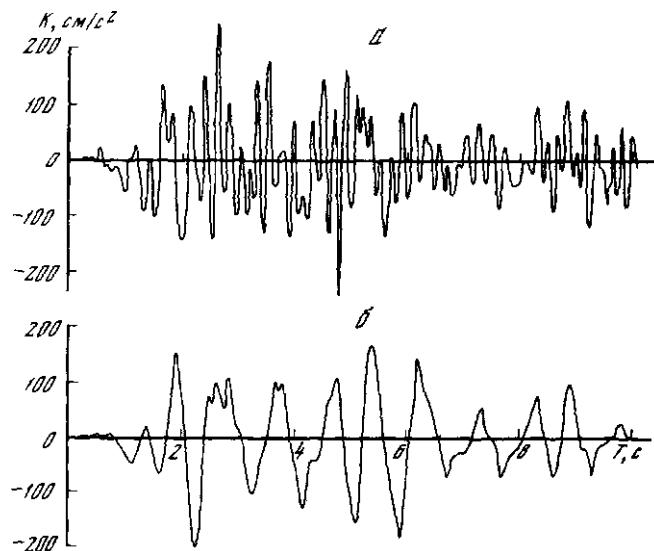


Таблица 6.5
Параметры грунтов модели для расчета спектральных характеристик

Номер модели	Состояние грунта	Грунт	Номер пункта наблюдений по рис. 6.21	V_p , м/с	V_s , м/с	ξ , г/см ³	h , м
I	Воздушно-сухие	Валунно-гальечные	1	800	350	1,7	21
			2	800	350	1,7	9,3
			3	800	350	1,7	24
	Гранит		1	4200	2350	2,6	
			2	4200	2350	2,6	
			3	4200	2350	2,6	
II	Водонасыщенные	Валунно-гальечные, выше УГВ	1	800	350	1,7	3
			3	800	350	1,7	3
		Валунно-гальечные, ниже УГВ	1	1760	420	1,9	18
	Гранит		2	1760	420	1,9	21
			3	1760	420	1,9	9,8
			1	4200	2350	2,6	
	Мерзлые		2	4200	2350	2,6	
		Валунно-гальечные (слой сезонного оттаивания)	3	4200	2350	2,6	
		Валунно-гальечные (мерзлые)	1	3240	1750	2,0	18
			3	3240	1750	2,0	21
		Гранит	1	4200	2350	2,6	
			3	4200	2350	2,6	

Отмечается хорошее качественное согласие этих данных с результатами расчетов спектральных характеристик грунтов (рис. 6.19,а) спектры реакции при переходе от пункта 1 к пункту 4 обогащаются низкочастотными составляющими, в то время как длиннопериодная часть спектра существенно понижается.

Данные результаты могут найти непосредственное отражение при проектировании застройки любого изучаемого района. Например, пятиэтажный жилой дом, который характеризуется собственным периодом колебаний порядка 0,2 с, будет находиться в более выгодных сейсмических условиях в пунктах 3—4, в то время как каркасное, гибкое высотное здание с собственным периодом колебаний 0,8 с будет вести себя устойчивее при землетрясении в пункте 1. Эти расчеты могут быть представлены в виде семейства кривых, дополняющих уже введенную информацию о сейсмической опасности грунтов (рис. 6.18).

Зависимость ускорений колебаний грунтов от периода рассчитывалась по акселерограмме землетрясения Керн-Каунти, записанного в Пассадене на скальном основании. Эпицентральное расстояние 126 км, $M = 7,7$. Это землетрясение имеет один ярко выраженный максимум на периоде 0,55 с. Изменения относительных ускорений акселерограмм, рассчитанных для пунктов 1—4 исследуемого района от максимальной величины в заданной акселерограмме, распределены следующим образом: 1,6; 1,55; 1,52; 1,48. Примеры расчетных акселерограмм в 1 и 4 пунктах приведены на рис. 6.20.

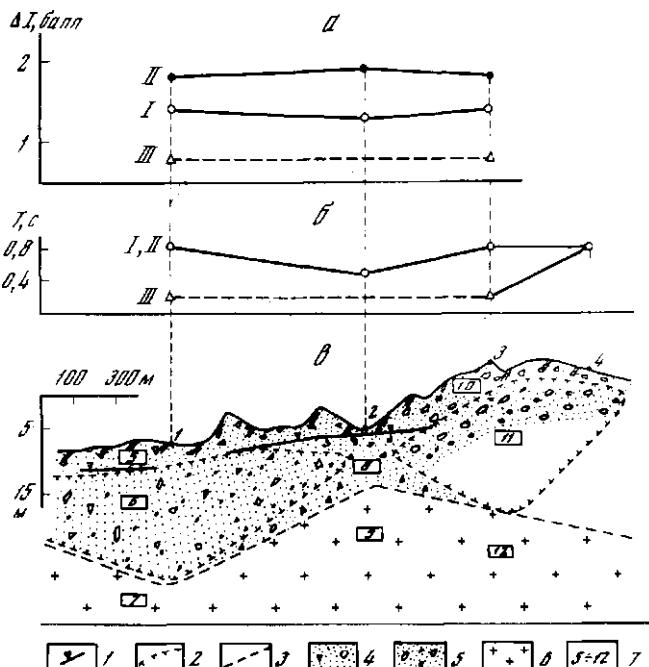
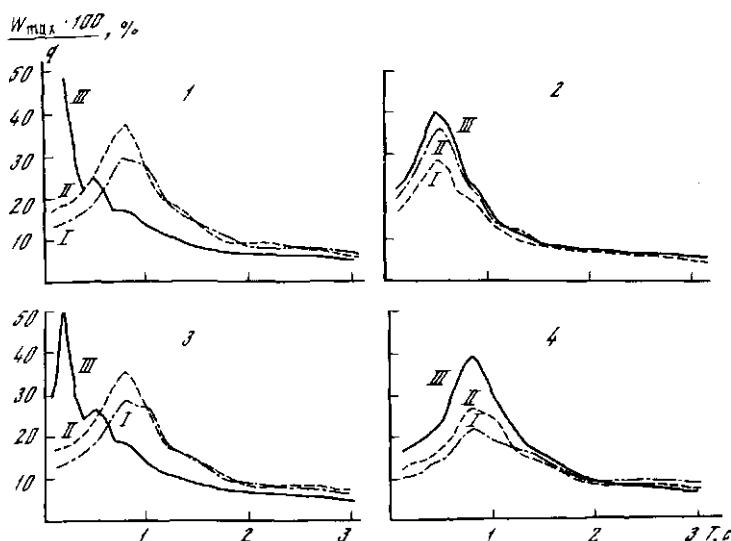


Рис. 6.21. Модель среды (а), изменение приращений балльности (в) и преобладающих периодов (б) при переходе линз мерзлоты (III) в талое воздушносухое (I) и водонасыщенное (II) состояния

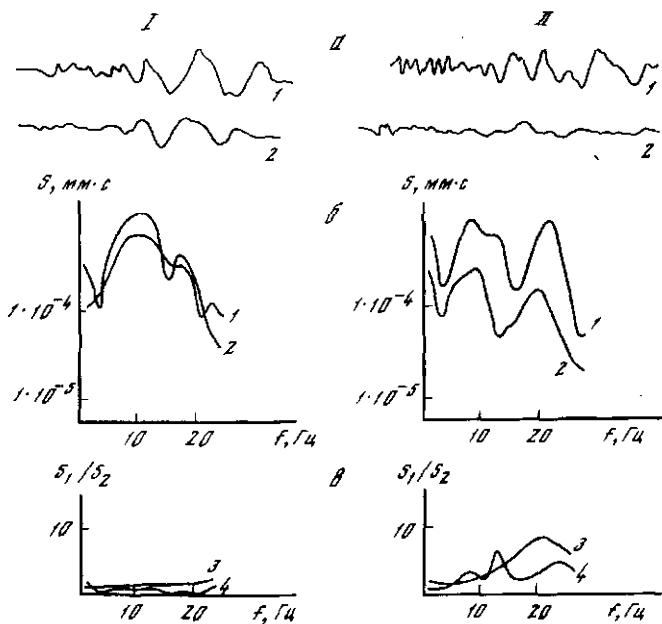
1 — уровень грунтовых вод; 2 — граница вечномерзлых грунтов; 3 — литологическая граница; 4 — глыбово-валунно-галечнико-щебенистые грунты с песчаным заполнителем; 5 — валунно-галечниковый грунт с песчаным заполнителем, 6 — граниты; 7 — для тех же точек модели приведены параметры среды в табл. 6.5. Точки на поверхности — пункты наблюдений 1—4

Как уже указывалось выше, наиболее надежно определяются расчетными методами преобладающие периоды колебаний грунтов. Эти данные используются при составление карт и схем сейсмического микрорайонирования. Рассмотрим результаты применения расчетных методов к изучению сейсмических свойств грунтов с включением линз мерзлоты при условии сохранения мерзлотных условий и прогноз сейсмических свойств при уничтожении мерзлоты (см. рис. 6.21). Пункты, для которых производился расчет, выбраны так, чтобы охватить грунты различной мощности как с включением линз мерзлоты, так и талых грунтов. Описание грунтов, скорости распространения упругих волн для естественного, талого, обводненного и сухого состояний, а также плотности грунтов приведены в табл. 6.5. Периоды колебаний грунтов в лунках 1 и 3 (линзы мерзлоты) при оттаивании увеличиваются в 2 раза. Для мерзлых грунтов приращения балльности равны 0,5 балла. Приращения балльности при оттаивании грунтов во влажном состоянии составляют около 2 баллов, в сухом талом состоянии 1,5 балла.

Однако расчетные спектры реакции для грунтов в талом обводненном и сухом состояниях (рис. 6.22) по своим уровням практически не различаются. В этих случаях (при оттаивании мерзлоты) нужна до-



Р и с. 6.22. Спектры реакции грунтов для грунтов 1-4 (см. рис. 6.21)



Р и с. 6.23. Сейсмограммы (а), спектры (б) и амплитудно-частотные характеристики (в) колебаний грунтов мощностью 27 м (1) и 70 м (2) и подстилающих их скальных оснований

1 — сейсмограммы и спектры грунтов; 2 — сейсмограммы и спектры скального основания; 3-4 — расчетные и экспериментальные (соответственно) амплитудно-частотные характеристики колебаний грунтов

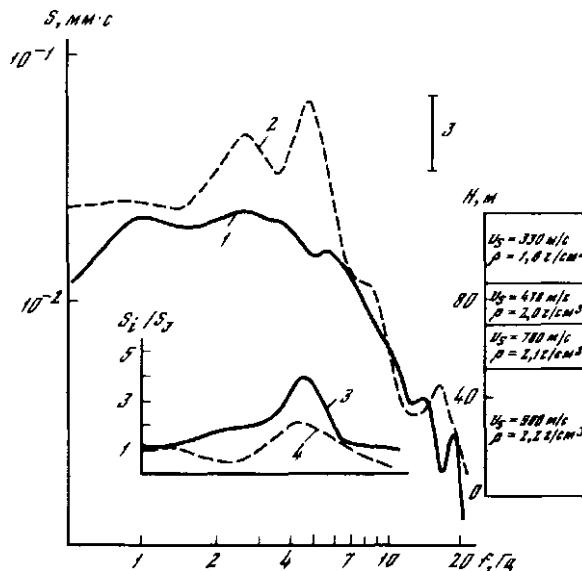


Рис. 6.24. Спектры колебаний скального (1) и рыхлого грунтов (2) при землетрясении ($K = 9$, $\Delta = 100$ км) и спектральные характеристики слоя рыхлых отложений — экспериментальная (3) и расчетная (4)

На врезке показан скоростной разрез среды в пункте наблюдения

работка методики расчетных методов, с тем чтобы давать объективную оценку сейсмических свойств сухих и обводненных грунтов.

Для анализа возможностей расчетных методов и пределов их применимости необходимо сравнение с экспериментальными данными. У нас была возможность получить записи колебаний грунта при взрыве в одном случае на поверхности рыхлых отложений мощностью 27 м и одновременно (от этого же взрыва) на скальном основании, подстилающем эти отложения (см. рис. 6.23, а/). В другом случае подобные записи удалось осуществить, когда мощность отложения составляла 70 м (рис. 6.23, а/).

По спектрам зарегистрированных колебаний определены амплитудно-частотные характеристики грунтов. Среду в пункте наблюдения 1 можно моделировать как однослойную на упругом полупространстве. Скорости в слое $V_p = 4600$ м/с, $V_s = 2500$ м/с, плотность $2,6 \text{ г}/\text{см}^3$, мощность 16 м. Среду в пункте II можно рассматривать двухслойной. В первом слое скорости продольных и поперечных волн составляют соответственно 2200 и 1100 м/с, плотность — $2,5 \text{ г}/\text{см}^3$, мощность 8 м. Во втором слое — скорости P и S волн равны 3400 м/с и 1800 м/с соответственно, плотность $2,6 \text{ г}/\text{см}^3$, мощность слоя составляет 12 м. Параметры упругого полупространства следующие: $V_p = 5100$ м/с, $V_s = 3000$ м/с, плотность $2,7 \text{ г}/\text{см}^3$.

По программе Л.И. Ратниковой [153] проведен расчет спектральных характеристик в пунктах I и II "инженерной" области частот (до 10–12 Гц). Из сопоставления экспериментальных и расчетных спектральных характеристик можно сделать вывод об удовлетворительном их совпадении. Здесь необходимо подчеркнуть, что описанный эксперимент проводился в условиях слабо выраженного резонанса в тонкослоистой среде, поэтому решение основной задачи (сопоставление положения эксперименталь-

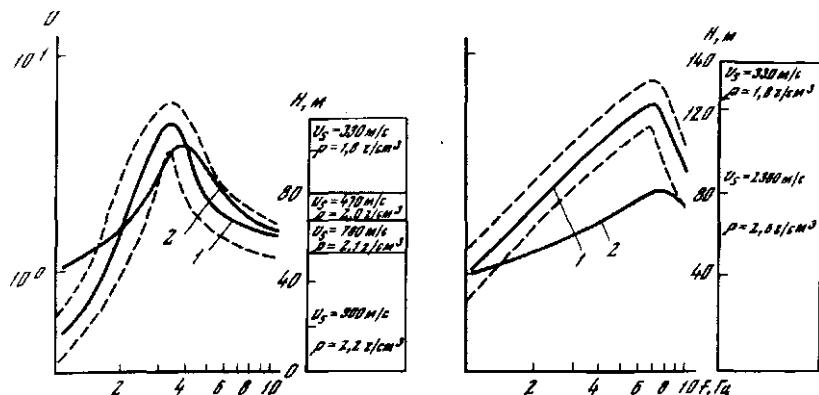


Рис. 6.25. Теоретические (1) и экспериментальные (2) спектральные характеристики слоя рыхлых отложений

Пунктиром показан 95%-ный доверительный интервал; на врезках — разрезы среды в пунктах наблюдений

но наблюдаемого максимума частот характеристики грунтов и расчетных спектральных кривых) не достигнуто. В связи с этим в районе с хорошо изученными грунтовыми условиями были организованы наблюдения за близкими слабыми землетрясениями на выходах коренных пород (этапонный пункт наблюдения) и в трех пунктах, расположенных на слое рыхлых отложений. Разрезы среды под каждым из пунктов, составленные по данным бурения и полевой сейсморазведки, представлены на рис. 6.24 и 6.25.

Расчет спектров землетрясений и относительных частотных характеристик для каждого из пунктов проводился в соответствии с требованиями, изложенными в разд. 4.1. Пример такого расчета приведен на рис. 6.24. На врезке сплошной линией (3) проведена относительная частотная характеристика данного пункта, определенная экспериментально, пунктиром (4) — теоретическая спектральная характеристика. На рис. 6.25 представлены соответствующие данные для двух других пунктов. По всем трем пунктам отчетливо прослеживается хорошее совпадение экспериментальных и теоретических резонансных частот рыхлого слоя. Уровень же теоретической спектральной характеристики грунтов может существенно отличаться от экспериментально наблюдаемого. Это может объясняться как несовершенством метода, так и зависимостью его от таких параметров, как добротность среды и углы подхода, которые задаются с большой степенью неопределенности.

Таким образом, использование расчетных методов в комплексе с инструментальными способами сейсмического микрорайонирования позволяет получить более полную оценку сейсмической опасности грунтов. В первую очередь это определяется возможностью оценки преобладающих периодов их колебаний при землетрясении.

6.7. ПРИМЕНЕНИЕ ЧИСЛЕННО-АНАЛИТИЧЕСКОГО МЕТОДА ПРИ СЕЙСМИЧЕСКОМ МИКРОРАЙОНИРОВАНИИ ГОРНЫХ ТЕРРИТОРИЙ КИРГИЗИИ

Рассмотреть влияние сейсмических жесткостей и мощности слоев рыхлых отложений и декрементов затухания в них на спектральные характеристики грунтов можно на примере решения упрощенной прямой задачи. Таков исследование выполнено для грунтовых условий территорий Киргизии (Нижне-Алаарчинское водохранилище, г. Джалаалабад и поселок городского типа Орловка).

С привлечением данных разведочной геофизики (МОВ, КМПВ, ВЭЗ, ДЗ) в толще мезо-кайнозойских отложений, перекрывающих протерозой-палеозойское основание впадин, было выделено три сейсмически однородных слоя. Верхний сравнительно малоощущенный слой, представленный суглинками и галечниками, отождествляется с зоной малых скоростей, ограниченной снизу, как правило, поверхностью уровня грунтовых вод. Средний объединяет грубообломочные отложения плейстоцена и верхов плиоценена, а нижний включает в себя преимущественно песчано-глинистые осадки миоцена, олигоцена и эоцена. Гетерогенное протерозой-палеозойское основание впадин представлено магматическими, метаморфическими и плотно сцепленными терригенными породами.

По результатам интерпретации гидографов первых вступлений, полученных путем микросейсмозондирования, зона малых скоростей характеризуется скоростью распространения продольных упругих волн от 300 м/с для сухих лессовидных суглинков до 1100 м/с для галечников с песчаным заполнителем. Скорость распространения поперечных волн меняется соответственно от 180 до 600 м/с. Плотность этих пород варьирует от 1,4 до 2,4 г/см³. В подстилающих зону гравийно-галечниковых отложениях V_p изменяется от 780 до 3000 м/с, а V_s – от 450 до 1800 м/с. Плотность пород составляет в среднем 2,2 г/см³. Залегающие ниже песчано-глинистые осадки имеют пластовую скорость распространения продольных волн 2200–2600 м/с и поперечных волн 1260 м/с, определенную из соотношения $V_p/V_s = 1,8$. Плотность этих пород равна 2,4–2,55 г/см³. Границные скорости продольных волн по поверхности пород скального основания колеблются от 5000 до 6700 м/с, скорости поперечных волн 2500–3500 м/с. Средняя плотность скальных пород 2,67 г/см³.

С целью дифференциации исследуемых территорий по сейсмической опасности решалась прямая задача получения спектральных характеристик колебаний грунта на дневной поверхности по заданным моделям в предположении, что к основанию рыхлой толщи подходит сейсмическая волна широкого спектра единичной амплитуды.

При этом соблюдается условие: полупространство и слои однородны и изотропны и характеризуются параметрами $\rho_0, V_0; \rho_1, V_1, h_1; \rho_2, V_2, h_2; \rho_3, V_3, h_3$, где ρ_i, V_i, h_i – плотность, скорость и мощность каждого слоя.

Начало координат находится на границе полупространства, ось z направлена вверх по направлению падающей волны. Распространение сейсмической волны в такой системе описывается следующим волновым уравнением и граничными условиями [81]:

$$\frac{\partial^2 W}{\partial t^2} = V_i^2 \frac{\partial^2 W}{\partial z^2},$$

$$(W_{\text{пад}} + W_{\text{отр}})_{z=0} = (W_{11} + W_{12})_{z=0};$$

$$E_0 \frac{\partial}{\partial z} (W_{\text{пад}} + W_{\text{отр}})_{z=0} = E_1 \frac{\partial}{\partial z} (W_{11} + W_{12})_{z=0},$$

$$(W_{11} + W_{12})_{z=h_1} = (W_{21} + W_{22})_{z=h_1};$$

$$\begin{aligned}
 E_1 \frac{\partial}{\partial z} (W_{11} + W_{12})_{z=h_1} &= E_2 \frac{\partial}{\partial z} (W_{21} + W_{22})_{z=h_1}, \\
 (W_{21} + W_{22})_{z=h_1+h_2} &= (W_{31} + W_{32})_{z=h_1+h_2}; \\
 E_2 \frac{\partial}{\partial z} (W_{21} + W_{22})_{z=h_1+h_2} &= E_3 \frac{\partial}{\partial z} (W_{31} + W_{32})_{z=h_1+h_2}; \\
 \frac{\partial}{\partial z} (W_{31} + W_{32})_{z=h_1+h_2+h_3} &= 0, \tag{6.4}
 \end{aligned}$$

где $E_i = \rho_i V_i^2$; W_{ii} , W_{ij} — результирующее смещение грунтов в i -м слое в положительном (1) и отрицательном (2) направлениях оси z . Решение записывается в следующем виде [79, 195]:

$$W = A e^{j\omega(t - z/V)},$$

где A — амплитуда волны. При этом получается следующая система уравнений:

$$\begin{aligned}
 W_{\text{пад}} &= A_{01} e^{j\omega\left(t - \frac{z}{V_0}\right)}; \quad W_{\text{отр}} = A_{02} e^{j\omega\left(t - \frac{z}{V_0}\right)}; \\
 W_{11} &= A_{11} e^{j\omega\left(t - \frac{z}{V_1}\right)}; \quad W_{12} = A_{12} e^{j\omega\left(t - \frac{z}{V_1}\right)}; \\
 W_{21} &= A_{21} e^{j\omega\left(t - \frac{h_1}{V_1} - \frac{z - h_1}{V_2}\right)}; \quad W_{22} = A_{22} e^{j\omega\left(t + \frac{h_1}{V_1} + \frac{z - h_1}{V_2}\right)}; \\
 W_{31} &= A_{31} e^{j\omega\left(t - \frac{h_1}{V_1} - \frac{h_2}{V_2} - \frac{z - (h_1 + h_2)}{V_3}\right)}; \\
 W_{32} &= A_{32} e^{j\omega\left(t + \frac{h_1}{V_1} + \frac{h_2}{V_2} + \frac{z - (h_1 + h_2)}{V_3}\right)}, \tag{6.5}
 \end{aligned}$$

где ω — круговая частота колебаний; $i = \sqrt{-1}$ — мнимая единица.

Подставив выражение (6.5) в выражение (6.4) и приняв амплитуду падающей волны равной единице ($A_{01} = 1$), получим систему линейных уравнений. Ее решение имеет вид $A_{is} = \Delta_{is}/\Delta_0$, где i — номер слоя; $s = 1, 2$ — направление распространения сейсмической волны.

При сейсмическом микрорайонировании наибольший интерес представляет движение грунта в верхнем слое, которое в соответствии с выражением (6.5) определяется из соотношения

$$W(z, t) |_{z > h_1 + h_2} = W_{31} + W_{32}.$$

После соответствующих преобразований это выражение может быть записано в виде

$$W(z, t) |_{z > h_1 + h_2} = \frac{-16 R_0 R_1 R_2 \cos(\omega z/V_3) e^{j\omega t}}{\Delta_0}, \tag{6.6}$$

где $R_i = \rho_i V_i$.

$$\begin{aligned}
\Delta_0 = & 2R_0((-R_1 - R_2 - \cos(2\omega h_1/V_1) \times (R_1 - R_2)) \times [(R_2 + R_3) \times \\
& \times \cos(\omega(h_1/V_1 + h_2/V_2 + h_3/V_3)) + (R_2 - R_3) \cos(\omega(h_1/V_1 + h_2/V_2 + \\
& + h_3/V_3))] - \sin(2\omega h_1/V_1) (R_1 - R_2) [(R_2 + R_3) \sin(\omega(h_1/V_1 + \\
& + h_2/V_2 + h_3/V_3))] + 2R_1((R_2 - R_1) \sin(2\omega h_1/V_1) [(R_2 + \\
& + R_3) \cos(\omega(h_1/V_1 + h_2/V_2 + h_3/V_3)) + (R_2 - R_3) \cos(\omega(h_2/V_2 + \\
& + h_1/V_1 + h_3/V_3))] + [-R_1 - R_2 + \cos(2\omega h_1/V_1) \times \\
& \times (R_1 - R_2)] [(R_2 + R_3) \sin(\omega(h_1/V_1 + h_2/V_2))] + (R_2 - \\
& - R_3) \sin(\omega(h_1/V_1 + h_2/V_2 - h_3/V_3))].
\end{aligned}$$

Здесь учтена интерференция преломленных и отраженных волн на всех границах раздела сред.

Учет поглощения энергии средой достигается, если принять, что скорость распространения сейсмической волны — величина комплексная:

$$V_i^* = V_i \omega / \omega - j V_i k_i, \quad (6.7)$$

где V_i — фазовая скорость распространения в i -м слое; k_i — коэффициент поглощения в i -й среде.

Обобщенное волновое сопротивление среды определяется выражением $R_i e^{j\varphi_i}$, где

$$R_i = \rho_i V_i \omega / \sqrt{\omega^2 + V_i^2 k_i^2}, \quad \operatorname{tg} \varphi_i = V_i k_i / \omega. \quad (6.8)$$

С учетом выражений (6.7), (6.8) формула (6.6) описывает смещение грунта в верхнем слое с учетом поглощения. Ее первая производная по t представляет собой скорость колебания грунта, вторая — ускорение. Дифференцирование этого же выражения по z характеризует деформации грунта внутри верхнего слоя.

На основании выражений (6.6), (6.8) составлена программа на языке Алгол для ЭВМ БЭСМ-4М, по которой определены спектральные характеристики смещений, скоростей и ускорений колебаний на территориях Нижне-Алаарчинского водохранилища, пос. Орловка, г. Джалаалабад Киргизской ССР.

Для спектральных характеристик территории Нижне-Алаарчинского руслового водохранилища по отношению к границе скального полупространства характерно увеличение амплитуды колебаний на поверхности от 2,7 на бортах до 3,1 раза в пойме реки при основном периоде увеличения 0,5 с и дополнительном 0,15 с (рис. 6.16, а, б).

Район пос. Орловка имеет наибольшие по амплитуде спектральные характеристики, делящиеся на три группы. Первая относится к микрорайону со средними грунтовыми условиями и имеет двухпиковую форму с основным максимумом отношения $A_{\text{гр}}/A_{\text{ск}}$, равным 8,6 при периоде колебаний 0,85 с и сопутствующим максимумом $A_{\text{гр}}/A_{\text{ск}} = 5$ при периоде 0,3 с (рис. 6.26). Вторая группа относится к галечниковым грунтам восточной части поселка. Она имеет также двухпиковую форму, но отличается от первой меньшим отношением амплитуды колебаний поверхности по отношению к амплитуде колебаний скального основания $A_{\text{гр}}/A_{\text{ск}} = 6,5$, смещенным периодом, равным 0,65 с, и вторым максимумом $A_{\text{гр}}/A_{\text{ск}} = 5,8$ при $T = 0,2$ с (рис. 6.26). Третья группа характеризует предгорную часть поселка с толщиной суглинков 20 м и более. Несмотря на двуслоистость разреза, характеристика смещений здесь трехпиковая, амплитудно-периодная. Основной максимум имеет $A_{\text{гр}}/A_{\text{ск}} = 13,2$, $T = 0,6$ с; второй 9,8, $T = 0,4$ с; третий 5,4, $T = 0,15$ с. При этом слой суглинков увеличивает

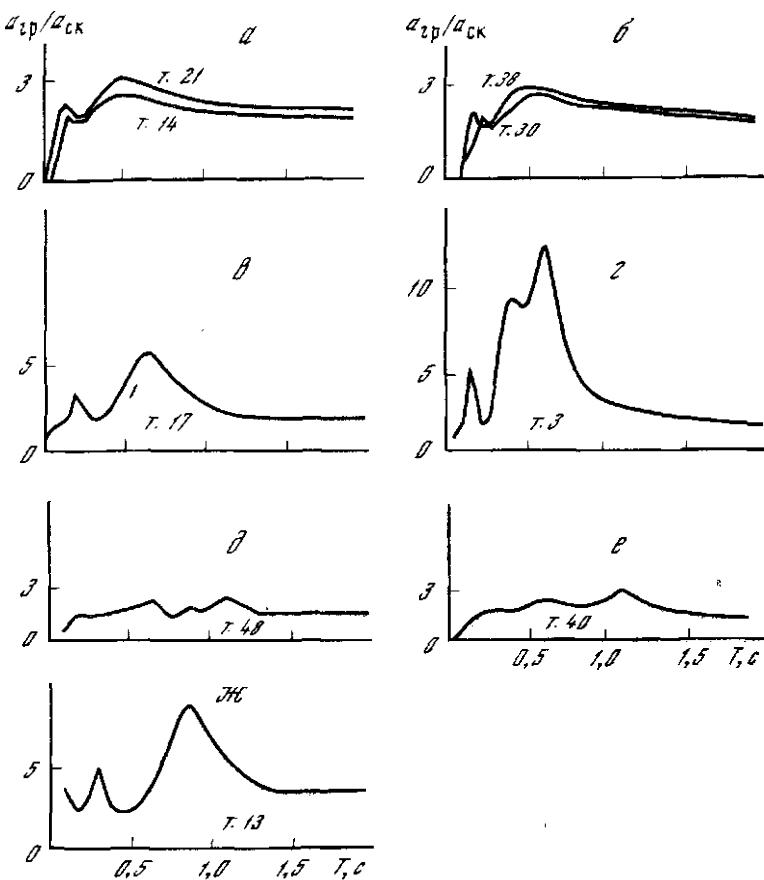


Рис. 6.26. Спектральные характеристики территорий Нижне-Алварчинского водохранилища (а, б); пос. Орловка (в, г, ж) и г. Джалаабад (д, е)

амплитуду смещений относительно второй группы (галечные грунты) в 2,1 раз (более одного балла) (рис. 6.26).

Расчетные спектральные характеристики района г. Джалаабад похожи по форме и близки по значениям максимумов. Для средних грунтовых условий (мощность суглинков более 6 м) характеристика изменяется плавно. На ней выделяется максимум $A_{gr}/A_{sk} = 3,0$ при $T = 1,1$ с (рис. 6.26).

Для галечниковых грунтов характеристика более изрезанная, с основным максимумом $A_{gr}/A_{sk} = 3,25$ при $T = 1,1$ с; вторым максимумом, равным 3,0 при периоде $T = 0,9$ с, третьим – 2,8 при $T = 0,7$ с.

Амплитудно-частотная характеристика территории г. Джалаабад, с мощной толщей суглинистых отложений, отличается от предыдущих много-пиковостью. Отношения амплитуд составляют при основном максимуме $A_{gr}/A_{sk} = 3,55$, $T = 1,1$ с; втором – 2,8, $T = 0,65$ с; третьем – 2,6, $T = 0,45$ с и четвертом – 1,5, $T = 0,3$ с (рис. 6.27).

Таким образом, в рассмотренных случаях приращения балльности,

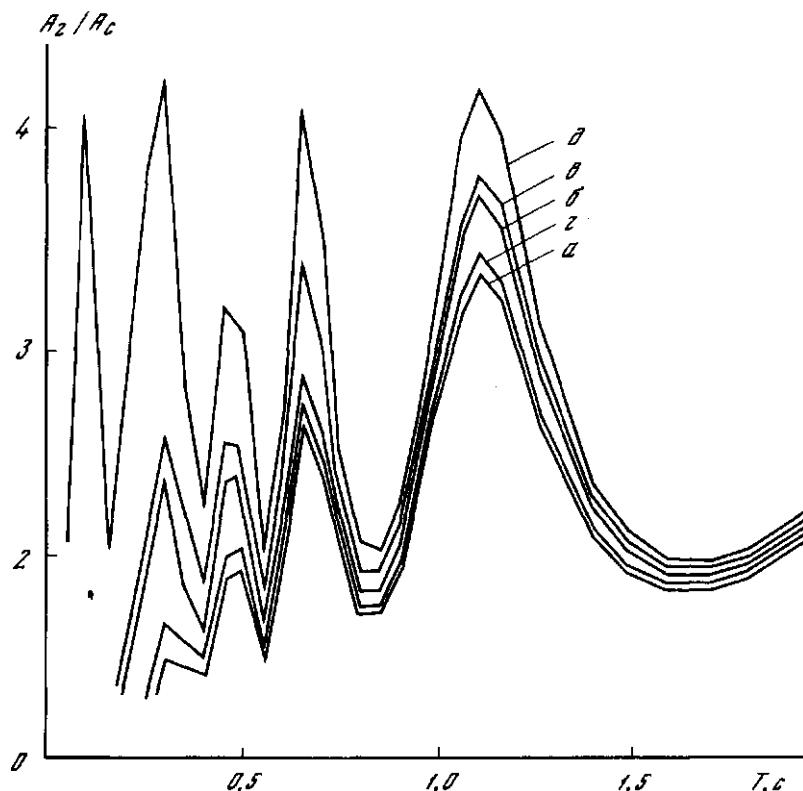


Рис. 6.27. Спектральные характеристики в т. 68 г. Джалаабад
 a — с учетом поглощения во всех слоях; b — $\alpha_1 = 0,0$; $\alpha_2 = 0,3$; $\alpha_3 = 0,5$; c — $\alpha_1 = 0,2$; $\alpha_2 = 0,5$; d — $\alpha_1 = 0,2$; $\alpha_2 = 0,0$; $\alpha_3 = 0,0$; e — $\alpha_1 = 0,0$; $\alpha_2 = 0,0$; $\alpha_3 = 0,0$

найденные по максимальным значениям спектральных характеристик, изменяются от одного до двух баллов.

Ранее (см. разделы 6.3–6.5) уже описывалось влияние поглощения (диссипации) сейсмических волн геологическими средами на степень сейсмической опасности грунта. Рассмотрим еще раз это явление на конкретном примере исследуемых территорий (см. рис. 6.27, a и 6.28, a). Показанные

Таблица 6.6
 Максимальные значения расчетных спектральных характеристик колебаний грунтов с учетом и без учета поглощения

Виды расчета			п. 68	г. Джалаабад	п. 5	г. Алаарча
$\lambda_1 = 0,2$	$\lambda_2 = 0,3$	$\lambda_3 = 0,5$	3,42	0,00	3,12	0,00
$\lambda_1 = 0$	$\lambda_2 = 0,3$	$\lambda_3 = 0,5$	3,78	10,5	3,19	2,00
$\lambda_1 = 0,2$	$\lambda_2 = 0,0$	$\lambda_3 = 0,5$	3,90	15,2	3,35	7,00
$\lambda_1 = 0,2$	$\lambda_2 = 0,0$	$\lambda_3 = 0,0$	3,5	2,0	3,14	1,00
$\lambda_1 = 0,0$	$\lambda_2 = 0,0$	$\lambda_3 = 0,0$	4,30	26,00	3,46	11,00

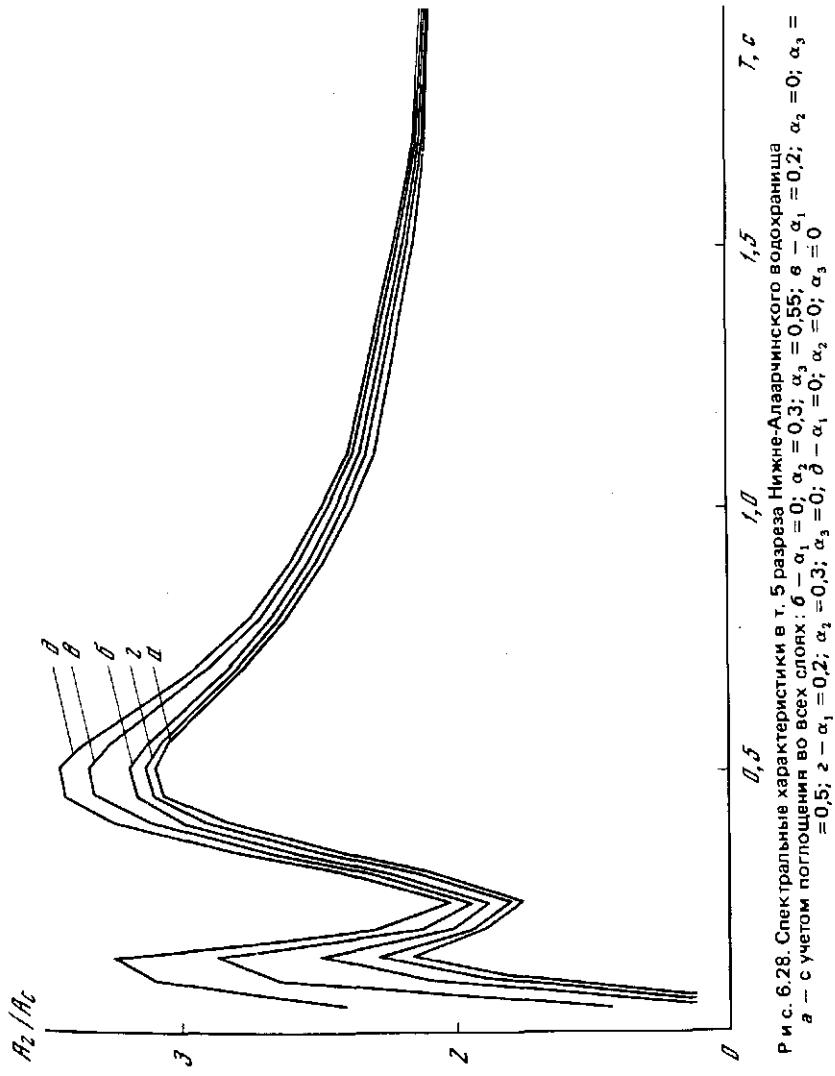


Рис. 6.28. Спектральные характеристики в т. 5 разреза Нижне-Алааринского водохранилища a — с учетом поглощения во всех слоях: $\delta - \alpha_1 = 0$; $\alpha_2 = 0.3$; $\alpha_3 = 0.55$; $\delta - \alpha_1 = 0.2$; $\alpha_2 = 0$; $\alpha_3 = 0$; 0.5 ; $2 - \alpha_1 = 0.2$; $\alpha_2 = 0.3$; $\alpha_3 = 0$; $\delta - \alpha_1 = 0$; $\alpha_2 = 0$; $\alpha_3 = 0$

на этих рисунках спектральные характеристики получены для модели с учетом поглощения всех слоев. Величины декрементов затухания были определены по таблице из [41]. Для первого слоя, представленного глинистыми сланцами, $\Delta S = 0,2$; для второго гравийно-гальникового слоя $\Delta S = 0,3$. Для третьего, представленного суглинками, $\Delta S = 0,5$.

Для определения влияния поглощения в каждом слое был произведен расчет серии спектральных характеристик для различных вариантов параметров разреза: поглощение отсутствует либо в первом слое (рис. 6.27, б и 6.28, б), либо во втором (рис. 6.27, в и 6.28, в), либо в третьем (рис. 6.27, г и 6.28, г), либо во всех трех слоях одновременно (рис. 6.27, д и 6.28, д). Результат представлен в табл. 6.6.

В табл. 6.6 также приведены отклонения значений максимальных спектральных характеристик в процентах относительно значения их при полном учете поглощения. Анализ полученных результатов показывает, что неучет поглощения во всех трех слоях может значительно искажить окончательный результат до 26% табл. 6.6. Неучет поглощения в первом слое для этой точки дает ошибку в 10,5%, во втором — 15,2%, а в третьем — 2%. Понятно, на величину отклонения в процентах оказывает влияние помимо декремента поглощения, еще и мощность слоя.

Для п.5 Нижне-Алаарчинского руслового водохранилища получены меньшие, но с таким же распределением по слоям ошибки. Здесь неучет поглощения по всей среде дает ошибку 11%. С переходом же в коротко-периодную часть спектра расхождение кривых для различных вариантов значительно возрастет. Неучет поглощения в этом случае может привести к большой ошибке, т.е. к неверному определению преобладающего периода и соответственно его амплитуды.

Учет же поглощения во всем сейсмогеологическом разрезе может повысить точность оценки значения основного максимума до 30%. Вместе с тем сравнение зависимости уровней спектральных характеристик от мощности слоев и их акустических жесткостей при разных декрементах поглощения приводит к заключению, что влияние величины декремента на уровень спектральных характеристик, приведенных к баллам, пренебрежимо мало. Изменение приращения балльности при изменении декрементов поглощения от 0 до их реальных значений не превышает 0,5 балла.

Г л а в а 7

УЧЕТ НЕЛИНЕЙНЫХ ЯВЛЕНИЙ В ГРУНТАХ ПРИ СЕЙСМИЧЕСКОМ МИКРОРАЙОНИРОВАНИИ

7.1. РАСПРОСТРАНЕНИЕ УПРУГОПЛАСТИЧЕСКИХ ВОЛН В МЯГКИХ ГРУНТАХ

Зачастую макросейсмические обследования последствий сильных землетрясений приводят к выводам, противоречащим результатам СМР, что можно объяснить неучетом особенностей поведения мягких грунтов в условиях больших деформаций, проявляющихся при разрушительных землетрясениях. Такими особенностями являются разрушение грунта в верхней части разреза, откольные явления, полученные экспериментально и обоснованные теоретически [35, 75, 122, 147, 199, 222, 214].

Представляется, что макросейсмический эффект при разрушительных землетрясениях, проявляющийся в виде течения и взрыхления верхней

части грунта, связан с изменением его физико-механических свойств. Эти изменения являются следствием необратимых деформаций, обусловленных упругопластическим волнам, закономерности распространения и амплитудные характеристики которых существенно отличаются от таковых для упругих волн. Следовательно, оценка приращения интенсивности при неупругом колебании грунта должна быть проведена на базе теоретических и экспериментальных исследований закономерностей распространения упругопластических волн, распределения напряжений, деформаций и их изменения в зависимости от длительности и формы импульса, а также от свойств грунта.

Теоретические исследования особенностей, возникающих при распространении упругопластических волн в мягких грунтах, приводят к выводам о необходимости учета неупругих параметров колебаний при определении возможного сейсмического эффекта и определяют основные направления экспериментов, реализующих такой учет.

Изучение поведения мягких грунтов при действии сейсмических нагрузок, вызывающих неупругие деформации, имеет первостепенное значение в вопросах проектирования зданий и сооружений в сейсмоактивных районах, рассчитанных на сильные землетрясения (7–10 баллов). При этом под поведением мягких грунтов понимаются прочностные свойства и связанные с ними характеристики неупругого грунта: смещения, скорости смещения, пластические деформации и скорости упругопластических волн, напряжения и закономерности распределения этих параметров во времени и пространстве. Следует отметить, что мягкие грунты за пределы упругости претерпевают как объемные, так и сдвиговые необратимые деформации.

Под сейсмическими нагрузками в теоретической сейсмологии подразумеваются нагрузки (смещения, скорости смещения и напряжения), заданные в виде гармонической волны. Метод нахождения волнового поля в виде гармонических волн, справедливых для упругих сред, не применим в случае упругопластического движения. Следовательно, традиционные методы решения математических задач теоретической сейсмологии не пригодны к решению аналогичных задач волнового поля неупругого колебания. В этом состоит одна из трудностей этой проблемы.

Сейсмические нагрузки, известные в виде записей смещений или скоростей смещений, знакопеременны. Среда подвергается последовательно действию сжимающих и растягивающих напряжений или наоборот. То же самое можно говорить о сдвигавших нагрузках. Забегая вперед, отметим, что при неупругом колебании объемные и сдвиговые деформации связаны между собой и возникают одновременно. Тогда как в упругом случае они осуществляются независимо друг от друга продольной и поперечной упругими волнами. Знакопеременные динамические нагрузки в стадии упругих деформаций не вносят трудностей как физического, так и математического характера. Причина состоит в том, что в упругой стадии модули упругости мягких грунтов как в фазе сжатия, так и в фазе растяжения принимаются равными и величина напряжений не достигает предела прочности на обеих фазах. Это положение, по крайней мере для мягких грунтов, требует дополнительных опытных данных. Вполне вероятно, что модули упругости растяжения и сжатия могут быть разными. Например, упругое сопротивление мягких грунтов растяжению намного слабее, чем упругое сопротивление сжатию. Если такой эффект имеет место, то мы приходим к проблеме волновой динамики разноупругих сред. Такой подход несомненно вносит существенные качественные и количественные изменения.

Знакопеременные динамические нагрузки в стадии неупругих деформаций требуют знания физико-механических свойств мягких грунтов как в фазе сжатия, так и в фазе растяжения. В особенности необходимо знать предел прочности по напряжению на растяжение, который зависит от мощности и плотности грунтов. Если учесть, что динамические эксперименты на мягких грунтах осуществлялись при сжимающих нагрузках, то определение динамических диаграмм в области растяжения требует разработки методики новых экспериментов. Трудность этой проблемы связана с физикой процесса.

Наиболее трудным вопросом в динамике мягких грунтов и вообще для всех деформируемых твердых сред за пределом упругости является выбор модели грунта. Этот вопрос неоднократно обсуждался специалистами. Были предложены различные варианты моделей грунтов, основанные на положениях традиционных теорий пластичности металлов, но с учетом их особенностей.

Первая модель мягких грунтов, предложенная Х.А. Рахматулиным [157], базировалась на положениях деформационной теории пластичности, где связи между напряжениями и деформациями выражаются следующим образом:

$$\sigma_{ij} = \lambda \theta \delta_{ij} + 2G \epsilon_{ij}, \quad (7.1)$$

где $\lambda = \frac{F(\theta)}{\theta} - \frac{2}{9} \frac{\Phi(\epsilon_i, \theta)}{\epsilon_i}$; $G = \frac{1}{3} \frac{\Phi(\epsilon_i, \theta)}{\epsilon_i}$; $P = f(\theta)$ — диаграмма объем-

ного изменения; $\sigma_i = \Phi(\epsilon_i, \theta)$ — диаграмма, характеризующая деформации сдвига. Интенсивность напряжений σ_i может зависеть не только от интенсивности деформаций ϵ_i , но и от объемной деформации θ ; P — среднее давление. Экспериментальные диаграммы $P = f(\theta)$, $\sigma_i = \Phi(\epsilon_i, \theta)$ не связаны с конкретными скоростями нагружения (или деформации). Они принимаются как некоторые динамические диаграммы, соответствующие "высоким" скоростям нагружения, и в диапазоне порядка этих скоростей существенно не меняются. Однако основные выражения против деформационной теории пластичности металлов остаются в силе относительно этой модели мягкого грунта.

Модель мягких грунтов, основанная на положениях теории пластичности типа течения, предложена С.С. Григоряном [40], где связи между напряжениями и деформациями имеют вид.

$$2G \left(\dot{\epsilon}_{ij} - \frac{1}{3} \dot{\theta} \delta_{ij} \right) = dS_{ij}/dt + \lambda_0 S_{ij},$$

$$\frac{1}{2} S_{ij} S_{ij} - F(P) = 0; \quad P = f(\theta, \theta^*).$$

Здесь θ^* — величина объемной деформации, с которой начинается разгрузка для случая, когда при $\lambda_0 > 0$ описывается пластическое течение, а для $\lambda_0 \leq 0$ имеет место упругое движение. Данная модель также не учитывает влияния скоростей деформации.

Некоторая феноменологическая модель мягкого грунта, представляющая собой дальнейшее развитие модели С.С. Григоряна, предложена Г.В. Рыковым [158]. Она основана на положениях теории упруговязко-пластических сред, предложенной для металлов В.В. Соколовским, Л. Мальверном и Н. Кристеску. Эта модель учитывает влияние скоростей деформа-

ции на объемное деформирование мягких грунтов, а пластическое сдвиговое деформирование описывается условием Мизеса — Шлейхера — Боткина. Соотношения, определяющие связи между напряжениями и деформациями этой модели для одноосного сжатия, имеют вид

$$\frac{d\epsilon}{dt} = 1/E_1(\epsilon) \frac{d\sigma_1}{dt} + g_1 [\sigma_1 - f_1(\epsilon)], \frac{d\sigma_1}{dt} \geq 0;$$

$$\frac{d\epsilon}{dt} = 1/E_1^*(\sigma_1, \epsilon) \frac{d\sigma_1}{dt} + g_1 [\sigma_1 - f_1(\epsilon)], \frac{d\sigma_1}{dt} < 0,$$

где $E_1(\epsilon) = E(\epsilon) (1 + \sqrt{2}/3 K)$; $f_1(\epsilon) = f(\epsilon) (1 + \sqrt{2}/3 K) + \sqrt{2}/3 b$; $E_1^*(\sigma_1, \epsilon) = E^*(\sigma, \epsilon) (1 + \sqrt{2}/3 K)$; $E^*(\sigma, \epsilon)$ — некоторая функция, характеризующая деформирование среды при разгрузке ($\frac{d\sigma}{dt} < 0$); постоянные K и b — коэффициенты, характеризующие внутреннее трение и сцепление в среде $F(J_2) = K + bP$.

Следует отметить, что этим вопрос о модели грунта нельзя считать исчерпанным. Выбор модели тесно связан с типом мягких грунтов, их структурами, текстурными особенностями, с условием нагружения, с диапазоном действующих напряжений и т.д. Поэтому каждая из предложенных моделей может быть использована только в определенных условиях для конкретных типов грунтов. Так же требуется критический пересмотр существующей методики измерения напряжений и деформаций в лабораторных условиях и в условиях естественного залегания. Некоторые "эффекты", например, в диаграммах деформирования в пластической области зависят от скоростей деформации и могут быть следствием условия осуществления опытов, а не физической характеристики материала. Таким образом, диаграммы динамического деформирования мягких грунтов как в упругой, так и в пластической стадии могут зависеть от истории нагружения во всей стадии деформирования.

Ю.Н. Работновым и Ю.В. Суворовой [151, 152] на основе анализа существующих экспериментальных данных по динамическому испытанию образцов из различных металлов и посредством новых данных предложена модель упругопластических металлов, описываемая уравнением наследственного типа

$$\sigma = \varphi(\epsilon_p) - \int_0^t K(t-S) \sigma(S) dS,$$

где кривая $\sigma = \varphi(\epsilon_p)$ есть мгновенная кривая деформирования, соответствующая бесконечно большой скорости деформации; ϵ_p — пластическая составляющая деформации; $K(t-S)$ — ядро интегрального уравнения, характеризующее наследственные свойства. Одна из перспективных задач динамики мягких грунтов состоит в том, что путем специальных опытов следует определить вид диаграммы $\sigma = \varphi(\epsilon_p)$ и ядра $K(t-S)$ для различных мягких грунтов. В отличие от металлов у мягких грунтов с увеличением скоростей деформации в упругой области растет не только предел текучести, но и модуль упругости, а также наследственные эффекты должны сказываться на виде кривой пластического деформирования.

Изучение поведения мягких грунтов при сильных землетрясениях наряду с инструментальными и макросейсмическим методами требует разработки теоретического моделирования процесса. Теоретическая модель включает в себя исследование распространения заданного сейсмического сигна-

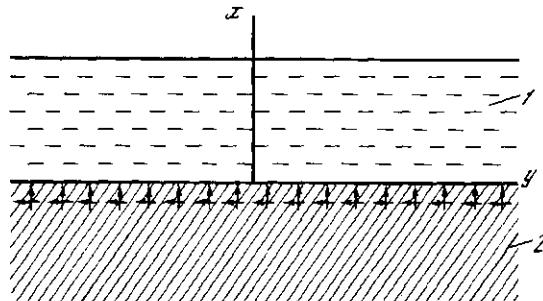


Рис. 7.1. Модель слоя мягкого грунта, лежащего на жестком основании
1 — мягкий грунт; 2 — коренная порода

ла через упругопластический мягкий грунт (характер его трансформации, величины реализуемых напряжений, деформаций) и его прочности для динамических нагрузок. Для решения таких задач необходимо задание граничного условия в виде закона изменения напряжений или скоростей смещения на границе мягкий грунт — коренная порода. Амплитуды и время действия таких импульсов должны соответствовать импульсам реальных землетрясений по магнитуде, энергетическому классу и эпицентральному расстоянию. Для описания процесса деформирования должна быть выбрана модель мягкого грунта, определяющие уравнения которой были приведены выше (7.1). В качестве начальных условий можно выбрать нулевое состояние, пренебрегая начальными напряжениями и деформациями, считая, что среда до подхода волны находится в покое. Предполагается также, что среда однородна и ее плотность, физические параметры, входящие в уравнение состояния, не меняются по глубине.

В качестве примера проведем анализ и решение одной частной задачи динамики мягких грунтов для случая распространения одномерной плоской упругопластической волны сжатия—сдвига. Такая волна реализуется при совместном действии нормального σ_x и касательного τ_{xy} напряжений на границе мягкий грунт — коренная порода (7.1.). Предполагается их равномерное распределение на границе (плоскость yoz). В качестве закона изменения напряжений σ_x и τ_{xy} по времени принята простейшая зависимость вида

$$\sigma_x = \sigma = \sigma_0 H(t), \quad \tau_{xy} = \tau = \tau_0 H(t), \quad H(t) = \begin{cases} 1, & t > 0 \\ 0, & t < 0 \end{cases}.$$

Задание граничного условия в таком виде связано с чрезвычайной трудностью решения поставленной задачи для общего закона изменения приложенных сил по времени, которое требует применения конечно-разностных методов в различных областях движения активного нагружения и разгрузки с неизвестными подвижными границами между ними.

При действии сейсмической нагрузки на границе коренной породы и мягкого грунта могут реализоваться различные деформационные состояния. Если плоские волны P и S из глубины действуют нормально, то в мягком грунте реализуется одноосное деформационное состояние. Решение этой задачи наиболее простое. Если плоские волны падают под углом, то реализуется плоская деформация. За пределом упругости не имеет места разделение волн по тирам и скоростям упругопластических волн, которые зависят от уровня напряжений, достигаемого в данный момент времени.

Полное решение двумерной задачи динамики упругопластических сред отсутствует, за исключением некоторых частных задач.

При решении поставленной задачи использовались соотношения "деформационной" модели грунта, предложенной Х.А. Рахматулиным. В пользу такого подхода можно сказать следующее: а) "деформационная" модель наиболее проста для расчетов; б) величины реализуемых деформаций при действии напряжений до $5 \text{ кгс}/\text{см}^2$ одного порядка с пределом упругости; в) данные опыта и амплитудно-частотные исследования [30] в указанных пределах напряжений говорят в пользу "деформационной" модели.

Общие уравнения движения деформируемой твердой среды в случае малых деформаций имеют вид

$$\begin{aligned} \rho_0 \frac{\partial^2 U_x}{\partial t^2} &= \frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z}, \\ \rho_0 \frac{\partial^2 U_y}{\partial t^2} &= \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_y}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z}, \\ \rho_0 \frac{\partial^2 U_z}{\partial t^2} &= \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_z}{\partial z}, \end{aligned} \quad (7.2)$$

где ρ_0 — начальная плотность среды; U_x, U_y, U_z — компоненты вектора смещения; $\sigma_x, \dots, \tau_{xz}$ — компоненты тензора напряжений.

Границные и начальные условия имеют вид

$$\sigma_x = \sigma_0 H(t); \quad \tau_{xy} = \tau_0 H(t), \quad x = 0; \quad H(t) = \begin{cases} 1, & t > 0, \\ 0, & t \leq 0; \end{cases}$$

$$\sigma_x = \dots = \tau_{xz}; \quad U_x = U_y = U_z = 0;$$

$$\frac{\partial U_x}{\partial t} = \frac{\partial U_y}{\partial t} = \frac{\partial U_z}{\partial t} = 0; \quad t < 0, \quad 0 \leq x < \infty.$$

В рассматриваемом случае плоского движения

$$U_x = U_x(t, x); \quad U_y = U_y(t, x); \quad U_z \equiv 0. \quad (7.3)$$

В силу малости деформаций и на основании (7.3) имеем

$$\epsilon_x = \frac{\partial U_x}{\partial x}, \quad \epsilon_{xy} = \frac{\partial U_y}{\partial x}, \quad \epsilon_y = \epsilon_z = \epsilon_{yz} = \epsilon_{xz} = 0. \quad (7.4)$$

Связи между компонентами тензоров напряжений и деформаций имеют вид

$$\begin{aligned} \sigma_x &= \lambda \theta + 2G \epsilon_x, & \tau_{xy} &= G \epsilon_{xy}, \\ \sigma_y &= \lambda \theta + 2G \epsilon_y, & \tau_{yz} &= G \epsilon_{yz}, \\ \sigma_z &= \lambda \theta + 2G \epsilon_z, & \tau_{xz} &= G \epsilon_{xz}, \end{aligned} \quad (7.5)$$

где $\theta = \epsilon_x + \epsilon_y + \epsilon_z$; коэффициенты λ и G выражаются перед диаграммой $P = F(\theta)$ и $\sigma_i = \Phi(\epsilon_i)$ следующим образом:

$$\lambda = \frac{F(\theta)}{\theta} - \frac{2}{9} \frac{\Phi(\epsilon_i)}{\epsilon_i}, \quad G = \frac{1}{3} \frac{\Phi(\epsilon_i)}{\epsilon_i}.$$

На основании (7.4) из (7.5) получим

$$\begin{aligned} \sigma_x &= (\lambda + 2G) \epsilon_x, \quad \sigma_y = \sigma_z = \lambda \epsilon_x, \quad \tau_{xy} = G \epsilon_{xy}, \\ \tau_{xz} &= 0, \quad \theta = \epsilon x. \end{aligned} \quad (7.6)$$

Уравнения движения (7.2) с учетом (7.3) и (7.6) в нашей задаче приводятся к виду

$$\rho_0 \frac{\partial^2 U_x}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_x}{\partial x}, \quad \rho_0 \frac{\partial^2 U_y}{\partial t^2} = \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x}. \quad (7.7)$$

На основании соотношений (7.6) уравнения (7.7) примут вид

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} - A \frac{\partial \epsilon}{\partial x} - B \frac{\partial \gamma}{\partial x} &= 0, \\ \frac{\partial \epsilon}{\partial t} - \frac{\partial U}{\partial x} &= 0, \\ \frac{\partial V}{\partial t} - B \frac{\partial \epsilon}{\partial x} - D \frac{\partial \gamma}{\partial x} &= 0, \\ \frac{\partial \gamma}{\partial t} - \frac{\partial V}{\partial x} &= 0, \end{aligned} \quad (7.8)$$

где $U = \frac{\partial U_x}{\partial t}$, $V = \frac{\partial U_y}{\partial t}$ — скорости частиц грунта; $\epsilon = \epsilon_x$, $V = \epsilon_{xy}$;

$$A = \frac{1}{\rho_0} \left\{ \frac{dF}{d\epsilon} + \frac{4}{9} \frac{\Phi(\epsilon_i)}{\epsilon_i} + \frac{16}{81} \frac{\epsilon^2}{\epsilon_i^2} \left| \frac{d\Phi}{d\epsilon_i} - \frac{\Phi(\epsilon_i)}{\epsilon_i} \right| \right\},$$

$$B = \frac{4}{27\rho_0} \frac{\epsilon\gamma}{\epsilon_i^2} \left[\frac{d\Phi}{d\epsilon_i} - \frac{\Phi(\epsilon_i)}{\epsilon_i} \right],$$

$$D = \frac{1}{\rho_0} \left\{ \frac{1}{3} \frac{\Phi(\epsilon_i)}{\epsilon_i} + \frac{1}{9} \frac{\gamma^2}{\epsilon_i^2} \left| \frac{d\Phi}{d\epsilon_i} - \frac{\Phi(\epsilon_i)}{\epsilon_i} \right| \right\}.$$

Систему квазилинейных уравнений в частных производных первого порядка относительно U , V и ϵ , γ (7.8) можно представить в следующей симметричной форме:

$$L(W) = A'W_t + A^xW_x = 0, \quad (7.9)$$

где

$$\begin{bmatrix} \epsilon \\ U \\ \gamma \\ V \end{bmatrix} A' = \begin{bmatrix} 0 & 1 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 1 & 0 \end{bmatrix} \quad A^x = \begin{bmatrix} -A & 0 & -B & 0 \\ 0 & -1 & 0 & 0 \\ -B & 0 & -D & 0 \\ 0 & 0 & 0 & -1 \end{bmatrix}.$$

Матрицы A' и A^x — симметричные, а A' — положительно определенная.

Система (7.9) является симметричной и ее характеристики C_i определяются из условия равенства нулю определителя характеристической матрицы $[cA' - A^x]$:

$$\det [cA' - A^x] = 0,$$

или

$$\begin{vmatrix} A & C & B & 0 \\ C & 1 & 0 & 0 \\ B & 0 & D & C \\ 0 & 0 & C & 1 \end{vmatrix} = 0.$$

Эти характеристики имеют вид

$$\begin{aligned} C_1 &= \frac{1}{\sqrt{2}} \left| (A + D) + [(A - D)^2 + 4B^2]^{\frac{1}{2}} \right|^{\frac{1}{2}}, \\ C_2 &= -\frac{1}{\sqrt{2}} \left| (A + D) + [(A - D)^2 + 4B^2]^{\frac{1}{2}} \right|^{\frac{1}{2}}, \\ C_3 &= \frac{1}{\sqrt{2}} \left| (A + D) - [(A - D)^2 + 4B^2]^{\frac{1}{2}} \right|^{\frac{1}{2}}, \\ C_4 &= -\frac{1}{\sqrt{2}} \left| (A + D) - [(A - D)^2 + 4B^2]^{\frac{1}{2}} \right|^{\frac{1}{2}}. \end{aligned} \quad (7.10)$$

Если все четыре характеристики (7.10) являются действительными и на них имеет место четыре различных дифференциальных соотношения, то система (7.9) принадлежит классу гиперболических уравнений. В силу симметричности системы (7.9) правый и левый собственные векторы характеристической матрицы $[cA' - A^x]$ равны между собой и нуль-вектор находится из условия

$$[cA' - A^x]e = 0,$$

тогда этот нуль-вектор имеет вид

$$e = \begin{bmatrix} -\frac{B}{A - c^2} \\ \frac{Bc}{A - c^2} \\ -\frac{1}{c} \end{bmatrix}.$$

Рассмотрим распространение простых волн в упругопластическом грунте. Простыми волнами называется семейство непрерывных волн нагружения, для которых вдоль характеристик положительного наклона параметры движения не меняются. В частности, простыми волнами являются центрированные волны, реализуемые при совместном действии мгновенно приложенных нормально и касательно ступенчатых нагрузок или в случае автомодельного движения [71].

Согласно теории простых волн $d\bar{W}$ пропорционален нуль-вектору e :

$$\frac{d\epsilon}{-\frac{B}{A - c^2}} = \frac{dU}{\frac{Bc}{A - c^2}} = \frac{d\gamma}{1} = \frac{dV}{-c}.$$

Последнее уравнение дает следующие обыкновенные дифференциальные уравнения:

$$\begin{cases} \frac{d\epsilon}{d\gamma} = -\frac{B}{A - c^2}, \\ \frac{dU}{dV} = -\frac{B}{A - c^2} \end{cases} \quad (7.11)$$

Правая часть этих уравнений зависит от ϵ, γ и их решения определяют траектории деформаций и скорости частиц. Например, уравнение (7.11) является нелинейным обыкновенным дифференциальным уравнением относительно продольной деформации ϵ , если в качестве независимого переменного принять сдвиговую деформацию γ .

Соотношения (7.10) показывают, что при действии импульса сжатия—сдвига в положительном направлении распространяются два типа волн, скорости которых определяются первым и третьим соотношениями из (7.10). Рассмотрим некоторые частные случаи:

а) в упругом случае среднее давление P и интенсивность напряжений σ_i линейно зависят соответственно от объемной деформации и интенсивности деформаций. При полном снятии нагрузки среда полностью восстанавливает свои первоначальные объем и форму. Линейные зависимости сохраняются как в фазе нагружения, так и в фазе разгрузки, и они имеют вид $P = K\theta$, $\sigma_i = 3G\epsilon_i$, где K и G — упругие модули объемного изменения и сдвига. В этом случае продольное и поперечное движения невзаимосвязаны, а суммарное движение за поперечной волной определяется суперпозицией. Продольное возмущение распространяется со скоростью $c_1 =$

$$= a_0 = \left[(K + \frac{4}{3}G) / \rho_0 \right]^{\frac{1}{2}}, \text{ а поперечное } - c_3 = b_0 = (G / \rho_0)^{\frac{1}{2}};$$

б) если P зависит от θ по нелинейному закону, а зависимость σ_i от ϵ_i линейна, то в этом случае продольное и поперечное движения также невзаимосвязаны. Зависимость $\sigma_i = \beta\epsilon_i$ не обязательно должна быть упругой. В области разгрузки она может иметь другой вид, не совпадающий с участком нагружения. В этом случае решение задачи не представляет особых трудностей.

Рассмотрим более общий случай, когда обе диаграммы нелинейны и остаточные деформации реализуются как по объему, так и по сдвигу.

Решение в области простой волны первого и второго типа находится из интегрирования уравнения (7.11), где

$$c^2 = \frac{1}{2} \left\{ (A + D) + [(A - D)^2 + 4B^2]^{\frac{1}{2}} \right\}$$

для первого типа (квазипродольная волна), а

$$c^2 = \frac{1}{2} \left\{ (A + D) - [(A - D)^2 + 4B^2]^{\frac{1}{2}} \right\}$$

для второго типа (квазипоперечная волна).

При проведении числовых расчетов были использованы динамические диаграммы "сухих" суглинистых грунтов в естественном состоянии. На основе экспериментальных данных по изменению напряжений и деформаций построены динамические диаграммы грунтов $P = F(\theta)$ и $\sigma_i = \Phi(\epsilon_i)$ (рис. 7.2), которые были аппроксимированы схемой Прандтля [29]:

$$F(\theta) = K_0\theta_s + K_1(\theta - \theta_s), \quad \theta \geq \theta_s,$$

$$\Phi(\epsilon_i) = 3G\epsilon_{is} + 3G_1(\epsilon_i - \epsilon_{is}), \quad \epsilon_i \geq \epsilon_{is}, \quad (7.12)$$

где θ_s и ϵ_{is} — пределы упругости по объемной и сдвиговой деформациям соответственно.

В области упругих деформаций соотношения (7.12) принимают вид

$$F(\theta) = K_0\theta, \quad \theta \leq \theta_s,$$

$$\Phi(\epsilon_i) = 3G_0\epsilon_i, \quad \epsilon_i \leq \epsilon_{is}. \quad (7.13)$$

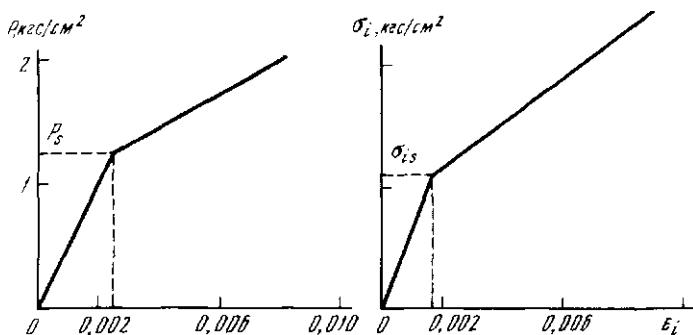


Рис. 7.2. Динамические диаграммы для сухих суглинистых грунтов

Коэффициенты K_0, K_1, G_0, G_1 в соотношениях (7.12) и (7.13) характеризуют модули объемной сжимаемости и деформации сдвига в упругой и пластической областях.

Из экспериментальных динамических диаграмм для суглинка коэффициенты в исходной системе уравнений (7.8) имеют вид

$$A = \frac{1}{\rho} \left[K_1 + \frac{4}{3} G_1 + \frac{4}{3} \frac{(G_0 - G_1) \epsilon_{is}}{\epsilon_i} - \frac{16}{27} \frac{\epsilon_{is} (G_0 - G_1) \epsilon^2}{\epsilon_i^3} \right];$$

$$B = - \frac{4}{9\rho} \frac{\epsilon_{is} (G_0 - G_1) \epsilon \cdot \gamma}{\epsilon_i^3};$$

$$D = \frac{1}{\rho} \left[G_1 + \frac{(G_0 - G_1) \epsilon_{is}}{\epsilon_i} - \frac{1}{3} \frac{\epsilon_{is} (G_0 - G_1) \gamma^2}{\epsilon_i^3} \right]. \quad (7.14)$$

Значения упругих и пластических характеристик для суглинков следующие:

$$K_0 = 5 \cdot 10^2 \text{ кгс/см}^2; \quad K_1 = \frac{15}{11} \cdot 10^2 \text{ кгс/см}^2;$$

$$G_0 = 2,16 \cdot 10^2 \text{ кгс/см}^2; \quad G_1 = 0,6 \cdot 10^2 \text{ кгс/см}^2;$$

$$\rho_s = 1,25 \text{ кгс/см}^2; \quad \theta_s = 0,0025; \quad \epsilon_{is} = 0,0017; \quad \epsilon_{is} = 1,1 \text{ кгс/см}^2.$$

Если объемная деформация $\theta = \epsilon$ достигает предела упругости $\epsilon_s = 0,025$, то ей соответствует значение интенсивности деформации $\epsilon_i = 2/3$, $\epsilon_s = 0,0017$. Таким образом, для используемых динамических диаграмм предел упругости как по объемной деформации, так и по интенсивности деформаций достигается одновременно. Следует отметить, что указанные пределы могут быть достигнуты не одновременно, мягкий грунт упруго деформируется по сдвигу, в то время как объемное деформирование происходит пластически, и наоборот.

Выражения характеристических скоростей (7.10) и выражения (7.14) показывает, что в пределах упругих деформаций, где $G_0 = G_1$, простые волны сжатия—сдвига переходят в продольную и сдвиговую упругие волны со скоростями $a_0 = \left[(K_0 + \frac{4}{3} G_0) / \rho_0 \right]^{1/2}$, $a_0 = (G_0 / \rho)^{1/2}$.

Скорость продольной пластической волны a_1 определяется из уравнения $a_1 = \left[(K_1 + \frac{4}{3} G_1) / \rho \right]^{1/2}$.

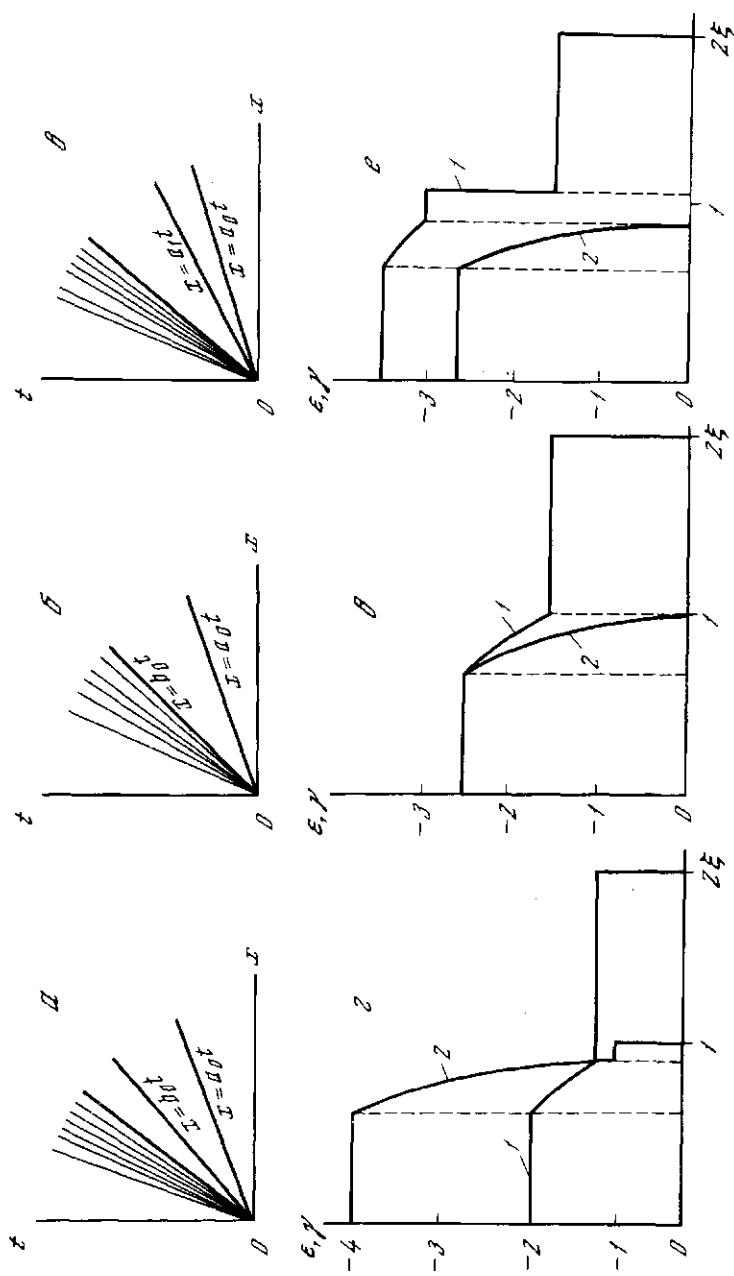


Рис. 7.3. Волновые картины движения (3, 6, θ) и графики изменения деформаций (2, ∂ , ϵ)

1 — $\frac{\epsilon}{\epsilon_{IS}}$; 2 — $\frac{\gamma}{\epsilon_{IS}}$

Отношение скоростей упругих волн для "сухих" суглинков вычисляется по формуле

$$a_0/b_0 = [(K_0 + \frac{4}{3}G_0)/G_0]^{1/2} = 1,9.$$

Отношения скорости продольной пластической волны a_1 к упругой продольной и сдвиговой волнам a_0, b_0 , а также упругой сдвиговой b_0 к упругой продольной a_0 выражается следующим образом:

$$a_1/a_0 = [(K_1 + \frac{4}{3}G_1)/(K_0 + \frac{4}{3}G_0)]^{1/2} = 0,53;$$

$$a_1/b_0 = [(K_1 + \frac{4}{3}G_1)/(G_0)]^{1/2} = 1,02; \quad b_0/a_0 = 0,98.$$

Отсюда видно, что для указанного грунта скорость продольной пластической волны a_1 несколько больше, чем скорость упругой сдвиговой волны.

Рассмотрим возможные волновые поля для некоторых случаев. Пусть до подхода волн напряжений в массиве грунта отсутствуют предварительные напряжения и деформации. В зависимости от величин приложенных сил и вида динамических диаграмм могут быть различные волновые картины движения. Так как максимальная скорость сдвиговых деформаций ограничена скоростью упругой сдвиговой волны, то сначала по массиву распространяются продольные волны, осуществляющие только объемные изменения, а за ними — волны сжатия—сдвига.

Пусть интенсивности приложенных напряжений σ_0 и t_0 в области чистого сжатия не могут вызвать пластическую деформацию. Тогда по невозмущающей среде сначала распространяется упругая продольная волна со скоростью a_0 , а за ней — упругая сдвиговая волна b_0 . За упругими волнами распространяется простая упругопластическая волна, осуществляющая сжатие со сдвигом.

Скорость переднего фронта упругопластической волны определяется выражением

$$c = \frac{1}{\sqrt{2}} \left\{ (A + D) - [(A - D)^2 + 4B^2]^{1/2} \right\}^{1/2} < b_0. \quad \begin{cases} \epsilon = \epsilon_s \\ \gamma = \gamma_s \end{cases}$$

В этом случае частицы грунта сначала испытывают последовательно продольное и поперечное упругие колебания, а затем — одновременно продольно-поперечное неупругое колебание, которое может вызвать наибольший сейсмический эффект (рис. 7.3,а).

Рассмотрим случай, когда интенсивности приложенных напряжений σ_0 и t_0 обеспечивают за продольной упругой волной состояние $\theta = \theta_s$, $P = P_s$. Скорость переднего фронта упругопластической волны сжатия—сдвига равна скорости упругой сдвиговой волны. В этом случае сначала распространяется упругая продольная волна, за ней — упругопластическая волна, осуществляющая одновременно сжатие—сдвиг. Скорость переднего фронта этой волны равна скорости упругой сдвиговой волны. Следовательно, начальное колебание производится упругой продольной волной, а затем колебание осуществляется возмущением от неупругой волны сжатия—сдвига и наибольший сейсмический эффект может оказать последняя волна, головная часть которой идет со скоростью упругой поперечной волны (рис. 7.3,б).

Интенсивности приложенных напряжений σ_0 и τ_0 таковы, что в области чистого сжатия нормальное напряжение может вызвать пластические деформации. При этом в массиве грунта сначала распространяется продольная упругая волна со скоростью a_0 . Скорость переднего фронта упругопластической волны сжатия—сдвига определяется:

$$c = \frac{1}{\sqrt{2}} \left\{ (A + D) - [(A - D)^2 + 4B^2]^{\frac{1}{2}} \right\}^{\frac{1}{2}} < b_0, \quad \begin{cases} \epsilon = \epsilon_2 \\ \gamma = 0 \end{cases}$$

где $\epsilon = \epsilon_2$ — значение продольной деформации за фронтом продольной пластической волны (рис. 7.3,в). Следовательно, первый динамический удар осуществляется продольной упругой волной, а затем пластической продольной волной, после которой фундаменты сооружения претерпевают необратимые объемные изменения. За этими последовательными продольными ударами последует упругопластическое колебание грунта и в этом случае возможен наибольший сейсмический эффект.

На рис. 7.3,2—е приведены графики изменения деформации для трех случаев описанных выше волновых картин движения.

При неупругих колебаниях в грунтах проявляются большие остаточные деформации, которые существенно влияют на сейсмическое поведение оснований и фундаментов сооружений. В исследованиях, проведенных рядом авторов [110, 121], показано, что рассчитать сейсмический эффект при землетрясениях и взрывах можно, используя различные эмпирические соотношения, связывающие кинематические (скорости распространения упругих волн) и динамические (смещения, скорости смещения, частоты и т.п.) параметры с приращением интенсивности колебания. Все параметры, используемые в этих соотношениях, получены в пределах упругих деформаций. Нам представляется, что такие соотношения не совсем правильно учитывают возможное приращение балльности при интенсивных воздействиях. Оценка приращения интенсивности колебаний при неупругом колебании грунта должна определяться на базе теоретических исследований о закономерностях, учитывающих распространение упругопластических волн, распределение напряжений, деформаций и их изменения в зависимости от длительности и формы импульса, а также от свойств грунта.

В первом случае (рис. 7.3,а) мы считаем, что пластические деформации, ответственные за необратимый эффект, будут развиваться в грунте под действием комбинированной волны сжатия—сдвига (квазипоперечная волна), скорости которой ниже, чем скорость упругой поперечной волны. При этом скорость квазипоперечной волны меняется в зависимости от интенсивности пластических деформаций: чем больше интенсивность деформаций, тем меньше скорость пластической волны.

Во втором случае (рис. 7.3,б) пластические деформации тоже передаются квазипоперечной пластической волной, но скорость ее переднего фронта совпадает со скоростью упругой поперечной волны. С увеличением интенсивности пластических деформаций скорость этой волны уменьшается.

В третьем случае (рис. 7.3,в) пластические деформации в грунте сначала осуществляются пластической волной чистого объемного изменения, при этом происходит только необратимое объемное изменение. За продольной пластической волной распространяется квазипоперечная пластическая волна, осуществляющая одновременные объемные и сдвиговые необратимые деформации. В этом случае грунт последовательно дважды претерпевает необратимые изменения.

Таким образом, при определении возможного сейсмического эффекта

необходимо учитывать неупругие параметры среды и скорости распространения в ней квазипродольных упругопластических волн объемного изменения и квазипоперечной пластической волны объемно-сдвиговых изменений.

7.2. ИЗУЧЕНИЕ МЕХАНИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ГРУНТОВ ПРИ ДИНАМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЯХ

Получение данных о неупругом деформировании грунтов связано со значительными трудностями как в лабораторных, так и в природных условиях. Особый интерес в этом плане представляют натурные эксперименты, поскольку они позволяют исследовать грунт в условиях естественного залегания.

Как известно, напряженно-деформационное состояние каждой точки среды определяется тензорами напряжений σ_{ij} и деформаций ϵ_{ij} , где $i, j = 1, 2, 3$. Установление физического закона деформирования, т.е. установление зависимостей между этими тензорами, требует экспериментального определения всех их компонент. Задача существенно упрощается при исследовании процесса деформирования однородных изотропных сред. В этом случае можно реализовать такой опыт, при котором заведомо из геометрических соображений могут быть установлены направления главных осей тензоров напряжений и деформаций, что позволяет ограничиться измерением трех главных компонент напряжений и трех главных компонент деформаций в симметрично эквивалентных точках среды. Такой метод исследований был осуществлен в Институте физики Земли АН СССР [25, 28, 31] и в Институте сейсмологии АН КазССР [60, 61, 71, 168, 169]. Для опытов выбирались структурно-однородные участки с достаточной большой мощностью залегания исследуемого грунта. Нагружение производилось таким образом, чтобы исследуемые поля напряжений и деформаций можно было предположительно считать сферическими или осесимметричными.

В случае сферической симметрии методика проводимых опытов [25, 28, 29, 60, 61, 71, 168, 169] заключалась в следующем. Пробуривались три скважины диаметром 0,18 м так, что их оси лежали в одной вертикальной плоскости, а расстояние от средней скважины до боковых были одинаковыми (рис. 7.4). Средняя скважина предназначалась для помещения заряда взрывчатого вещества (ВВ). В двух боковых размещались тензометрические датчики деформографов, регистрирующих деформации, и мембранные тензометрические датчики для регистрации нормальных напряжений. Измерения производились на глубине от 0,7 до 2 м при расстояниях между осями взрывной и измерительных скважин от 0,5 до 1 м. В дне одной из измерительных скважин после ее тщательной очистки с помощью специального приспособления подготавливались гнезда для опорных элементов деформографов. Деформографы устанавливались друг над другом с разницей по высоте 1–2 см таким образом, чтобы один из них измерял деформацию вдоль горизонтального луча, проходящего через центр заряда ВВ, а второй – в направлении, перпендикулярном этому лучу. Во второй измерительной скважине, также после ее тщательной очистки, устанавливались мембранные датчики напряжений. Датчики прижимались к стенке скважины предварительным статическим давлением от 2 до 7 кгс/см² и закреплялись, что позволяло обеспечить регистрацию как сжимающих, так и растягивающих напряжений, возникающих в грунте при взрыве. Таким образом, производилось измерение нормальных напряжений, дей-

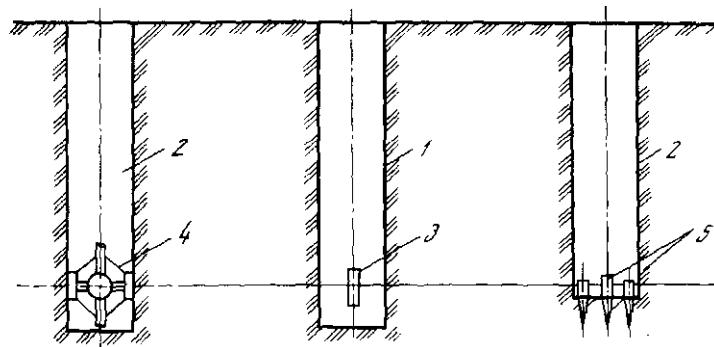


Рис. 7.4. Схема опыта в случае сферической симметрии поля напряжений
 1 – взрывная скважина; 2 – приборные скважины; 3 – заряд ВВ; 4 – мембранные датчики; 5 – деформографы

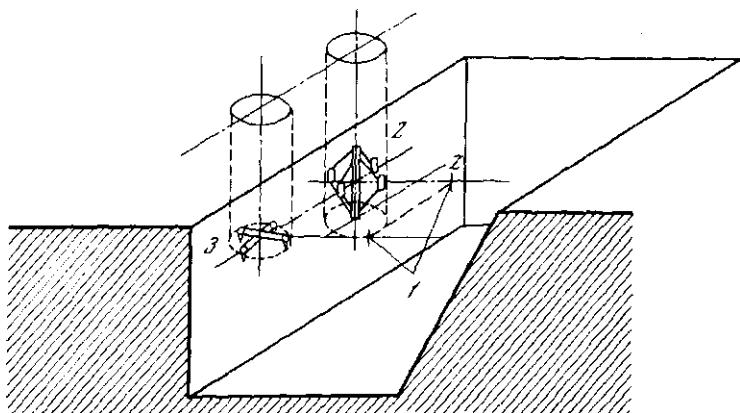


Рис. 7.5. Схема опыта для осевой симметрии поля напряжений
 1 – точки нанесения удара; 2 – мембранные датчики напряжений; 3 – деформографы

ствующих на площадках, одна из которых перпендикулярна лучу, проходящему через центр заряда ВВ, а другая параллельна этому лучу.

В силу конструктивных особенностей установочного устройства для мембранных датчиков скважина, в которую они помещались была на 10–20 см глубже двух других. При этом деформографы, мембранные датчики и заряд ВВ располагались на одинаковой глубине. Скважина с зарядом ВВ перед взрывом засывалась водой. Предполагалось, что при взрыве малого заряда в скважине в подобных условиях возникают динамические поля напряжений и деформаций, обладающие сферической симметрией, причем измерительные скважины вследствие малости их диаметра этой симметрии не нарушают. При указанной расстановке приборов обеспечивается регистрация двух главных компонент деформаций ϵ_r и ϵ_φ и двух главных компонент напряжений σ_r и σ_φ . При этом выполняются равенства $\sigma_\varphi = \sigma_r$, $\epsilon_\varphi = \epsilon_r$, где r , φ , θ – сферические координаты.

Равнозначные условия проведения опытов выполнялись для серий,

состоящих из 20–30 измерений, а их результаты в последующем подвергались статистической обработке.

Наряду с этой методикой были поставлены также опыты, при которых создавалось динамическое поле напряжений и деформаций, обладающее осевой симметрией. Как и в предыдущем случае, опыты проводились в мягких грунтах на глубине 1–2 м. на структурно-однородных участках. Нагружение осуществлялось ударом, направленным перпендикулярно вертикальной плоскости, ограничивающей исследуемую среду (рис. 7.5). Удар производился горизонтально движущимся снарядом весом 32 г, диаметром 2,5 см, имеющим скорость 500 м/с. Снаряд проникал вглубь грунта на 7–13 см.

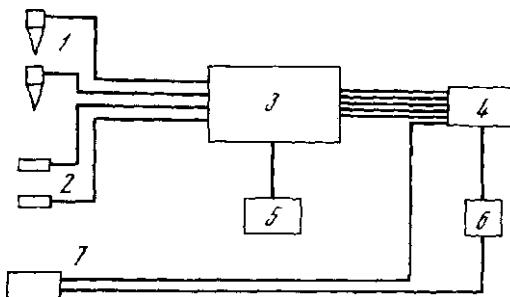
Изменяющиеся во времени компоненты напряжений и деформаций измерялись в точках оси, являющейся продолжением траектории снаряда в исследуемой среде. Расстояние от точки приложения нагрузки до измерительных датчиков составляло 0,3–0,6 м. Датчики устанавливались в вертикально пробуренных скважинах. Измерялись деформации вдоль прямой, совпадающей с траекторией снаряда, и в перпендикулярном этой прямой направлении. Напряжения регистрировались на площадках, ортогональных этим двум направлениям. Таким образом, каждый опыт состоял из двух измерений: при одном ударе регистрировались две компоненты деформации, а при следующем – две компоненты напряжения. При этом деформографы располагались, как и в первом случае, один над другим на расстоянии 1–2 см.

Отметим здесь, что такая установка приборов не приводила к появлению систематических погрешностей в измерении деформаций за счет взаимного влияния приборов. Это было определено с помощью контрольной серии опытов, в которой каждая компонента деформации измерялась в отдельной скважине:

Характер приложения нагрузки и выбор соответствующих участков для проведения экспериментов позволяют интерпретировать каждый опыт как динамический точечный удар, направленный нормально к плоскости, ограничивающей однородное полупространство. Очевидно, что возникающие при этом поля напряжений и деформаций обладают осевой симметрией. Для компонент напряженно деформированного состояния в точках, лежащих на оси симметрии, выполняются следующие соотношения: $\sigma_r = \sigma_\alpha$; $\sigma_{rz} = 0$; $\epsilon_r = \epsilon_\alpha$; $\epsilon_{rz} = 0$. Здесь r , α , z – цилиндрические координаты. Избранное расположение приборов обеспечивало регистрацию двух главных напряжений σ_r и σ_z и двух главных деформаций ϵ_r и ϵ_z в точках, лежащих на оси симметрии, что являлось достаточным для полного определения напряженно-деформированного состояния в этих точках.

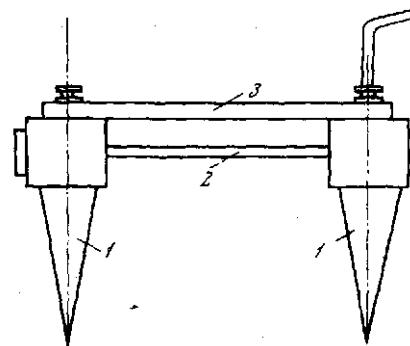
В одинаковых условиях производились серии измерений, состоящие из 20–30 опытов, результаты которых затем также статистически обрабатывались. Измерительная установка, блок-схема которой представлена на рис. 7.6, состоит из тензометрической станции и ряда вспомогательных приспособлений.

Деформограф (рис. 7.7) представляет собой два конических опорных элемента, с одним из которых жестко связана стальная пластинка толщиной 0,1–0,2 мм с наклеенными на нее тензодатчиками ПКБ-20–200. Пластинка механически связана со вторым опорным элементом. Смещение опорных элементов деформографа относительно друг друга приводит к изгибу пластины и, следовательно, к изменению сопротивления тензодатчиков. В нерабочем состоянии положение опорных элементов деформографа фиксируется арретирующим зажимом, который снимается с прибора после установки его в грунт. Начальная база деформографов (расстояние



Р и с. 7.6. Блок-схема установки для измерения поля напряжений и деформаций при осевой симметрии возбуждения

1 — донные скважинные деформации; 2 — мембранные датчики напряжений; 3 — УТСЛ2 ВТ-35; 4 — светолучевой осциллограф; 5 и 6 — источники питания; 7 — устройство для отметки момента начала нагружения



Р и с. 7.7. Схема донного скважинного деформографа

1 — опорные элементы; 2 — соединительный шток; 3 — арретирующая планка

между концами опорных элементов в ненагруженном состоянии) составляла от 35 до 132 мм и выбиралась с таким расчетом, чтобы, с одной стороны, часть грунта, заключенная между опорными элементами была достаточно представительной и, с другой стороны, база была бы достаточно мала по сравнению с длинами распространяющихся волн. Деформографы изготавливались из дюралюминия Д-16 и обладали весьма малым сопротивлением на сжатие—растяжение. В рабочем диапазоне все использовавшиеся деформографы обладают линейной характеристикой. Приборная погрешность, связанная со способом их градуировки, имеет величину порядка 10^{-5} .

Для измерения компонент напряжений использовались мембранные тензодатчики. Мембранные тензодатчики представляли собой дюралюминевые стаканы диаметром 50 мм, высотой от 6 до 17 мм. Диаметры мембран 34 мм, а их толщины от 1 до 2 мм. С внутренней стороны датчика на мембрану наклеивались рабочие, а на боковые стенки — компенсационные тензозлементы. Для обеспечения хорошего контакта со средой с внешней стороны по центру мембранные делалась наклейка из вакуумной резины толщиной 5 и диаметром 34 мм. Датчики герметично закрыты крышками с фторопластиковыми прокладками. Во всем рабочем диапазоне мембранные датчики обладали линейной амплитудной характеристикой.

Деформографы и мембранные датчики использовались совместно с универсальной тензометрической установкой, работающей на несущей частоте 35 кГц и обеспечивающей надежное измерение процессов в диапазоне частот от 0 до 7 кГц. Установка с амплитудной модуляцией напряжения частоты позволяет использовать статистические тарировочные устройства для снятия амплитудных характеристик. Отклонение от линейности амплитудных характеристик каждого канала установки не превышает 2%, отклонение от линейности частотных характеристик 3%.

Для записи исследуемых процессов во времени использовался светолучевой осциллограф. Применялись гальванометры с собственной частотой колебаний 800 и 1600 Гц. Сигналы записывались на осциллографическую фотобумагу шириной 120 мм, чувствительностью 800–1200 ед. ГОИ при скорости протяжки 2,5 м/с. Марки времени наносились через 0,01 с.

Кроме указанных приборов, в комплект станции входили следующие вспомогательные устройства. Устройство для нанесения метки начала нагружения представляло собой электрическую схему, включающую в себя отрезок тонкой константановой проволоки и один из каналов светолучевого осциллографа. В момент взрыва (или удара снаряда о преграду при втором способе нагружения) происходит разрыв электрической цепи и на фотобумаге регистрируется скачок тока. Получаемая таким образом метка позволяет более точно определить момент начала нагрузки, нежели это может быть сделано по передним фронтам импульсов напряжений и деформаций, что важно при статистической обработке результатов опытов.

Устройство для установки деформографов представляет собой артикулирующий механизм, с помощью которого деформографы опускаются в скважину и устанавливаются в ранее подготовленные для них гнезда (углубления в дне скважины). После этого установочное устройство вынимается на поверхность, а деформографы, переведенные в рабочее состояние, остаются в измерительной скважине.

Установочное устройство для мембранных датчиков представляет собой специальный зажим, снабженный установочной штангой. На разжиме в двух взаимно перпендикулярных направлениях крепятся мембранные датчики. Устройство позволяет одновременно устанавливать четыре датчика и задавать начальный прогиб мембранны, что обеспечивает надежный контакт со стенками измерительной скважины.

Тарировочное устройство для деформографов состоит из станины, двух вертикальных стоек, имеющих винты-зажимы для крепления деформографа и микрометрического винта, задающего перемещение опорных элементов деформографа относительно друг друга.

Устройство для тарировки мембранных датчиков состоит из камеры давления, баллона со сжатым газом, редуктора, двух манометров и гибких соединительных шлангов. Мембранный датчик помещается в камеру давления таким образом, что доступ сжатого воздуха осуществляется только к поверхности мембранны, давление в камере контролируется образцовым манометром.

При выборке конструкции датчиков для описываемых исследований следует оценивать величину систематических погрешностей, которые могут иметь место при измерениях напряжений и деформаций в грунтах [158]. Относительная погрешность измерения напряжений, равная $(\sigma_t - \sigma_0) / \sigma_0 = \Delta_+ + \Delta_-$ определяется в основном двумя факторами: погрешностью Δ_+ , связанной с концентрацией напряжений вокруг корпуса датчика как абсолютно жесткого включения и погрешностью Δ_- , связанной с влиянием прогиба чувствительного элемента датчика (мембранны). Если выполняются соотношения $2a < 0,5D$, $H \ll D$, где a – радиус мембранны,

D — внешний диаметр датчика, H — высота датчика, то с достаточной точностью можно полагать, что

$$\Delta_1 = \bar{\mu} H/D.$$

Здесь $\bar{\mu} = \mu/E_1$ — отношение модуля сдвига к модулю деформации грунта, который для грубых оценок можно принять равным 1/3.

Применение довольно громоздкого разжимного устройства для мембранных датчиков существенно увеличивает эту ошибку, так как нарушается неравенство $H \ll D$. Однако эту ошибку можно в некоторой степени учесть, используя таблицу поправочных коэффициентов, как это предлагается в работе [31]. Величина погрешности отрицательного знака Δ_{-} , связанная с прогибом мембранны, может быть оценена по формуле

$$\Delta_{-} = - (1 + 105 // E_1 a^3)^{-1},$$

где $I = E_0 d_0^3 / 12 (1 - \nu_0^2)$ — цилиндрическая жесткость мембранны.

Чтобы избежать ошибок, связанных с дифракционными явлениями, следует также оценить время установления квазистатистического режима движения датчиков по формуле $t_0 \approx 5L/C$, где L — их максимальный линейный размер, C — скорость распространения продольных упругих волн [158].

В связи с тем, что измерение напряжений производится на стенах скважины, а измерение деформаций — на ее дне, остаются неучтеными погрешности, связанные с концентрацией напряжений вокруг скважины. Однако эксперименты, проведенные со скважиной, засыпанной и утрамбованной вынутым из нее грунтом после установки в ней приборов [31], показали в частном случае, что эти погрешности несущественны. Очевидно, что для подтверждения достоверности получаемых результатов для каждого из исследуемых участков необходимо сделать все вышеперечисленные теоретические и опытные оценки погрешностей.

В любом случае полученные связи между напряжениями и деформациями можно считать условными связями, отражающими нелинейное и необратимое деформирование грунтов при динамических воздействиях и позволяющими оценивать диссипативные потери энергии, выделить зону неупругих деформаций очага взрыва, оценить скорости распространения неупругих волн и т.д.

В качестве иллюстрации приведем здесь некоторые результаты опытов, проведенных в Илийском районе Алмаатинской области. Исследовавшиеся участки сложены лессовидными суглинками мощностью до 5 м. Грунтовые воды залегают на глубине 3–6 м, относительная влажность грунтов составляет 10–20% и увеличивается по мере приближения к уровню грунтовых вод. Объемный вес скелета 1,40–1,65 г/см³.

Полученные в опытах осциллограммы главных напряжений и деформаций подвергались оцифровке с шагом по времени, равным 0,5 мс. Эти данные использовались впоследствии для определения среднего гидростатического давления P , объемной деформации θ , интенсивности напряжений σ_i и интенсивности деформаций ϵ_i . Для соответствующих моментов времени в каждой серии опытов, проводившихся в одинаковых условиях, определялось среднее значение измеряемой величины, средняя квадратическая погрешность среднего арифметического и величина доверительного интервала с условием заданной надежности $\alpha = 0,80$.

На рис. 7.8 приведены полученные на одном из участков и осредненные по серии измерений зависимости напряжений и деформаций от времени, измеренные на оси симметрии при точечном ударе на поверхности. Измерения проводились на глубине 0,3 м.

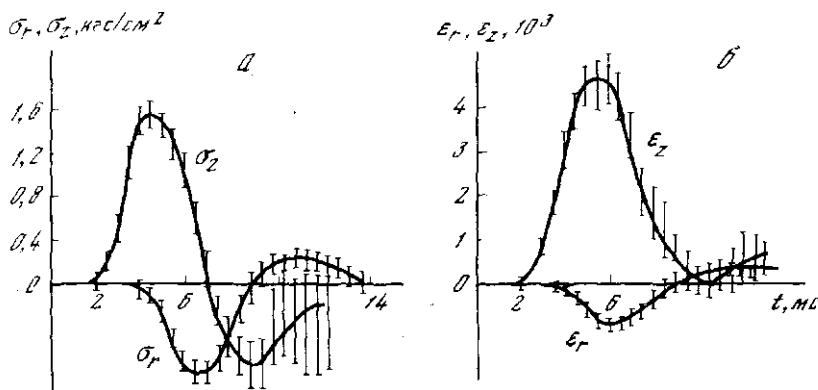


Рис. 7.8. Зависимости напряжений (а) и деформаций (б) от времени при точечном ударе

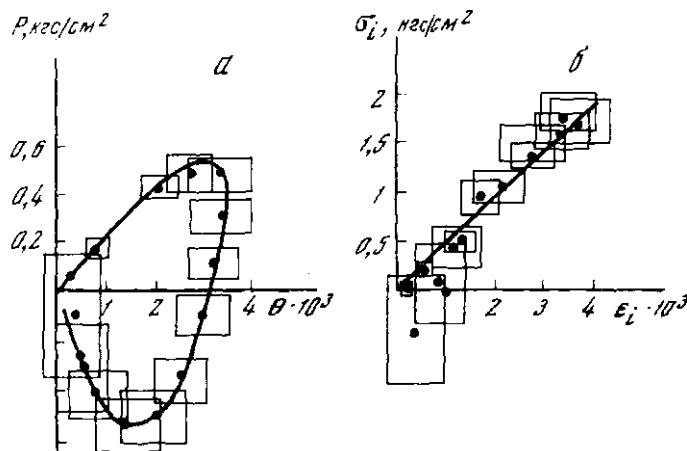
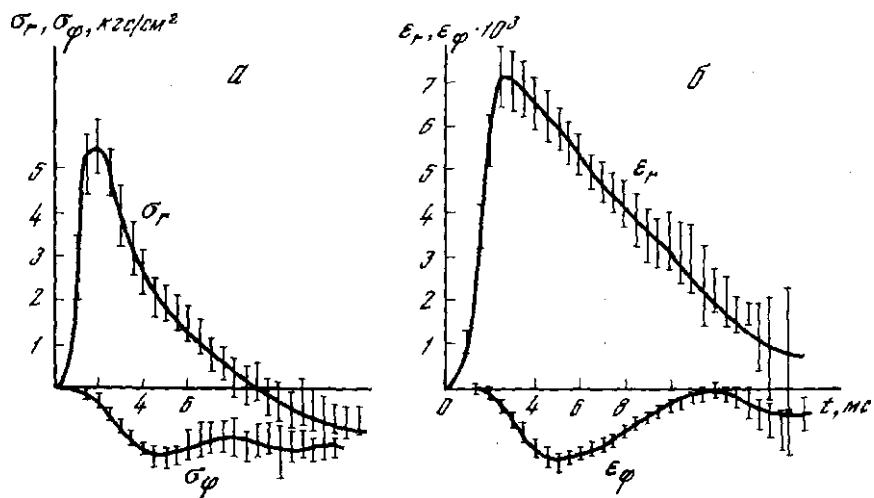


Рис. 7.9. Диаграммы объемного сжатия (а) и сдвига (б) при точечном ударе

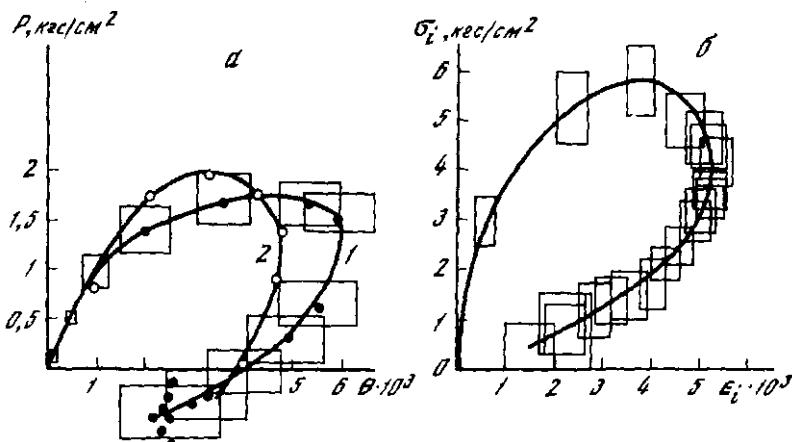
Напряжения σ_z представляют собой первоначальную фазу сжатия и следующую за ней фазу растяжения. Фаза сжатия длится 6 мс и имеет вид несимметричного купола. Длительность переднего фронта импульса равна 3 мс. Радиальные напряжения σ_r значительно отстают по времени от напряжений σ_z и достигают своего максимального значения на 2 мс позже максимума напряжений σ_z . Следует отметить, что зависимости напряжений от времени удовлетворительно согласуются с теоретически рассчитанными в работе [125] и экспериментально полученными в работе [30].

Радиальные деформации ϵ_r , также начинают развиваться несколько позже деформаций ϵ_z , однако своих максимальных значений они достигают практически одновременно.

По результатам этих измерений были построены диаграмма объемного сжатия $P - \theta$ и диаграммы сдвига $\sigma_i - \epsilon_i$ (рис. 7.9). Диаграмма объемного сжатия имеет вид петли, которую в пределах точности эксперимента можно полагать замкнутой, т.е. остаточных объемных деформаций не наблюдается. Тем не менее путь динамического нагружения не совпадает



Р и с. 7.10. Зависимости напряжений (а) и деформаций (б) от времени при точечном взрыве



Р и с. 7.11. Диаграммы объемного сжатия (а) и сдвига (б) при точечном взрыве
1 – первый взрыв; 2 – второй взрыв

с путем нагрузки, что происходит за счет существенного отставания во времени деформаций от соответствующих им напряжений. Экспериментально полученная зависимость $\sigma_i - \epsilon_i$ близка к линейной, причем разница в путях нагружения и разгрузки в пределах точности эксперимента не обнаруживается при нагрузках до $2 \text{ кг}/\text{см}^2$.

На рис. 7.10 приведены зависимости радиальных и окружных напряжений и деформаций от времени, зарегистрированные при взрыве одного детонатора на расстоянии 0,5 м от точки взрыва. В опыте осуществлялись условия сферической симметрии для возбуждаемого динамического поля напряжений. Полученные зависимости показывают существование якобы "остаточных напряжений" после окончания динамического процесса. Это

объясняется тем, что, как уже отмечалось выше, при установке мембранных датчиков создавалось предварительное статическое давление порядка 5 кгс/см² для того, чтобы на его фоне зарегистрировать растягивающие напряжения. Максимальные объемные деформации на 25% превышают значения, соответствующие максимальному давлению. Путь нагружения не совпадает с путем разгрузки, как и в предыдущем примере.

Существенно отличается от предыдущего случая зависимость интенсивности деформаций (рис. 7.11). Как и диаграмма объемного сжатия, она имеет вид замкнутой петли. Пути нагружения и разгрузки не совпадают. Максимальное значение интенсивности деформаций на 28% превышает значение, соответствующее максимуму интенсивности напряжений.

Интересно отметить также, что при ряде последовательных однотипных нагружений для грунта изменяется вид диаграмм объемного сжатия (рис. 7.11, кривая 2). Так, уже при повторном нагружении максимальные объемные деформации становятся на 20% меньше, нежели при первом этапе нагружения, а линейный участок зависимости, соответствующий началу нагружения, увеличивается почти вдвое. Разница в динамических диаграммах, соответствующих первому и второму этапам нагружения, не столь существенна.

7.3. ИЗУЧЕНИЕ КОЛЕБАНИЙ ДНЕВНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ГРУНТА ПРИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЯХ

Для выяснения явления разрушения верхней части грунта при интенсивных воздействиях рассмотрим модель и механизм образования откольных поверхностей в грунтах на основе экспериментальных работ, проведенных в полевых условиях на мягких грунтах естественного залегания, подвергшихся взрывному воздействию.

Представим упрощенную модель мягкого грунта как отдельные массы, соединенные между собой двумя пружинами с жесткостями R_1 и R_2 так, что в недеформированном состоянии концы одной пружины скреплены с массами, а концы другой только касаются их [122]. При сжатии работают обе пружины, а при растяжении — только одна связь R_1 . Такая одномерная модель описывает при $R_2 \rightarrow 0$ обычную идеальноупругую среду, а при $R_1 \rightarrow 0$ — сыпучую. Таким образом, мягкая среда является некоторым промежуточным случаем между идеальноупругой и сыпучей. В средах, имеющих разные модули на сжатие и растяжение, скорости продольных волн должны иметь две скорости V_{p-} и V_{p+} .

Ориентировочный расчет показал, что даже при десятибалльном сейсмическом эффекте напряжениями разряжения будет захвачен слой мягкого грунта, не превышающий по глубине 30 м. Искажения формы продольной волны, вызванные различием скоростей сжатия и разрежения, не успевают накопиться и никакими сейсморазведочными приемами не определяются. Поэтому изменения формы волн сжатия и разрежения не могут быть обнаружены обычными наблюдениями даже при наличии значительных деформаций. Особенность сейсмического эффекта на рыхлом грунте будет сказываться главным образом на изменении амплитуды колебаний поверхности за счет увеличения ее смещения вверх, т.е. особенности поведения рыхлой среды могут наблюдаться у дневной поверхности.

При падении волн сжатия на свободную поверхность от нее отражается волна разрежения. За счет этого свободная поверхность получает дополнительный импульс, направленный вверх. В то же время наложение падающей и отраженной волн приводит к тому, что на некотором расстоянии от свободной поверхности внутри среды напряжения оказываются растягива-

ющими, и при достаточной интенсивности падающей волны они могут превзойти предел прочности среды на разрыв. Тогда внутри возникает новая свободная поверхность — поверхность откола. Отколвшаяся часть теряет связь с основной массой грунта и начинает двигаться в поле силы тяжести, а именно: при падении волны сжатия на свободную поверхность отколвшаяся часть грунта приобретает начальную скорость, направленную вверх, и совершает затем свободное падение, завершающееся их ударом об основную массу. В результате происходит взрыхление грунта у дневной поверхности — результат проявления нелинейного эффекта. Отметим, что макросейсмические обследования ряда сильных землетрясений обнаружили, что в эпицентральной области дневная поверхность грунта была разрушена и представляла собою вид вспаханного поля [147]. Эти факты подтверждают наличие особенностей поведения грунта, которые можно объяснить физической нелинейностью.

Возможность учета нелинейного поведения мягких грунтов на дневной поверхности рассмотрим на следующем примере. Пусть профиль наблюдения состоит только из двух точек. Первый пункт находится у устья скважины, второй — на некотором удалении. Наблюденный спектр слабого взрыва в пункте 2 можно представить как произведение частотной характеристики среды на соответствующий спектр взрыва

$$S(\mu, 2) = S(\mu) X(2).$$

Аналогично спектр малого взрыва в пункте 1 запишется в виде

$$S(\mu, 1) = S(\mu) X(1).$$

При сильном взрыве наблюденный спектр в пункте 2 будет иметь вид $S(\delta, 2) = S(\delta) X(2)$, а у устья скважины, где будут проявляться нелинейные эффекты, наблюденный спектр можно представить в форме

$$S(\delta, 1) = S(\delta) X(1) N(f).$$

Здесь $S(\mu)$ — спектр малого взрыва; $S(\delta)$ — спектр большого взрыва; $X(1)$ — частотная характеристика среды в районе 1-го пункта; $X(2)$ — частотная характеристика среды в районе 2-го пункта; $N(f)$ — спектральная поправка на нелинейность, зависящая от количества ЗВ и частоты.

Отношения спектров для большого и малого взрывов в 1-м и 2-м пунктах

$$\frac{S(\delta, 1)}{S(\mu, 1)} = \frac{S(\delta) X(1) N(f)}{S(\mu) X(1)},$$

$$\frac{S(\delta, 2)}{S(\mu, 2)} = \frac{S(\delta) X(2)}{S(\mu) X(2)}$$

позволяют получить

$$N(f) = \frac{S(\delta, 1) S(\mu, 2)}{S(\delta, 2) S(\mu, 1)}.$$

При проведении двух одинаковых слабых взрывов нелинейность не проявляется и нелинейная поправка равна единице. При разновеликих взрывах поправка на нелинейность будет значительной.

При помощи параметра $N(f)$ можно проводить градацию колебаний в зависимости от их интенсивности. Эта поправка $N(f)$ может служить одним из параметров, характеризующим сейсмические свойства грунта.

Задача натурных наблюдений состоит в регистрации и исследовании нелинейных характеристик грунтов. В полевых условиях на однородных

мягких грунтах проводятся камуфлетные взрывы, регистрация которых ведется на дневной поверхности. По полученным из эксперимента сейсмограммам определяются кинематические и динамические параметры.

В эксперименте особое внимание уделяется динамическим параметрам грунта (амплитуде, частоте и т.д.), которые несут основную информацию о среде. Это определяет повышенные требования к аппаратурному комплексу. Нами испытывался сейсмический канал, состоящий из интегрирующего усилителя с постоянной времени 0,1 с, сейсмоприемников с собственной частотой 10 Гц и шлейфового осциллографа, снабженного 80-герцовыми гальванометрами. В качестве отметчика времени использовался внутренний отметчик осциллографа, работающий с частотой 100 Гц и наносящий отметку времени в виде поперечных полос той же частоты. Такой усилитель разработан и изготовлен в лаборатории физических свойств горных пород ИС АН КазССР. Частотная характеристика сейсмического полного канала приведена на рис. 7.12, е.

Участки исследований располагались севернее г. Алма-Аты вблизи населенных пунктов Николаевка и Энергетический, располагающихся в пределах предгорной аккумулятивной равнины. На Энергетическом участке развиты среднечетвертичные аллювиально-пролювиальные отложения, представленные лессовидными тяжелыми и средними суглинками мощностью до 10–20 м, глубже залегают пески и плотные супеси, гравийно-галечники. Уровень грунтовых вод отмечен на глубине до 10 м в разнозернистых песках с галькой. Амплитуда колебаний уровня – до 1,3 м. Николаевский участок сложен верхнечетвертичными аллювиальными отложениями, представленными суглинками, средними и легкими, встречаются пески с гравием и галькой. Грунтовые воды залегают на глубине до 5 м в супесях, суглинках, гравийно-галечниках. Амплитуда колебания их уровня до 1,6 м.

В целом геологическая позиция района обусловлена его расположением в крест оси Илийской владины от зоны Заилийского хребта на юге до скальных выходов палеозоя в ур. Капчагай на севере. Таким образом, геологический разрез включает как породы основания, так и мощную толщу неконсолидированных отложений.

Комплекс основания в верхней части представлен нижнепермскими кислыми эфузивами, выходящими на дневную поверхность на плато Капчагай. Поверхность палеозойского фундамента постепенно погружается на юг под рыхлые отложения, мощность которых колеблется от 0 до 2100 м.

На палеозойском основании залегает комплекс палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений. Нижняя часть разреза – палеоген и миоцен – вскрыта на больших глубинах (800 м и более), для целей СМР не представляет интереса и не рассматривается.

Павлодарская свита (средне-верхний миоцен – нижне-средний плиоцен) вскрыта скважинами и залегает на глубине от 6–8 до 10–17 м. Представлена красно-бурыми, голубовато-серыми гипсонасыщенными глинами с включением песка, гальки, гравия. В южной части района павлодарская свита располагается на больших глубинах и подстилается осадками низов миоценена.

Выше по разрезу располагается Илийская свита (средне-верхний плиоцен). Она расчленяется на две подсвиты. Нижняя представлена переспавливанием темноокрашенных глин с песками и песчаниками, верхняя – светлоокрашенными глинами. Осадки Илийской свиты вскрыты скважинами.

Четвертичные отложения развиты повсеместно и представлены аллювиальными, пролювиальными и флювиогляциальными отложениями. Среди них выделяют нижне-, средне-, верхнечетвертичные и современные образования. Нижнечетвертичные отложения установлены в юго-западной части района. Они представлены суглинками, супесями и гравийно-галечниками.

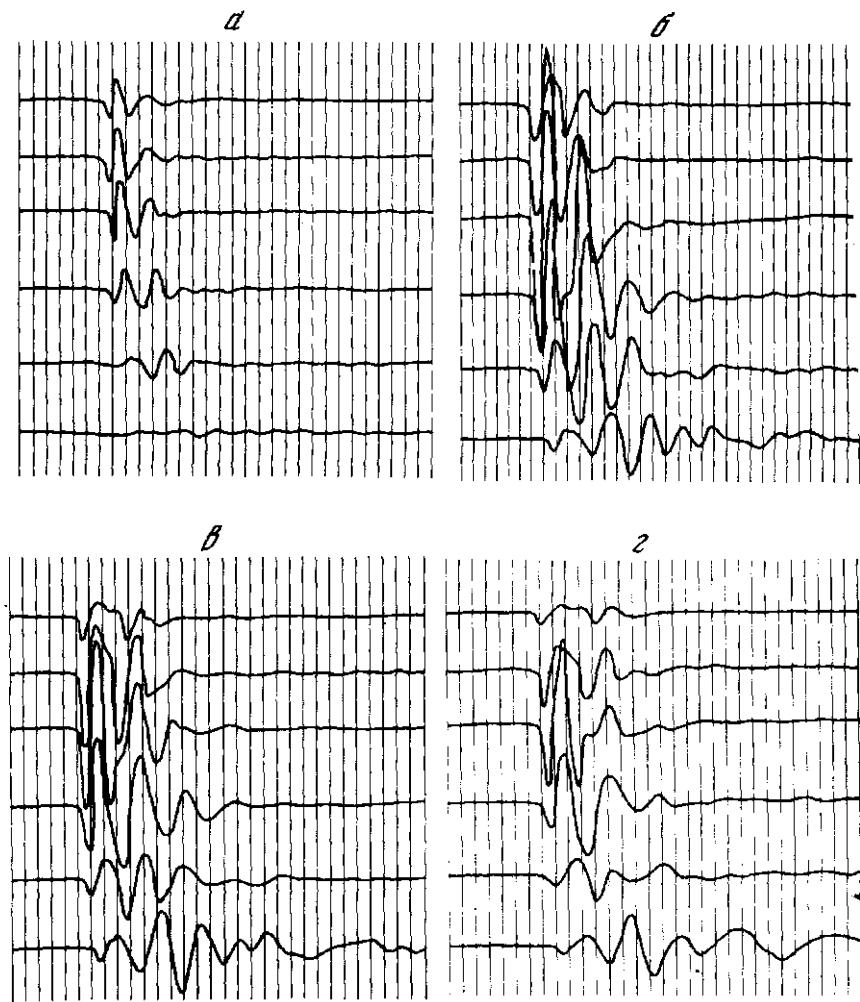
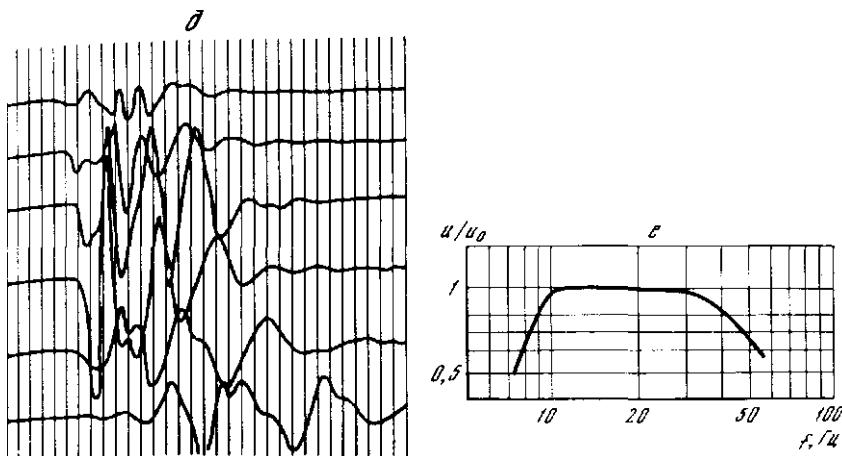


Рис. 7.12. Сейсмограмма взрыва (в кг ВВ)

а – 0,2; б – 1,6; в – 3,2; г – 5; д – запись горизонтальными сейсмоприемниками взрыва 5 кг ВВ; в – частотная характеристика сейсмического канала

Нижнечетвертичные отложения слагают останцовую возвышенность, являющуюся реликтом древнечетвертичной предгорной равнины. Общая мощность отложений 50–450 м. Среднечетвертичные отложения распространены весьма широко и представлены аллювиально-пролювиальными образованиями. Толща сплошена суглинками, супесями, с прослойями галечника и гравия. Иногда среднечетвертичные отложения представлены лёссовидными суглинками. Верхняя часть разреза подвержена процессам континентального засоления. Общая мощность среднечетвертичного разреза достигает 200–250 м. Верхнечетвертичные отложения слагают верхние речные террасы и конусы выноса рек. В районе слияния рек Каскепен и Алма-Атинка и по южному берегу Капчагайского водохранилища отложения этого воз-



раста покрывают большие площади. Они представлены суглинками, супесями, песком с гравием и галькой, реже встречаются маломощные прослои глины. Эти отложения аллювиального происхождения. Их общая мощность составляет 50–70 м.

Отложения конусов выноса представлены галечниками и валунно-галечниками, перекрытыми слоем суглинков мощностью 0,5–5,0 м. Общая мощность валунно-галечниковых отложений достигает нескольких сот метров.

Современные аллювиальные и аллювиально-пролювиальные отложения слагают поймы рек и конусов выноса. В поймах преобладают пески и галечники, а в верхней части разреза — суглинки и супеси. Отложения временных потоков представлены суглинками и супесями с редкими прослойками песка и гравия. Современные конусы выноса сложены галечниками, валунами и гравием с редкими прослойками суглинка и супеси среди грубообломочных отложений. Общая мощность современных отложений 3–7 м.

Как видно из приведенной краткой характеристики, район отличается многообразием грунтовых условий, которые в дальнейшем предполагается охватить экспериментальными измерениями, аналогичными проведенным на двух участках (Николаевском и Энергетическом). Эти экспериментальные работы направлены на изучение физико-химических свойств грунтов в естественном залегании, необходимые для разработки методики СМР, учитывающей поведение грунта при сейсмических воздействиях.

Измерения скоростей упругих волн выполнялись на двух площадках Николаевского участка (на возвышенности и в низине) и на одной площадке пос. Энергетический посредством горизонтальной прострелки среды между двумя неглубокими скважинами, расстояние между которыми составляло 2–4 м. Возбуждение колебаний производилось взрывом одного-двух детонаторов. В соседней скважине на той же глубине, что и источник колебаний, устанавливались два горизонтальных сейсмоприемника. Один из них, x , был направлен на точку взрыва, второй, y , устанавливался перпендикулярно первому.

Анализ полученных записей позволил сделать вывод, что скорости продольных волн V_p растут с глубиной: от 200 м/с на глубине 1 м до 350–400 м/с на глубине 3 м. Наиболее резкое изменение V_p происходит вблизи

уровня грунтовых вод. Скорости поперечных волн в интервале глубин 1–3 м изменяются от 100 до 150 м/с (Николаевский участок, низина) и от 150 до 200 м/с (Николаевский участок, возвышенность, и Энергетический).

На этих же участках было проведено изучение нелинейных свойств грунтов. В скважинах на глубинах 3–5 м (участок Николаевский) на глубинах 11–13 м (участок Энергетический) проводились взрывы аммонитом с весом заряда от 0,2 до 0,5 кг.

На рис. 7.12, а – г приведены характерные сейсмограммы взрывов. Запись взрыва с массой заряда 0,2 кг имеет вид быстрозатухающего импульса для первого прибора. С удалением приборов от устья скважины длительность колебаний увеличивается за счет подхода к ним не только продольной, но и других типов волн.

При увеличении мощности взрыва запись насыщается более низкочастотными составляющими. А при взрывах с массой заряда больше 0,8 кг появляется откол – видимое проявление нелинейного поведения грунта.

Рассмотрим вместе сейсмограммы относительно больших взрывов – 1,6; 3,2 и 5,0 кг ВВ (рис. 7.12, б – г). Видно, что первые три прибора, расположенные на расстояниях 0,2; 1,8 и 4,5 м от устья скважины, зарегистрировали не один импульс, а два. Интервал между импульсами возрастает с увеличением количества взрывчатых веществ, с удалением же от устья скважины этот интервал уменьшается.

Ранее отмечалось, что второй импульс связан с падением отколовшейся части грунта, т.е. при взрывах с массой 1,6 кг ВВ первый прибор, а при взрывах с массой 3,2 и 5,0 кг ВВ – второй и третий приборы зафиксировали откол грунта.

Опыт регистрации колебаний горизонтальными сейсмоприемниками показал, что непосредственно у устья скважины первый прибор не регистрирует откол, что можно объяснить отсутствием горизонтальной компоненты смещения. Записи второго и третьего канала при взрывах, начиная с массы 0,8 кг ВВ, регистрируют два импульса разной полярности (рис. 7.12, д). Временной интервал при одинаковых взрывах на одном и том же удалении для вертикальных и горизонтальных приборов совпадает. Эти факты также говорят в пользу появления откола на глубине.

Полученные экспериментальные данные позволяют определить время движения отколовшейся части грунта (интервал времени Δt) в зависимости от величины заряда и расстояния до места регистрации.

Рассмотрим графики зависимости интервала Δt от приведенного расстояния в билогарифмическом масштабе (рис. 7.13). Запишем ее в следующем виде:

$$\lg \Delta t = K \lg (Q^{1/3}/r)$$

Здесь K характеризует свойства грунта и не зависит от количества ВВ и расстояния до места регистрации. Величина K равна тангенсу угла наклона полученной прямой к оси абсцисс и, вероятно, представляет собой количественную характеристику свойств среды. Представляется наиболее приемлемым толкование физического смысла $1/K$, как динамического коэффициента сцепления (связности или рыхлости).

Если $K = \operatorname{tg} \alpha > 0$, то грунты имеют прочные связи, как, например, скальные породы. Откольные явления в этом случае могут произойти только при очень больших давлениях. При $K = \operatorname{tg} \alpha > \infty$ грунт представляет собой сыпучую среду.

Результаты замеров Δt – времени между двумя импульсами, полученные в двух пунктах участка Николаевский, легли на одну прямую

Рис. 7.13. Зависимость Δt от $Q^{1/3}/r$
 1 — участок Николаевский;
 2 — Энергетический

(рис. 7.13, прямая 1), хотя скорости распространения упругих волн и уровень грунтовых вод на этих участках различны.

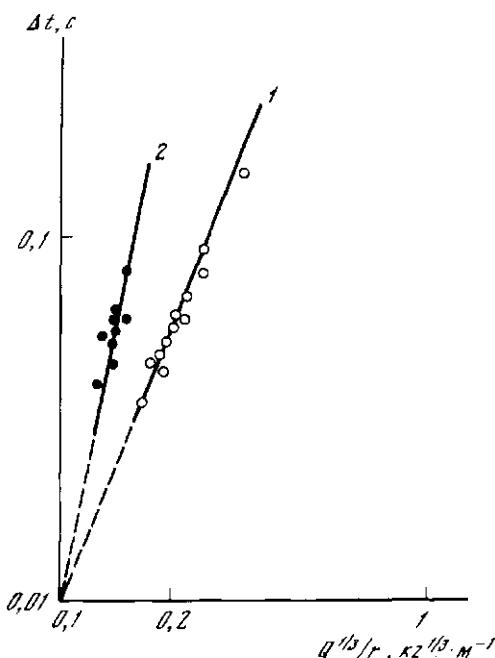
В то же время величина K имеет большее значение на участке Энергетический (рис. 7.13, прямая 2), хотя скорости V_p и V_s — здесь равны аналогичным величинам, наблюдаемым на "сухом" участке Николаевский.

Таким образом, наши исследования на этих участках показали, что при расчете приращений балльности по акустическим жесткостям получаются одинаковые величины (плотности грунта на этих участках равны) для "сухого" участка в районе с. Николаевска и участка Энергетический. Величина же $1/K$ для этих участков различна.

При обработке сейсмограмм выявились некоторые кинематические особенности распространения волн, связанные с нелинейными свойствами грунтов. На рис. 7.14 приведены годографы первых вступлений и последующих фаз для нескольких взрывов. Для взрыва с массой 0,2 кг ВВ годографы разных фаз прямолинейны. При увеличении заряда ВВ, начиная с массы 0,8 кг, на годографе, полученному для третьей фазы, возле приборов, т.е. на расстояниях, близких к устью скважины, происходит его искривление, образуется небольшая впадина. С дальнейшим увеличением массы ВВ размеры впадины увеличиваются. Минимум этой впадины располагается на расстояниях от 2 до 10–12 м в зависимости от количества ВВ. При массе заряда 5 кг происходит изменение годографа первых вступлений; сигнал ко второму и третьему приборам приходит раньше, чем к первому.

Полученный результат можно интерпретировать как изменение физических свойств породы под действием интенсивных колебаний, вызванных взрывами, верхняя часть грунта у дневной поверхности разрыхляется. В этом случае скорость распространения упругих волн уменьшается. Четвертый и последующие сейсмоприемники находятся на таких расстояниях, где интенсивность колебаний меньше, т.е. они располагаются в зоне упругих колебаний и годограф не искажается.

Возможность откола на некоторой глубине от дневной поверхности и связанное с ним разрыхление грунта можно ориентировочно рассчитать, исходя из упругой модели сплошной среды. Известно, что в естественных условиях внутренние точки среды находятся под действием давления вышележащего слоя. Если плотность среды ρ , то на глубине H давление равно $\rho g H$. На некоторых расстояниях от дневной поверхности напряже-



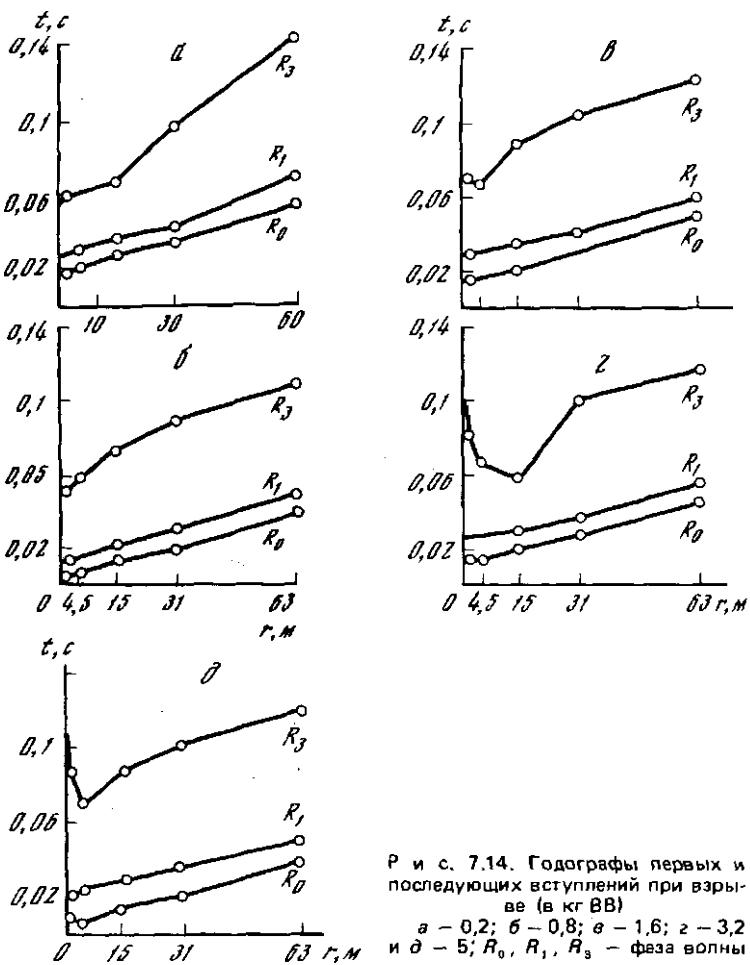


Рис. 7.14. Годографы первых и последующих вступлений при взрыве (в кг ВВ)
а – 0,2; б – 0,8; в – 1,6; г – 3,2
и д – 5; R_0 , R_1 , R_3 – фаза волн

ния, вызванные волной, разрежения могут превзойти давление вышележащих слоев.

Пусть в среде с плотностью ρ распространяется гармоническая волна с частотой f , амплитудой A_0 и скоростью упругих волн V_p . Тогда максимальное положительное напряжение будет равно

$$\sigma = 2\pi f A_0 \rho V_p.$$

Если на глубине H внутреннее давление становится равным напряжению в продольной волне (создаются условия для откола), то можно составить соотношение

$$\rho g H = 2\pi f A_0 \rho V_p,$$

откуда

$$H = 2\pi f A_0 V_p / g,$$

где g – ускорение свободного падения.

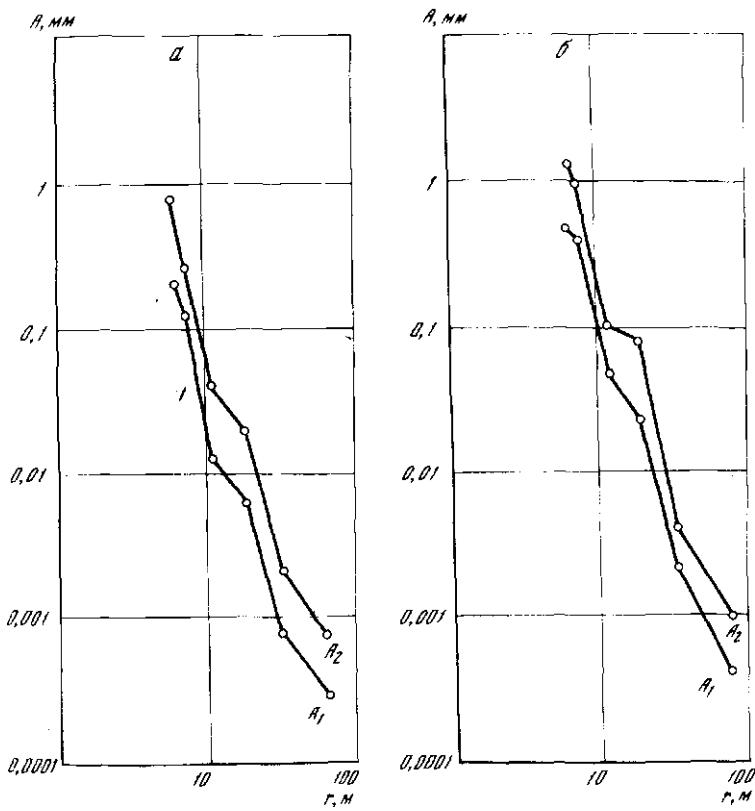


Рис. 7.15. Амплитудные графики
а – 10 детонаторов; б – 0,25 кг ВВ; в – 0,5 кг ВВ; г – 1,5 кг ВВ; д – 3,5 кг ВВ

При $A_0 = 0,5$ мм, $f = 20$ Гц и $V_p = 300$ м/с колебания с такими амплитудами и частотой соответствуют семибалльному землетрясению. Глубина откола H будет равна 1,9 м. Эта величина представляется вполне реальной.

Следует отметить также влияние поперечной волны на процесс разрушения грунта. Под воздействием продольной волны разрежения происходит ослабление грунтов сопротивлению на сдвиг, а вслед за этим падающая поперечная волна может вызвать разрушение грунта, его "разжижение". В результате теряется несущая способность среды. Приближенный расчет, проведенный по результатам эксперимента при камуфлетных взрывах, показал, что максимальная глубина откола соответствует границе прихода поперечной волны от источника и отраженной волны разрежения.

Любой сейсмический процесс представляет собой не одно гармоническое колебание, а целый спектр волн. Поэтому вероятны отколы в грунте и на меньших глубинах, что вызывает разрыхление верхней части грунта.

Рассмотрим некоторые динамические особенности распространения волн. На рис. 7.15 представлены амплитудные графики для различных взрывов, проведенных в скважине на глубине 6 м на участке Энергетический, представленные двумя кривыми: A_1 – построена по амплитудам первого экстремума, замеренным от средней линии записи до максимума;

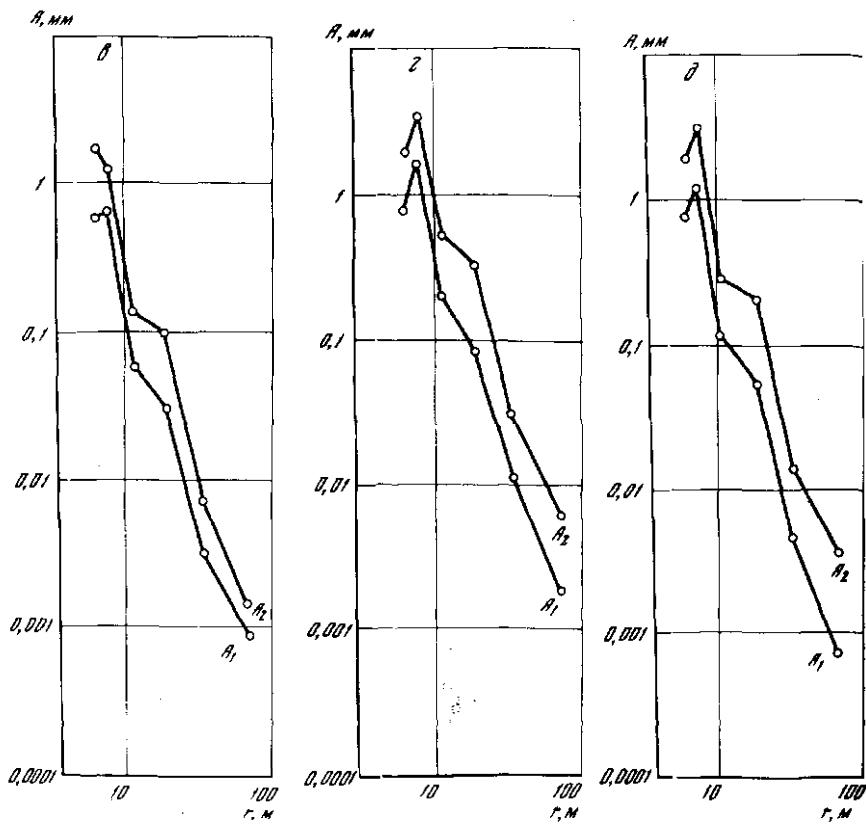


Рис. 7.15 (окончание)

A_2 — построена по амплитудам полного размаха колебаний. Измерение амплитуд производилось по общепринятой методике. Так как абсолютное увеличение сейсмических каналов не определено, на кривых представлены не абсолютные значения вертикальных смещений, а амплитуды колебаний, приведенные к одинаковому уровню. Эти зависимости, как известно, характеризуют затухание колебаний с расстоянием. Характер наклона для всех кривых в диапазоне гипоцентральных расстояний 11–18 м изменяется следующим образом: на расстояниях 6–15 м волны затухают сильнее (средняя зона взрыва), чем на расстояниях 15 м и более (далняя зона взрыва).

При взрывах, начиная с массы 0,5 кг ВВ, амплитуды смещений, определенные по записям ближнего прибора, равны или меньше амплитуд смещений, полученных вторым прибором, расположенным на большем расстоянии от источника. Так как меньшее значение смещений зарегистрировано только на одном первом приборе, то можно предположить, что при больших взрывах (0,5 кг ВВ и более) первый прибор попадает в ближнюю зону взрыва, где проявляются нелинейные свойства грунта и затухание колебаний существенно больше, чем на других расстояниях или сказывается влияние взрывной скважины. Возможно также, что уменьшение амплитуд смещений связано с изменением физико-механических свойств грунта.

та — разрыхлением верхнего слоя. Напомним, что для кинематических параметров на этих же расстояниях наблюдалось замедление времени пробега волны, которую мы связывали с разрыхлением грунта.

Выше отмечалось в качестве одного из проявлений нелинейных свойств грунта, что при интенсивных воздействиях происходит откол его верхней части. Помимо описанного выше откольного состояния, существуют менее выраженные особенности колебаний грунта.

Оценить влияние нелинейных свойств можно по спектральной поправке или по приближенной формуле

$$N = A(\delta, 1)A(\mu, 2)/A(\delta, 2)A(\mu, 1),$$

где $A(\mu, 1)$ — максимальная амплитуда малого взрыва в 1-й точке; $A(\mu, 2)$ — во 2-й точке; $A(\delta, 1)$ — максимальная амплитуда колебаний большого взрыва в первой точке; $A(\delta, 2)$ — во второй точке. Для скально-плотного грунта величина N будет равна примерно единице, так как отношение амплитуд прямых волн сравнительно мало и зависит от величины заряда. В мягких грунтах при большой разнице во взрывах величина N будет существенно отлична от единицы.

Из сейсмограмм и амплитудных зависимостей (рис. 7.12 и 7.15) видно, что величина N , определенная по первой или второй амплитуде, имеет большую вариацию значений для первых четырех приборов. Это связано с тем, что с расстоянием происходит перераспределение энергии в волне по разным фазам.

При расчете величины поправки N по максимальным амплитудам в первом случае разброс значений уменьшается. Ряд значений поправки N , определенной для трех пар взрывов, приведен ниже:

250—1500 г	500—1500 г	250—500 г
0,54	0,58	0,93
0,83	0,90	0,92
0,88	0,94	0,94
0,95	0,95	1
1,1	1,1	1

Видно, что значения поправки меняются от 0,54 до 1,1 при взрыве зарядов массой 0,25 и 1,5 кг, зарегистрированных приборами, расположенными по профилю от 2 до 64 м от устья скважины.

Величина N зависит от глубины проведения взрыва и от соотношения величины зарядов.

Если стабилизировать условия проведения взрывов на различных участках, то поправка на нелинейность N позволит изучать поведение грунта при больших сейсмических деформациях.

Отметим, что общепринятые способы изучения сейсмических свойств грунтов, использующие волны малой амплитуды, не позволяют выявить нелинейные свойства грунта.

7.4. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НЕЛИНЕЙНЫХ ЯВЛЕНИЙ В РЫХЛЫХ ГРУНТАХ ПРИ ВЗРЫВАХ

В предыдущем разделе мы рассмотрели поведение поверхностного слоя грунта в зоне неупругих деформаций при взрывах массой до 5 кг ВВ. Поведение же грунтов при больших динамических нагрузках как с теоретических, так и с экспериментальных позиций изучено пока недостаточно, хотя некоторые зависимости к настоящему времени получены.

Так, А.А. Алексеевым и др. [5] показано, что в зависимости от водонасыщения один и тот же грунт можно моделировать вязкой или идеальной жидкостью, или как пластическое тело, поведение которого описывается в рамках теории пластичности Хенке-Мизеса. Экспериментальные данные показывают, что для каждого типа грунта в зависимости от его литологии, обводненности, физического состояния (таль, мерзлый) имеется свой "предел" упругости, а следовательно, и предельные значения нагрузок, после превышения которых могут появиться остаточные деформации в виде осадок, трещин и т.д. Известно, что мерзлый гравийно-галечниковый грунт для землетрясений с интенсивностью до 8 баллов можно приравнять к скальному (по амплитудам сейсмических колебаний и по скоростям распространения сейсмических волн) [131]. Вместе с тем, начиная с землетрясений интенсивностью 8 баллов и выше, возникающие в мерзлых гравийно-галечниковых грунтах, напряжения превосходят предел прочности этих грунтов на одноосное сжатие. Для скального грунта предел прочности на одноосное сжатие выше. Следовательно, начиная с землетрясений интенсивностью 8 баллов, реакция на сейсмическое воздействие этих грунтов (мерзлого гравийно-галечникового и скального) различна. Эти результаты получены по материалам изучения сейсмических свойств грунтов для целей сейсмического микрорайонирования с помощью взрывов. Прямых измерений напряжений и деформаций грунтов при сильных землетрясениях к настоящему времени проведено очень мало, буквально единицы. Мы можем назвать только две работы, в которых были описаны прямые измерения напряжений и деформаций при землетрясениях умеренной силы [26, 28].

Поэтому весьма актуальными на данном этапе исследований для установления предела упругости грунтов являются натурные измерения параметров колебаний грунтов при сильных динамических воздействиях в ближней зоне взрывов. Одной из основных задач этого направления исследований следует считать изучение параметров проявлений воздействий на грунты (амплитуд, периодов колебаний, деформаций, напряжений и т.д.), характерных для неупругой и упругой зон, с целью их уверенного выделения.

Одним из эффективных источников возбуждения для определения сейсмического воздействия при сравнительно небольших весах ВВ и простоте производства взрывных работ являются взрывы в воде [132]. Использовались материалы, полученные при микрорайонировании города Гусиногорска Бурят. АССР по измерению колебаний от взрывов, которые проводились в затопленном угольном карьере. С целью изучения ближней зоны взрывов была использована следующая методика наблюдений. На расстоянии 25, 50, 75 и 100 м от точки опускания зарядов в воду устанавливались сейсмоприемники С-5-С с собственным периодом 5 с и затуханием 0,5, ориентированные перпендикулярно распространению сейсмической волны.

С помощью гальванометров с собственным периодом 0,1 с и величиной затухания 5,0, установленными в магнитной системе шлейфового осциллографа, регистрировались смещения почвы. Частотная характеристика сейсмического комплекта приведена на рис. 7.16, б. Одновременно в тех же пунктах наблюдения были установлены сейсмометры балльности С.В. Медведева (СБМ) для прямых измерений сейсмического эффекта взрывов в баллах сейсмической шкалы.

Заряды опускали на дно затопленного карьера на глубину 3–4 м на расстоянии 6–7 м от берега, масса зарядов изменялась от 42 до 420 кг ВВ. Всего было зарегистрировано 22 взрыва. Взрывы 1–5 регистрировались при расстановке сейсмоприемников на расстояниях 25, 50, 75 м, а последую-

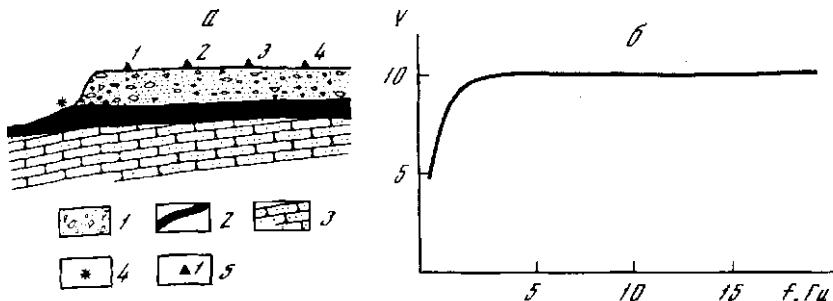


Рис. 7.16. Схема взаимного расположения эпицентра взрыва и пунктов наблюдений (а)
 1 — щебнисто-валунные грунты; 2 — прослои угля; 3 — песчаник средней прочности;
 4 — эпицентр взрыва; 5 — пункты наблюдения, расположенные от эпицентра взрывов на расстояниях 25, 50, 75 и 100 м соответственно. Амплитудно-частотная характеристика сейсмического комплекса С-5-С + ГБ-IV (б)

щие взрывы, из-за того что первый сейсмоприемник заливало водой, регистрировались на расстояниях 50, 75 и 100 м (рис. 7.16, а).

В пунктах установки сейсмостанций сверху залегали щебнисто-валунные грунты мощностью 10 м, далее — уголь сажистый мощностью 3,0 м и затем песчаник мощностью более 100 м. Щебнистый грунт здесь преобладает в проплювиально-делювиальных и делювиальных отложениях. Обломки плохо окатаны и отсортированы. Размеры их в поперечнике достигают 20 см и более. Содержание обломочного материала составляет 50% от всего объема. Заполнителем в них служит песок крупный и средний, супесь и дресва. По гранулометрическому составу щебнистый грунт характеризуется наличием щебня от 52 до 70%, дресвы — от 10 до 27%, песчаных частиц — от 11 до 16,9%, пылеватых и глинистых частиц — от 2,1 до 10%. Его объемный вес колеблется от 1,8 до 2,2 г/см³, влажность — от 1,5 до 16%.

При обработке полученных записей анализировались максимальные амплитуды и соответствующие им периоды (преобладающие периоды), спектры Фурье, эффективные коэффициенты затухания, определенные двумя способами: по спектрам Фурье и по максимальным амплитудам.

Ранее В.В. Чечельницким [187] были выполнены оценки стабильности максимальных амплитуд смещений, скоростей и преобладающих периодов колебаний по записям приборов С-5-С + ГБ-IV, а также амплитуд смещений СБМ при взрывах с одинаковыми весами зарядов, но проведенных в разное время. Для этого в различных пунктах наблюдения рассчитывался коэффициент вариации при уровне доверительной вероятности 0,95. Было получено, что: 1) для максимальных амплитуд коэффициент вариации меняется от 10% на расстоянии 50 м от эпицентра взрыва до 19% — на 100 м; 2) для преобладающих периодов — от 8% — на 50 м до 3% — на 100 м; 3) для максимальных скоростей коэффициент вариации равен 15% на 50 и 100 м; 4) максимальные амплитуды смещений СБМ варьируют от 27% — на 25 м до 60% — на 50 м.

Сейсмический эффект в баллах в пунктах наблюдения 1—4 определялся двумя способами: по максимальным скоростям колебаний, вычисленным по формуле $V_{\max} = 2\pi A_{\max} f$, и по максимальным смещениям сейсмометра СБМ (табл. 7.1). При этом оказалось, что разница в сейсмическом эффекте в пунктах наблюдения 2—4 составляет от 1 до 3 баллов. При определении / по шкале балльности MSK-64 различие в определении между двумя названными способами получается в 2—3 балла. По записям сей-

Таблица 7.1
Сравнение сейсмического эффекта взрывов в пунктах наблюдений 1—4
по максимальным скоростям колебаний грунта (I_2),
либо по максимальным смещениям СБМ
с использованием сейсмической шкалы MSK-64 (I_1)

Масса заряда ВВ, кг	Расстояние от взрыва, м	Максималь- ное сме- жение СБМ, мм	Максимальная скорость ко- лебания грун- та, см/с	Балл	
				I_1	I_2
126	25	12,2	39,6	9	9
126	50	2,3	1,8	7	5
126	50	2,3	1,8	7	5
168	50	2,8	2,2	7	5
420	50	5,9	4,8	8	6
126	75	1,4	1,0	6	5
168	75	2,2	0,92	7	4
168	75	2,0	0,96	6	4
168	75	2,3	1,1	7	4
420	75	2,9	2,0	7	5
420	100	1,1	1,6	5—6	5

смометров СБМ значения балльности получаются больше. Такое расхождение в определении сейсмического эффекта двумя способами можно объяснить, с одной стороны, тем, что максимумы спектров Фурье (рис. 7.17) и преобладающие периоды колебаний соответствуют значениям 0,5 с и приходятся на спад частотной характеристики СБМ. Этим, возможно, и объясняется большой разброс в значениях амплитуд, определенных по записям сейсмометров СБМ в пунктах наблюдения 2—4. Следует заметить, что в пункте наблюдения 1 на расстоянии 25 м от пункта взрыва преобладающий период колебаний 0,3 с, а это близко к собственному периоду сейсмометра (0,25 с). В этом случае амплитуды вынуждающих максимальных колебаний приходятся почти на максимум частотной характеристики СБМ. Здесь наблюдается уменьшение коэффициента вариации амплитуд от 60 до 27%.

С другой стороны, различие в определении сейсмического эффекта разными способами может быть вызвано некорректностью определения максимальных скоростей по формуле для гармонических колебаний. Установить преобладающее влияние первой или второй причины расхождения в значениях I по имеющемуся материалу не представляется возможным.

По результатам проведенного эксперимента (см. табл. 7.1) в ближней зоне взрывов при взрыве заряда массой 420 кг ВВ сейсмический эффект в пункте наблюдения 1 составил 9 баллов, в пункте наблюдения 2 — 7—6 баллов, в пункте наблюдения 3 — 6—5 баллов и в пункте наблюдения 4 — 5 баллов. При изменении веса заряда от 420 до 126 кг ВВ сейсмический эффект в пунктах наблюдения 1—4 изменялся на 1 балл. О достаточно сильном эффекте этих взрывов на близких к эпицентру расстояниях свидетельствуют остаточные деформации, проявившиеся в щебнистом грунте.

После взрывов был проведен осмотр и замеры остаточных деформаций в грунте. Осмотр показал, что до расстояния 10 м от пункта взрыва на грунте появились четко наблюдаемые дугообразные трещины, обращенные вогнутостью в сторону эпицентра. На расстояниях 1,5; 2,5—3,5; 4,5 и 5 м от уреза воды они имели ширину 40—50; 17; 7; 5 см. Трещины шириной

Р и с. 7.17. Спектры Фурье записей взрыва в воде с массой заряда 252 кг ВВ на расстояниях от эпицентра взрыва
1 – 50; 2 – 75; 3 – 100 м

ной 0,5 см прослеживались до расстояния 10 м от пункта взрыва. В пункте наблюдения 1 на расстоянии 25 м от эпицентра взрывов трещин не было видно.

Полученный при этом эксперименте результат не согласуется с описанным в работе С.В. Медведева и др. [111], где было показано, что при 8–9-балльных землетрясениях появляются трещины в грунтах от единиц до 10 см. По-видимому, это разногласие связано с выбрасыванием столба воды при взрывах. На близких расстояниях (1,5–3,0 м от берега) столб воды обрушивался на грунт всей своей массой и размывал трещины, а на дальних расстояниях, куда вода докатывалась в виде водяной волны и затем стекала обратно в водоем, она, вероятно, замыкала небольшие трещины.

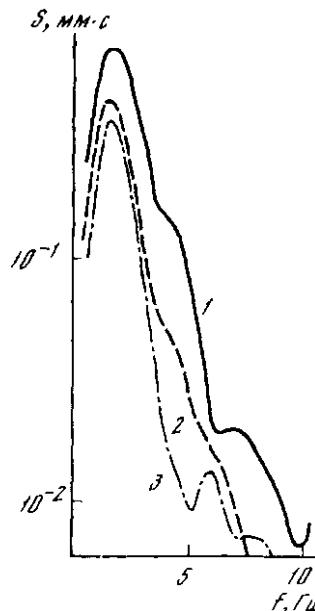
Несмотря на некоторые сомнения в точности оценок сейсмического эффекта на различных расстояниях от эпицентра взрывов, приведенные данные свидетельствуют в пользу того, что зарегистрированные взрывы создавали на наблюденных расстояниях достаточно сильные сейсмические воздействия, способные вызвать нелинейные явления в грунте.

Прежде чем перейти к анализу полученных результатов, условимся рассматривать ближнюю зону взрывов по Ф.Ф. Аптикаеву [11]. Во взрывном деле обычно различают две зоны, упругую и неупругую, не всегда оговаривая, по каким характерным признакам колебаний, видимым на сейсмограммах, их можно выделить. Ф.Ф. Аптикаев предложил эпицентральную зону взрыва по характеру сейсмических колебаний разделить на 4 зоны: 1 – очаг; 2 – внутренняя зона; 3 – промежуточная зона; 4 – внешняя зона. Очаг – это область концентрации потенциальной энергии, которая может выделяться в виде энергии сейсмических волн. Внутренняя зона, которая условно названа излучателем Ф.Ф. Аптикаева, характеризуется целым рядом признаков. Во-первых, в этой зоне наблюдается очень сильное поглощение энергии сейсмических волн, во-вторых, происходит изменение преобладающего периода с расстоянием, причем на границе излучателя его значение достигает минимума, а затем период начинает снова расти. Величина радиуса излучателя определенным образом связана с сейсмической энергией, выделяющейся на границе внутренней зоны:

$$\lg R_{ii} (\mu) = -1,2 + 0,4 \lg E_{ii}. \quad (7.15)$$

Здесь R_{ii} – радиус излучателя; E_{ii} – сейсмическая энергия излучателя. Кроме того, период на границе промежуточной и внешней зон примерно втрое превышает значение периода на границе излучателя [11].

Промежуточная зона непосредственно примыкает к внутренней, однако не всеми исследователями она выделяется в особую зону. Распространение сейсмических волн в этой зоне сопровождается нелинейными искажениями



и зависимостью декремента поглощения от амплитуды и частоты сейсмических волн. Для выделения границы между промежуточной и внешней зоной (зоной малых деформаций) нет столь четких критериев, как для выделения внутренней зоны. По ориентировочным оценкам Ф.Ф. Аптикаева, величина этой зоны может быть определена по эмпирической формуле $R_{\text{пр}} = 6R_i$, где $R_{\text{пр}}$ – радиус промежуточной зоны; R_i – радиус излучателя.

Несомненно, при исследованиях нелинейных явлений в грунтах выделение внутренней и промежуточной зон и изучение в них характерных особенностей сейсмических колебаний представляет большой интерес. В качестве примера могут быть рассмотрены сейсмограммы взрыва с массой заряда 126 кг ВВ, полученные в пунктах наблюдения 1–4 (рис. 7.18). Прежде всего обращает на себя внимание довольно заметное изменение формы записи по мере удаления от эпицентра. Запись колебаний в пункте наблюдения 1 отличается от записей в остальных пунктах резким, быстро нарастающим до максимума первым вступлением, что характерно для волн сжатия большой интенсивности. Кроме того, здесь сильно заметна асимметрия записи: вторая амплитуда много больше первой и последующих.

По мере удаления от эпицентра первые вступления становятся более плавными, заметная асимметрия записи сохраняется только для пункта наблюдения 2. На сейсмограммах колебаний грунта в пунктах наблюдения 3–4 она уже не заметна. Вместе с тем нельзя не отметить, что из-за недостаточно плотной системы наблюдений эти признаки нелинейности колебаний позволяют лишь качественно определить размеры внутренней и промежуточной зон, количественно же это сделать в данном случае не представляется возможным.

Полученные материалы позволили более или менее уверенно выделить внутреннюю зону сейсмических колебаний двумя способами: путем анализа изменения преобладающих периодов и расчетами радиуса излучателя по формулам. Из рассмотрения зависимости преобладающего периода сейсмических колебаний, зарегистрированных в пунктах наблюдения 1–4 от расстояния (рис. 7.19), видно закономерное уменьшение периода от величины 0,6 с на расстоянии 100 м от эпицентра взрыва до величины 0,3 с на расстоянии 25 м. Если принять, что период 0,6 с – это период сейсмических колебаний на границе упругой и промежуточной зоны, то граница излучателя в данном случае будет характеризоваться периодом 0,2 с. Этому периоду соответствует радиус излучателя 18 м (рис. 7.19). Эта величина радиуса излучателя соответствует взрывам с весами зарядов 126 кг ВВ. При других весах зарядов сейсмоприемник из пункта наблюдения 1 был переставлен в пункт наблюдения 4.

Радиус излучателя, вычисленный по формуле (7.1) для взрывов с массой заряда 126 кг ВВ, отличается от R_i , определенного по преобладающим периодам колебаний, и составляет 24 м (табл. 7.2). Различия размеров внутренней зоны, определенные разными способами, можно объяснить довольно редкой системой наблюдений, которая не позволяла детально проследить изменение преобладающего периода, и в этом случае минимальный период находился путем интерполяции. При определении размеров внутренней зоны по формуле (7.1) энергия на границе излучателя определялась по эмпирической формуле [11]

$$E_i = 5 \cdot 10^4 K_b K_z K_{\omega} C \text{ кг},$$

где K_b – коэффициент, учитывающий тип ВВ; K_z – коэффициент, учитывающий глубину заложения заряда; K_{ω} – влажность среды; C – вес

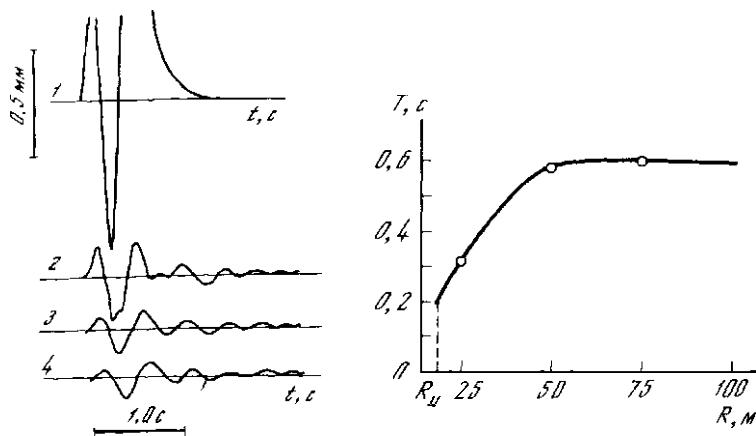


Рис. 7.18. Сейсмограммы взрыва заряда массой 126 кг ВВ на различных расстояниях от эпицентра

1 – 25; 2 – 50; 3 – 75; 4 – 100 м

Рис. 7.19. Изменение видимого периода колебаний с расстоянием при взрыве массы ВВ 125 кг

заряда. Точность определения K_z и K_ω невелика, так как они рассчитываются по графикам, это в свою очередь может внести значительные погрешности в определение R_0 .

Размеры зон при взрывах можно также выражать через некоторую величину r_0 , которая связана с весом заряда, а следовательно, и с энергией взрыва соотношением

$$r_0 = 0,053 \sqrt[3]{C} (\mu). \quad (7.16)$$

Величина r_0 – называется приведенным радиусом заряда. Н.Д. Красниковым [88] размеры области существования упруго-пластических волн сжатия при взрывах оцениваются в $(30-100)r_0$. То есть область существования чисто упругих колебаний начнется, согласно [88], от $100r_0$ и более. Если принять эту величину в качестве границы между областями упругих и неупругих деформаций, то можно примерно оценить размеры области заведомо нелинейных искажений сейсмического сигнала по величине r_0 .

Результаты определения внутренней зоны сейсмических колебаний, т.е. зоны явно нелинейных искажений сейсмического сигнала, двумя способами приведены в табл. 7.2.

Размеры зоны неупругих деформаций растут непропорционально энергии колебаний и весу заряда. При изменении веса заряда в 10 раз, а энергии колебаний примерно в 5 раз размер зоны неупругих деформаций в одном случае, согласно расчетам по формуле (7.15) изменяется в 1,3 раза, а в другом, согласно расчетам по формуле (7.16) – в 2,2 раза. Размеры же зон неупругих колебаний, определенные различными способами, довольно удовлетворительно согласуются между собой (см. табл. 7.2).

Следует заметить, что наряду с рассмотренными приемами выделения зон упругих и неупругих деформаций существует еще один эффективный способ выделения этих зон по изменению затухания амплитуд сейсмических волн с расстоянием.

Затухание амплитуд сейсмических колебаний изменяется по разным

Таблица 7.2
Размеры зон неупругих деформаций, рассчитанные различными способами

Масса заряда, С. кг	$E_i \cdot 10^6$, Дж	R неупругой зо- ны по формуле (7.1), м	R неупругой зо- ны по преоб- падающим периодам, м	R неупругой зо- ны с исполь- зованием форму- лы (7.2), м
42	11,6	22,3		18
84	18,5	23,3		23
126	23,8	24,4	18	26
168	29,8	25,2		29
210	35,8	26,2		31
252	41,0	27,0		33
420	62,8	28,3		40

законам во внутренней, промежуточной и внешней зонах [11]. С этой точки зрения затухание сейсмических волн может служить одним из наиболее простых индикаторов нелинейности колебаний, сравнительно легко определяемым на практике. Для этого требуется только одно условие — плотная система наблюдений, т.е. расстановка сейсмоприемников по профилю с малым шагом.

К сожалению, в настоящей работе, из-за неплотной системы наблюдений (4 пункта наблюдения на 100 м) можно проследить лишь некоторые особенности изменения затухания на различных расстояниях и при различных весах зарядов. С этой целью рассчитывался так называемый эффективный коэффициент затухания по формуле

$$\eta_{\text{эфф}} = \lg \frac{A_1}{A_2} / \lg \frac{r_2}{r_1},$$

где A_1 — амплитуда в 1-м наблюдении; A_2 — амплитуда во 2-м пункте наблюдения; $r_{1,2}$ — расстояние от эпицентра взрыва до соответствующих пунктов наблюдения.

Затухание рассчитывалось по изменению амплитуд на базах 50–75, 75–100 и 50–100 м от пункта взрыва, т.е. по результатам измерения амплитуд в пунктах наблюдения 2, 3, 4 (рис. 7.16). Между пунктами наблюдения 2 и 3 по восьми взрывам с одинаковым весом заряда 126 кг ВВ была рассчитана среднеквадратичная ошибка и коэффициент вариации величины $\eta_{\text{эфф}}$.

В результате были получены следующие значения: $\eta_{\text{эфф}} = 1,29$; S (среднеквадратичная ошибка) = 0,12 при коэффициенте вариации 9%. Изменение $\eta_{\text{эфф}}$ в зависимости от расстояния и веса заряда приведено ниже:

Базы расстояний	50–75 м		75–100 м		50–100 м	
	$\eta_{\text{эфф}}$	1,29	$\eta_{\text{эфф}}$	0,60	$\eta_{\text{эфф}}$	1,00
Масса заряда, кг	42	84	126	168	210	420
$\eta_{\text{эфф}}$	0,81	1,33	1,30	1,72	1,76	1,77

При одной и той же массе заряда 126 кг ВВ на разных базовых расстояниях затухание разное. Чем меньше расстояние, тем больше затухание, в следовательно, тем больше вероятность появления в грунте нелинейных эффектов.

С ростом веса заряда увеличиваются размеры зоны нелинейных искажений сигнала, а следовательно, увеличивается затухание амплитуд сейсмических колебаний. При более плотной системе наблюдений можно было бы по затуханию амплитуд сейсмических колебаний более точно определить границы зон нелинейных искажений сейсмического сигнала и сравнить с приведенными выше данными, найденными другими способами.

В заключение хотелось бы отметить, что изложенная выше методика экспериментальных исследований нелинейных явлений в рыхлых грунтах может дать более ценную информацию о сейсмических свойствах грунтов при больших возбуждениях только при более плотной системе наблюдений. Кроме того, измерение динамических колебаний должно сопровождаться прямыми измерениями напряжений и деформаций в грунтах.

7.5. ОСАДКА СУХИХ ПЕСКОВ ПРИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

До сих пор мы рассматривали проявления нелинейных явлений при динамическом воздействии (землетрясения, взрывы, вибрации) в грунтах, которые на большом удалении от источников колебаний ведут себя как упругая среда. Однако в природе существует тип грунтов, в которых нелинейные явления при воздействиях на них со стороны проявляются независимо от расстояния. К таким грунтам относятся сухие пески. Любое воздействие на них приводит как к деформациям сжатия, так и к деформациям сдвига.

В процессе сдвига рыхлых песков при пористости больше критической происходит их уплотнение [141]. В процессе сдвига плотных песков при пористости меньше критической происходит их разуплотнение. Свидетельством о происшедшем уплотнении песков могут быть наблюдаемые при землетрясениях ощутимые осадки поверхности земли в пределах значительной площади. Например, при землетрясении в Сан-Фернандо 9 февраля 1971 г. на территории, где землетрясение проявилось с интенсивностью 7–8 баллов, в результате уплотнения песчаной насыпи мощностью 12 м произошла осадка здания на 0,1–0,15 м [223]. В другом районе в результате осадки сухого или влажного песка образовалось углубление в 0,025–0,05 м.

При Газлийском 8-балльном землетрясении 8 апреля 1976 г. произошла осадка на 0,5 м обоих концов моста через коллектор, находящийся на насыпных влажных и водонасыщенных песках [47]. При 9-балльном Газлийском землетрясении 17 мая 1976 г. на этих же участках возникла дополнительная осадка на 0,1 м.

При 8-балльном землетрясении в Петропавловске-Камчатском 4 мая 1959 г. произошла осадка насыпных песчаных водонасыщенных грунтов в районе набережной рыбпорта более чем на 1 м [39, 143], вызвавшая образование озерка. При Итурупском 8-, 9-балльном землетрясении 6 ноября 1958 г. в пос. Бухановичи осел примерно на 1 м участок площадью 40 × 50 м в излучине протока, сложенный водонасыщенными песками. В результате также образовалось озерко [143–147, 181].

Осадки грунта, вызванные колебаниями при землетрясениях, редко одинаковы по всей площади. Это является главной причиной повреждений зданий и сооружений. В Скопье, например, при землетрясении 1963 г. повреждения сооружений произошли благодаря дифференцированным осадкам, вызванным уплотнением пачек рыхлых песков под фундаментами [223].

Величины осадок естественно залегающих и насыпных, сухих и обводнен-

Таблица 7.3
Осадки песков (м) при землетрясениях различной интенсивности /

<i>I</i> , балл	Пески сухие	Пески рыхлые обводненные	Пески насыпные	Пески насыпные обводненные
9—10	0,1—0,4	0,1—0,3		до 1,7 0,1—0,6
9				
8—9	0,15 и более	до 1 м и более		
8	0,1—0,3	0,15—0,5		0,5—1,2
7—8			0,025—0,15	
7	0,005—0,012		0,01—0,1	0,15—0,5

ных песков, полученных в результате обобщения материалов по сильным землетрясениям земного шара [143—147], приведены в табл. 7.3. Из таблицы видно, что осадки рыхлых обводненных песков, как правило, достигают значительно больших величин, чем осадки сухих песков. В настоящей работе мы будем рассматривать осадки сухих песков.

В последние годы много внимания было уделено детальному изучению уменьшения объема сухих песков из-за вертикальных вибрационных колебаний, как это имеет место под фундаментами вибрационных машин.

Д'Аллопония [223] при испытаниях с помещенными в контейнеры образцами мелкого песка, на которые воздействуют вертикальные колебания определенной амплитуды и частоты, обнаружил, что даже при отсутствии дополнительной нагрузки при ускорениях, меньших $1g$, происходит незначительное уплотнение.

Витмэн и Ортигоза [223, 230], проводя испытания, в которых ограниченные с боков образцы песка подвергались приложению циклических вертикальных нагрузок, пришли к выводу, что образцы с начальной относительной плотностью, примерно равной 60%, после 100 циклов нагрузления фактически не уменьшают объема, если приложенная нагрузка была меньше 20% вертикального давления.

Это позволило названным авторам сделать выводы: 1) когда динамические нагрузки невелики, заметного уплотнения при ускорениях меньших $1g$ не происходит; 2) когда динамические нагрузки по сравнению с начальными избыточными нагрузками малы, заметного уплотнения также не происходит; 3) вертикальные ускорения при землетрясениях могут вызвать лишь незначительное уплотнение.

В то же время было замечено, что срезающие усилия, связанные с горизонтальными ускорениями, могут вызывать значительное уплотнение и осадку.

Йоуд [223] при изучении поведения песков при испытаниях на срез на вибрационном столе, когда ускорения превышали $0,5g$, установил, что: 1) коэффициент пористости уплотненных вибрацией песков в зависимости от уровня ускорений уменьшается по экспоненциальному закону; 2) уплотнение, вызванное колебаниями песков, начинается только после того, как ускорение превысит определенный предел. Выводы Йоуда согласуются с выводами Барканы [15].

Эти эксперименты позволили сделать вывод, что осадка песков при землетрясениях происходит главным образом в результате действия горизонтальных составляющих колебаний грунтов, при этом в большинстве случаев меньше $0,5g$.

Райк и другие [221] проводили также экспериментальные исследования осадки песков при воздействии одновременно горизонтальных и

вертикальных ускорений. Было обнаружено, что осадки, вызванные действием двух горизонтальных компонент ускорений, примерно в 2 раза больше, чем осадки, вызванные действием одной горизонтальной компоненты ускорения. Эффект от действия вертикальной компоненты различен и сильно зависит от интенсивности вертикальных колебаний. В большинстве случаев дополнительные осадки, вызванные действием вертикальных компонент ускорений, составляли менее 25% от осадок, вызванных действием двух горизонтальных компонент ускорения.

Поэтому основная проблема заключается в определении осадок от действия одной горизонтальной компоненты ускорения. Если ее определить, то величина вероятной максимальной осадки будет получена увеличением значений осадки, вызванной действием одной горизонтальной компоненты ускорения, в 2,5 раза.

В настоящее время предложено несколько методов вычисления возможных осадок сухих песков при землетрясениях. В частности, Сид и Сильвер [223] разработали метод вычисления осадок, с помощью которого делается попытка учесть начальную плотность отложений, начальные напряжения, интенсивность и длительность колебаний грунта [223]. Предложено оценивать осадку слоя песка при землетрясениях путем выполнения следующих последовательных операций: 1) определения хода изменений во времени напряжений сдвига в различных слоях песка с помощью эквивалентного метода динамического анализа; 2) переход от развития сдвигающих напряжений в каждом слое к эквивалентному числу циклов сдвигающих напряжений; 3) применения этих циклов сдвигающих напряжений к образцам песка, подвергаемым простым испытаниям на сдвиг, для определения результирующих объемных или вертикальных деформаций сдвига; 4) повторения вышеупомянутой процедуры для каждого слоя песка и интегрирования вертикальных осадок для получения осадки на поверхности.

Динамический анализ обеспечивает информацию об изменении во времени срезающих напряжений для любого слоя грунта на любой глубине. Эти результаты интерпретируются для определения эквивалентного числа циклов представительных средних напряжений на данной глубине.

В реальном случае можно считать, что на элемент грунта на данной глубине действует известное избыточное давление и данное количество циклов горизонтальных срезающих напряжений. Вертикальная осадка, возникающая в результате приложения этих напряжений, может быть измерена прямо при испытании представительного образца в поле при нагружении в простом сдвигающем устройстве. Она является функцией относительной плотности грунта, величины циклической сдвигающей нагрузки и числа циклов нагружения. Можно ожидать, что осадка будет зависеть также от избыточного (добавочного) давления, действующего на песок. Однако результаты испытаний показывают, что избыточное давление оказывает влияние на характеристики уплотнения песка и сдвигающие напряжения, индуцируемые колебанием основания.

Вертикальная осадка любого слоя может быть определена по данным испытаний, а общая осадка для всего комплекса отложений может быть получена интегрированием результатов для слоев на разных глубинах.

Модуль сдвига выражается соотношением

$$G = 1000 K_m \sigma_v^m,$$

Где σ_v — приложенное вертикальное давление; m — экспонента; K_m — коэффициент, изменяющийся в зависимости от величины сдвигающих напряжений. Значения напряжений вычислялись для m , равной 0,6–0,7. Вариации сдвигающих усилий были вычислены для песчаного слоя общей

мощностью 0,3 м с относительными плотностями 45, 60 и 80%, состоящего из тонких слоев в 0,051 м и колеблющегося синусоидально с ускорениями, равными 0,3 и 0,1g.

Для слоя в 0,051 м была получена осадка $2,08 \cdot 10^{-4}$ м после 10 циклов нагружения и $7,62 \cdot 10^{-4}$ м после 300 циклов нагружения. Суммированием осадок каждого слоя в 0,051 м толщины была вычислена вертикальная осадка всего слоя.

Для проверки применимости вышеописанной процедуры для вычисления осадок были измерены на качающемся столе осадки песчаных слоев с различными относительными плотностями (45, 60 и 80%) мощностью 0,3 м, подвергающихся синусоидальным колебаниям частотой около 4 Гц с максимальным ускорением, примерно равным 0,3g. Был использован однородный кварцевый песок. Для имитации дополнительной нагрузки слой песка был накрыт тонким слоем резины. Таким образом, величина приложенного дополнительного давления составила $16,76 \text{ Н/м}^2$.

Было получено увеличение осадки с увеличением числа циклов нагружения и заметное уменьшение осадки с увеличением относительной плотности. Значительно влияла на осадку также величина ускорений основания. Напряжения, возникающие в слое песка с приложенной дополнительной нагрузкой, больше, чем в песке, на который не действует дополнительная нагрузка.

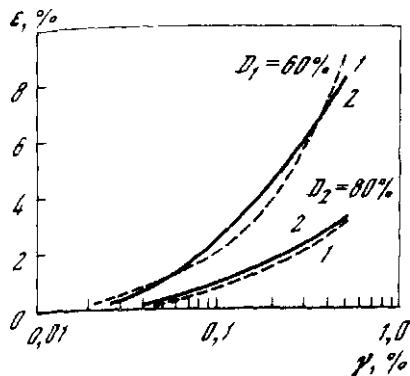
Сравнение вычисленных осадок, определенных на качающемся столе, показало, что получено достаточно хорошее совпадение. Только в одном случае разница достигала 50%. Вычисление осадок песчаных отложений даже в условиях статических нагрузок связано со значительными ошибками, порядка $\pm 25\text{--}50\%$. Для сложных условий колебаний грунта можно ожидать больших ошибок при вычислении осадок. Поэтому предлагаемый метод может быть использован в основном для приближенного вычисления осадок земной поверхности, возникающих в сухих или влажных несвязанных грунтах при землетрясении.

В качестве типичного примера использования метода была вычислена осадка 15-метровой толщи песчаных отложений с относительной плотностью 45%, колеблющейся с максимальным ускорением около 0,35g. Она оказалась близкой осадкам, наблюдаемым при землетрясении в Сан-Фернандо в 1971 г. при подобных ускорениях, действующих на аналогичные грунты 0,0635 м. Это подтверждает возможность использования метода для приближенных вычислений осадок.

Вторая операция метода, предложенного Сидом и Силвером (определение эквивалентных циклов постоянного нагружения), является приближенной. Мартин и др. [216] показали, что последствия нерегулярного приложения сдвигающих нагрузок зависят не только от величины импульсов, но и от порядка, в котором они прикладываются. Метод, предложенный Мартином и др. [216], позволил осуществлять прямое вычисление осадок, вызванных данным землетрясением. Он применим только к сухим или неводонасыщенным пескам.

Результаты изучения объемных изменений в песке, вызванных циклическими сдвигающими нагрузками, проведенные Мартином и др., показали, что приращение объемной деформации $\Delta\epsilon_{vd}$ зависит от деформации сдвига γ и общей объемной деформации ϵ_{vd} , накопленной в результате приложения прежних сдвигающих нагрузок. Накопленная объемная деформация сдвига говорит об истории приложения нагрузок. Была предложена формула для вычисления приращения объемной деформации

$$\Delta\epsilon_{vd} = C_1(\gamma - C_2\epsilon_{vd}) + C_3\epsilon_{vd}^2 / (\gamma + C_4\epsilon_{vd}).$$



Р и с. 7.20. Сравнение вычисленных и измеренных значений объемных деформаций после 10 циклов нагружения

1 — измеренные значения по [223]; 2 — вычисленные значения по [216]

Р и с. 7.21. Модель слоя с дискретными массами

Песок, используемый в опытах, был чистый кварцевый с коэффициентом неоднородности, равным 1,5, и относительной плотности D_r , равной 45%. Для этого песка $C_1 = 0,80$; $C_2 = 0,79$; $C_3 = 0,45$ и $C_4 = 0,73$, если нагрузки выражаются в процентах. Они изменяются в зависимости от типа песка и относительной плотности. Способ определения констант описан в работе [216].

Было обнаружено, что приращение объемной деформации можно определять только для одной относительной плотности, так как для другой относительной плотности приращение объемной деформации определяется уравнением

$$(\Delta \epsilon_{vd})_{D_{r_2}} = R (\Delta \epsilon_{vd})_{D_{r_1}},$$

в котором R — параметр, меняющийся в зависимости от относительной плотности и определяемый следующим выражением [202]:

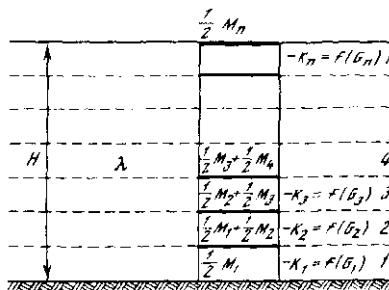
$$R = 0,00031 (100 - D_r)^2 + 0,062,$$

при $45\% \leq D_r \leq 80\%$.

Вычисленные и измеренные значения накопленных объемных деформаций после 10 циклов сдвигающих нагрузок разной величины для песков с относительной плотностью 60 и 80% достаточно хорошо согласуются между собой (рис. 7.20). В горизонтальных слоях песка объемные деформации равны вертикальным.

При землетрясении песчаные отложения подвергаются воздействию ряда непостоянных по величине срезающих нагрузок. Процедура для вычисления объемных деформаций, предложенная Мартином [216], как раз предназначена для случаев, когда пески подвергаются действию ряда циклов непосредственных по величине срезающих нагрузок.

Финн и Бёрн [202] изучали распространение поперечных волн в слое неводонасыщенного песка мощностью H , покоящегося на горизонтально залегающей коренной породе (рис. 7.21). Свойства слоя изменялись только в вертикальном направлении. Поперечные волны распространялись вверх от коренного основания. С такими допущениями динамическое поведение слоя уподобляется поведению одноразмерной балки. Так как свойства слоя могут изменяться в вертикальном направлении по случайному закону,



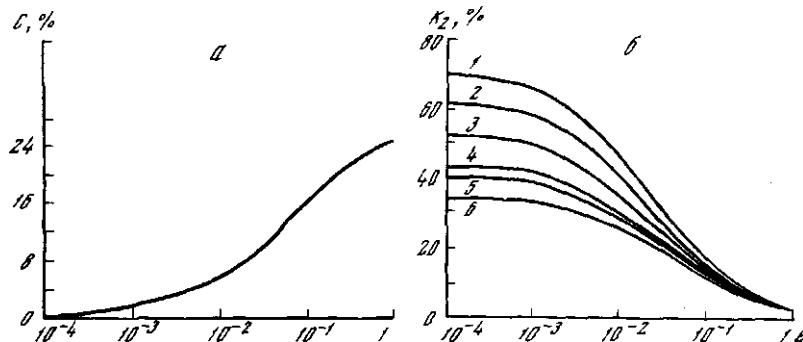


Рис. 7.22. Коэффициенты затухания (а) и коэффициенты K_2 (б) для песков [202].
Относительные плотности (в %): 1 – 90; 2 – 75; 3 – 60; 4 – 45; 5 – 40; 6 – 30

изгибающаяся балка может быть аппроксимирована моделью дискретной массы (рис. 7.21). Массы связаны между собой пружинами и демпферами. Характеристики напряжений введены в модель с помощью модуля сдвига и коэффициента затухания (рис. 7.22, а).

Элементарные жесткости пружины K_i определяются как отношение модуля сдвига для данного слоя к толщине слоя: $K_i = G_i/h_i$. Модуль сдвига для любого момента времени может быть выражен

$$G = 1000 K_2 (\sigma_m')^{1/2},$$

где σ_m' – среднее эффективное нормальное давление; K_2 – параметр, изменяющийся в зависимости от деформации и относительной плотности (рис. 7.22, б).

Уравнение движения системы с дискретными массами имеет вид

$$[M] \{ \ddot{x} \} + [C] \{ \dot{x} \} + [K] \{ x \} = -[M] \ddot{u}_g(t).$$

Здесь $[M]$ – диагональная матрица массы; $[K]$ – матрица жесткости; $[C]$ – матрица затухания; $\ddot{u}_g(t)$ – одна из компонент ускорения коренной породы; $\{x\}$, $\{\dot{x}\}$ и $\{\ddot{x}\}$ – смещения, скорости и ускорения масс $[M]$. Так как используется эквивалентный линейный метод анализа, уравнения трансформируются в

$$\{Y\} = [\Phi]^T [M] \{x\},$$

здесь $[\Phi]$ –

$$[\Phi]^T [M] [\Phi] = [I],$$

$$\{\Phi_i\}^T [C] \{\Phi_i\} = 2\lambda_i \omega_i,$$

$$\{\Phi_i\}^T [K] \{\Phi_i\} = \omega_i^2,$$

где λ_i – затухание в i -й моде; ω_i – i -я собственная частота. Затем уравнения преобразуются в уравнение нормальной моды

$$\ddot{Y}_n + 2\lambda_n \omega_n \dot{Y}_n + \omega_n^2 Y_n = -\{\Phi\}^T [M] \ddot{u}_g(t).$$

Начальные значения модуля сдвига и коэффициента затухания берутся для деформации сдвига γ , равной 10^{-1} . Реакция системы на установившееся колебание основания вычисляется для короткого интервала времени Δt ,

равного 0,5 с, при допущении, что поведение системы вязкоупругое. Затем определяется распределение средних сдвиговых деформаций по разрезу грунта. Если эти деформации отличаются больше, чем на произвольно выбранную в начале анализа величину, выбираются новые значения модуля сдвига и коэффициента затухания и система уравнений решается вновь. Процедура повторяется до тех пор, пока два последовательных ряда деформаций не будут отвечать установленному допущению.

В следующий интервал времени жесткость и коэффициент затухания будут другими, так как будет другим возбуждение основания. Важно быть уверенным, что достигнуто динамическое равновесие при переходе от одного интервала времени к другому. Конечные скорости и смещения предшествующего интервала становятся начальными скоростями и смещениями следующего/интервала, потому что изменение жесткостей и коэффициентов затухания ведет к соответственному изменению ускорений.

Начальные ускорения в следующий интервал времени определяются из уравнения динамического равновесия

$$[M] \{ \dot{x} \}_1 + [C]_1 \{ \dot{x} \}_1 + [K]_1 \{ x \}_1 = [M] \{ \ddot{x} \}_2 + [C]_2 \{ \dot{x} \}_1 + [K]_2 \{ x \}_1,$$

в котором индекс 1 означает "перед изменением свойств", а индекс 2 означает "после изменения свойств". Следовательно,

$$\{ \ddot{x} \}_2 = \{ \ddot{x} \}_1 + M^{-1} (([C]_1 - [C]_2) \{ \dot{x} \}_1 + ([K]_1 - [K]_2) \{ x \}_1).$$

Здесь \ddot{x}_2 — ускорение после изменения значений жесткости и затухания. Переход к нормальным координатам требует, чтобы

$$[\Phi]^T [C] [\Phi] = \begin{bmatrix} 2\lambda_1 \omega_1 & 0 & 0 \\ 0 & 2\lambda_2 \omega_2 & 0 \\ 0 & 0 & 2\lambda_n \omega_n \end{bmatrix} = [A],$$

где

$$\lambda_1 = \lambda_2 = \lambda_n, \quad [C] = [\Phi^T]^{-1} [A] [\Phi]^{-1},$$

или

$$[C] = [M] [\Phi] [A] [\Phi]^T [M].$$

Так, если $\{x\}$, $\{\dot{x}\}$ и $\{\ddot{x}\}$ в начале предыдущего интервала теперь известны, то продолжается интегрирование в нормальных координатах. В качестве примера использования описанного выше алгоритма были вычислены осадки слоя песка мощностью 15,2 м для ряда ускорений. Относительная плотность песка изменялась от 45 до 80%. Первые 10 с компоненты N-S землетрясения 1940 г. в Эль-Центро были использованы в качестве исходного движения в основании песчаного слоя. Запись землетрясения была трансформирована с помощью масштабных коэффициентов 0,5; 1,0 и 1,5, для того чтобы были три разных истории приложения сейсмических нагрузок с максимальными ускорениями соответственно 0,15, 0,32 и 0,48. Ускорения основания и вычисленные ускорения на поверхности слоя песка с относительной плотностью D_r , равной 45%, и максимальным ускорением, равным 0,32, показаны на рис. 7.23.

Испытания проводились в экспедиционных условиях. Слой был разделен на 10 прослоев мощностью 1,52 м каждый. Динамические напряжения и соответствующие им деформации сдвига и объемные деформации сдвига для типичных прослоев показаны на рис. 7.24. В горизонтальном

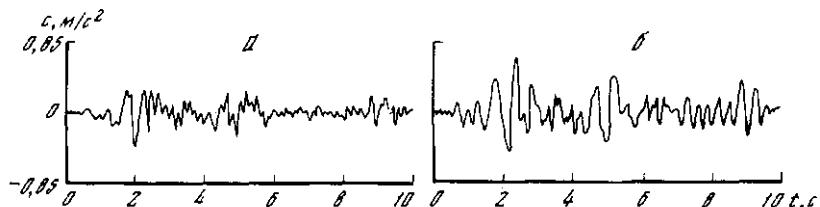


Рис. 7.23. Ускорения основания и вычисленные ускорения на поверхности слоя песка с относительной плотностью 45% и максимальным ускорением 0,32 г

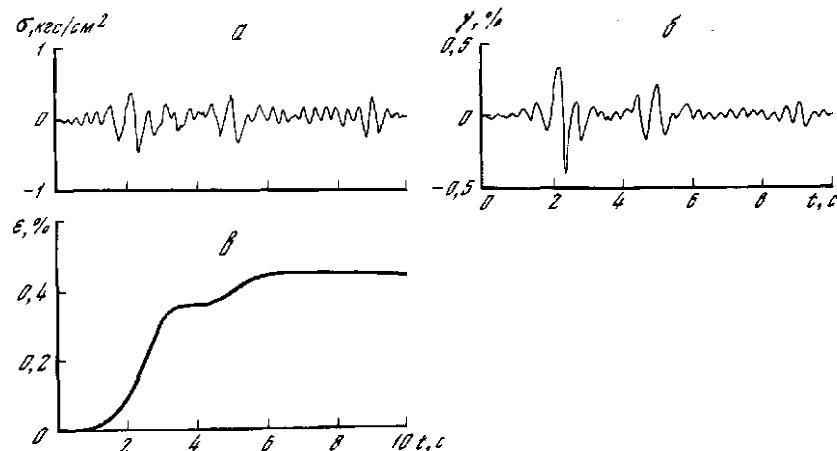


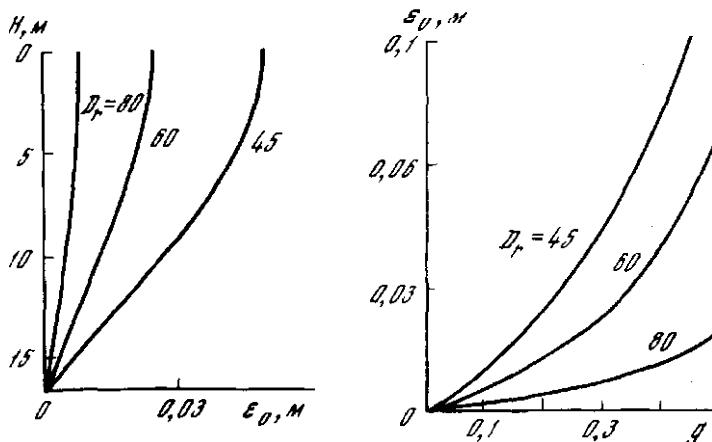
Рис. 7.24. Динамические напряжения σ (а) и соответствующие им деформации сдвига γ (б), объемные деформации ϵ (в), вызванные воздействием компоненты $N-S$ землетрясения 1940 г. в Эль-Центро; максимальное ускорение основания 0,32 г

слое песка эти деформации равны вертикальным деформациям. Общая осадка может быть получена умножением на мощность прослоя.

Суммированием результатов для других прослоев получают распределение осадок по глубине. Показанное на рис. 7.25 распределение осадок, вызванных действием землетрясения 1940 г. в Эль-Центро с максимальным ускорением равным 0,32 (компоненты $N-S$), зависит от относительных плотностей. Вычисления проведены для относительных плотностей песков 45, 60 и 80%. Даже очень плотные ($D_r = 80\%$) пески могут подвергаться измеримой осадке при сильных землетрясениях. В приведенном примере осадка при $D_r = 80\%$ составила 0,64 см.

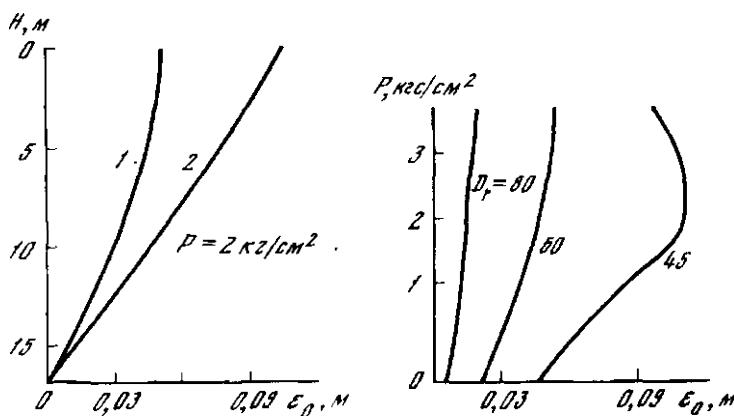
Общая осадка слоя песка зависит также от частоты и интенсивности распространяющихся от основания слоя колебаний (рис. 7.26). Оказывает на нее влияние и давление сооружений, расположенных на слое, подвергающемся воздействию колебаний.

Эффект действия сооружения на основание был имитирован добавлением к системе с дискретными массами дополнительного прослой с очень высокой жесткостью, который создавал на основание давление от 1 до 4 кгс/см². Вычисление распределения осадок по глубине, вызванных воздействием землетрясения 1940 г. в Эль-Центро (компоненты $N-S$) продолжительностью 10 с, было проведено в двух вариантах. В первом случае



Р и с. 7.25. Распределение по глубине общих осадков, вызванных действием землетрясения 1940 г. в Эль-Центро (компоненты $N-S$ ускорения) в слое песка с относительной плотностью 45, 60, 80%

Р и с. 7.26. Зависимость осадок на поверхности от максимального ускорения основания, для землетрясения 1940 г. в Эль-Центро (компоненты $N-S$) в слое песка с относительной плотностью 45, 60 и 80%



Р и с. 7.27. Распределение по глубине осадок, вызванных воздействием землетрясения 1940 г. в Эль-Центро (компоненты $N-S$) продолжительностью 10 с на слое песка с относительной плотностью 45%

1 – отсутствует пригрузка поверхности слоя; 2 – пригрузка составляет $2 \text{ кг}/\text{см}^2$

Р и с. 7.28. Зависимость между величиной осадки на поверхности земли ϵ_0 , дополнительным давлением P и относительной плотностью грунта

отсутствует пригрузка поверхности слоя, во втором случае пригрузка составляет $2 \text{ кг}/\text{см}^2$ (рис. 7.27). Видно, что пригрузка слоя увеличивает осадки песчаных слоев. Зависимость между величиной осадки на поверхности, дополнительным давлением и относительной плотностью показана на рис. 7.28. Однако эти выводы должны быть подтверждены дальнейшими испытаниями в полевых условиях, так как используемая модель довольно

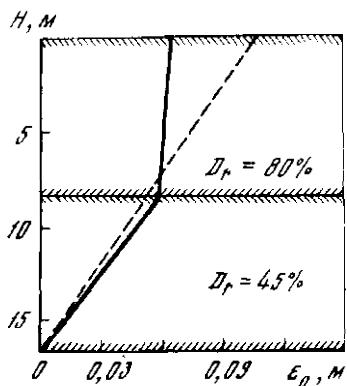


Рис. 7.29. Распределение осадок, вызванных действием компоненты $N-S$ землетрясения 1940 г., при пригрузке поверхности слоя 2 кг/см² по глубине неоднородного слоя песка

Штриховкой показано распределение осадок при тех же воздействиях, но в однородном слое песка с относительной плотностью 45%

для балки, подвергающейся действию землетрясения 1940 г. в Эль-Центро (компоненты ускорения $N-S$), равны соответственно 0,0492 и 0,0239 м (рис. 7.29). Так как песок неоднороден, каждое из этих вычисленных значений может включать ошибку. Однако ошибка, вероятно, будет в обоих случаях одинаковой.

Рассмотренные выше методы вычисления осадок сухих лесков при землетрясениях имеют ряд недостатков.

Метод Сида и Сильвера [223] предполагает постоянное по величине нагружение, считает отложения однородными, не меняющими своих свойств в вертикальном и горизонтальном направлениях. Метод Мартина, Финна и Сида [202, 216, 223] предназначен для случаев, когда пески подвергаются действию ряда циклов непостоянных по величине нагрузок. В обоих случаях источник колебаний отличается от реальных землетрясений.

Метод Финна и Бёрна [202] предназначен для слоя, свойства которого меняются в вертикальном направлении. Его можно применять для вычисления дифференцированных осадок по площади, но в этом случае он менее точен.

Помимо этого, выше мы рассматривали модель слоя песка, когда его свойства оставались неизменными по горизонтали. Задача в этом случае сводилась к решению задачи о балке. Для случая же, когда свойства слоя изменяются в горизонтальном направлении, задача уже не может быть решена подобным образом.

Несмотря на отмеченные недостатки, рассмотренные методы можно использовать для приближенного вычисления осадок сухих песков при землетрясениях.

7.6. ИЗУЧЕНИЕ ЗАТУХАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ

Прогнозируемый поверхностный сейсмический эффект при сейсмическом микрорайонировании определяется путем сложения фоновой балльности, определяемой картой сейсмического районирования, и приращений балльности, получаемых в результате детального инструментального и инженерно-геологического изучения особенностей грунтов.

Обычно фоновая балльность считается неизменной по всей территории между изосейстами и изменяется на 1 балл при переходе через изосейсту.

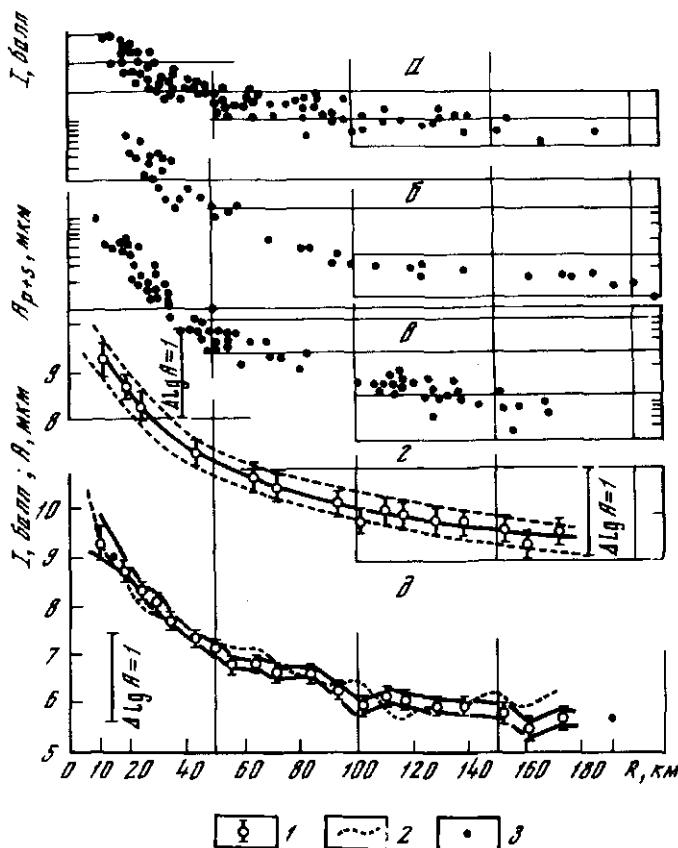


Рис. 7.30. Графики затухания интенсивности землетрясений

а — сводный по балльности с расстоянием; б — амплитуды колебаний ЦСС "Алма-Ата"; в — амплитуды колебаний по станциям "Земля"; г — сводный по землетрясениям; д — сводный по всем данным; 1 — сводные по землетрясениям; 2 — по результатам ГСЗ; 3 — изосейсты Верненского землетрясения

Поскольку в действительности изменение интенсивности с расстоянием происходит не скачкообразно, а плавно, при известном законе этого изменения во многих случаях при построении карт расчетной балльности целесообразно отказаться от скачкообразно изменяющейся фоновой балльности, заменив ее плавной.

Материалами для изучения затухания балльности с расстоянием в районе г. Алма-Аты [60] послужили карты изосейст разрушительных и умеренных землетрясений, а также динамические характеристики записей землетрясений и взрывов.

При детальном изучении формы кривой фоновой балльности район г. Алма-Аты представляет с методической точки зрения особый интерес, так как исторические сведения о разрушительных землетрясениях здесь отличаются большой надежностью. Все макросейсмические данные о землетрясениях прошлых лет были пересмотрены [173] с переопределением балльности в каждом обследованном населенном пункте, что позволило

иметь однородный материал. Кроме того, в районе проведен большой комплекс работ по изучению слабой сейсмичности и глубинному зондированию.

Изменение интенсивности проявления сильных и умеренных землетрясений изучалось вкрест геологических структур от хребта Заилийского Алатау к долине р. Или с юга на север. Выбор этого направления связан с расположением зон возникновения сильных землетрясений, а также с тенденцией развития Алма-Аты.

При построении сводной зависимости затухания балльности с расстоянием совмещение по уровню значений для отдельных землетрясений проводилось путем перемещения индивидуальных кривых вдоль оси ординат до тех пор, пока общий разброс точек не становился минимальным.

Анализ сводной кривой (рис. 7.30, а) показывает, что затухание интенсивности проявления землетрясения довольно хорошо описывается формулой вида $l \sim 1/R^n$, где $n = 3,7$, что соответствует среднему значению коэффициента затухания, полученному ранее вкрест структур для всей территории в целом [173].

Изучение затухания интенсивности колебаний основных групп волн — продольных P и поперечных S — является непременной и, пожалуй, самой главной частью при аналогичных исследованиях. Эта задача достаточно сложна, поскольку для таких построений необходимы специальные профильные наблюдения сетью сейсмических станций. Однако в первом приближении можно воспользоваться методом одной станции, заимствованным из опыта сейсморазведочных работ. Он с успехом применялся при магнитудной классификации землетрясений [127].

По названной методике были обработаны записи 40 землетрясений с $K = 8-10$, зарегистрированных центральной сейсмической станцией (ЦСС) "Алма-Ата" и 40 землетрясений с $K = 5-9$, записанных станциями "Земля" в двух точках наблюдения. В качестве опорного энергетического класса для ЦСС "Алма-Ата" был принят $K_0 = 9$, а для станции "Земля" $K_0 = 7$. В результате получены кривые затухания суммы максимальных амплитуд P - и S -волн (рис. 7.30, б, в). Прежде всего обращает на себя внимание малый разброс точек на обеих кривых затухания. Вероятно, отклонение отдельных точек от осредняющей кривой составляет $\pm (0,2-0,3)$ порядка. Кривые близки между собой и практически совпадают по форме. В целом затухание амплитуд в интервале расстояний до 80-100 км происходит по степенному закону $A \sim 1/R^n$, где n равно 2,1 для "Алма-Ата" и 2,2 для станций "Земля".

Таким образом, затухание балльности с расстоянием и затухание амплитуд колебаний с расстоянием, по данным ЦСС "Алма-Ата" ($K_0 = 9$) и по данным станции "Земля" ($K_0 = 7$), указывают на общий характер затухания. Для построения же осредненной зависимости затухания интенсивности землетрясения с расстоянием по совокупности всех данных необходимо оценить соотношение между макросейсмической шкалой балльности и инструментальными данными.

Чаще всего предполагается, что средний шаг макросейсмической шкалы соответствует удвоению амплитуды на балл [110]. Результаты же многих исследований [127, 140] показывают, что фактически приросту интенсивности соответствует увеличение амплитуды не в 2 раза, а в 2,5-3, а иногда и более раз.

Известно [189], что коэффициент затухания интенсивности сотрясения (γ) прямо пропорционален эффективному значению коэффициента затухания колебания ($n_{\text{зф}}$) и обратно пропорционален логарифму увеличения амплитуды на 1 балл (m), т.е. $\gamma = n_{\text{зф}} / \lg m$. Подставляя в эту формулу зна-

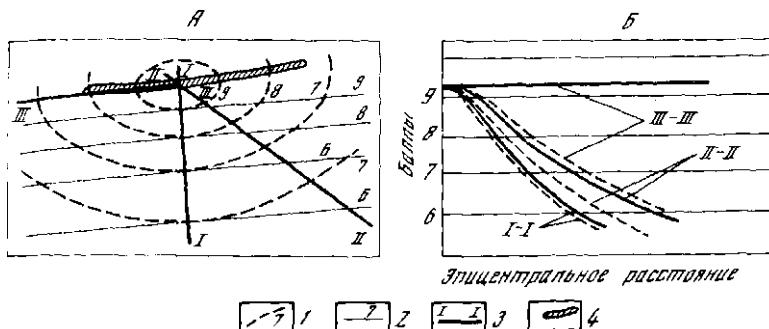


Рис. 7.31. Схема изосейст (A) и соответствующие графики изменения интенсивности (B) для карты СР и отдельного землетрясения

1 – изосейсты и графики интенсивности; 2 – то же, для карты СР; 3 – направления вкрест простириания (I-I), вдоль (III-III) и промежуточное (II-II); 4 – сейсмогенная зона

чения γ и $n_{\text{ф}}$ из экспериментальных зависимостей, найдем, что в нашем случае увеличение интенсивности на 1 балл соответствует увеличению амплитуд в 3.5 раза. Используя это соотношение, можно получить сводную зависимость затухания интенсивности землетрясений с расстоянием (рис. 7.30,г). Осредняющая кривая проведена по центрам тяжести групп точек. На графике вверх и вниз от центров тяжести отложены вертикальные отрезки, показывающие величину доверительного интервала центра тяжести при уровне доверия 0,7, а также нанесены пунктирной линией величины среднеквадратичной ошибки отдельных измерений.

На рис. 7.30,д показаны центры тяжести кривых предыдущего графика. Кроме того, в качестве одной из составляющих информации о затухании сейсмической энергии с расстоянием приведена амплитудная кривая, полученная путем графического осреднения индивидуальных графиков для всех пунктов взрывов Каскеленского профиля ГСЗ. Графики приведены к одному источнику возбуждения и уровню, после чего осреднены. В качестве нормирующих использовались записи контрольной аппаратуры на пунктах взрывов и параллельно, в отдельных случаях, на удаленной станции "Талгар".

Сопоставление между собой кривых (рис. 7.30,д), полученных по записям землетрясений и взрывов, как по форме, так и по затуханию показывает, что они аналогичны. Это говорит о достоверности полученного графика. При детальном анализе амплитудной кривой ГСЗ можно отметить ее осциллирующий характер, однако в целом сравниваемые записи хорошо коррелируют между собой.

Полученная сводная кривая, характеризует в первом приближении убывание интенсивности проявления землетрясений (в баллах) в субмеридиональном направлении от участков, представляющих сейсмическую опасность для Алма-Аты. Прежде чем использовать данную кривую для практических целей, необходимо ее привязать по уровню. Для этого использованы материалы Верненского землетрясения 1887 г. [117] (см. рис. 7.30,д). Совмещение данных по уровню $l = 9$ баллов производилось путем совмещения кривых на расстоянии 12 км.

Таким образом, сводная кривая затухания по совокупности сейсмологических и сейсморазведочных данных, совмещенная по уровню с точечными макросейсмическими определениями для Верненского землетря-

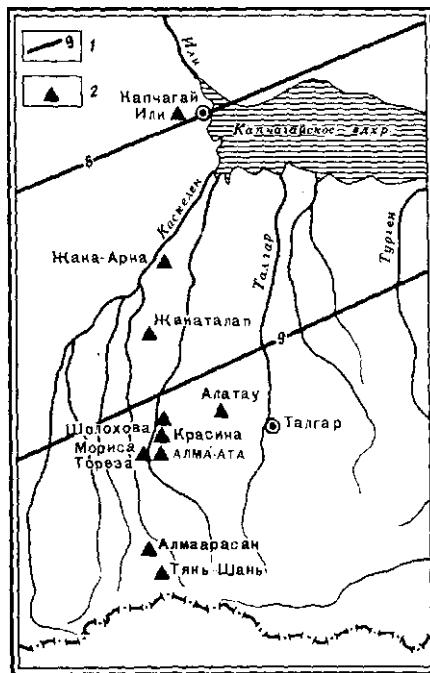


Рис. 7.32. Схема расположения станций при профильных наблюдениях
1 — изосейсты карты СР-78;
2 — сейсмические станции

сения, может служить обобщенной характеристикой плавного затухания балльности сильных землетрясений Алматинского района в субмеридиональном направлении. Однако для более детального изучения территории промрайона необходимо полученную выше сводную зависимость затухания интенсивности проявления землетрясения уточнить на материалах специальных профильных сейсмологических наблюдений.

При специальных профильных сейсмологических наблюдениях для уточнения кривой затухания интенсивности проявления землетрясений с расстоянием учитывались особенности, связанные с поставленной задачей. Во-первых, для построения или уточ-

нения зависимости изменения интенсивности сейсмических колебаний с расстоянием необходимы наблюдения вдоль определенного направления. При этом расстояние между пунктами наблюдения в начальной части профиля должно быть минимальным, возможно постепенное его увеличение к концу. Во-вторых, профиль наблюдений по возможности должен начинаться в сейсмогенной зоне и пересекать исследуемую территорию простирания основных геологических структур и изосейст карты сейсмического районирования.

Вывод о достаточности наблюдений вкрест простирания изосейст и структур становится очевидным из элементарного анализа методики сейсмического районирования. Основной информацией здесь являются изосейсты землетрясений с максимальной амплитудой, произошедших в изучаемом районе. Изосейсты всегда вытянуты в том же направлении, что и сейсмогенные зоны, ответственные за возникновение сильных землетрясений. Рассматривая пересечения сейсмогенных зон и изосейст в различных направлениях (рис. 7.31), можно видеть, что изменения балльности на карте сейсмического районирования в направлении вдоль их простирания не происходит, хотя для любого конкретного землетрясения оно значимо во всех направлениях: больше вкрест простирания и меньше вдоль него. При составлении карт в основном учитывается количественная характеристика затухания интенсивности вкрест простирания изосейст (вдоль малой оси) отдельных землетрясений и только в исключительных случаях, на фланговых участках сейсмогенных зон — вдоль большой оси.

С учетом изложенного специальные сейсмологические наблюдения проводились по профилю (рис. 7.32) протяженностью 120 км от реки Или (станция "Или") до сейсмогенного Заилийского разлома, в окрестностях которого расположена станция "Тянь-Шань".

Выбор аппаратуры для регистрации сейсмических процессов определялся традиционными требованиями, предъявляемыми к полевым сейсмологическим наблюдениям: возможность реализовать наибольшую чувствительность, широкий диапазон частот регистрируемых колебаний и т.д., в том числе и экономичность применяемой аппаратуры. Таким условиям удовлетворяет сейсмометрический канал с гальванометрической регистрацией.

Сейсмические станции были укомплектованы серийными сейсмоприемниками СМ-3, гальванометрами ГБ-III, ГБ-IV, регистрирами РС-II. Сейсмоприемники были настроены на период $T = 1,5$ с и имели затухание $D = 0,55$. Собственные периоды гальванометров $T_D = 0,2$ с, затухание $D = 0,5$. Схема подключения сейсмоприемников и гальванометров П-образная. Сейсмометрические каналы имели столообразную амплитудную характеристику по смещению в диапазоне периодов от 0,1 до 1,2 с. Разворотка записи 120 мм/мин. Реализованное увеличение: для станций Шолохова — 500, Красина — 2 000; Алатау, Мориса Тореза, Алма-Ата, Жана-Арна и Жана-Талап — 5 000; Или — 10 000; Алмаарасан — 20 000, Тянь-Шань — 30 000. При увеличении 5 000 и более в сейсмометрический канал вводились усилительные устройства. Для улучшения четкости регистрируемых колебаний установки были оборудованы автоматическими перекальными устройствами: фотоэлектрическими и электронными.

Служба времени осуществлялась морскими хронометрами МХ-6, имеющими минутные контакты, и кварцевыми часами "Электроника". Все сейсмические станции имели единую временную привязку.

Расчет отдельных узлов и сейсмометрических каналов в целом, а также контроль за работой аппаратуры выполнялись в соответствии с требованиями, предъявляемыми к обычным сейсмическим станциям [10]. На каждом пункте наблюдений осуществлялась трехкомпонентная запись с ориентировкой горизонтальных приборов в меридиональном и широтном направлениях. Сейсмоприемники устанавливались на постаменты в штольнях или подвальных помещениях зданий. Постаменты не имели жесткой связи с конструктивными элементами зданий.

Идентичность каналов проверялась путем записи землетрясений при расположении всех станций в одном пункте наблюдений в начале и в конце периода экспедиционных работ. Первичная обработка сейсмограмм проводилась в процессе работ в соответствии с инструкцией.

Экспериментальные исследования динамических характеристик сейсмических волн осложняются рядом причин. Это связано с затруднениями в отождествлении отдельных волн и интервалов их прослеживания, значительным рассеиванием индивидуальных данных относительно средних зависимостей, искажениями аппаратуры и т.д. Большое влияние оказывают и различия в геологическом строении пунктов установки сейсмических станций и, возможно, неучитываемые аппаратурные искажения.

При выполнении наблюдений и обработке материалов предприняты попытки преодоления влияния этих факторов. Прежде всего для комплексного учета станционных условий были определены нормирующие коэффициенты. Подбор материалов затруднений не вызывает, так как можно использовать записи удаленных или близких землетрясений. В этом случае различия в амплитудах любых зарегистрированных волн (с периодами, близкими используемым для построения графика), вызванные геологическими факторами и аппаратурными особенностями сейсмических каналов, могут быть учтены сравнительно просто.

Для определения нормирующих коэффициентов произведены измерения амплитуд продольных волн 18 землетрясений, зарегистрированных

Таблица 7.4
Значения нормирующих множителей для реальной (вверху)
и идеальной (внизу) подстанционной среды

Землетрясение	Сейсмическая станция								
	Мориса Тореза	Тянь- Шань	Алма- арсан	Ала- таву	Алма- Ата	Жана- Талап	Жана- Арна	Или	
1	2	3	4	5	6	7	8	10	
23.01.80, 02 ^h 01' $M_{LH}(B) = 6,1$ Камчатка	2,0 1,0	6,8 0,29	—	—	—	—	3,2 0,63	4,0 0,50	
23.01.80, 07 ^h 02' $M_{LH}(B) = 5,9$ Камчатка	3,3 1,0	11,2 0,29	—	—	3,0 1,1	—	5,6 0,59	10,8 0,31	
23.01.80, 02 ^h 43' $M_{LH}(B) = 6,1$ Камчатка	3,0 1,0	9,4 0,32	—	—	3,0 1,0	—	4,0 0,75	—	
15.02.80, 14 ^h 34' $M_{LH}(B) = 6,4$ Курильские о-ва	3,4 1,0	—	3,0 1,13	2,8 1,21	7,2 0,47	—	—	12,2 0,29	
23.02.80, 22 ^h 47' $M_{LH}(B) = 6,4$ Курильские о-ва	4,4 1,0	2,74 0,16	—	—	11,0 0,4	—	—	23,0 0,19	
13.04.80, 18 ^h 23' $M_{PN}(B) = 7,3$ о-ва Фиджи	5,2 1,0	—	—	—	—	7,2 0,72	6,4 0,81	—	
29.06.80, 07 ^h 28' $M_{LH}(B) = 6,7$ Япония	1,8 1,0	11,2 0,16	1,9 0,95	1,4 1,29	2,4 0,75	—	2,1 0,86	4,2 0,43	
27.02.80, 23 ^h 11' $M_{LH}(B) = 5,3$ Курильские о-ва	9,2 1,0	—	—	—	—	—	9,2 1,0	—	
18.06.80, 20 ^h 0,1' $M_{LH}(B) = 5,9$ Югославия	2,0 1,0	—	—	1,4 1,43	5,2 0,39	2,2 0,91	—	—	
25.06.80, 23 ^h 30' $M_{LH}(B) = 6,4$ о-ва Новая Британия	2,2 1,0	7,0 0,31	—	2,1 1,05	6,0 0,37	—	—	—	
02.01.80, 21 ^h 09' $M_{LH}(B) = 6,9$ о-в Минданао	4,8 1,0	—	—	4,4 1,09	—	—	7,4 0,65	—	
13.04.80, 05 ^h 15' $M_{LH}(B) = 5,2$ о-в Минданао	2,4 1,0	—	—	—	4,0 0,60	3,0 0,8	2,4 1,0	8,5 0,23	

Таблица 7.4 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
13.02.80, 09 ^h 10' Синьцзян	$\frac{26,1}{1,0}$	—	—	$\frac{16,2}{1,61}$	$\frac{61,0}{0,43}$	—	—	—
03.01.80, 20 ^h 32' $M_{LH}(B) = 4,9$ о-в Минданао	$\frac{1,6}{1,0}$	—	—	—	—	—	$\frac{2,9}{0,55}$	—
26.05.80 19 ^h 01' $M_{LH}(B) = 6,0$ Чили	$\frac{2,4}{1,0}$	—	—	—	—	—	$\frac{2,0}{1,2}$	$\frac{6,8}{0,35}$
01.01.80, 02 ^h 52' $M_{LH}(B) = 5,1$ Иран	$\frac{5,4}{1,0}$	—	—	$\frac{5,0}{1,08}$	—	—	$\frac{7,2}{0,75}$	—
07.12.79, 09 ^h 27' $M_{LH}(B) = 6,2$ Иран	$\frac{7,9}{1,0}$	—	$\frac{9,6}{0,85}$	$\frac{7,6}{1,04}$	—	—	$\frac{8,7}{0,91}$	$\frac{18,3}{0,43}$
16.12.79, 22 ^h 39' $M_{LH}(B) = 4,9$ Иран	$\frac{0,6}{1,0}$	—	—	—	—	—	—	$\frac{1,7}{0,39}$
Средние	1,0	0,26	0,98	1,22	0,62	0,81	0,81	0,35
Ожидаемые	1,0	0,17	0,25	1,0	1,0	1,0	1,0	0,17

всеми станциями или их группами. Сведения о координатах эпицентра, магнитуде и глубине были взяты из Оперативного сейсмологического бюллетеня ИФЗ АН СССР, принимая запись землетрясения одной из станций за опорную ("Мориса Тореза"), вычислили отношения ее амплитуд к амплитудам записей этого же землетрясения на других станциях. Эти отношения после осреднения по всем землетрясениям используются в качестве нормирующих множителей при обработке записей землетрясений, отобранных для определения искомой зависимости. Найденные значения множителей приведены в табл. 7.4. Для сравнения в этой таблице указаны значения поправочных коэффициентов, которые имели бы место в случае однородной геологической среды и отсутствия аппаратурных искажений.

Существенное различие вычисленных и фактических нормирующих множителей говорит о невозможности подобных допущений. Естественно предположить, что главную роль в таком различии играет геологическая неоднородность среды.

Известно, что эффект затухания интенсивности проявления землетрясений является результатом суммарного влияния поглощения среды и геометрического расхождения лучей. Оба эти явления в настоящее время поддаются изучению [24] и находят применение для решения различных практических и теоретических задач. Однако в рассматриваемом случае важно знать не роль каждого из двух этих факторов в отдельности, а их суммарное влияние на конечный результат.

Из всей совокупности землетрясений и взрывов, зарегистрированных на профиле всей сетью станций почти за двухлетний период наблюдений, оказалась пригодной к обработке лишь их небольшая часть. Такая ситуа-

Таблица 7.5
Амплитуды продольных волн отдельных землетрясений

Землетрясение		21.03.80 $K = 7,6$		
Станция	Коэффициент	$\Delta, \text{км}$	$A, \text{мм}$	$A_{\text{пр}}, \text{мм}$
Тянь-Шань	0,26	15,0	22,8	5,93
Алма-Арасан	0,98	—	—	—
Алатау	1,22	—	—	—
Мориса Тореза	1,0	9,0	11,2	11,2
Алма-Ата	0,62	11,5	13,0	8,06
Жана-Талап	0,81	—	—	—
Жана-Арна	0,81	52,5	1,8	1,46
Или	0,35	78,0	2,0	0,7

Таблица 7.5 (окончание)

Землетрясение		11.07.80 $K = 8,6$			10.11.79 $K = 7,8$		
Станция	Коэффициент	$\Delta, \text{км}$	$A, \text{мм}$	$A_{\text{пр}}, \text{мм}$	$\Delta, \text{км}$	$A, \text{мм}$	$A_{\text{пр}}, \text{мм}$
Тянь-Шань	0,26	5,0	54,0	14,01	—	—	—
Алма-Арасан	0,98	—	—	—	16,0	11,6	11,37
Алатау	1,22	8,6	5,7	6,95	—	—	—
Мориса Тореза	1,0	—	—	—	—	—	—
Алма-Ата	0,62	20,0	2,2	1,43	25,0	7,0	4,43
Жана-Талап	0,81	—	—	—	—	—	—
Жана-Арна	0,81	—	—	—	—	—	—
Или	0,35	—	—	—	—	—	—

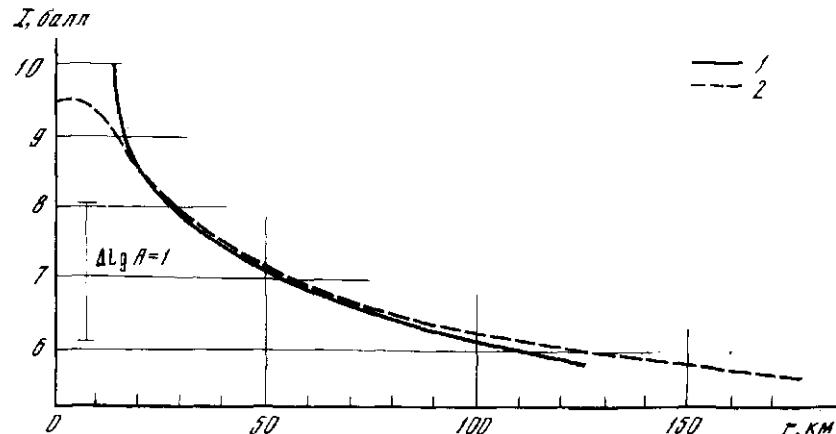


Рис. 7.33. Зависимость затухания интенсивности проявления землетрясений от расстояния по данным

1 - комплексным; 2 - профильных сейсмологических наблюдений

04.03.80 $K = 8,2$			13.09.80 $K = 7,5$			27.01.80 $K = 5,6$		
$\Delta, \text{км}$	$A, \text{мм}$	$A_{\text{пр.}} \text{мм}$	$\Delta, \text{км}$	$A, \text{мм}$	$A_{\text{пр.}} \text{мм}$	$\Delta, \text{км}$	$A, \text{мм}$	$A_{\text{пр.}} \text{мм}$
32	10,8	2,81	—	—	—	12,0	11,0	2,31
32	4,0	3,92	95,0	1,1	1,08	—	—	—
38	1,6	1,95	98,0	1,4	1,71	20,0	1,4	1,71
39	2,6	2,6	101,0	2,0	2,0	23,0	1,2	1,2
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
107	1,2	0,42	175,0	1,2	0,42	—	—	—

03.02.80 $K = 9,4$			21.06.80 $K = 6,5$			21.10.80 $K = 8,9$		
$\Delta, \text{км}$	$A, \text{мм}$	$A_{\text{пр.}} \text{мм}$	$\Delta, \text{км}$	$A, \text{мм}$	$A_{\text{пр.}} \text{мм}$	$\Delta, \text{км}$	$A, \text{мм}$	$A_{\text{пр.}} \text{мм}$
60,0	24,0	5,04	5,0	168,0	43,7	16,0	111,0	28,86
—	—	—	—	—	—	—	—	—
76,0	2,2	2,75	—	—	—	31,0	12,0	14,6
—	—	—	23,0	6,0	6,0	—	—	—
—	—	—	—	—	—	36,5	8,2	5,57
—	—	—	—	—	—	—	—	—
125,0	1,2	0,97	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	103,0	2,0	0,7

ция сложилась из-за отмеченных ранее ограничений по взаимному расположению очагов относительно станций, неизбежных при профильных наблюдениях и ограниченной чувствительности аппаратуры.

Все сведения о землетрясениях — энергетический класс K , координаты, времена — брались из каталога землетрясения Северного Тянь-Шаня, составленного в Институте сейсмологии АН Казахской ССР. Методика измерения амплитуды записи зарегистрированных землетрясений заключалась в следующем. В первую очередь производились выделение и идентификация фаз продольных волн на всех станциях. Затем измерялись максимальные амплитуды (двойной размах) в группе выделенных волн. При этом измерения амплитуды колебаний проводились на вертикальной компоненте.

Результаты измерения приведены в табл. 7.5. Здесь же приведены расстояния от очага землетрясений до каждой станции Δ и значения приведенных амплитуд $A_{\text{пр.}}$ с учетом нормирующих коэффициентов. Полученные таким образом значения $A_{\text{пр.}}$ и Δ послужили исходными данными для построения зависимости затухания интенсивности проявления землетрясений от расстояний.

Сводный график затухания, полученный путем последовательного совмещения индивидуальных графиков до наилучшего их совмещения, показан на рис. 7.33. Он использован для построения поля фоновой балльности для территории г. Алма-Аты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Если рассматривать изложенные в настоящей работе вопросы сейсмического микрорайонирования с точки зрения изученности и применимости для практических целей, то основные направления дальнейших исследований и круг нерешенных задач в этой области можно охарактеризовать следующим образом.

Одним из существенных затронутых в монографии является вопрос, связанный с инструментальными методами сейсмического микрорайонирования, которые делятся на прямые и косвенные. К прямым методам относят микрорайонирование с использованием землетрясений, в том числе сильных. Косвенные методы основаны на корреляционных и фундаментальных связях между амплитудами колебаний грунтов при землетрясениях и физическими характеристиками, определяющими их динамические свойства. В развитии косвенных методов достигнуты существенные результаты. Однако одномерная корреляция только амплитудного уровня колебаний при землетрясениях с другими физическими параметрами грунтов снижает надежность оценок балльности с использованием косвенных методов. Расчетные методы применяются как вспомогательные косвенным методам сейсмического микрорайонирования. До сих пор не доказана правомочность использования акселерограмм сильных землетрясений, полученных в разных сейсмических зонах при одинаковых сейсмологических условиях, например, Средней Азии, Камчатки или Восточной Сибири. Не изучены законы затухания колебаний в реальных средах.

Дальнейшее изучение спектральных и временных закономерностей колебаний систем грунт-сооружение позволит выявить степень повреждений и разрушений сооружений от совокупности параметров колебаний грунтов при землетрясениях. Вероятностный подход к оценке сейсмической опасности колебаний систем грунт-сооружение дать возможность дифференцированно, в зависимости от ответственности и эксплуатационного срока службы сооружений вводить антисейсмические мероприятия.

Поскольку для построения достоверных карт сейсмического микрорайонирования необходимо знать параметры колебаний грунтов при сильных землетрясениях, то в настоящее время первостепенной задачей является изучение этих параметров на хорошей инструментальной основе. Для этой цели при проведении экспериментальных исследований необходим одновременный замер деформаций, напряжений, смещений, скоростей и ускорений грунта при сильных сейсмических воздействиях.

В методическом отношении ценный экспериментальный и сравнительно легко доступный во временном и организационном плане полевой материал можно получить при постановке инструментальных наблюдений в ближней зоне промышленных и специальных взрывов. В теоретическом отношении для решения данной проблемы возникла настоятельная необ-

ходимость разработки алгоритмов решения уравнений колебаний в стадии неупругих деформаций.

В результате неупругих деформаций возникают сейсмодеформации в грунте, до сих пор остающиеся недостаточно изученными. Сейсмодеформации в грунтах существуют наряду с сейсмотектоническими нарушениями, но зависят преимущественно от факторов, связанных со строением поверхности (гетерогенной) зоны литосферы и с рельефом. В образовании сейсмодислокаций большую роль играют прочность пород, гидрогеологические факторы и сейсмические характеристики пород.

Материал данной монографии показывает сложную природу сейсмических характеристик грунтов, которые следует изучать во взаимосвязи с различными геологическими факторами.

В целом же в области сейсмического микрорайонирования требуется обширная экспериментальная и теоретическая работа и сосредоточение усилий многих научных и научно-исследовательских организаций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айзенберг Я.М. Статистическая расчетная модель сейсмического воздействия на сооружения. — В кн.: Сейсмические воздействия на гидротехнические и энергетические сооружения. М.: Наука, 1980, с. 5—11.
2. Акимов А.Т. Вопросы теории и практики электроразведки мерзлых пород. — Труды/ПНИИС, 1971, т. 6, с. 6—76.
3. Акимов А.Т., Достовалов Б.Н., Якунов В.С. Геофизические методы исследования мерзлых толщ: (II) Междунар. конф. по мерзлотоведению. Докл. и сообщ.]. Якутск: Кн. изд-во, 1975, вып. 8, с. 135—151.
4. Александров А.Л., Володин А.А., Дадабланов И.А. и др. Изучение периодического сейсмического сигнала Нурукской ГЭС. — В кн.: Исследование Земли неразрывными сейсмическими источниками. М.: Наука, 1981, с. 260—271.
5. Алексеев Н.А., Сагомонян А.Я., Рахматулин Х.А. Об основных уравнениях динамики грунтов. — ПМТФ, 1963, № 2, с. 147—150.
6. Алешин А.С., Кожевников А.Д. О влиянии уровня грунтовых вод в лесосовых породах на сейсмическую интенсивность: Методика оценки сейсмической опасности территорий. — Труды / ПНИИС, 1978, вып. 57, с. 26—36.
7. Ананян А.А. Кристаллизация воды в незамерзающих и мерзлых горных породах. — В кн.: Современное представление о связанный воде в породах. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 126.
8. Аниканова Г.В., Табулевич В.Н. Разделение спектра микросейсм, регистрируемого частотно-избирательными станциями Талгар и Бодон. — Геология и геофизика. Новосибирск: Наука, 1976, № 11, с. 112—117.
9. Антонова Л.В., Аптикаев Ф.Ф. и др. Основные экспериментальные закономерности динамики сейсмических волн. М.: Наука, 1968. 286 с.
10. Аппаратура и методика сейсмометрических наблюдений в СССР. М.: Наука, 1974. 242 с.
11. Аптикаев Ф.Ф. Сейсмические колебания при землетрясениях и взрывах. М.: Наука, 1969. 104 с.
12. Аптикаев Ф.Ф. Результаты научных наблюдений при взрыве в Медео 21 октября 1966 г. — Вестн. АН КазССР, 1967, № 5, с. 30—40.
13. Аптикаев Ф.Ф., Запольский К.К., Нерсесов И.Л., Штейнберг В.В. Изменение интенсивности землетрясений в баллах. Качественные характеристики колебаний почвы. — В кн.: Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980, с. 14—19.
14. Аптикаев Ф.Ф., Колничев Ю.Ф. Учет механизма очага землетрясения при прогнозе параметров сильных движений. — Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 4, с. 822—825.
15. Баркан Д.Д., Шехтер О.Я. Об осадках, вызываемых действием динамических нагрузок. — В кн.: Динамика грунтов. М.: Стройиздат, 1961, № 44.
16. Басов А.Д. Исследование электрических свойств мерзлых грунтов. Приморья и Забайкалья для целей сейсмического микрорайонирования: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск: СО АН СССР, 1979, с. 24.
17. Бендер Дж., Пирсол А. Изменение и анализ случайных процессов. М.: Мир, 1974. 463 с.
18. Берзон И.С. Сейсмическая разведка вертикально-слоистых сред фундамента. М.: Наука, 1977. 320 с.
19. Боголюбов А.Н., Зыков Ю.Д., Баулин Ю.И., Коркина Р.И. К вопросу о связях между геофизическими и инженерно-геологическими параметрами грунтов. — В кн.: Методика геофизических исследований. М.: Стройиздат, 1976, с. 46—62. (Тр. ПНИИС; Вып. 51).
20. Болотин В.В. Случайные колебания упругих систем. М.: Наука, 1979, с. 29—31.
21. Боровинский Б.А. Электро- и сейсмометрические исследования многослойных мерзлых горных пород и ледников. М.: Наука, 1969. 184 с.
22. Бугаевский Г.Н. Оценка приращения балльности для построения

- схемы сейсмического микрорайонирования. — В кн.: Сейсмическое микрорайонирование. Кишинев: Штиинца, 1979, с. 163–184.
23. Бунгум Х., Хьортенберг Э., Ризбо Т. Использование сейсмических колебаний, генерируемых плотиной гидроэлектростанции, для изучения вариаций сейсмических скоростей. — В кн.: Исследование Земли невзрывными сейсмическими источниками. М.: Наука, 1981, с. 248–259.
24. Бурзунова Д.И., Шебелин Н.В. Физические особенности затухания сотрясения на территории регионов Средняя Азия — Казахстан и Крым—Кавказ—Туркмения. — В кн.: Количественная оценка сейсмических воздействий: Волг. инженер. сейсмологии. М.: Наука, 1980, вып. 20, с. 25–36.
25. Васильев Ю.И., Иванова Л.А., Щербо М.Н. Измерение напряжений и деформаций в грунте при распространении взрывных волн. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1969, № 1, с. 21–37.
26. Васильев Ю.И., Молотова Л.В., Фомичев В.Б., Щербо М.Н. Об изучении механических свойств грунта и его деформаций при землетрясении. — В кн.: Сейсмическое микрорайонирование. Алма-Ата: Наука, 1976. 179 с.
27. Васильев Ю.И., Бондаренко Ю.В., Иванова Л.А. и др. Об изучении структуры очага взрыва в мягком грунте. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 12, с. 40–51.
28. Васильев Ю.И., Иванова Л.А., Фомичев В.Б. и др. Опыт измерения деформаций грунта при землетрясениях. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 11, с. 62–66.
29. Васильев Ю.И., Геодзев А.А., Иванова Л.А. И др. Механические свойства мягкого грунта в интервале напряжений до $(5–10) \cdot 10^5$ Па или $5–10$ кГ/см² и выбор модели грунта, описывающей его поведение при сильных землетрясениях. — В кн.: Сейсмическое микрорайонирование. М.: Наука, 1977, с. 121–129.
30. Васильев Ю.И., Молотова Л.В., Щербо М.Н. О структуре поля напряжений в очаге и параметрах очага при взрыве в мягком грунте. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, № 11, с. 28–38.
31. Васильев Ю.И., Щербо М.Н., Иванова Л.А. и др. Исследование скважинного способа измерения напряжений во взрывной волне мембранными датчиками давления. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1980, № 1, с. 62–77.
32. Вентцель Е.С. Теория вероятности. М.: Наука, 1964. 365 с.
33. Воронков О.В., Ноздрин Г.И. Об определении прочности на сжатие мерзлых и талых пород по скорости упругих волн. Л.: Энергия, 1978, т. 122, с. 28–35.
34. Гагелия Т.И., Напетваридзе Ш.Г. Применение метода конечных элементов при сейсмическом микрорайонировании. — В кн.: Сейсмическое микрорайонирование. М.: Наука, 1977, с. 161–164.
35. Геодзев А.А., Кузнецов В.В. Откольные явления в грунтах, наблюдаемые при сейсморазведке. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 5, с. 21–27.
36. Гиллер В.Г., Коган Л.А. Сейсмическое микрорайонирование по землетрясениям малых энергий. — В кн.: Сейсмическое микрорайонирование. М.: Наука, 1977, с. 76–79.
37. Горянин Н.Н., Ляховицкий Ф.М. Сейсмические методы в инженерной геологии. М.: Недра, 1979. 143 с.
38. Горянин Н.Н., Полякова Т.А. Применение методов сейсмоакустики для определения физико-механических свойств глинистых грунтов. — В кн.: Применение геофизических методов при гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях. М.: ВИЭМС, 1970.
39. Горячев А.В. Камчатские землетрясения 4 мая и 18 июня 1959 г. и геологические условия их возникновения. — Бюл. совещ. по сейсмол. 1960, № 11, с. 32–44.
40. Григорян С.С. Об основных представлениях динамики грунтов. — ПММ, 1960, т. 24, № 6, с. 1057–1072.
41. Гуревич Г.И. Деформируемость сред и распространение сейсмических волн. М.: Наука, 1974. 483 с.
42. Гущин В.В., Докучаев В.П., Заславский Ю.М., Конюхова И.Д. О распределении мощности между различными типами излучаемых волн в полу-безграничной упругой среде. — В кн.: Исследование Земли невзрывными сейсмическими источниками. М.: Наука, 1981, с. 113–118.
43. Джабаури Г.Г. Прямая и обратная задачи инженерной сейсмологии для грунтовой толщи с произвольным числом плоско-параллельных слоев. — Сообщ. АН ГССР, Тбилиси: Мецниереба, 1979, № 2, т. 93, с. 405–409.
44. Джабаури Г.Г., Напетваридзе Ш.Г. Применение численного метода многочленно-отраженных волн при сейсмическом микрорайонировании. — В кн.: Сейсмическое микрорайонирование. М.: Наука, 1977, с. 157–160.
45. Дженкинс Г., Ваттс Д. Спектральный анализ и его приложения. М.: Мир, 1971. Вып. 1. 316 с.; Вып. 2. 287 с.
46. Джонсон Н., Лион Т. Статистика и планирование эксперимента в тех-

нике и науке: Методы данных. М.: Мир, 1980. 510 с.

47. Джуреев А. Характер проявления поверхности эффекта Газлийских землетрясений 1976 года в зависимости от инженерно-геологических условий: Автoref. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Ташкент: Ин-т сейсмологии АН УзССР, 1981, с. 1-18.

48. Джурек В.И., Дреннов А.Ф., Ольшевский Н.Г. Сейсмические характеристики рыхлых грунтов. — Геология и геофизика, 1976, № 6, с. 83-90.

49. Джурек В.И. Прогноз изменения сейсмической опасности мерзлых грунтов при нарушении их температурного режима. — Долгосрочные прогнозы природных явлений. Новосибирск: Наука, 1977, с. 45-52.

50. Джурек В.И. О связи между электрическими и сейсмическими свойствами грунтов для различного их состояния. — В кн.: Информационная основа прогноза природных процессов. Новосибирск: Наука, 1980, с. 148-154.

51. Джурек В.И. О скоростях распространения сейсмических волн в мерзлых и талых скальных породах севера Прибайкалья. — Геология и геофизика, 1980, № 4, с. 96-103.

52. Джурек В.И., Дреннов А.Ф., Иванов Ф.И. Сейсмические свойства эпизонных грунтов. — Геология и геофизика, 1982, № 10, с. 103-109.

53. Джурек В.И. Прогноз изменения упругих параметров песков при переходе их из мерзлого состояния в талое. — Геология и геофизика. Новосибирск: Наука, 1982, № 6.

54. Добропольский В.П. Применение электроразведки методом сопротивлений при изысканиях под гидростроительство в условиях многоглетнемерзлых горных пород. — В кн.: Мерзлотные исследования. М.: Изд-во МГУ, 1961, вып. 1, с. 190-207.

55. Достоевов Б.Н. Структуры, фазовые переходы и свойства свободной и связанный воды: (II Междунар. конф. по мерзлотоведению: Докл. и сообщ. Вып. 4). Якутск: Кн. изд-во, 1973, с. 116-125.

56. Дреннов А.Ф. Об использовании частотных характеристик рыхлых отложений в сейсмическом микрорайонировании. — Геология и геофизика. Новосибирск: Наука, 1980, № 11, с. 108-116.

57. Дреннов А.Ф., Иванов Ф.И. Особенности проявления землетрясения на скальных грунтах. — Геология и геофизика. Новосибирск: Наука, 1981, № 8, с. 92-102.

58. Дреннов А.Ф., Иванов Ф.И. Рас-

сеяние S-волн из очагов близких землетрясений неоднородностями среды. — Геология и геофизика, 1981, № 10, с. 153-154.

59. Информативность сейсмограммы при анализе динамики сейсмических колебаний/А.Ф. Дреннов, Ф.И. Иванов. Рукопись деп. в ВИНИТИ 5.06.82 за № 2214-82 Деп.

60. Ержанов Ж.С., Нерсесов И.Л., Шацлов В.И. и др. О новом подходе к сейсмическому микрорайонированию. — В кн.: Сейсмическое микрорайонирование. Кишинев: Штиинца, 1979, с. 147-159.

61. Ержанов Ж.С., Горбачева Л.К., Жубаев Н.Ж., Сингеев А.Я. Динамические диаграммы мягких грунтов, полученные методом скважинных взрывов: Тез. докл. Всесоюз. конф. по механике сильных сред. Ташкент, 1979.

62. Ершов И.А. Колебания основания и тела плотины при короткопериодных микросейсмах. Колебания земляных плотин. В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Наука, 1967, вып. 11, с. 20/44.

63. Ершов И.А. Об использовании микроколебаний для определения частотных особенностей грунтов. — В кн.: Сейсмическое движение грунта. Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Наука, 1970, вып. 13, с. 36-53.

64. Ершов И.А., Лямзина Г.А. О применении микроколебаний для прогнозирования сейсмического воздействия сильного землетрясения. — В кн.: Сейсмические исследования для строительства. М.: Наука, 1971, вып. 14, с. 85-92.

65. Ершов И.А. Использование микроколебаний для изучения динамических характеристик плотин. В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Наука, 1971, вып. 14, с. 132-153.

66. Ершов И.А. Об оценке сейсмической опасности для г. Петропавловска-Камчатского. — В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука, 1974, с. 82-90.

67. Ершов И.А., Медведев С.В. и др. Соотношение колебаний разной интенсивности, записанных на лёссах разной мощности. — В кн.: Колебания грунтов и зданий при землетрясениях. М.: Наука, 1975, с. 53-70.

68. Ершов И.А. Приемы интерпретации записей микросейсм. — В кн.: Сейсмическое микрорайонирование. М.: Наука, 1977, с. 67-75.

69. Ершов И.А., Попова Е.В. О влиянии обводненности грунтов на интенсивность сейсмического воздействия. В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Наука, вып. 19, 1978.

70. Жубаев Н.Ж. Одномерные упру-

- голластические волны при сложном нагружении. Алма-Ата: Наука, 1979. 159 с.
71. Жубаев Н.Ж., Синяев А.Я. Динамические свойства грунтов и прогнозы сейсмических воздействий. — В кн.: Тез. докл. Всесоюз. совещ. "Результаты исследований по прогнозу землетрясений". Алма-Ата: Наука, 1980.
72. Заградник И., Червены В. Расчет сейсмической реакции локальных геологических структур. — В кн.: Сборник докладов семинара рабочей группы 4.3 КАПГ. Братислава: Веда, 1981, с. 35–42.
73. Заградник И. Сейсмическая реакция осадочного бассейна. — В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Наука, 1982, вып. 22, с. 35–44.
74. Заградник И. Комплекс программ для расчета и анализа поля волн SH в двумерно-неоднородных поглощающих средах с блоковой структурой. — В кн.: Программы для интерпретации сейсмических наблюдений. Л.: Наука, т. 3.
75. Зусман А.М., Синяев А.Я. Исследования колебаний грунтов при интенсивных возбуждениях. — В кн.: Тез. докл. Всесоюз. семинара "Сейсмическое микрорайонирование в инженерных изысканиях для строительства". М.: Стройиздат, 1979, с. 83–84.
76. Иванова Т.Г., Штейнберг В.В. Характеристика колебаний грунта при Газийских землетрясениях 1976 г. — В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Наука, 1982, № 22, с. 57–71.
77. Казанли Д.Н., Антоненко З.М. Инструментальное микрорайонирование по высокочастотным микросейсмам. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1960, № 3, с. 113–124.
78. Калмурзаев К.Е., Тұрдуков А.Т., Токмұллин Ж.А. К количественному определению влияния геологических, инженерно-геологических условий на степень сейсмической опасности. — В кн.: Тез. докл. Всесоюз. семинара "Сейсмическое микрорайонирование в инженерных изысканиях для строительства". М.: Стройиздат, 1979, с. 31–32.
79. Калмурзаев К.Е., Токмұллин Ж.А. К учету влияния глубинных слоев и их диссипативных свойств на спектральную характеристику грунтов. — Изв. АН КиргССР, 1980, № 1, с. 3–8.
80. Кац А.З. К вопросу об учете грунтовых условий при сейсмическом микрорайонировании. — Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1955, № 30, с. 217–255.
81. Кац А.З. Сейсмическое микрорайонирование на основе дифференциации грунтов по динамическим деформациям, вызываемым прохождением сейсмических волн. — Тр. Ин-та физики Земли АН СССР, 1961, № 16 (183).
82. Кац А.З. Сейсмическое микрорайонирование с учетом изменения параметров колебаний и напряжений с глубиной. — В кн.: Сейсмическое движение грунта. М.: Наука, 1970, вып. 13, с. 16–30.
83. Коган Л.А., Нечеев В.А., Романов О.А. Сейсмическое микрорайонирование в Таджикистане. Душанбе: Дониш, 1974, с. 8–19.
84. Коган С.Я. О сейсмической энергии, возбуждаемой источником, находящимся на поверхности. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 7.
85. Кожевников А.Д. Изменение сейсмических свойств лессовых грунтов при обводнении территорий. (Исследования для целей сейсмического микрорайонирования): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1977. 21 с.
86. Кожевников А.Д. Особенности сейсмического микрорайонирования территории развития лессовых грунтов. — В кн.: Сейсмическое микрорайонирование. Кишинев: Штиинца, 1979, с. 202–209.
87. Красников Н.Д. Динамические свойства грунтов и методы их определения. М.: Стройиздат, 1970.
88. Красников Н.Д. Исследования для сейсмомикрорайонирования площадок строительства с учетом упругопластических свойств грунтов. — В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Наука, 1975, вып. 17, с. 97–102.
89. Кривошеева З.А., Злочевская Р.И., Королев В.А., Сергеев Е.М. О природе изменения состава и свойств глинистых пород в процессе литогенеза. — Вестн. МГУ Сер. геология, 1977, № 4.
90. Кригер Н.И. Влажность и энергетика лессовых пород. — В кн.: Инженерно-геологические процессы и свойства грунтов. М.: Стройиздат, 1980а, с. 3–24.
91. Кригер Н.И. О новых путях решения проблемы свойств лесса: лизтология и энергетика породы. — В кн.: Проблемы лессовых пород в сейсмических районах. Ташкент: Фан, 1980б, с. 43–144.
92. Кригер Н.И., Аleshin A.C., Кожевников А.Д., Миндель И.Г. Сейсмические характеристики лессовых пород в связи с геологическим окружением и тектоникой. М.: Наука, 1980. 104 с.
93. Кригер Н.И., Кожевников А.Д. Сейсмическое грунтоведение и вопросы сейсмического микрорайонирования. — В кн.: Сейсмическое микрорайонирование. Кишинев: Штиинца, 1979, с. 81–89.
94. Кригер Н.И., Кожевников А.Д. и др. Изменение влажностного режима и сейсмических свойств лессовых грунтов зоны аэрации на застроенных тер-

- риториях. — В кн.: Подтопление застраиваемых территорий грунтовыми водами и их инженерная защита: Тез. докл. к Всесоюз. науч.-техн. конф. Ташкент: Фан, 1973, с. 50—53.
95. Кригер Н.И., Тупабаев О.А. Энергетика горных пород и сейсмическое микрорайонирование. — В кн.: Физические поля и сейсмические свойства горных пород. М.: Стройиздат, 1981, с. 4—16.
96. Кригер Н.И., Кожевников А.Д. О значении переноса для формирования сейсмических свойств пород. — В кн.: Инженерно-геологическая основа сейсмического микрорайонирования: Материалы совещ. Ташкент: Фан, 1977, с. 64—75.
97. Кригер Н.И., Кожевников А.Д., Лаврусевич С.И. Сейсмические просадки. — В кн.: Инженерно-геологическая основа сейсмического микрорайонирования: Материалы совещ. Ташкент: Фан, 1977, с. 76—86.
98. Кригер Н.И., Миндель И.Г., Кожевников А.Д. Сейсмические свойства лессовых пород. — Тр. ПНИИС, 1978, вып. 57, с. 5—26.
99. Кригер Н.И. Условия строительства на дизъюнктивах в сейсмических районах. — В кн.: Инженерная геология скальных массивов. М.: Наука, 1976, с. 18—20.
100. Кригер Н.И., Алешина А.С., Севостьянов В.В. Тектонические разрывы с точки зрения сейсмического микрорайонирования и строительства. — В кн.: Сейсмическое микрорайонирование. Кишинев: Штиинца, 1979, с. 69—75.
101. Кригер Н.И., Баупин Ю.И., Севостьянов В.В. Разрывная тектоника и сейсмическое микрорайонирование. — В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Наука, 1981, вып. 21.
102. Кригер Н.И., Матушкин Б.А. О строительстве на тектонических разрывах и в зонах разломов в сейсмических областях. — Тр. ПНИИС, 1975, вып. 40, с. 9—27.
103. Лавров И.М. Законоомерности колебаний земляного сооружения при землетрясении. Колебания земляных плотин. — В кн.: Вопросы инж. сейсмологии. М.: Наука, 1967, вып. 11, с. 71—85.
104. Левшин А.А., Ратникова Л.И., Сакс М.В. О дегрессии и поглощении упругих волн в горных породах. — В кн.: Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1980, вып. 13, с. 134—142.
105. Лямин Г.А. Колебания земляной плотины при взрывах. Колебания земляных плотин. — В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Наука, 1967, вып. 11, с. 44—71.
106. Ляхов Г.М. Основы динамики взрыва в грунтах и жидких средах. М.: Недра, 1964. 143 с.
107. Мавлянов Г.А., Касымов С.М., Смолина Л.Б. и др. Физико-химические, инженерно-геологические и сейсмические свойства лессовых пород Узбекистана. Ташкент: Фан, 1978. 256 с.
108. Маслов Н.Н. Условия устойчивости водонасыщенных песков М.; П.: Госэнергоиздат, 1959. 328 с.
109. Матушкин Б.А., Миндель И.Г., Аверяннова В.Н. и др. Сейсмическое микрорайонирование в Северном Прииссыкулье. — Тр. ПНИИС, 1976, вып. 51, с. 90—118.
110. Медведев С.В. Инженерная сейсмология. М.: Стройиздат, 1962. 284 с.
111. Медведев С.В., Ершов И.А., Попова Е.В. Проект шкалы для определения интенсивности землетрясений. — В кн.: Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М.: Наука, 1975, с. 11—39.
112. Мельников В.П. Электрофизические исследования мерзлых пород. Новосибирск: Наука, 1977. 108 с.
113. Миндель И.Г. Методика сейсмоакустических исследований физико-механических свойств связных и мало связных грунтов. — Тр. ПНИИС, 1975, вып. 35.
114. Миндель И.Г., Шукалов Б.В., Мешков М.М., Голубков А.П. Скоростные характеристики крупнообломочных пород. — Тр. ПНИИС, 1978, вып. 57, с. 67—82.
115. Мирзаев В.М. Карта сейсмического микрорайонирования территории г. Ташкента. — Строительство и архитектура Узбекистана, 1966, № 9.
116. Миронюк С.Г. О зависимости скорости продольных волн от влажности майкопских глин. — Инж. изыскания в стр-ве, 1980, вып. 7, с. 4—6.
117. Мушкетов И.В. Верменское землетрясение 28 мая (9 июня) 1887 г. — Тр. Геол. ком., 1980, т. 10, вып. 1. 63 с.
118. Назаров А.Г. Об организации инструментальных макросейсмических наблюдений в СССР. — В кн.: Бюллетень по инженерной сейсмологии. Душанбе: Дониш, 1966, № 5, с. 42—49.
119. Напетваридзе Ш.Г. Некоторые задачи инженерной сейсмологии. Тбилиси: Мецниверба, 1973. 162 с.
120. Напетваридзе Ш.Г., Одишврия А.В. Исходные данные для применения расчетных способов в сейсмическом микрорайонировании. — В кн.: Сейсмическое микрорайонирование/Под. ред. Медведева С.В. М.: Наука, 1977, с. 151—157.
121. Николаев А.В. Сейсмические свойства грунтов. М.: Наука, 1965. 184 с.
122. Николаев А.В. Сейсмические свойства рыхлой среды. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 2, с. 23—31.

123. Николаев А.В. Сейсмика неоднородных и мутных сред. М.: Наука, 1973. 171 с.
124. Никитин В.Н. Изучение зон выветривания в палеогеновых глинистых породах Абхазии сейсмоколичественным методом. М.: Изд-во МГУ, 1971.
125. Никифоровский В.Е., Шемякин Е.И. Динамическое разрушение твердых тел. Новосибирск: Наука, 1979.
126. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г./Под ред. Кондорской Н.В., Шебалина Н.В. М.: Наука, 1977. 535 с.
127. Нурмагамбетов А. Затухание сейсмических волн и энергетическая классификация землетрясений по наблюдениям аппаратурой ЧИСС. — В кн.: Магнитудная и энергетическая классификация землетрясений. М.: Изд-во АН СССР, 1974, с. 164–173.
128. Ньюмарк Н., Розенблют Э. Основы сейсмостойкого строительства. М.: Стройиздат, 1980, с. 61–99.
129. Одишиария А.В. Построение численным методом аксептограммы сейсмического движения свободной поверхности скального основания. Г. Тбилиси: Мецниереба, 1968, с. 23–33.
130. Осипов В.И. Природа структурных связей в глинистых породах. — В кн.: Вопросы инженерной геологии и грунтоведения. М.: Изд-во МГУ, 1972, вып. 4.
131. Паелюев В.А. Исследование сейсмического воздействия землетрясений и взрывов на вечномерзлые грунты: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1972. 22 с.
132. Павлов О.В. Результаты исследований сейсмических свойств вечномерзлых грунтов с помощью взрывов. — В кн.: Сейсмическое микрорайонирование в условиях вечной мерзлоты. Новосибирск: Наука, 1975, с. 62–67.
133. Павлов О.В., Джурек В.И., Дреннов А.Ф., Потапов В.А. Сейсмическая опасность крупнообломочных грунтов. — В кн.: Геологические и сейсмические условия района БАМ. Новосибирск: Наука, 1978, с. 162–171.
134. Павлов О.В., Табулович В.Н., Черных Е.Н. Оценка колебаний железнодорожных насыпей и балочных мостов, вызванных движущимся тепловозом ТЭЗ. — В кн.: Геологические и сейсмологические условия района Байкало-Амурской магистрали. Новосибирск: Наука, 1978а, с. 180–187.
135. Павлов О.В., Табулович В.Н., Черных Е.Н. Использование микросейсмических колебаний частотой от 0,5 до 40 Гц для оценки сейсмических свойств грунтов. — В кн.: Сейсмичность и глубинное строение Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1978б, с. 146–154.
136. Павлов О.В., Дреннов А.Ф., Иванов Ф.И. К методике сейсмического микрорайонирования. — В кн.: Инженерная сейсмология. Ленинград: Дониш, 1983, № 11.
137. Павлов О.В., Дреннов А.Ф., Дреннова Н.И. и др. Анализ колебаний грунтов при землетрясениях. Новосибирск: Наука, 1983. 97 с.
138. Пархаев Г.В. Тепловое взаимодействие зданий и сооружений с вечномерзлыми грунтами. М.: Наука, 1970. 280 с.
139. Пасечник В.И. О расчете дисперсии фазовой скорости в поглощающих средах. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1969. № 9, с. 34–39.
140. Плетнев К.Г., Роман А.А., Шебалин Н.В. Корреляция между параметрами колебаний и балльностью по данным повторных толчков Дагестанского землетрясения 1970 г. — В кн.: Бюллетень по инженерной сейсмологии. Ереван, 1975, № 9.
141. Полова Е.В., Дудлер И.В. Влияние сейсмических воздействий на изменение прочности водонасыщенных песков. — В кн.: Сейсмическое микрорайонирование г. Махачкалы. Махачкала: Даг. изд-во, 1970, с. 122–132.
142. Полова Е.В. Остаточные сейсмодеформации в грунтах и возможность их прогнозирования. — В кн.: Сейсмическое микрорайонирование. М.: Наука, 1977, с. 114–121.
143. Полова Е.В. Остаточные деформации грунтов при землетрясениях (I). — В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Наука, 1974, вып. 16, с. 209–251.
144. Полова Е.В. Остаточные деформации грунтов при землетрясениях (II). — В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Наука, 1975, вып. 17, с. 150–205.
145. Полова Е.В. Остаточные деформации грунтов при землетрясениях (III). — В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Наука, 1976, вып. 18, с. 155–193.
146. Полова Е.В. Остаточные деформации грунтов при землетрясениях (IV). — В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Наука, 1978, вып. 19, с. 171–190.
147. Полова Е.В. Остаточные деформации грунтов при землетрясениях (V). — В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Наука, 1980, вып. 20, с. 190–203.
148. Потапов В.А. Исследование колебаний зданий при взрывах. Основания, фундаменты и механика грунтов. М.: Стройиздат, 1974, № 3, с. 18–20.
149. Проскин А.Д. Волновое поле

- поверхностного источника сейсмических колебаний. — В кн.: Глубинное строение территории Белоруссии по геофизическим данным. Минск, 1979.
150. Рабинер Л., Гоулд Б. Теория и применение цифровой обработки сигналов. М.: Мир, 1978. 848 с.
151. Работнов Ю.Н., Суворова Ю.В. О законе деформирования металлов при одноосном нагружении. — МТТ, № 4, 1972.
152. Работнов Ю.Н., Суворова Ю.В. Наследственные эффекты при деформировании металлов. — В кн.: Успехи механики деформируемых сред. М.: Наука, 1975.
153. Ратникова Л.И. Методы расчета сейсмических волн в тонкослойных средах. М.: Наука, 1973. 124 с.
154. Ратникова Л.И., Пупине Ж. Влияние поглощения на объемные волны в тонкослойной поглощающей среде. — В кн.: Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1976, вып. 9, с. 174–184.
155. Ратникова Л.И., Сакс М.В. Влияние скоростных и диссипативных параметров на резонансные свойства грунтов. — В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Наука, 1982, вып. 23, с. 19–29.
156. Ратникова Л.И., Штейнберг В.В., Шебалин Н.В. и др. Оценка сейсмической опасности района строительства электростанции. — В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Наука, 1976а, вып. 18, с. 41–61.
157. Рахматуллин Х.А., Сагомонян А.Я., Алексеев Н.А. Вопросы динамики грунтов. М.: Изд-во МГУ, 1964. 239 с.
158. Рыков Г.В., Скобеев А.М. Изменение напряжений в грунтах при кратковременных нагрузках. М.: Наука, 1978. 168 с.
159. Рыкунов Л.Н., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В. Модуляция высокочастотных микросейм. — Докл. АН СССР, 1976, т. 238, № 2, с. 303–306.
160. Савич А.И., Колтев В.И., Никитин В.Н., Ященко З.Г. Сейсмоакустические методы изучения массивов скальных пород. М.: Недра, 1969. 240 с.
161. Сакадзиди Н. Наблюдения микротремора в диапазоне 1–5с и приложения к проектированию сейсмостойких сооружений. — Дзисинь, 1974, т. 27, № 4, с. 338–351.
162. Салганик М.П., Штейнберг В.В. Об эмпирических моделях колебаний грунтов при сильных землетрясениях. — В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Наука, 1982, № 23, с. 167–171.
163. Сейсмическая шкала и методы измерений сейсмической интенсивности. М.: Наука, 1975. 279 с.
164. Сейсмическое микрорайонирование. М.: Наука, 1971. 250 с.
165. Сейсмическое микрорайонирование в условиях вечной мерзлоты. Новосибирск: Наука, 1975. 90 с.
166. Сейсморазведка при инженерно-геологических исследованиях пыльных пород. /Под. ред. Горячнова Н.Н. М.: ВСЕГИЕНГЕО, 1971.
167. Сейсморазведка: Справочник геофизика. М.: Недра, 1981. 460 с.
168. Синяв А.Я., Горбачева Л.К., Пикановский В.А. Определение механических характеристик мягких грунтов при импульсном воздействии: Тез. докл. Всесоюз. семинара "Сейсмическое микрорайонирование в инженерных изысканиях для строительства". М., 1979, с. 133–134.
169. Синяв А.Я., Пикановский В.А. Методика и результаты измерения динамических напряжений и деформаций в грунте. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1981, № 6, с. 43–48.
170. Строительные нормы и правила. Ч. II. Нормы проектирования. Строительство в сейсмических районах. М.: Стройиздат, 1982. 49 с.
171. Солоненко В.П. Сейсмичность криолитозоны и проблемы инженерной сейсмогеокриологии. (II Междунар. конф. по мерзлотоведению. Тез. докл.). М.: Наука, 1973, с. 217–218.
172. Солоненко В.П., Нацаг-Юм Л. Предвестники землетрясения и его последствия. — В кн.: Гоби-Алтайское землетрясение. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 391 с.
173. Сыдыков А., Нурмагамбетов А. Каталог сильных землетрясений на территории Казахстана. — В кн.: Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1977, с. 24–25.
174. Табулович В.Н. Распространение микросейсмических колебаний в анизотропной среде. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 9, с. 72–75.
175. Табулович В.Н. Об определении положения источника возбуждения микросейсмических колебаний. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 5, с. 89–92.
176. Табулович В.Н., Брандт С.Б., Трошина Г.М. Об источниках возбуждения микросейсмических колебаний в северной части Атлантического океана и в северо-западной области Тихого океана. — В кн.: Сейсмические исследования в Восточной Сибири. М.: Наука, 1981, с. 164–174.
177. Тимошенко С.П., Гудьвер Дж. Теория упругости. М.: Наука, 1979.
178. Токмулин Ж.А. К теоретическим основам методики сейсмического микрорайонирования численно-аналитическим способом. — В кн.: Геолого-геофизическая характеристика сейсмогеных зон Киргизии, Фрунзе: Илим, 1978.
179. Тулабаев О.А. Инженерно-геологические исследования для целей сейсми-

- ческого микрорайонирования на территории распространения лесовых грунтов. — В кн.: Инженерные изыскания в строительстве. М.: Стройиздат, 1980, вып. 2, с. 20—21.
180. Турахонжаев А.У. Процессы трещинообразования в Центральных Кызылкумах и связь их с инженерно-геологическими условиями (на примере г. Заравшан и пос. Тамдыбулак). Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Ташкент: Ин-т сейсмологии АН УзССР, 1981. 23 с.
181. Федотов С.А. Макросейсмическое описание Итурупского землетрясения 7 ноября 1958 года. — В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Наука, 1961, вып. 5, с. 21—41.
182. Федынский В.В. Разведочная геофизика. М.: Недра, 1967. 675 с.
183. Фролов А.Д. Электрические и упругие свойства криогенных пород. М.: Недра, 1976. 264 с.
184. Цытоевич Н.А. Механика мерзлых грунтов. М.: Высш. шк., 1973. 440 с.
185. Черевеня В., Фукс К., Мюллер Г., Заградник И. Теоретические сейсмограммы для неоднородных упругих сред. — В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Л.: Наука, 1981, вып. 20, с. 84—109.
186. Чернышов С.А., Миндель И.Г., Хайме Н.М. и др. Сейсмическое районирование в Северной Монголии. М.: Наука, 1980. 178 с.
187. Чечельницкий В.В. Некоторые результаты изучения сейсмических колебаний грунта в ближней зоне взрыва в водоеме: Тез. докл. VII конф. молодых науч. сотрудников по геол. и геоф. Восточной Сибири. Иркутск, 1976, с. 72—74.
188. Шаралов В.Г., Ратникова Л.И., Бунз В.И. Об определении амплитудно-частотного состава колебаний грунтов при расчетном землетрясении. — В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Наука, 1982, вып. 22, с. 45—51.
189. Шебалин Н.В. Методы использования инженерно-сейсмологических данных при сейсмическом микрорайонировании. — В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968, с. 95—111.
190. Шебалин Н.В. К вопросу о представительности точечных наблюдений микротрещин грунта (микротрещин). — В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Наука, 1973, вып. 15, с. 99—102.
191. Шнегерсон М.Б., Майоров В.В. Наземная сейсморазведка с невзрывными источниками колебаний. М.: Недра, 1980. 205 с.
192. Шпилькер Г.Л. Метод и результаты расчета сильного движения: развитие статистической модели: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1979.
193. Штейнберг В.В., Ершов И.А., Нгуен Динь Суен и др. Оценка исходной сейсмичности и сейсмическое микрорайонирование района строительства гидроузла Хаобинь. — В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии, М.: Наука, 1980, вып. 20, с. 70—119.
194. Электроразведка: Справочник геофизика. М.: Недра, 1980. 510 с.
195. Юдахин Ф.Н., Токмуллин Ж.А. Применение численно-аналитического метода при сейсмическом микрорайонировании городов Киргизии. — Изв. АН КиргССР, 1979, № 5, с. 25—31.
196. Яблонский А.А., Корейко С.С. Курс теории колебаний. М.: Высш. шк., 1975. 248 с.
197. Якупов В.С. Электропроводность и геоэлектрический разрез мерзлых толщ. М.: Наука, 1968. 180 с. (Пр. Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института).
198. Ambroseys N. Preliminary analysis of European strong motion data, 1965—1978. II. — Bull. Europ. Assoc. Earthquake Eng., 1978, vol. 4, N 1, p. 17—37.
- 198a. Hau T., Bernard M. A random process for earthquake simulation. — Earthquake Eng. and Struct. Dyn., 1978, с. 347—362.
199. Duke C.M., Leeds D.L. Response of soils, foundations and earth structures to the Chilean earthquake of 1960. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1963, vol. 53, N 2, p. 309—357.
200. Eva C., Groziano F., Merlanti F. Some investigations on microseismic noise in the Magra Valley (Italy). — Riv. Ital. geofis. sci. Affini, 1978—1979, vol. 5, p. 47—52.
201. Esteve L. Seismicity. — In: Seismic risk and engineering decisions/Ed. C. Lomnitz, E. Rosenbluth. Amsterdam, 1976.
202. Finn W.D.L., Byrne P.M. Estimating settlements in dry sands during earthquakes. — Canad. Geotechn. J., 1976, vol. 13, B 4, p. 355—363.
203. Franti G.E. The nature of high-frequency Earth noise spectra. — Geophysics, 1963, vol. 28, N 4, p. 547—562.
204. McGuire R. A simple model for estimation of seismic wave spectra of horizontale. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1978, vol. 68, N 3, p. 803—822.
205. Gutenberg B., Richter C. Seismicity of the Earth (Associated phenomena). Princeton: Univ. press, 1954.
206. Haskell N.A. The leakage attenuation of continental crustal P-waves. — J. Geophys. Res., 1966, vol. 71, N 16, p. 3955—3968.
207. Housner G., Jennings P. Generation of artificial earthquakes. — J. Eng. Mech. Div. Proc. Soc. Civ. Eng., 1964, vol. 90, N EM1, p. 113—150.

208. *Joyner W., Boore D.* The influence of rupture incoherence on seismic directivity. — *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1978, vol. 68, N 2, p. 283—300.
209. *Joyner W., Boore D.* Peak horizontal acceleration and velocity from strong motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake. — *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1981, vol. 71, N 6, p. 2011—2038.
210. *Jurkevich A., Ulrych T.I.* Auto-regressive parameters for a suite of strong motion accelerograms. — *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1979, vol. 69, p. 2025—2036.
211. *Kanai K.* The requisite conditions of the predominant vibration of ground. — *Bull. Earthquake Res., Inst. Univ. Tokyo*, 1957, vol. 35, p. 457—471.
212. *Katz L.J., Bellon R.S.* Microtremor site analysis study at Beatty, Nevada. — *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1978, vol. 68, N 3, p. 757—765.
213. *Katz L.J.* Microtremor analysis of local geological conditions. — *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1976, vol. 66, N 1, p. 45—60.
214. *Kawasumi H.* General report on the Niigata earthquake of 1964. Tokyo: Electr. Eng. Coll. press, 1968. 552 p.
215. *Kobayashi H., Kagami*. A numerical analysis of the propagation of shear waves in multi-layered ground. — In: *Proc. Jap. earthquake eng. symp.*, Oct., 1966. Tokyo, 1966, p.
216. *Martin G.R., Finn W.D.L., Seed H.B.* Fundamentals of Liquefaction under cyclic loading. — *J. Geotechn. Eng. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.*, 1975, vol. 101, N GT5, p. 423—438.
217. *Murphy J., O'Brien L.* Analysis of a worldwide strong motion data sample to develop and improved correlation between peak acceleration, seismic intensity and other physical parameters. Wash.: Comput. sci. corp., 1978, p. 164.
218. *Napetvaridze Sh.G., Odisharia A.W.* Evidence on the seismic motions of the rocky base for designing dams for earthquake resistance. — In: *Proc. conf. dynamic waves in civ. eng. L.; N.Y.*, 1970, p.
219. *Ohta Y., Kagami H., Goto N., Kudo K.* Observation of 1 to 5 second microtremors and their application to earthquake engineering. 1. Comparison with long-period accelerations at the Tohoku-Oki earthquake of 1968. — *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1978, vol. 68, N 3, p. 767—779.
220. *Penzien J., Li Shin Chi.* Nondeterministic analysis of nonlinear struc-
- res subjected to earthquake excitations. — In: *Proc. 4th World conf. earthq. eng. Chile*, 1969, p. 114—129.
221. *Pyke R., Seed H.B., Chan C.K.* Settlement of sands under multidirectional shaking. — *J. Geotechn. Eng. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.*, 1975, vol. 101, N GT4, p. 361—378.
222. San Fernando, California, earthquake of Febr. 9, 1971. — *Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1971, N 733, p. 254.
223. *Seed H.B., Silver M.L.* Settlement of dry sands during earthquakes. — *J. Soil Mech. and Found. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.*, 1972; vol. 98, N SM4, p. 381—397.
224. *Thompson W.T.* Transmission of elastic waves through a stratified solid medium. — *J. Appl. Phys.*, 1950, vol. 21, N 89, p. 2885—2897.
225. *Trifunac M., Brady A.* On the correlation of seismic intensity scales with the peaks of recorded strong ground motion. — *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1975, vol. 65, N 1, p. 139—162.
226. *Trifunac M., Brady A.* Correlation of peak acceleration, velocity and displacement with earthquake magnitude, distance and site conditions. — *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1975, vol. 65, N 3, p. 581—626.
227. *Tucker B., King I., Aki K. et al.* A preliminary report on a study of the seismic response of three sediment-filled valleys in the Garm region of the USSR. — In: *Proc. 2nd Intern. conf. on microzonation for safer construction: Research and application*, 1978, p. 1051—1062.
228. *Udwadia F.E., Trifunac M.D.* Comparison of Earthquake and microtremor ground motions in E-Centro, California. — *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1973, vol. 63, N 4, p. 1227—1253.
229. *Vanmarcke E.* Structural response to earthquake resistant design. — In: *Seismic risk and engineering decisions/Ed. C. Lomnitz, E. Rosenblueth. Amsterdam*, 1976, p. 287—331.
230. *Whitman R.V.* Resistance of soil to liquefaction and settlement. — *J. Soils and Found.*, 1971, vol. 11, N 4, p. 59—68.
231. *Wong H.L., Trifunac M.D.* Generation of artificial strong motion accelerograms. — *Earthquake Eng. and Struct. Dyn.*, 1979, vol. 7, p. 509—527.
232. *Zahradník J.* Seismic response analysis of two-dimensional absorbing structures. — *Stud. geophys. et geod.*, 1982, vol. 26.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Г л а в а 1	
Сейсмические воздействия при сильных землетрясениях (М.П. Салганик, В.В. Штейнберг)	5
1.1. Построение эмпирических формул для расчета параметров сейсмических воздействий	6
1.2. Результаты анализа экспериментальных данных	7
1.3. Оценка акселерограмм сильных землетрясений	15
Г л а в а 2	
Сейсмические свойства грунтов	18
2.1. Грунт с инженерно-сейсмологической точки зрения (Н.И. Кригер)	18
2.2. Лёссовые грунты (А.Д. Кожевников)	22
2.3. Глины (А.С. Бекасов, А.В. Герасимов, С.Г. Миронюк)	26
2.4. Крупнообломочные грунты (Ю.И. Баулин, А.В. Герасимов, И.Г. Миндель)	29
2.5. Мерзлые грунты (В.И. Джурик)	31
Г л а в а 3	
Выбор эталонных грунтов	41
3.1. Сейсмические свойства скальных и полускальных грунтов (Ю.И. Баулин, Н.И. Кригер)	41
3.2. Методика выбора эталонных (скальных) грунтов (В.И. Джурик, А.Ф. Дреннов, Ф.И. Иванов)	43
Г л а в а 4	
Инструментальные способы сейсмического Микрорайонирования	49
4.1. Методы обработки данных при сейсмическом микрорайонировании (А.Ф. Дреннов, Ф.И. Иванов)	49
4.2. Методические вопросы изучения динамических характеристик мерзлых грунтов при слабых землетрясениях (О.В. Павлов, А.Ф. Дреннов, Н.Н. Дреннова, В.А. Потапов, Л.Г. Соснина, Ф.И. Иванов)	53
4.3. Изучение сейсмических свойств грунтов с использованием импульсных источников для целей сейсмического микрорайонирования (В.А. Потапов)	57
4.4. Расчет приращений балльности косвенными методами с учетом состояния грунтов (В.И. Джурик)	67
4.5. Использование электроразведки при сейсмическом микрорайонировании (В.И. Джурик, А.Д. Басов)	73
Г л е в а 5	
Проведение сейсмического микрорайонирования с помощью микросейсмических колебаний	85
5.1. Использование микросейсмических колебаний для целей инженерной сейсмологии (О.В. Павлов, В.Н. Табулович)	85
5.2. Вибрации плотины под действием движущегося транспорта (О.В. Павлов, В.Н. Табулович, Е.Н. Черных)	92
	235

5.3. Изучение сейсмических свойств грунтов под воздействием вибрационных нагрузок (В.А. Павлов, В.В. Чечельницкий)
5.4. Измерения вариаций уровня и спектрального состава микросейсм при сейсмическом микрорайонировании вибромечных центров в Монголии (О.В. Павлов, Е.Н. Черных)
5.5. Использование микроколебаний для определения преобладающих периодов грунта (И.А. Ершов)

Г л а в а 6

Применение расчетных методов в сейсмическом микрорайонировании
6.1. Расчет колебаний на свободной поверхности и во внутренних точках горизонтально-слоистого поглощающего грунта (Л.И. Ратников)
6.2. Алгоритм решения прямой и обратной задач при вертикальном падении волн на подошву слоистой пачки (Г.Г. Джебуа)
6.3. Сейсмическая реакция двумерно-неоднородных поглощающих структур (А.С. Задрадник)
6.4. Физические параметры модели (М.В. Сакс)
6.5. Сглаживание спектров Фурье сейсмических сигналов (Н.Т. Тарасов, Г.А. Шпилькер)
6.6. Применение расчетных методов для прогноза колебаний грунтов (О.В. Павлов, В.И. Джурник, ф.И. Иванов, Т.П. Одегова, В.А. Потапов)
6.7. Применение численно-аналитического метода при сейсмическом микрорайонировании горных территорий Киргизии (К.Е. Колмурзаков, Ж.А. Токмулик, А.Т. Турдукупов)

Г л а в а 7

Учет нелинейных явлений в грунтах при сейсмическом микрорайонировании
7.1. Распространение упругопластических волн в мягких грунтах (Ж.С. Ержанов, Н.Ж. Журбаев, А.М. Зусьман, В.А. Пикановский, А.Я. Синяв, В.И. Шацилов)
7.2. Изучение механических характеристик грунтов при динамических воздействиях (Ж.С. Ержанов, Н.Ж. Журбаев, А.М. Зусьман, В.А. Пикановский, А.Я. Синяв, В.И. Шацилов)
7.3. Изучение колебаний дневной поверхности грунта при сейсмических воздействиях (Ж.С. Ержанов, Н.Ж. Журбаев, А.М. Зусьман, В.А. Пикановский, А.Я. Синяв, В.И. Шацилов)
7.4. Экспериментальные исследования нелинейных явлений в рыхлых грунтах при взрывах (О.В. Павлов, В.А. Павлов, В.В. Чечельницкий)
7.5. Осадка сухих песков при землетрясениях (Е.В. Попова)
7.6. Изучение затухания сейсмической интенсивности (Ж.С. Ержанов, Н.Ж. Журбаев, А.М. Зусьман, В.А. Пикановский, А.Я. Синяв, В.И. Шацилов)

Заключение

102	
106	
113	
116	
116	
121	
125	
132	
143	
150	СЕЙСМИЧЕСКОЕ МИКРОРАЙОНИРОВАНИЕ
160	<i>Утверждено к печати Межведомственным советом по сейсмологии и сейсмическому строительству Академии наук СССР</i>
166	Редактор издательства В.К. Б е л о в а
166	Художник Б.К. Ш а п о в а л о в
179	Художественный редактор Н.Н. В л а с и к
187	Технический редактор Н.А. Т о р г а ш о в а
197	Корректор
205	Т.И. Ш е п о в а л о в а
214	
224	

Набор выполнен
в издательстве
на наборно-печатавших автоматах

ИБ № 27925

Подписано к печати 02.08.84. Т-11050
Формат 60 X 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Универс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 15,0. Усл.кр.-отт. 15,2. Уч.-изд.л. 18,6
Тираж 750 экз. Тип. зак. 1667
Цена 2 р. 90 к.

Издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485
Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готоятся к изданию следующие книги:

Сейсмические свойства грунтов/ – 8л. – 1р. 20к.

Рассмотрены проявления землетрясений в различных грунтах, инженерно-геологические основы сейсмического микрорайонирования, результаты изучения сейсмических свойств мерзлых и талых грунтов. Основное внимание удалено поведению грунтов при землетрясениях и сейсмическим свойствам грунтов зоны малых скоростей. Вопросы, затронутые в сборнике, важны для практики сейсмического микрорайонирования.

Для инженеров-сейсмологов, специалистов по сейсмическому микрорайонированию, инженеров-проектировщиков.

Теория и анализ сейсмологической информации. Вычислительная сейсмология. Вып. 18/ – 20л. – Зр.

Рассмотрены основные аспекты долгосрочного прогноза сильных землетрясений: феноменологические предвестники, модели сейсмичности и параметры сейсмического режима, критерии высокой сейсмичности. Получены явные решения уравнений магнитной гидродинамики на специальном римановом многообразии и показано, что рассмотренные поля скорости действуют как магнитное динамо. Приведен ряд новых результатов в теории задач сейсмологии.

Для широкого круга специалистов геофизиков, сейсмологов, занятых интерпретацией разнообразных сейсмических наблюдений, прогнозом землетрясений, сейсмического риска.

Штеменко Ю.Н. Оптимальные статистические методы сейсмологии/ – 20л. – Зр.

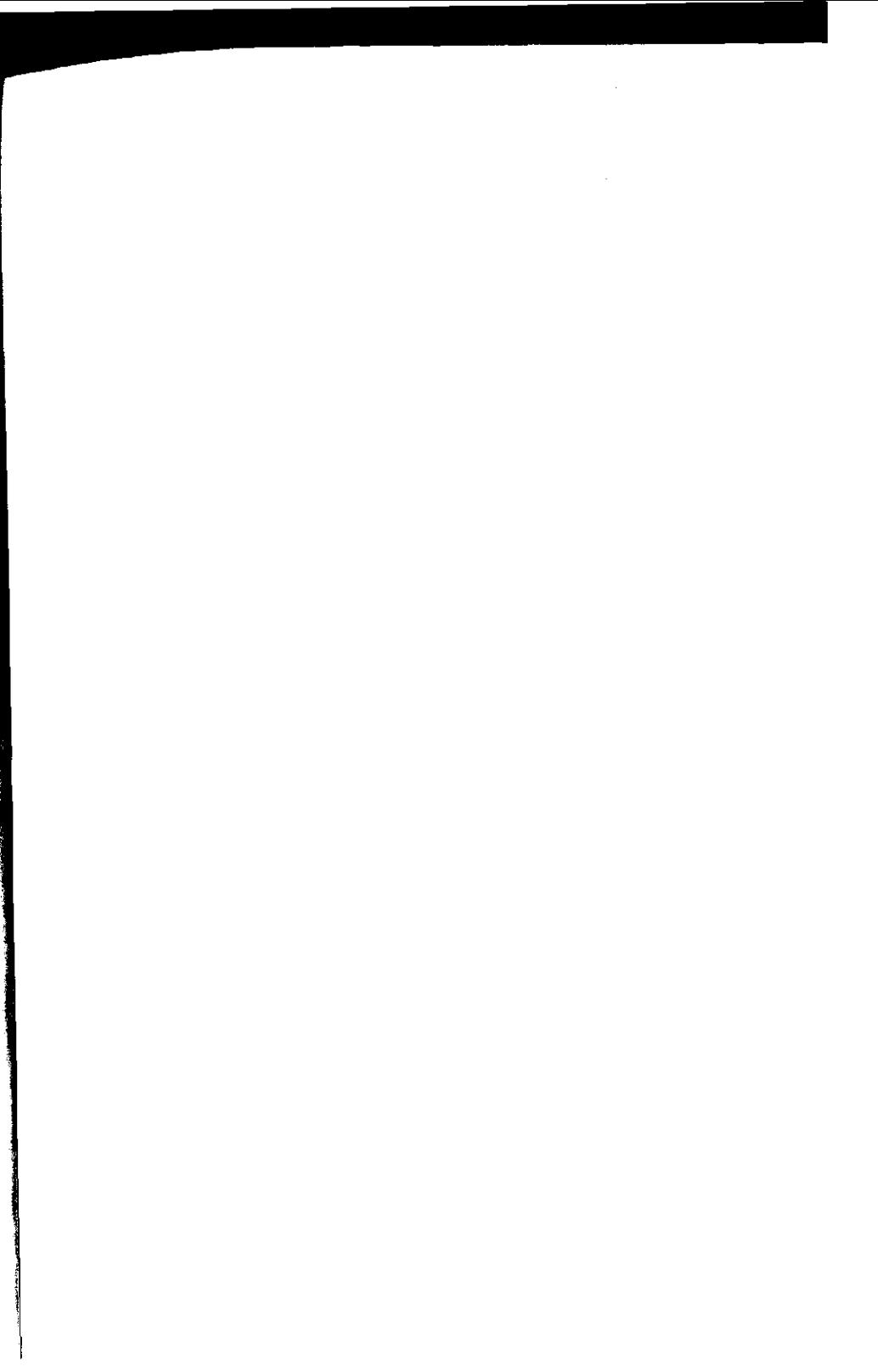
В монографии изложены оптимальные статистические методы обработки сейсмологической информации по критериям максимального правдоподобия и максимума энергетического отношения. Рассмотрены задачи обнаружения, восстановления сигналов при ковариантности

помех во времени и в пространстве, комплексирования различных многоканальных геофизических методов наблюдения, совместной обработки информации, поступающей от ряда сетей и совокупности групп станций и др. С особым вниманием оцениваются динамические параметры сейсмических явлений и с этих позиций определяется неоднородность сейсмических сетей наблюдения.

Для специалистов-сейсмологов и геофизиков.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга-почтой" "Академкнига":

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.



25

2 р. 90 к.

Монография представляет собой систематизированное изложение достижений в развитии сейсмического микрорайонирования ведущих научных учреждений СССР. Рассматриваются два основных аспекта развития сейсмического микрорайонирования:

- создание на основе апробированных методик рекомендаций или руководств по проведению сейсмического микрорайонирования;
- дальнейшее развитие и совершенствование методов и приемов сейсмического микрорайонирования научными организациями.

