

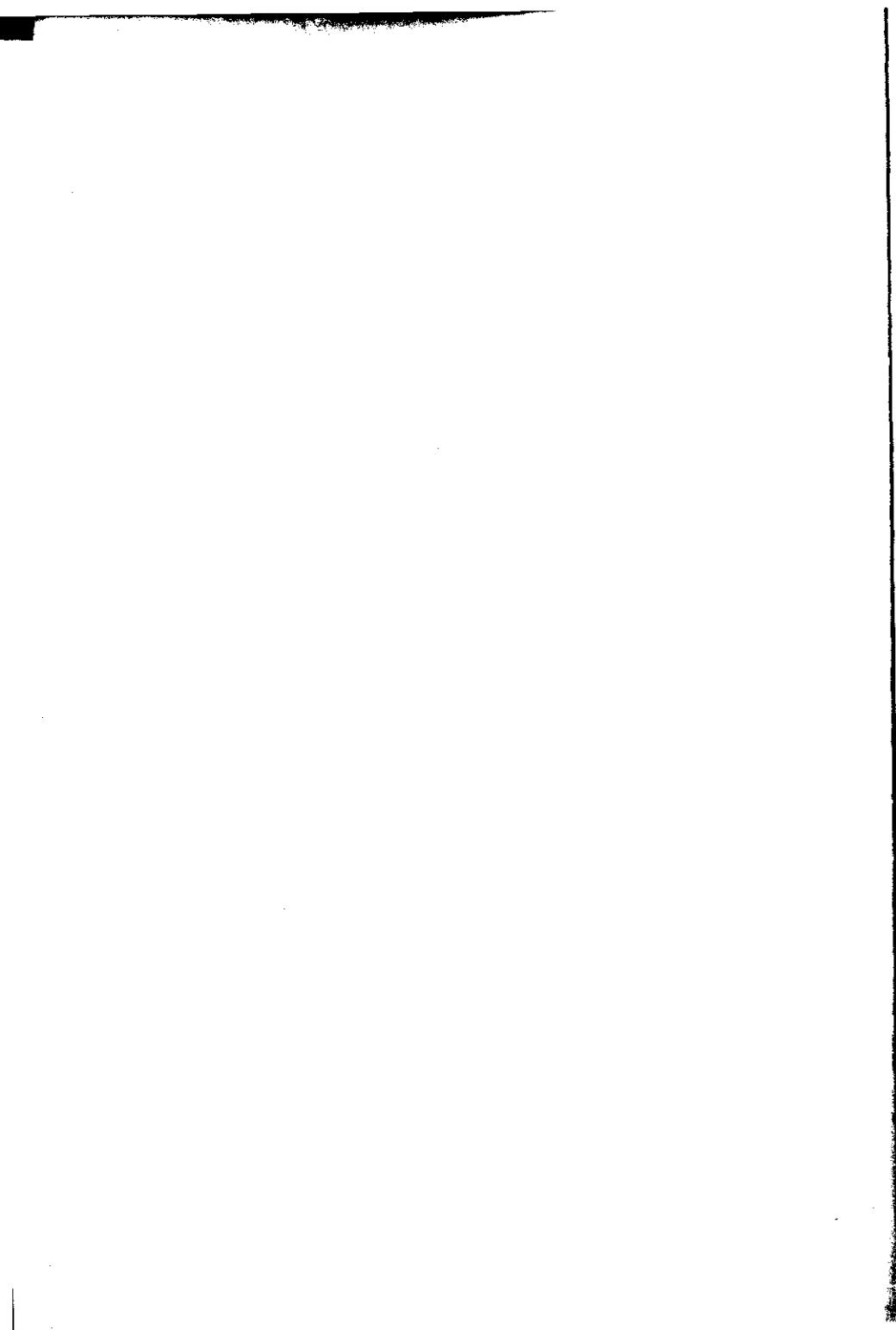
ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ГРУНТОВЫХ УСЛОВИЙ НА СЕЙСМИЧЕСКУЮ ОПАСНОСТЬ

99

1984

до

Издательство
Наука



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ СОВЕТ ПО СЕЙСМОЛОГИИ
И СЕЙСМОСТОЙКОМУ СТРОИТЕЛЬСТВУ
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Институт земной коры

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ГРУНТОВЫХ УСЛОВИЙ НА СЕЙСМИЧЕСКУЮ ОПАСНОСТЬ

Методическое руководство по сейсмическому микрорайонированию

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
О.В. ПАВЛОВ



МОСКВА "НАУКА" 1988

Авторы: В.И. Джурик, В.В. Севостьянов, В.А. Потапов, Ю.И. Баулин, Е.В. Попова, Ю.И. Васильев, В.В. Штейнберг, Н.В. Шебалин, Л.А. Коган, В.Г. Алказ, А.И. Савич, С.А. Федоров, А.Ф. Дреннов, В.А. Павленов, Ф.Ф. Антикаев, С.А. Абдурахманов, А.С. Алешин, И.И. Бархатов, В.Г. Бовенко, Е.М. Богуславский, Е.Г. Бугаев, Г.Н. Бугаевский, Д. Гарагозов, В.Г. Гиллер, Л.К. Горбачева, Т.И. Гогелия, А. Джираев, Н.Н. Дреннова, Л.Ю. Ерохин, И.А. Ершов, Н.И. Жубаев, А.М. Зусьман, Ф.И. Иванов, Н.И. Калинин, С.С. Карапетян, А.Л. Кальц, А.Д. Капцан, М.И. Кругляков, И.П. Кузин, И.Г. Миндель, А.Д. Михайлов, С.А. Несмеянов, Т.Л. Одегова, С.А. Пирузян, М.В. Сакс, А.И. Седых, А.Я. Синяев, С.С. Симонян, А.М. Склар, А.С. Степаненко, А.В. Сувилова, В.Н. Табулович, Р.А. Тиллябаев, А.Т. Турдукулов, Э.М. Харлов, Е.Н. Черных, В.В. Чечельницкий, Г.А. Шмидт, В.И. Юшкин, Э.М. Эсенов, И.С. Ярцева, Н.И. Фролова

УДК 550.34

Оценка влияния грунтовых условий на сейсмическую опасность: Методическое руководство по сейсмическому микрорайонированию / В.И. Джурик, В.В. Севостьянов, В.А. Потапов и др. - М.: Наука, 1988. - 224 с. - ISBN 5-02-006010-0

В монографии систематизирован накопленный к настоящему времени опыт работ по сейсмическому микрорайонированию и приведены новые научные разработки по оценке сейсмических свойств грунтов. Изложены различные способы сейсмического микрорайонирования. Определена специфика проведения исследований по сейсмическому микрорайонированию территорий расположения особо ответственных и специальных объектов и территорий с особыми условиями (зон с тектоническими нарушениями, вечномерзлыми грунтами и сложным рельефом).

Для специалистов-сейсмологов

Табл.23. Ил.48. Библиогр.:270 назв.

99

Р е ц е н з е н т ы : В.И. Бунэ, Л.Н. Рыкунов

4681

Seismic microzoning accumulated experience is systematized in monography. New scientific elaborations on seismic ground properties are adduced. Different seismic microzoning methods are expounded. Seismic microzoning specificity of especially important and special units and special conditions territories (zones with tectonic faults, frozen grounds and complex relief) is determined.

The monography will be useful for specialists in engineering seismology.

0 1903020000-475 165-88-1у
042(02)-88

1228079

© Издательство "Наука", 1988

ISBN 5-02-006010-0.

Наукова бібліотека
Одеського університету
Ім. І. І. Мечникова

ПРЕДИСЛОВИЕ

Монография, предлагаемая как методическое руководство, подготовлена в соответствии с планом работ ГКНТ и выполнена при участии большого коллектива авторов из академических институтов и научно-производственных организаций различных ведомств: Атомтеплоэлектропроекта Минатомэнерго СССР, Гидропроекта Минэнерго СССР, ИГИС АН АрмССР, ИГИГ АН МССР, ИГ АН УССР, ИСМИС АН ГССР, ИЗК СО АН СССР (головного института), ИС АН КиргССР, ИС АН КазССР, ИС АН ТССР, ИС АН УзССР, ИФЗ АН СССР, ПНИИИС Госстроя СССР, ПО Стройизыскания Госстроя РСФСР, ТИССС АН ТаджССР.

В данной монографии систематизирован накопленный к настоящему времени опыт работ по сейсмическому микрорайонированию (СМР) и приведены новые научные разработки по оценке сейсмических свойств грунтов. Основу СМР составляют инженерно-геологические (гл. 3), инструментальные инженерно-сейсмологические (гл. 4) исследования с привлечением расчетных методов (гл. 5) и анализа проявлений сильных землетрясений (гл. 2). До настоящего времени не устранены определенные противоречия между "инструментальной" балльностью и балльностью, определяемой на основе макросейсмических сведений. Это видно из сопоставления выводов гл. 1 с другими разделами настоящей работы.

Основной причиной является неадекватность алгоритмов, описывающих прогнозные "инструментальные" приращения балльности грунтов, их реальной сейсмической опасности. При этом в большей степени неоднозначность связана с отсутствием количественных параметров грунтов при сильных сейсмических воздействиях. В этой связи расширение исследований нелинейного поведения грунтов (гл. 6) представляется наиболее перспективным направлением. Указанные обстоятельства являются причиной того, что все разделы написаны с одинаковой степенью детализации.

Книга представляет собой пособие по производству работ по СМР, оценке сейсмических свойств грунтов и составлению карт СМР. При этом изложены различные способы СМР и имеются разделы, определяющие состав и специфику проведения исследований по СМР территорий расположения особо ответственных и специальных объектов и территорий с особыми условиями (зоны с тектоническими нарушениями, вечномерзлыми грунтами и сложным рельефом) (гл. 7-10).

При работе над монографией авторский и редакторский коллективы стремились изложить материал в форме, доступной для использования производственными организациями. Методическую помощь в работе над рукописью монографии оказал зам. председателя МСССС при Президиуме АН СССР член-корр. АН АрмССР И.Л. Нерсесов. Научно-организационную помощь при составлении монографии оказывала старший научный сотрудник МСССС кандидат физико-математических наук Н.И. Фролова.

ВВЕДЕНИЕ

Оценка степени сейсмической опасности проектируемой под строительство или уже застроенной площади производится на основании комплекса исследований, состоящего из трех элементов: общего сейсмического районирования, детального сейсмического районирования и сейсмического микрорайонирования.

Общее сейсмическое районирование (ОСР) служит целям планирования развития народного хозяйства в масштабах республики, страны в целом. Работы по ОСР охватывают всю территорию сейсмоактивных районов страны. При этом рассматриваются лишь крупные геолого-геофизические явления, определяющие сейсмичность районов. Генерализация, свойственная ОСР, обеспечивает выделение крупных сейсмоактивных зон, повышает надежность средних оценок сейсмической опасности в зонах.

Основным элементом градации карты является сейсмическая интенсивность. Единица измерения интенсивности - балл - достаточно эффективная при экономических расчетах, малоинформативная с инженерно-строительной точки зрения. Составление карты ОСР страны в масштабе 1:2,5 млн требует примерно 10 лет работы больших коллективов [17, 19, 223, 224].

Оценки сейсмической опасности, полученные при ОСР, служат основанием для выполнения более детальных исследований при проектировании конкретных населенных пунктов и других строительных объектов. Детальное сейсмическое районирование (ДСР) имеет задачей выявление и изучение сейсмогенерирующих зон, сейсмические события в которых представляют опасность для проектируемых объектов. Под объектами понимаются как отдельное сооружение, так и комплекс сооружений, населенный пункт или район перспективного народнохозяйственного освоения.

Оценивается распределение по площади вероятности возникновения опасных землетрясений и находятся участки, где вероятность может быть отличной от средней по зоне, выделенной при ОСР. При этом учитывается и опасность, связанная с землетрясениями относительно малых магнитуд, которые при ОСР не принимались во внимание. С целью прогноза сейсмических воздействий изучаются такие характеристики сейсмогенерирующих зон, как распределение очагов в пространстве, тип подвижек и их "жесткость", предельные магнитуды и т.д. Одновременно с изучением

очаговых зон исследуются и свойства среды, которые оказывают влияние на характеристики сейсмических колебаний.

Для решения задач ДСР необходимо проведение специальных полевых исследований. Сейсмическое микрорайонирование (СМР) имеет задачей оценить влияние местных условий на очаговое сейсмическое воздействие. Под местными условиями понимаются особенности рельефа, состав и строение среды, наличие грунтовых вод и другие факторы, влияющие на сейсмический эффект. Влияние местных условий нельзя рассматривать в отрыве от характеристик воздействий, изучаемых при ДСР. Известно, что динамическое поведение грунтов зависит от угла подхода сейсмических волн, их поляризации, спектра и других характеристик. Поэтому инструментальные сейсмологические наблюдения должны планироваться так, чтобы способствовать решению задач и ДСР, и СМР.

Таким образом, посредством ДСР и СМР решаются совместно задачи антисейсмических мероприятий при строительстве объектов, обеспечиваются выбор площадки и оценка сейсмических воздействий на ней. Принципиальная разница между ДСР и СМР в объектах изучения. При ДСР изучаются источники сейсмических колебаний. Суть СМР заключается в анализе действия сильного землетрясения на слой грунта, являющейся основанием сооружения.

Как составная часть инженерных изысканий, ДСР и СМР – проблемы комплексные, геолого-геофизические и инженерно-строительные. Поэтому сами задачи, ставящиеся при проведении ДСР и СМР, определяются в том числе уровнем развития теории и практики сейсмического строительства, в первую очередь представлением о параметрах, характеризующих сейсмический эффект, – параметрах сейсмического воздействия. Все задачи инженерной сейсмологии решаются, к сожалению, при остром недостатке экспериментального материала о сильных и разрушительных землетрясениях. Поэтому устанавливаемая корреляция сейсмического эффекта с параметрами сейсмического воздействия пока не позволяет получить достоверные, статистически обоснованные количественные соотношения по каждому параметру и их совокупности.

Тем не менее можно считать установленным (и это обуславливает задачи и приемы ДСР и СМР), что сейсмический эффект при землетрясении определяется следующими параметрами сейсмического воздействия: средним уровнем ускорений, спектральным составом, длительностью и формой огибающей колебаний грунтов, остаточными деформациями грунтов основания сооружения. Эти параметры или характеризуют количественно балл, или могут быть связаны с баллом в виде его относительного приращения. Что же касается нелинейных процессов в грунтах при сейсмических нагрузках, то их воздействие не может быть нейтрализовано только обычными антисейсмическими мероприятиями.

В слое возможно образование локальных зон текучести грунта. В связи с этим методика исследований должна предусматривать выявление та-

ких зон. Поскольку зоны текучести могут быть внутри слоя основания сооружения, важно результаты макросейсмических обследований соотносить с возможностью и причинами текучести грунта.

Основной задачей ДСР является изучение очаговых зон, представляющих опасность для заданного объекта, с целью прогноза сейсмических воздействий. Оценка последних должна проводиться не только в терминах сейсмической интенсивности (баллы), но и в инженерных терминах (уровень максимальных ускорений или средний уровень ускорений, длительность максимального цуга колебаний, спектральный состав). В высокосейсмических районах необходимо выделение зон вероятных остаточных сейсмотектонических деформаций. В этих районах карты ДСР неизбежно сводятся к прогнозу остаточных сейсмодеформаций.

Специфические особенности проведения ДСР на платформенных и сейсмоактивных территориях подробно рассмотрены В.П. Солоненко [205]. Производится оценка опасности, связанной с другими геологическими процессами, которые могут активизироваться в результате сейсмических воздействий (крип, обвалы, оползни, сели, снежные лавины, остаточные деформации в грунтах и т.д.).

СМР должно предшествовать ДСР или уточнение исходной сейсмичности (для объектов класса "А"). Работы по СМР планируются на основании действующей карты ОСР. Для особо ответственных объектов в соответствии с требованиями технического задания ДСР проводится и в районах, где ОСР не выполняется (например, в районах со слабой сейсмичностью).

Задачи, стоящие перед ДСР, решаются с помощью комплексных исследований методами сейсмологии, геологии, геофизики, геохимии, геодезии. Точность исходных материалов и карт каждого из видов работ должна соответствовать выбранному масштабу исследований.

По степени детальности исследований ДСР делится на три категории: крупномасштабное, среднемасштабное и мелкомасштабное. Введение трех категорий картирования связано не только с необходимостью согласования детальности исследования с категорией объектов, но и с необходимостью повышения детальности исследований вблизи объектов для учета землетрясений относительно малых магнитуд, которые на малых эпизентральных расстояниях могут представлять реальную опасность.

ДСР первой категории выполняет лишь для наиболее важных объектов. Картирование проводится на территории, непосредственно примыкающей к объекту, в радиусе 30 или 40 км от внешней границы объекта. Значения радиусов выбраны так, чтобы землетрясения с $M=5$, происходящие за пределами выделенной области, вызывали сотрясения объекта слабее 6 или 5 баллов соответственно (с вероятностью 0,9). Это позволяет на относительно небольшой площади обеспечить высокоточные наблюдения различными методами, а за пределами этой площади не изучать сейсмогенерирующие структуры с $M_{max} > 5$. ДСР первой категории осуществляется в масштабе 1:200 тыс. - 1:500 тыс.

ДСР второй категории проводится на расстояниях до 90 или 120 км от внешней границы объекта. Рассматриваются сейсмогенерирующие зоны, способные породить землетрясения с магнитудами $M > 5$. В этом смысле ДСР второй категории не является уточнением результатов, полученных при ОСР, поскольку землетрясения с $M < 6$ при ОСР не рассматриваются. Количество землетрясений с $M > 5$ примерно в 8 раз больше, чем землетрясений с $M > 6$. ДСР второй категориидается в масштабе 1:500 тыс. или 1:1 млн.

ДСР третьей категории (уточнение исходной сейсмичности) выполняется на расстояниях, превышающих 90 или 120 км от внешней границы объекта. Расстояния до внешней границы картируемой территории определяются параметрами зон возможных очагов землетрясений (ВОЗ) и их расположением относительно объекта. Масштаб картирования 1:2,5 млн, т.е. такой же, как и при ОСР. Помимо уточнения данных ОСР, имеет место оценка параметров зон ВОЗ, которые отсутствуют на картах ОСР, но необходимы для прогноза сейсмических воздействий. Приведенные расстояния следует считать ориентировочными. Площадь должна выбираться с учетом изученности района, закономерностей затухания волн [205].

ДСР второй категории может и должно проходить в районах перспективного народнохозяйственного освоения вне зависимости от решений о строительстве того или иного объекта. ДСР первой категории может проводиться только под конкретный объект.

Сроки проведения работ, размеры картируемых площадей и масштабы зависят от класса объектов, устанавливаемого в соответствии со СНиП II-60-75 [208]. К классу 0 должны быть отнесены особо важные сооружения, повреждение которых или нарушение нормального их функционирования связаны с серьезными экономическими и социальными последствиями. Сюда относятся АЭС, многие ГЭС, некоторые химические предприятия, тоннели.

К классу А относятся важнейшие промышленные, транспортные и иные сооружения, столицы союзных республик и города с населением выше 500 тыс.чел.

К классу Б следует отнести города с населением 250-500 тыс. чел., некоторые промышленные и иные сооружения. Картирование для объектов класса Б делается в тех же масштабах, что и для объектов класса А.

К классу В принадлежат города с населением 100-250 тыс. чел. ДСР первой категории для этих объектов не выполняется.

К классу Г причисляют города с населением 30-100 тыс. чел. Для объектов этого класса ДСР первой и второй категории не производится.

К классу Д следует отнести города с населением до 30 тыс. чел. ДСР для таких объектов не делается, исходные баллы берутся из списков СНиП и действующей карты ОСР.

Для территорий курортных городов и населенных пунктов, где количество жителей существенно меняется в течение года, берется их максимальная численность.

СМР осуществляется с целью выделения в пределах изучаемой территории участков с различной сейсмичностью, определяемой по шкале MSK-64 и СНИП II-7-81 [132, 208]. По величине она может отличаться от сейсмичности, определяемой картой сейсмического районирования СССР и картой ДСР.

СМР проводится в районах с сейсмичностью 7-9 баллов, а также на территориях, предназначенных для возведения особо ответственных сооружений в районах с сейсмичностью 6 баллов по карте сейсмического районирования СССР [192].

СМР территории городов, других населенных пунктов и промышленных объектов осуществляется изыскательскими и проектно-изыскательскими, а также научно-исследовательскими организациями Госстроя СССР, го строев союзных республик, Академии наук СССР и академий наук союзных республик в соответствии с планом СМР, утвержденным Госстроем СССР.

Способы и необходимые объемы исследований предопределяются классом объекта. Классификация промышленных и сельскохозяйственных предприятий производится в соответствии с ведомственными строительными нормами (таблицы расчетной сейсмичности зданий и сооружений), которые учитываются в технико-экономическом обосновании (ТЭО) на СМР.

Результатом работ по СМР является карта СМР (нормативный документ). Карта СМР входит в состав материалов, необходимых для разработки ТЭО и генеральных планов на территории с сейсмичностью 7 баллов и более, и является дополнением к схеме планировочных ограничений и оценки существующего состояния окружающей среды [39].

СМР проводится в составе инженерных изысканий для выбора площадки под строительство на стадии предпроектных работ. Площадь СМР находится с учетом перспективы развития населенного пункта или промышленного объекта.

Карту СМР рекомендуется составлять в масштабе 1:25 000, 1:10 000 или 1:5000. Выбор масштаба карты зависит от "заказчика", площади сейсмомикрорайонирования, сложности инженерно-геологических условий и характера строительства.

В тех случаях, когда масштаб действующей нормативной карты СМР при привязке конкретной строительной площадки (например, в пограничной зоне различных баллов) не позволяет однозначно выявить наиболее благоприятные условия для размещения сооружений, в пределах выделенных при СМР участков с различным приращением сейсмического балла допускается проведение специальных работ для составления схемы более крупного масштаба (1:500, 1:200) с целью уточнения сейсмических свойств грунтов оснований на конкретных участках строительства в плане и по глубине.

П р и м е ч а н и е. Этот вид работ не входит в состав СМР. Работы производятся по специальной программе организацией, выполняющей СМР данной территории, либо по согласованию с ней и под

ее контролем другой изыскательской организацией. Все изменения величины сейсмического балла должны быть согласованы с организацией-разработчиком карты.

Для районов, где в результате хозяйственного освоения возможны изменения категории грунта по сейсмическим свойствам, составляются карты СМР для естественных условий и прогнозные карты, учитывающие изменение инженерно-геологических условий в процессе строительства и эксплуатации проектируемых объектов.

На карте сейсмического районирования территории СССР и в главе СНиП II-7-81 величина исходной сейсмичности условно отнесена к "определенным грунтовым условиям", т.е. к грунтам II категории по сейсмическим свойствам по табл. 1 главы СНиП II-7-81 [192, 208]. При СМР территории объектов классов А, Б, В и Г в качестве эталонных рекомендуется принимать грунтовые условия, для которых в результате анализа местных макросейсмических и других данных, полученных при ДСР или уточнении исходной сейсмичности, реально установлена (уточнена) величина, принимаемая за исходную сейсмичность. Приращение сейсмической интенсивности в баллах следует определять относительно этих грунтовых условий. При СМР территории объектов класса Д в виде исключения допускается принимать за эталонные наиболее широко распространенные на районируемой территории грунты I, II категорий, а при отсутствии их - III категории с учетом корректировки балла по табл. 1 главы СНиП II-7-81 [208].

Исходная сейсмичность для СМР устанавливается на основании карты ДСР, утвержденной Гоостроем СССР или госстройми союзных республик (для объектов сейсмического микрорайонирования класса Д допускается брать величину исходного сейсмического балла непосредственно из приложений 1 и 2 главы СНиП II-7-81) [208]. В случае отсутствия карты ДСР для изучаемой территории в ТЭО на проведение работ по СМР должны быть предусмотрены дополнительные специальные работы по уточнению исходной сейсмичности. Последние детализируют и дополняют имеющуюся карту сейсмического районирования СССР применительно к территории СМР.

П р и м е ч а н и е. Работы по уточнению исходной сейсмичности, как правило, выполняются специализированными научно-исследовательскими организациями на хоздоговорных началах по специальной методике. Результаты этих работ прилагаются к отчету по СМР в виде отдельного приложения или входят в него отдельным разделом.

В состав СМР входят следующие виды работ:
сбор, анализ и обобщение материалов предшествующих исследований;
инженерно-геологические и макросейсмические исследования;

инструментальные инженерно-сейсмологические и другие геофизические исследования сейсмических воздействий и составление карты СМР.

Инженерно-геологические исследования осуществляются для территории объектов всех классов и являются основой для планирования инструментальных исследований; данные о макросейсмических проявлениях про-исходящих землетрясений коррелируются с инженерно-геологическими ус-ловиями.

Инструментальные сейсмические исследования выполняются на террито-рии СМР объектов всех классов для количественного прогноза характеристик сейсмического воздействия в различных инженерно-геологических ус-ловиях. Для решения этой задачи применим комплекс инструментальных и расчетных методов. Основными инструментальными методами являются регистрация и изучение землетрясений, косвенными – изучение сейсмичес-ких жесткостей и анализ колебаний от взрывов и полей естественных и искусственных микросейсм, а также имеют место вспомогательные методы.

Для территории объектов классов А, Б, В и Г СМР выполняется комп-лексом перечисленных методов. Для территории класса Д допускается, как исключение, использование только косвенных и вспомогательных ме-тодов.

Результаты инструментальных и расчетных методов должны содержать данные о частотном составе колебаний грунта, использованных при опре-делении приращений балльности. Спектральные характеристики колебаний грунта следует оценивать в диапазоне периодов 0,1-2 с, учитывая мно-гоэтажность и разнообразие конструкций современных зданий и сооруже-ний.

Сходимость оценок в баллах, полученных различными методами исследо-ваний для одного участка, должна находиться в пределах 0,5 балла. Ес-ли расхождения превышают 0,5 балла, то следует провести дополнитель-ные исследования. Если же расхождения сохраняются, то предпочтение следует отдать материалам регистрации землетрясений при достаточном количестве и качестве наблюдений. Участки, пересекаемые границей, разделяющей на картах СМР зоны с различными приращениями балльности, относятся к зонам с большим приращением.

Г л а в а 1

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КОЛЕБАНИЙ ГРУНТОВ ПРИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

1.1. Параметризация сейсмических воздействий

Конечной целью исследований по сейсмической опасности является оценка нагрузок, которым может подвергнуться сооружение за время его существования. Оценка нагрузок, т.е. расчет инерционных сейсмических сил, производится на основе решения уравнения колебаний линейной однодомацовой системы с одной степенью свободы и вязким затуханием $\xi = \omega_0 \xi$ при воздействии на нее сейсмического сигнала, заданного в виде ускорений колебаний $\ddot{x}(t)$ [113]:

$$\ddot{y}(t) + 2\omega_0 \xi \dot{y}(t) + \omega_0^2 y(t) = -\ddot{x}(t). \quad (1.1)$$

Графики зависимости максимальных значений y , \dot{y} , \ddot{y} от частоты осциллятора ω_0 образуют семейство спектральных кривых реакции.

Для расчета на сейсмостойкость упругих (линейных) систем используется спектральный метод, причем в качестве исходной информации для расчетов спектров реакции применяются, как правило, акселерограммы. Для расчетов систем в нелинейной стадии также необходимы акселерограммы. На практике в качестве расчетных используются реальные акселерограммы или синтетические (искусственные). В первом случае подбираются записи от землетрясений с магнитудами, глубинами и расстояниями, равными или близкими ожидаемым. При расчетах "искусственных" акселерограмм наиболее широко используются методы, основанные на представлении колебаний в виде случайного процесса со статистическими свойствами, близкими к свойствам реальных колебаний. Акселерограммы рассматриваются как отдельные реализации этого случайного процесса [4, 186].

Совместный анализ инструментальных и макросейсмических данных позволил выделить в качестве наиболее существенных с инженерной точки зрения параметров колебаний такие, как амплитудный уровень, частотный состав и продолжительность колебаний [12, 217, 220]. Наиболее простыми и широко используемыми параметрами, характеризующими амплитудный уровень колебаний, являются единичная максимальная амплитуда ускорений \ddot{x}_{\max} и среднеквадратическое ускорение колебаний, равное $\ddot{x} = (\sum \ddot{x}_i^2/n)^{1/2}$ (либо дисперсия σ_x^2 в случае рассмотрения акселерограмм как реализаций стационарного гауссовского случайного процесса) [148].

В результате статистического анализа акселерограмм были определены

средние соотношения между максимальными и среднеквадратическими ускорениями. Они лежат в интервале 2,4-2,7 [272]. Величина соотношения в первую очередь зависит от длины участка, на котором рассматриваются колебания. В сейсмологической практике приняты различные способы определения продолжительности колебаний. Некоторые авторы, в частности Б. Болт [237], предлагали определять длительность участка записи с ускорениями, превышающими 0,05g. Ф.Ф. Аптикаев, а также некоторые японские исследователи определяют длительность участка записи, в пределах которого амплитуды колебаний составляют не менее 50% от \ddot{x}_{\max} [13].

В последние годы в инженерной сейсмологии наибольшее распространение получил способ оценки продолжительности, связанный с определением энергии колебаний. Так, М. Трифунас и А. Брэди [271] предложили определять функцию

$$h(t) = \int_0^t \ddot{x}^2(\tau) d\tau / \int_0^t \ddot{x}^2(t) dt, \quad (1.2)$$

где t - полная длительность колебаний; t - время, отсчитываемое от начала записи.

Функция $h^*(t)$ является мерой энергии колебаний, заключенной во временном интервале $(0, t)$. Авторы выбирали участок максимальной интенсивности, в пределах которого сосредоточено 90% энергии колебаний, определяя начало участка t_1 условием $h^*(t_1) \geq 0,05$, а конец t_2 - условием $h^*(t_2) \leq 0,95$.

При определении продолжительности t возникают технические трудности, связанные с необходимостью подсчета энергии колебаний. Чтобы избежать этого, был предложен упрощенный способ подсчета "эффективной" продолжительности T_e по величине, близкой к длительности, определяемой по энергии колебаний. При сопоставлении различных способов определения относительной длительности колебаний T_e оказалось, что наилучшее приближение к величине t достигается при использовании длительности участка записи ускорений, в пределах которого уровень амплитуд превышает 20% от \ddot{x}_{\max} [91]. В качестве спектральных параметров в инженерной практике обычно рассматриваются спектры реакции $\dot{y}(\omega)$ (ускорений колебаний осцилляторов) либо энергетические спектры $G(\omega)$, описывающие спектральный состав гауссовского случного процесса.

В последние годы были предложены методы оценки сейсмических сил в развитие спектральной теории расчета линейных систем. Как известно, сейсмическая нагрузка F_{oik} определяется по формуле СНиП II-7-81

$$F_{oik} = A \beta^*(T) Q_k K_y \eta_{ik}, \quad (1.3)$$

где Q_k - вес сооружения; K_y - коэффициент, зависящий от типа конструкции (СНиП II-7-81, табл. 6); η_{ik} - коэффициент, зависящий от формы деформации сооружения.

В [111] был предложен метод определения коэффициентов A и $\beta^*(T)$ уравнения (1.3). Коэффициент A принимается численно равным величине

среднеквадратического ускорения колебаний почвы \ddot{x} , определенной на основном участке акселерограммы. Спектральная кривая $\rho^*(T)$ вычисляется в результате интегрирования уравнения колебаний линейного осциллятора при воздействии $\ddot{x}(t)$, заданном в виде набора последовательных импульсов, описывающих акселерограмму.

В результате подобной операции с набором акселерограмм строится осредненная спектральная кривая $\bar{\rho}^*$. Динамический коэффициент ρ^* рассматривается в виде отношения величин \bar{y}/\ddot{x} , где \bar{y} – среднеквадратическая величина отклика (деформации системы), определенная на основном участке записи $\ddot{y}(t)$ колебаний осциллятора:

$$\bar{\rho}^*(T) = \bar{y} \omega_i^2 / \ddot{x}, \quad (1.4)$$

где \ddot{x} – амплитуда ускорений основания.

Для учета возможных превышений средней величины \bar{y} предлагается использовать графики перегрузок (средних и максимальных). Перегрузки возникают вследствие влияния таких факторов, как локальные условия (грунт и рельеф), механизмам землетрясения, направленность и т.п.

На картах ОСР и ДСР, являющихся основой для количественной оценки сотрясений, обычно наносятся зоны возникновения очагов землетрясений с указанием их магнитуд, диапазона глубин и зоны сотрясений в баллах сейсмической шкалы. На карте СМР выделяются зоны разной балльности. Таким образом, оценки вероятных сейсмических воздействий осуществляются на основе корреляций между параметрами воздействий и балльностью, магнитудой, расстоянием от площадки до очага с учетом грунтовых условий.

1.2. Параметры сейсмических воздействий и балльность

Соотношения между параметрами сейсмических воздействий и балльностью были определены рядом советских и зарубежных исследователей [14, 128, 140, 234, 258, 259, 268, 271]. На рис. 1.1а приведены распределения максимальных единичных ускорений \ddot{x}_{max} для землетрясений различной интенсивности I в интервале 4-9 баллов [234]. Распределения могут быть аппроксимированы логарифмическими (гауссовскими) кривыми со стандартным отклонением $\sigma = 0,45$ лог.ед. для $I=4+5$ баллов и $\sigma = 0,3$ лог. ед. для $I = 7+9$ баллов. Анализ данных показал, что одновременный учет максимальной амплитуды ускорений \ddot{x}_{max} и относительной продолжительности t на уровне 0,5 \ddot{x}_{max} приводит к снижению дисперсии до $\sigma = 0,3$ лог. ед. и лучшей корреляции с балльностью во всем рассмотренном интервале 4-9 баллов [14]:

$$I = 2,5 (\lg \ddot{x}_{max} + 0,03t) + 1,5. \quad (1.5)$$

Уровень интенсивности сильнее зависит от амплитуды, чем от продолжительности. Статистический анализ величин \ddot{x}_{max} указывает на их логнормальный характер распределения [128].

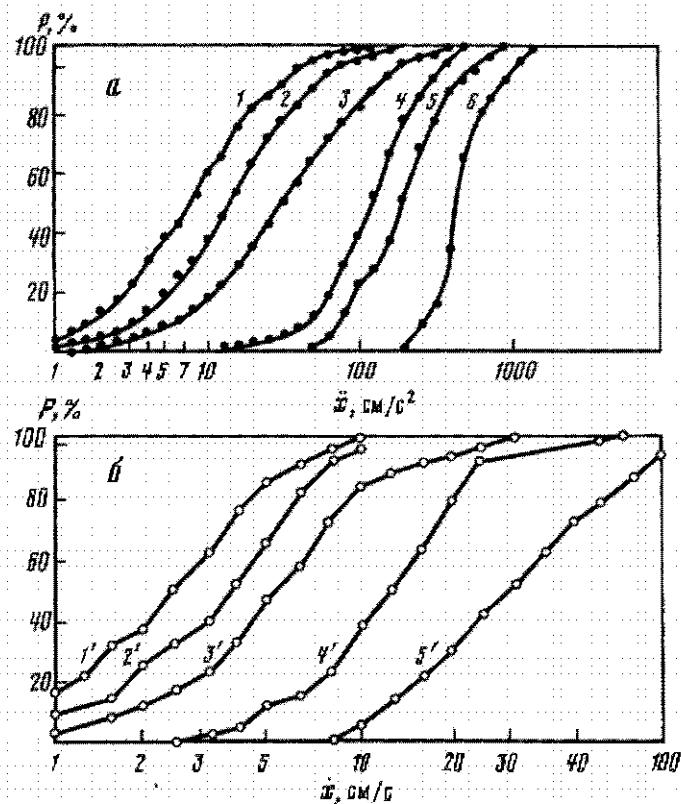


Рис. 1.1. Распределение максимальных значений ускорений (а) и скоростей колебаний (б) для землетрясений различной интенсивности

а: 1 - I = 4 балла, $n = 135$; 2 - I = 5 баллов, $n = 268$; 3 - I = 6 баллов, $n = 229$; 4 - I = 7 баллов, $n = 130$; 5 - I = 8 баллов, $n = 34$; 6 - I = 9 баллов, $n = 13$. б: 1' - I = 4 балла, $n = 11$; 2' - I = 5 баллов, $n = 40$; 3' - I = 6 баллов, $n = 61$; 4' - I = 7 баллов, $n = 55$; 5' - I = 8 баллов, $n = 15$. Р - вероятность; n - число наблюдений

На рис. 1.1, б показаны распределения максимальных значений скоростей колебаний \dot{x}_{max} для землетрясений интенсивностью 4-8 баллов [234]. Величина разброса составляет в среднем 0,3 лог. ед., т.е. примерно столько же, что и при использовании ускорений.

Приведенные выше зависимости построены в результате анализа мировой сводки данных. Анализ выборок данных по отдельным регионам указывает на наличие региональных различий величин \dot{x}_{max} при фиксированной балльности I [259]:

$$\ln(\dot{x}_{max}/q) = 0,24I - 3 + \beta^1 \quad (1.6)$$

где q - ускорение силы тяжести. Значения β^1 : для запада США - 0,26, для Японии - 0,28, для Южной Европы - 0,57 (при $\beta = 0,35$ лог.ед.).

Таким образом, средние величины максимальных ускорений для разных

регионов могут различаться в 2-2,5 раза. Для объединенного ансамбля данных получено соотношение

$$\psi(\dot{x}/g) = 0.25 I - 3 \pm 0.36. \quad (1.7)$$

По СНиП II-7-81 средние значения максимальных ускорений для 7-, 8- и 9-балльных сотрясений приняты равными 100, 200 и 400 см/с² соответственно. Значения среднеквадратических отклонений величин максимальных ускорений от средних значений лежат, по данным разных авторов в интервале 0,25-0,35 лог.ед. Разброс несколько снижается при использовании дополнительных параметров, таких, как продолжительность t , время нарастания колебаний в максимальной фазе и период T колебаний \dot{x}_{max} , $\dot{x}_{\text{пик}}$, $x_{\text{пик}}$. Корреляция балльности I с линейными комбинациями параметров колебаний показала, что наилучшие приближения имеет место [220]:

$$\begin{aligned} I &= 2.26 \psi \dot{x}_{\text{max}} + 0.39 \psi T + 0.3 \psi t + 2.0, \\ I &= 1.85 \psi \dot{x}_{\text{max}} + 0.11 \psi T + 0.148 \psi t + 3.0, \\ I &= 0.94 \psi x_{\text{пик}} - 0.24 \psi T + 0.23 \psi t + 5.04. \end{aligned} \quad (1.8)$$

Величина \dot{x} , \dot{x} , x - в мм/с², мм/с и мм, T , t - в с.

В ряде работ установлены корреляции между балльностью и спектрами Фурье и реакции [137, 140, 217, 220]. По данным [220], отмечается линейная корреляция уровня спектральной плотности (Фурье-спектра ускорений, см/с²) $|S|$ с балльностью I

$$\psi(|S|) = 0.44I - 2.01 \quad (1.9)$$

в интервале 5-7 баллов. По данным этих авторов, коэффициент корреляции спектральной плотности с балльностью ($R_k = 0.91$) выше, чем аналогичный коэффициент для пиковых ускорений ($R_k \approx 0.7$).

На рис. 1.2 приведены значения $\psi(|S|)$, осредненные по ансамблям записей землетрясений одинаковой интенсивности [217]. Соотношения между балльностью и параметрами спектров реакции ("приведенных сейсмических ускорений") детально исследовались в работах А.Г. Назарова и С.С. Дарбияна [140]. На рис. 1.3 приведены средние спектры ускорений осцилляторов с затуханием 0,16 для землетрясений с интенсивностью 6-9 баллов.

Можно ожидать более тесной корреляции с балльностью уровня спектров реакции, нежели единичных максимальных ускорений. Однако сопоставление, приведенное в [258], не указывает на значительное снижение дисперсии при использовании амплитуд спектров реакции.

Значительный разброс, наблюдаемый при сопоставлении параметров сотрясений и величины сейсмического эффекта, может быть объяснен следующими причинами.

1. Регистрация колебаний производится в точке, в то время, как балль-

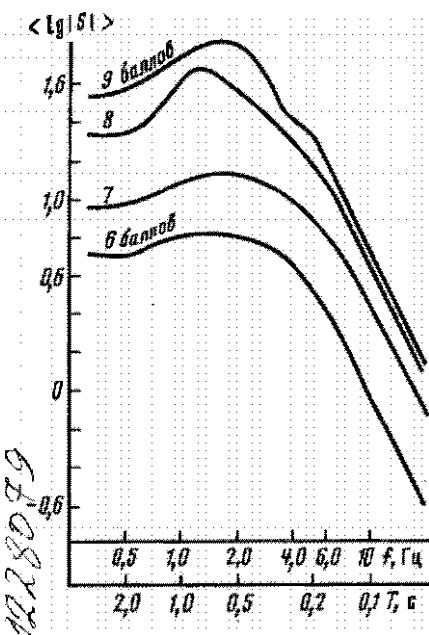
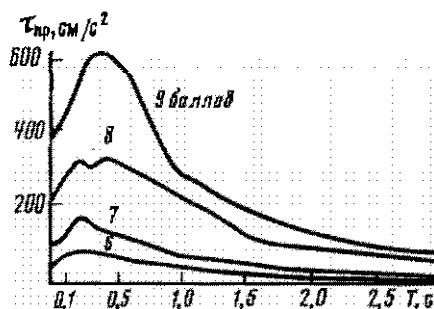


Рис. 1.2. Средние Fourier-спектры 6-9-балльных землетрясений
f – частота, Гц

Рис. 1.3. Средние спектры приведенных сейсмических ускорений $\tau_{\text{пр}}$ землетрясений разной интенсивности



кость определяется в результате статистической обработки степеней повреждения зданий, размещенных на определенной площади.

2. Сейсмический эффект, т.е. степень и характер повреждений сооружений, зависит не только от параметров входного сигнала, но и от динамических свойств сооружений – периода собственных колебаний, затухания и ряда конструктивных факторов. Увеличение разнообразия типов строительных конструкций неизбежно приводит к увеличению дисперсии.

Сопоставление корреляций, полученных разными авторами, приводит к близким результатам. По нашему мнению, в настоящее время статистически наиболее обоснованными являются результаты Ф.Ф.Аптикаева [см. кривые на рис. 1.1 и формулу (1.7)].

1.3. Параметры сейсмических воздействий, магнитуды и расстояния

Параметры поля короткопериодных колебаний в дальней зоне связаны с интегральными параметрами очага, такими, как сейсмический момент M_0 и магнитуды M_5 , M_{1H} . Параметры колебаний вблизи протяженного источника слабо зависят от его интегральных характеристик и определяются локальными характеристиками участка разрыва, ближайшего к точке наблюдения [228]. Вследствие практической невозможности предсказания характера распространения разрыва чрезвычайно трудно сколь-либо точно рассчитать величины параметров сейсмических воздействий в ближней зоне при каждом отдельном будущем землетрясении. Информация о размерах, геометрии, динамических параметрах очагов, в особенности о локальных параметрах,

труднодоступна, и приходится пользоваться более простыми, массово определяемыми характеристиками очага и среды, такими, как локальная магнитуда M_L и расстояние, эпцентральное Δ , гипоцентральное R , либо расстояние от разрыва, вышедшего на поверхность. Использование разных расстояний приводит к разным результатам.

В случае использования карт ОСР и ДСР, на которых нанесены зоны возникновения очагов землетрясений, следует измерять расстояния от пломбеки до ближайшей точки зоны с учетом возможных глубин очагов. Последнее в особенности необходимо при глубокофокусных землетрясениях ($h > 300$ км) и землетрясениях с промежуточной глубиной очага ($h = 100-300$ км), так как в этих случаях различия между эпцентральными и гипоцентральными расстояниями особенно велики.

Зависимости максимальных единичных ускорений от магнитуд и расстояний Δ от разломов, вышедших на поверхность, исследовались многими авторами. Были предложены разные модели зависимостей $\ddot{x} = f(M_L, \Delta)$, суммируя которые, можно выделить четыре.

В первой модели, предложенной Эстева и Розенблотом в 1964 г. [243], зависимость \ddot{x} от M_L и Δ выражается следующим соотношением:

$$\lg \ddot{x}_{\max} = a + b M_L - c \lg (\Delta + d_c), \quad (1.10)$$

где a , b , c - коэффициенты; константа d_c обычно принимается равной 25.

В рамках второй модели, описанной в работе К. Аки и П. Ричардса [5] функциональная зависимость описывается выражением

$$\lg \ddot{x}_{\max} = a + b M_L - d \lg (c_1 / \Delta + c_2 / \Delta) + l_2, \quad (1.11)$$

где c_1 , c_2 , l , a , b , d - коэффициенты. В ближней и дальней зонах геометрическое расхождение принято пропорциональным Δ^{-1} и Δ^{-2} . Связь между \ddot{x}_{\max} , M_L и Δ в модели Бура и Джойнера описывается выражением [251]:

$$\lg \ddot{x}_{\max} = a + b M_L - d \lg (\Delta^2 + c_1^2)^{c_2}, \quad (1.12)$$

и, наконец, в рамках четвертой модели, предложенной Кемпбеллом [239], соответствующие выражения записываются в виде

$$\lg \ddot{x}_{\max} = a + b M_L - d \lg [\Delta + c_1 \exp (c_2 M_L)]. \quad (1.13)$$

Последнее выражение наилучшим образом описывает характер зависимости величин максимальных ускорений от M_L и Δ . Оно может быть представлено в виде двух соотношений

$$\ddot{x} = 0.0159 \exp (0.368 M_L) [\Delta + 0.0606 \exp (0.7 M_L)]^{-1.75}, \quad (1.14)$$

$$\ddot{x} = 0.0155 \exp (1.28 M_L) [\Delta + 0.147 \exp (0.732 M_L)]^{-1.75}$$

в основном для сдвиговых землетрясений в интервале магнитуд 5,0-7,5.

Анализ землетрясений с разным механизмом подвижки позволил построить зависимости $\ddot{x}_{\max} = f(M_L, \Delta)$ отдельно для одвиговых и взбросо-надвиговых землетрясений. В графическом виде они показаны на рис. 1.4 [230]. При

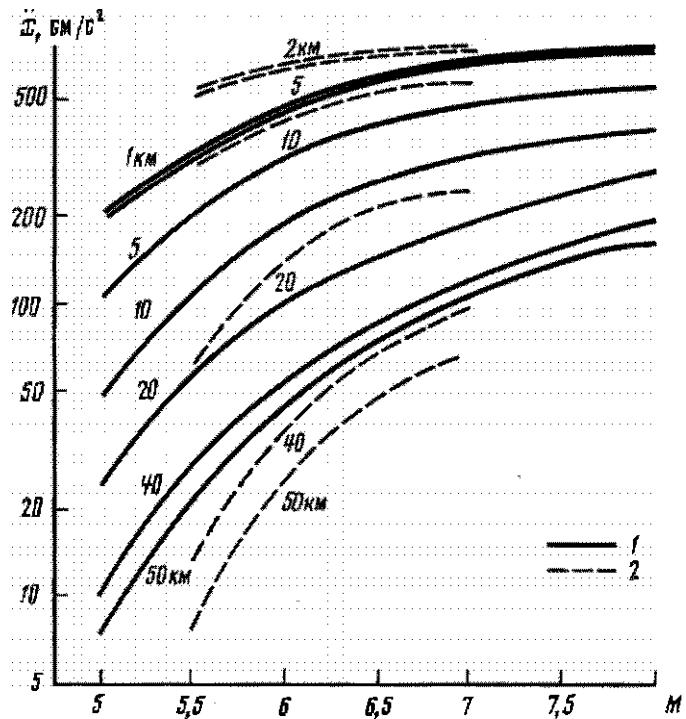


Рис. 1.4. Зависимости амплитуд максимальных ускорений от магнитуд для фиксированных расстояний

1 - сдвиговые землетрясения; 2 - взбросо-надвиговые землетрясения.
Числа около кривых - расстояние, км

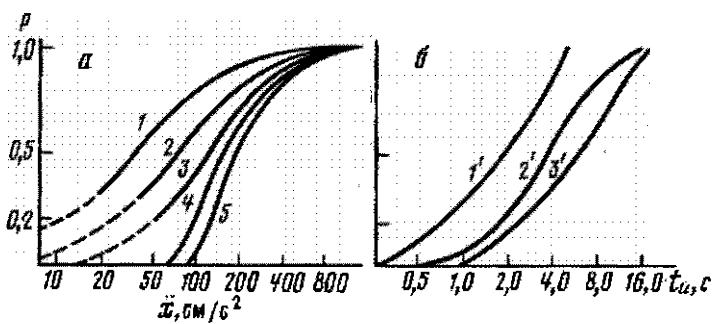


Рис. 1.5. Кривые распределения значений максимальных ускорений (а), продолжительности интенсивных колебаний (б) для землетрясений разной магнитуды

а: 1 - $M=3+4,9$; 2 - $M=5+5,4$; 3 - $M=5,5+5,9$; 4 - $M=6+6,5$; 5 - $M > 6,5$;
б: 1' - $M < 5$; 2' - $M=5+6$; 3' - $M > 6$. x - ускорение колебаний частиц грунта, $\text{см}/\text{s}^2$; t_u - длительность колебаний, с; P - вероятность

отсутствии надежных данных о механизме будущих землетрясений предлагаются использовать диаграмму рис. 1.5, выбирая максимальные возможные значения \ddot{x}_{\max} при заданных M_L и z .

Зависимости средних величин максимальных ускорений от гипоцентральных расстояний R (в км) могут быть приближенно описаны следующими выражениями:

$$\begin{aligned}\ddot{x} &= \exp(-0,0916R + 4,735) \text{ при } 3,5 < M_L \leq 4,5, \\ \ddot{x} &= \exp(-0,042R + 5,17) \text{ при } 4,5 < M_L \leq 5,5, \\ \ddot{x} &= \exp(-0,0272R + 6,102) \text{ при } 5,5 < M_L \leq 6,5, \\ \ddot{x} &= \exp(-0,0108R + 6,63) \text{ при } 6,5 < M_L \leq 7,5.\end{aligned}\quad (1.15)$$

Размеры R_0 зон слабого изменения ускорений вблизи источника связаны с магнитудой соотношением

$$R_0 = 0,195 M_L + 0,04. \quad (1.16)$$

Размеры "ближней" зоны $R \leq R_0$ близки по порядку величины протяженности очага L (км) [228]:

$$L = 0,52 M_S - 2,01. \quad (1.17)$$

На рис. 1.5,а приведены кривые распределения амплитуд максимальных ускорений \ddot{x}_{\max} для различных интервалов магнитуд в пределах расстояний $R \leq R_0$.

В результате анализа 110 трехкомпонентных записей ускорений были установлены соотношения между величинами максимального единичного ускорения \ddot{x}_1 , измеренного на одной из компонент, горизонтального вектора \ddot{x}_2 и полного вектора \ddot{x}_3 . В 15% случаев разница между величинами \ddot{x}_1 и \ddot{x}_2 достигала 30–35%, а в 60% случаев была менее 10%.

При сопоставлении полного вектора \ddot{x}_3 и одной максимальной компоненты \ddot{x}_1 в отдельных случаях (не более 10%) разница достигала 40–50%, а в подавляющем большинстве случаев (около 80%) разница была меньше 30%. Таким образом, для расчетов сооружений обычного типа выбор одной максимальной компоненты, по-видимому, допустим. При расчетах особо ответственных объектов учет обеих горизонтальных компонент может быть заменен увеличением амплитудного уровня максимальной компоненты на 30%, принимая во внимание близость частотного состава и продолжительности двух горизонтальных компонент колебаний.

Соотношение величин горизонтальных и вертикальных ускорений \ddot{x}_H/\ddot{x}_V зависит от расстояния до источника и его механизма. Вблизи источника на расстояниях, соизмеримых с глубиной верхней части разрыва, амплитуды вертикальных ускорений могут быть в 2–2,5 раза выше горизонтальных. При удалении от разрыва величина \ddot{x}_H/\ddot{x}_V возрастает, достигая 2–3 на расстояниях 20–30 км. Эти зависимости сопровождаются значительным разбросом [230].

Продолжительность колебаний является важным инженерным параметром.

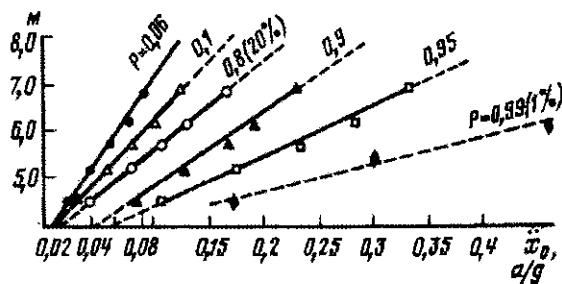


Рис. 1.6. Диаграмма распределения величин среднеквадратичных ускорений в ближней зоне при соответствующих магнитудах M и уровнях обеспеченности P

По оси абсцисс ускорение дано в долях g .

На рис. 1.5, б приведены кривые распределения "эффективной" продолжительности колебаний T_3 на уровне $0,2 \bar{x}_{\max}$. "Эффективная" продолжительность колебаний T_3 (в с) на твердых и рыхлых грунтах связана с магнитудой и расстоянием до разрыва ϱ (в км) соотношением [230]

$$\begin{aligned} \bar{t}_3 &= 0,203M_L + 0,264 \bar{\varrho} - 0,65 \pm 0,19, \\ \bar{t}_3 &= 0,18M_L + 0,4 \bar{\varrho} - 0,48 \pm 0,24. \end{aligned} \quad (1.18)$$

По данным [14], продолжительность колебаний \bar{t} на уровне $0,5 \bar{x}_{\max}$ связана с магнитудой и гипоцентralным расстоянием R соотношением

$$\bar{t}_c = 0,2M_L + 0,5 \bar{\varrho} R - 1,3 + c, \quad (1.19)$$

где c – численный коэффициент, для грунтов II категории $c = 0$, I категории $c = 0,15$, III категория $c = +0,15$.

Соотношения получены на основе анализа значительной выборки данных.

На рис. 1.6 приведены диаграммы распределения величины среднеквадратических ускорений \bar{x}_0 о ближней зоне для разных уровней вероятности P . В диапазоне расстояний до 150 км убывание величин \bar{x} с расстоянием R описывается соотношением [112]

$$\bar{x} = \bar{x}_0 \exp(-0,04 + 0,00013R)R. \quad (1.20)$$

Из множества зависимостей $\bar{x}_{\max} = f(M_L, \Delta, R, \varrho)$ могут быть выделены как наиболее надежные зависимости (1.15), описывающие связь между максимальным ускорением, магнитудой и гипоцентralным расстоянием, и кривые рис. 1.4 для определения \bar{x}_{\max} при заданных магнитудах и расстояниях ϱ от поверхности разрывов сдвигового и взбросо-надвигового типов.

Простейшим параметром, характеризующим частотный состав колебаний, является видимый период T (в с) максимального колебания \bar{x}_{\max} : $\bar{x}_{\max} = T$. Зависимость $T = f(M_L, R)$ (R дано в километрах) может быть выражена формулой [14]

$$\bar{T} = 0,15M_L + 0,25 \bar{\varrho} R - c. \quad (1.21)$$

В среднем для ускорений $c = 1,9$, для скоростей $c = 1,5$. Соотношения

Таблица 1.1

Значения \ddot{x}_{\max} (в см/с²) при $\phi = 0,16$

T, с	Величина \ddot{x}_{\max} (в см/с ²) при $\phi = 0,16$ и значениях		T, с	Величина \ddot{x}_{\max} (в см/с ²) при $\phi = 0,16$ и значениях	
	$M_L = 4,3+6,2$, $\Delta = 15+60$ км	$M_L = 6,3+7,7$, $\Delta > 60$ км		$M_L = 4,3+6,2$, $\Delta = 15+60$ км	$M_L = 6,3+7,7$, $\Delta > 60$ км
0,1	334	1477	0,6	317	1525
0,2	445	1903	0,8	212	1426
0,25	465	1946	1	171	1199
0,3	463	1989	1,5	101	703
0,4	395	1793	2	74	556
			3	55	393

для ближней зоны ($R \leq R_0$) и твердых и рыхлых грунтов могут быть записаны в виде [230]

$$\begin{aligned} \ddot{x}(T) &= 0,18 M_L + 1,71 \pm 0,067, \\ \ddot{x}(T) &= 0,097 M_L - 1,06 \pm 0,032 \end{aligned} \quad (1.22)$$

при коэффициентах корреляции 0,9-0,97.

На основе анализа около 100 акселерограмм Запада США были рассчитаны зависимости спектров приведенных сейсмических ускорений с затуханием 0,16 от локальных магнитуд M_L и эпизентральных расстояний [56]. Большинство записей было получено на аллювиальных отложениях, соответствующих грунтам II-III категории. В табл. 1.1 даны расчетные значения амплитуд спектров приведенных сейсмических ускорений \ddot{x} (в см/с²) на фиксированных периодах для двух интервалов магнитуд и расстояний: $M_L = 4,3+6,2$; $\Delta = 15+60$ км; $M_L = 6,3+7,7$, $\Delta > 60$ км.

Анализ больших выборок данных требует параметризации спектров с целью поисков соотношений между спектральными параметрами и магнитудой, расстоянием. Так, в [230] составлялись зависимости от M_L и Δ следующих спектральных параметров: уровня основного максимума \ddot{x}_{\max} соответствующего ему периода T_S и граничных периодов T_1 и T_2 на уровне 0,5 \ddot{x}_{\max} , характеризующих ширину спектра реакции $\ddot{x}(T)$ с 5%-ным затуханием. Зависимости $\ddot{x}_{\max} = f(M_L)$ искались для трех интервалов расстояний ($\Delta = 5+10$ км; $\Delta = 10+20$ км; $\Delta = 20+40$ км) при коэффициентах корреляции 0,61-0,77:

$$\begin{aligned} \ddot{x}_{\max} &= 0,251 M_L + 1,272 \pm 0,20, \\ \ddot{x}_{\max} &= 0,277 M_L + 1,02 \pm 0,23, \\ \ddot{x}_{\max} &= 0,313 M_L + 0,597 \pm 0,20. \end{aligned} \quad (1.23)$$

Была установлена слабая зависимость от магнитуд периодов основного

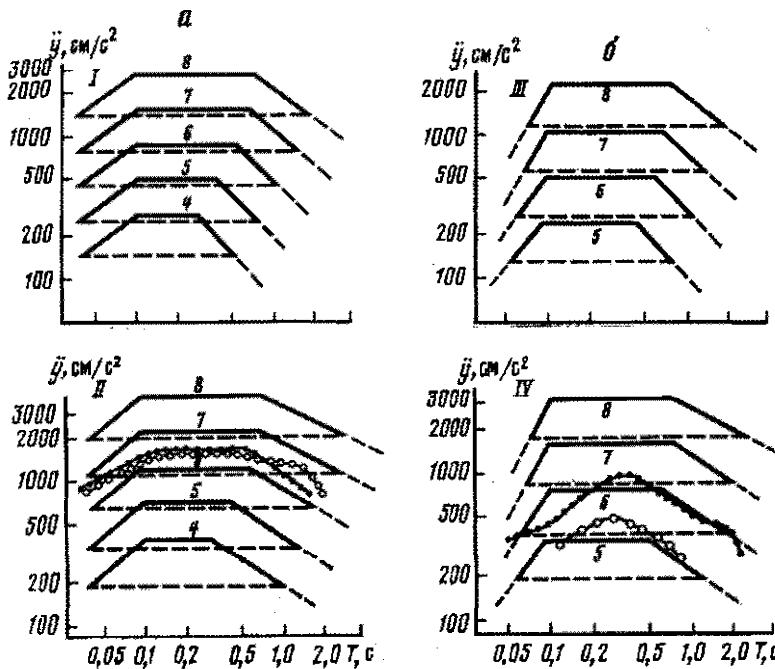


Рис. 1.7. Спектры ускорений осцилляторов с 5%-ным затуханием в интервалах расстояний 0-20 км (а) и 20-40 км (б)
I, III - $P=0,9$; II, IV - $P=0,95$. Числа на кривых - значения магнитуды.

максимума T_S и короткопериодного края спектра T_1 . При увеличении размеров источника, т.е. магнитуды, спектр расширяется в длиннопериодную область и связь между величиной граничного периода T_2 и магнитудой M_L на расстояниях, больших 10 км, может быть описана соотношением

$$T_2 = 0,135 M_L - 1,04 \pm 0,24 \quad (1.24)$$

с довольно низким коэффициентом корреляции, равным 0,57. Значения T_1 лежат в интервале $(0,05 \pm 0,07) - 0,25$ с. Значения $T_S = 0,1 \pm 0,75$ с.

На рис. 1.7 приведены в форме трапеций спектры ускорений осцилляторов с 5%-ным затуханием при двух уровнях вероятности P (0,9 и 0,95) для двух интервалов расстояний: 0-20 и 20-40 км. На рис. 1.7 черными точками показан предложенный в работе [250] средний спектр реакции землетрясений с $M_L = 7$ на расстоянии 8 км; крестиками - рассчитанный [263] средний спектр реакции землетрясений с $M_L = 6,5$ на расстоянии 8 км. На рис. 1.7, б показаны спектры ускорений осцилляторов при землетрясениях с $M_L = 6,5$ на расстоянии 40 км, рассчитанные в [233] для землетрясений Запада США и землетрясений Японии [248] при уровне вероятности $P = 0,95$. Из сопоставления средних спектральных кривых, рассчитанных американскими и японскими исследователями для аллювиаль-

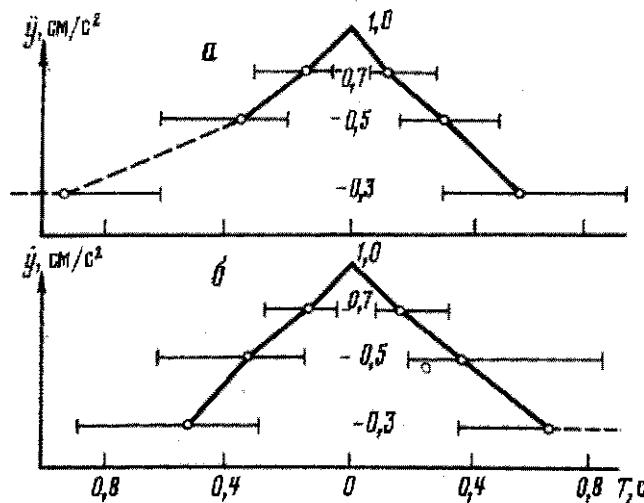


Рис. 1.8. Средние нормированные спектры реакции ускорений (а) и скорости колебаний (б).

Горизонтальными отрезками указан доверительный интервал 70%-ных значений

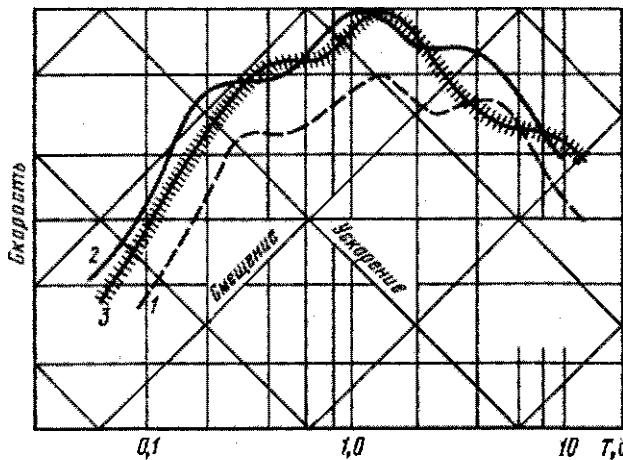


Рис. 1.9. Форма средних спектров реакции землетрясений типа "броска" (1), "взброса" (2) и сдвига (3)

ных грунтов (II-III категории), с кривыми, рассчитанными в [60, 230], можно сделать вывод об их удовлетворительном согласии.

В [137] наряду с уровнем максимума спектра реакции \bar{y}_{max} и соответствующего ему периода рассматривалась полная логарифмическая ширина спектра \bar{S}_Φ на уровне $\Phi = 0.7; 0.5; 0.3$ от максимального значения

$$\bar{S}_\Phi = \bar{y}_\Phi (T_\Phi^* / T_\Phi^{\text{L}}), \quad (1.25)$$

(T_Φ^* и T_Φ^{L} - крайние правые и левые периоды на уровне Φ), а также ха-

рактеристика асимметрии спектров (левая и правая ширма спектра) относительно резонансного периода:

$$S_{\Phi}^* = \frac{1}{2} \left(\frac{T}{T_{\Phi}^*} \right), \quad S_{\Phi}^* = \frac{1}{2} \left(\frac{T_{\Phi}^*}{T} \right), \quad (1.26)$$

где T – период основного максимума.

На рис. 1.8 показаны средние нормированные спектры реакций ускорения (а) и скорости (б) для мирной выборки данных (указан 70%-ный интервал возможных значений 5). На рис. 1.9 показаны нормированные по уровням средние спектральные кривые для землетрясений с механизмами типа сброса, взрыва и сдвига [137].

Сопоставляя результаты разных исследований, можно сделать вывод об отсутствии существенных статистически значимых различий вследствие использования близких выборок данных. Исключение составляет вывод [137] о постоянстве ширины спектров реакции на уровне $0,5 \frac{\text{U}}{\text{U}_{\text{max}}}$, который не подтверждается данными других исследований.

1.4. Влияние грунтовых условий на параметры воздействий

Существенное влияние на параметры сейсмических колебаний оказывают грунтовые условия и рельеф (подземный и поверхности) на строительной площадке. Эффект этого влияния – сложный, и для точного расчета сейсмических колебаний необходимо детальное знание сейсмического разреза до коренных пород, т.е. данные о толщинах отдельных слоев и скоростях распространения сейсмических волн, декрементах поглощения в них, а также о форме поверхности коренных пород, подстилающих рыхлые отложения. Такая информация, как правило, отсутствует.

В то же время при массовой обработке данных с целью получения зависимостей параметров колебаний от магнитуд и расстояний характер локальных условий следует учитывать как в целях снижения разброса, так и для исключения систематических ошибок при построении зависимостей, которые могут иметь место, если в разных выборках данных (скажем, для разных магнитуд) преобладают данные измерений при существенно разных грунтовых условиях. Даже при грубой классификации грунтов организация больших выборок данных с одинаковыми M и A , R , β на различных грунтах в настоящее время довольно затруднительна из-за ограниченности объема экспериментальных данных, не говоря уже о детальной классификации.

Поэтому при поисках корреляций между параметрами колебаний, магнитудами и расстояниями часто прибегают к довольно грубой классификации, разделяя грунты на два типа: твердые и рыхлые. К твердым могут быть отнесены скальные изверженные и метаморфические породы – граниты, диабазы, порфириты и пр., а также плотные осадочные породы – известняки, песчаники, галечники, конгломераты, скорость распространения поперечных волн в которых (для верхних 20 м) составляет 700–800 м/с и более. Ко второй категории могут быть отнесены все остальные грунты. При таком грубом разделении дисперсия будет значительной. Однако это вынуж-

денное разделение из-за отсутствия более детальной информации о грунтовых условиях, а также необходимости организации статистически представительных выборок данных.

Отклонения от идеальной упругости у скальных и консолидированных грунтов относительно невелики, что позволяет с некоторым приближением использовать для их описания модель линейной вязкоупругости [44]. В результате использования таких моделей, а также анализа колебаний грунтов при относительно слабых землетрясениях (до 5-6 баллов) установлено отсутствие заметных изменений вида спектральных характеристик рыхлых толщ от интенсивности воздействий. Однако при переходе к более интенсивным колебаниям появляется зависимость реакции грунта от интенсивности возбуждения.

Так, при использовании упругопластических моделей было показано, что при увеличении интенсивности входных сигналов усиление колебаний рыхлой толщи снижается, максимум спектральной кривой сдвигается в низкочастотную область, появляются дополнительные фазы и максимумы на спектральной характеристике упругопластического рыхлого слоя [44, 106]. Эти выводы подтверждаются результатами анализа экспериментальных данных.

На рис. 1.10 показан график зависимости величин отношений максимальных ускорений, зарегистрированных одновременно в пунктах со скальным (индекс 1) и рыхлым (индекс 2) грунтами, расположенных один от другого на расстояниях, не превышающих 15% от гипоцентрального. В большинстве случаев мощность рыхлых отложений была не менее 100 м. Периоды максимальных ускорений лежат в интервале 0,07-0,4 с. В интервале ускорений 10 - (100+150) см/с² уровень ускорений рыхлых грунтов в среднем в 2-2,5 раза выше, чем скальных. В этом интервале ускорений величина отношения \ddot{x}_2/\ddot{x}_1 не зависит заметно от \ddot{x}_1 . В области $\ddot{x}_1 = 150+200$ см/с² отношение \ddot{x}_2/\ddot{x}_1 начинает убывать с увеличением \ddot{x}_1 и при ускорениях \ddot{x}_1 больших 250-300 см/с², амплитуды ускорений рыхлых грунтов становятся ниже, чем скальных.

Зависимость \ddot{x}_2/\ddot{x}_1 от \ddot{x}_1 в рассмотренном интервале ускорений может быть описана выражением [230]

$$\ddot{x}_2/\ddot{x}_1 = \exp(-0,0032\ddot{x}_1 + 0,937). \quad (1.27)$$

Подобное соотношение имеет место в области длин волн $\lambda < h$ (h - мощность рыхлой толщи) и, вероятно, объясняется неупругостью.

Анализ соотношений (1.1, в) между продолжительностью колебаний τ , магнитудой M_L и расстоянием γ от разрыва позволяет сделать вывод о том, что вдали от очага продолжительность колебаний рыхлых грунтов больше, чем твердых, и разница увеличивается при удалении от источника. Вблизи очагов больших землетрясений ($M \geq 6,5$) продолжительность колебаний рыхлых грунтов становится меньше, чем твердых, вероятно, вследствие неупругого поведения рыхлого грунта при интенсивных воздействиях. Соот-

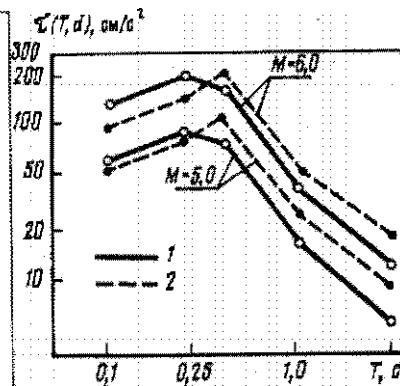
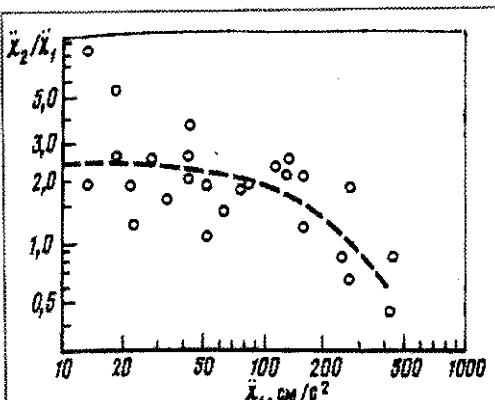


Рис. 1.10. Зависимость усиления колебаний рыхлым грунтом (2) \dot{x}_2/\dot{x}_1 от амплитуды ускорения \dot{x}_1 скального грунта (1)

Рис. 1.11. Спектры приведенных сейсмических ускорений \dot{x} при затухании 0,16 для скальных (1) и рыхлых (2) грунтов для землетрясений с $M=5$ и $M=6$

ношения между величинами видимых периодов и магнитудой в ближней зоне для твердых и рыхлых грунтов могут быть записаны в следующей форме:

$$\begin{aligned} \dot{x}_1 T &= 0,18M - 1,71 \pm 0,067, \\ \dot{x}_2 T &= 0,097M - 1,06 \pm 0,032 \end{aligned} \quad (1.28)$$

— при коэффициентах корреляции $0,91 - 0,97$. Из соотношений следует, что колебания твердых грунтов в среднем высокочастотнее, чем рыхлых. Однако в выборке для рыхлых грунтов преобладали записи на поверхности относительно мощных ($h > 100$ м) отложений.

Итак, при интенсивных колебаниях с амплитудами $\dot{x} = 250 - 300 \text{ см/s}^2$ амплитудный уровень и эффективная продолжительность колебаний рыхлых грунтов могут быть меньше, чем твердых. Более высокий уровень сейсмического эффекта на рыхлых грунтах, вероятно, объясняется их большей деформируемостью.

Характерный вид спектров колебаний твердых и рыхлых грунтов приведен на рис. 1.11 [56]. По данным этих авторов, в интервале периодов $0,1 - 0,25$ с отношение значений приведенных сейсмических ускорений на скальном грунте к значениям на рыхлом грунте составляет в среднем 1,32. Несколько более высокие величины (1,64 и 1,42) для средних и медианных значений получены в [137]. Ширина спектров реакции (ускорений) на уровнях 0,7 и 0,5 меньше для скальных грунтов на 0,14 и 0,29 лог.ед. соответственно. Логарифмическая ширина спектра ускорений для скальных и рыхлых грунтов составляет соответственно 0,21 и 0,35 на уровнях 0,7 и 0,41 и 0,7 на уровне 0,5. Медианные значения периодов основных максимумов T_S для скальных и рыхлых грунтов оказались равными $0,15 \pm 0,1$ и

Таблица I.2

Значения параметров, при которых наблюдается разжижение

M_S	$\Delta, \text{ км}$	$x, \text{ см}/\text{с}^2$	$t, \text{ с}$	$Q_C, (\text{см}/\text{с}^2) \cdot \text{с}$
5,5	4,5	328	3,97	1302
6	10,5	224	6,16	1380
6,5	25,5	154	9,5	1463
7	61,5	106	14,7	1558
7,5	150	72	22,8	1640
7,9	300	53	32,2	1703

$0,19 \pm 0,1$ лог.ед. Значения \bar{T}_S для спектров скорости соответственно равны: $T_{S\text{ок}} = 0,21$ с, $T_p = 0,27$ с [16, 137].

В результате статистической обработки 11 пар спектров реакции рассчитаны кривые отношения спектральных амплитуд колебаний рыхлых грунтов \bar{y}_p малой мощности ($\bar{h} < 20$ м, индекс 2) и большой мощности ($\bar{h} > 100$ м, индекс 1) к амплитудам колебаний твердых грунтов \bar{y}_t . Кривые отношения $K_{1,2} = \bar{y}_p / \bar{y}_t$ приведены ниже:

$T, \text{ с}$	0,05	0,08	0,1	0,2	0,3	0,5	0,8	1	2
K_1	0,7	0,7	0,8	0,9	1,2	1,6	2	2	2
K_2	2,6	2,5	2,3	1,6	1,4	1,14	1,1	1,07	1,03

Следует отметить, что уровень усиления рыхлой толщей интенсивных колебаний ниже, чем слабых колебаний. В области длин волн $\lambda < \bar{h}$ ускорения колебаний твердого грунта выше, чем рыхлого. Обобщенные спектральные характеристики могут быть использованы при пересчете спектров реакции с одного типа грунта на другой.

В результате интенсивных колебаний происходит уплотнение сухих пиротых грунтов и их просадка, а также разжижение водонасыщенных грунтов. Явление разжижения наблюдалось при 7-11-балльных землетрясениях. В [254] на основе анализа землетрясений Японии было получено соотношение, связывающее магнитуду M и эпицентрическое расстояние Δ (в км), при которых происходило разжижение песчаных грунтов:

$$\bar{y}_d = 0,77M_{\text{5}}^{-3,6}. \quad (1.29)$$

В табл. 1.2 приведены значения магнитуд и соответствующих расстояний Δ , рассчитанных по формуле (1.29), а также значения максимальных амплитуд ускорений \bar{x} и продолжительности t интенсивных колебаний на уровне $0,5\bar{x}_{\text{max}}$ в зависимости от M и Δ по землетрясениям Японии [248]. Сопоставляя значения, приведенные в табл. 1.2, можно сделать вывод о том, что эффект разжижения зависит как от уровня ускорений колебаний, так и от их продолжительности. Величина Q_C произведения $\bar{x}_{\text{max}} \cdot t$ оказалась наиболее устойчивой:

$$\bar{y}_d Q_C = 0,047M_{\text{5}} + 2,86. \quad (1.30)$$

Эта величина была названа сейсмическим потенциалом разжигания [229]. При значениях Q_c , разных и больших величин, указанных в табл. 1.2, следует ожидать разжигания рыхлых водонасыщенных песчаных грунтов.

Следует отметить, что возможность возникновения разжигания зависит не только от уровня и продолжительности воздействия, но и от глубины залегания водонасыщенного олова и его толщины, а также свойства грунтов - размеров зерен, плотности, отвала обводненности [276]. Поэтому оценки величины Q_c следует рассматривать как приближенные, которые должны уточняться по мере накопления фактических данных.

Колебания грунтовых залежей сложной геометрической формы типа межгорных долин плохо описываются моделью плоскопараллельных горизонтально-слоистых сред [76, 253, 270]. Анализ экспериментальных данных позволил сделать вывод о существенном влиянии "сейсмической контрастности" материала долин на уровень и продолжительность сейсмических воздействий [230]. Под сейсмической контрастностью понимается отношение сейсмических жесткостей материала заполнителя долины $\varsigma_1 V_1$ и подстилающего скального основания $\varsigma_0 V_0$. В интервале значений ширины W долин 400-1500 м (при геометрии, характеризуемой отношением глубины долины h к ее ширине W , равным 0,15-0,2) увеличение амплитуд ускорений колебаний в долине $k_a = \ddot{x}_1 / \ddot{x}_0$ и увеличение продолжительности колебаний

$\Delta t = t_1 / t_0$ могут быть описаны выражением

$$k_a = (0,6 \pm 0,8) \frac{\varsigma_0 V_0}{\varsigma_1 V_1}, \quad (1.31)$$

$$\Delta t = (1 \pm 1,3) \sqrt{\frac{\varsigma_0 V_0}{\varsigma_1 V_1}},$$

где ς_0 - плотность материала подстилающего скального основания; V_0 - скорость упругих волн в скальном основании; ς_1 - плотность материала заполнителя долины; V_1 - скорость волн в материале заполнителя.

Величина спектрального усиления колебаний долин $[K_S = S_s(f)/S_0(f)]$ в интервале частот $f = 1 \pm 20$ Гц близка к величине сейсмических жесткостей:

$$K_S = (1 \pm 1,3) \frac{\varsigma_0 V_0}{\varsigma_1 V_1}. \quad (1.32)$$

Формулы (1.31), (1.32) весьма приближенно характеризуют усиления колебаний долинами. Они определены при анализе записей землетрясений интенсивностью до 5 баллов. Величины k_a , K_S и Δt в принципе зависят от геометрии долин и в меньшей степени - от энергии, глубины и азимутального расположения очагов землетрясений.

1.5. Методы расчета акселерограмм для инженерных целей

В данном разделе будут рассмотрены некоторые существующие в настоящее время методы синтезирования акселерограмм. Эти методы различаются в зависимости от исходной сейсмологической информации. Один из вариантов задания искусственных акселерограмм (псевдоакселерограмм) разработан в НИС Гидропроекта [127, 129]. Псевдоакселерограммы удовлетворяют следующим условиям.

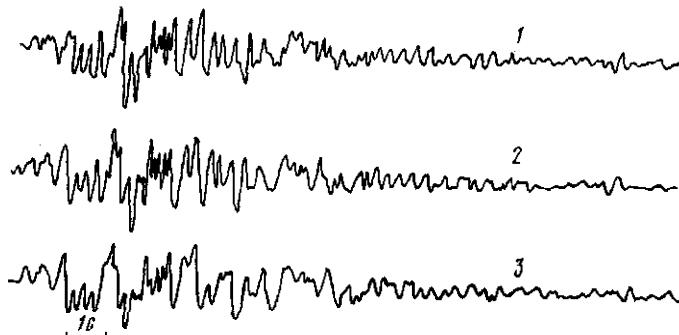


Рис. 1.12. Безразмерные акселерограммы, соответствующие графикам СНиП II-7-81

1. Уровень колебаний изменяется в соответствии со средней кривой, полученной при анализе мировых данных [215]:

$$\ddot{x}(t) = 3kt^2/(9t^2 - 9td + 4d^2), \quad (1.33)$$

где d - длительность колебаний на уровне $0,5 \ddot{x}_{max}$, принятая равной 3-4 с

2. Множитель k задается в зависимости от балльности I, повторяемости расчетных землетрясений и требуемого уровня надежности сооружений, а также их конструктивных особенностей.

3. Нормированные спектры реакции с затуханием 0,05 соответствуют коэффициентам динамичности $\beta(T)$ СНиП II-7-81 [208]. На рис. 1.12 приведены образцы псевдоакселерограмм указанного выше типа.

В ИВ ДВНЦ был разработан метод расчета колебаний от некогерентного излучателя при некоторых упрощенных предположениях [55]. Среднеквадратическое ускорение \ddot{x}_{ck} на расстоянии R_T от центра трещины круговой формы может быть рассчитано по формуле

$$\ddot{x}_{ck}(M_0, R_T) = 32\pi^2 \Delta f^2 A^2(f_0) k \Gamma(R_T, R_{kp}, R_{kor}) / (4\pi \xi V_S^3)^2 T, (M_0, R). \quad (1.34)$$

Здесь Δf - ширина полосы частот для спектральной функции $A(f)$,

$$A(f) = k_Q f^2 M_0(f).$$

Далее,

$$k_Q = \exp[-\pi f R_T / Q_S(f) V_S],$$

где f - частота; $Q_S(f)$ - добротность; V_S - скорость S -волны.

$M_0(f)$ - "очаговый спектр", или модуль спектра от $M_0(t)$ - зависимости сейсмического момента эквивалентного точечного очага от времени.

Затем $k=0,48$, а $\Gamma(R_T, R_{kp}, R_{kor})$ описывает геометрическое расхождение вокруг протяженного некогерентного очага с эффективным радиусом R_{kor} :

$$\Gamma(R_T, R_{kp}, R_{kor}) = (1/R_{kp}^2) \ln [(R_{kp}^2 + R_T^2) / (R_{kp}^2 + R_T^2)]. \quad (1.35)$$

Принято

$$R_{\text{ср}} = 0.4 L,$$

где L - длина очага, $L = L(M_0)$;

$$R_{\text{ср}} = V_S / \bar{f},$$

где V_S - скорость S -волн; \bar{f} - средневзвешенная частота для $A(f)$.

$\tau_{\text{ср}}$ - эффективная длительность,

$$\tau_{\text{ср}} = 0.4(T^2 + 0.04R^2)^{1/2},$$

где T^2 - длительность очагового процесса, $T^2 = T^2(M_0)$.

Эмпирические зависимости $M_0(M)$, $M_0(f)$, $L(M_0)$, $T^2(M_0)$ и $Q(f)$ считаются известными [55].

По $\ddot{x}_{\text{ср}}$ оценивается максимальное ускорение:

$$\ddot{x}_{\text{макс}}(M_0, R) = \ddot{x}_{\text{ср}} (4 \ln(2\bar{f}\tau_{\text{ср}}) + 0.58)^{1/2}. \quad (1.36)$$

Можно также оценить спектр мощности для модельной акселерограммы с длительностью $\tau_{\text{ср}}$ и прямоугольной огибающей:

$$P(f) = 16\pi^2 A^2(f) k F(R_T, R_{\text{ср}}, R_{\text{ср}}) / \tau_{\text{ср}} (4\pi g V_S)^2. \quad (1.37)$$

Расчеты по этой методике дают результаты, находящиеся в приближенном соответствии с реальными данными. Это соответствие может быть улучшено путем уточнения исходных эмпирических зависимостей.

Для имитации сейсмических воздействий на строительные сооружения предлагается использовать набор синтезированных акселерограмм, являющихся реализациями Гауссова квазистационарного процесса [186]. Каждая из псевдоакселерограмм $\ddot{x}_i(t)$ получается модуляцией $\Phi^*(t)$ реализации Гауссова процесса $\eta_i(t)$:

$$\ddot{x}_i(t) = \Phi^*(t) \eta_i(t). \quad (1.38)$$

Энергетический спектр $G(\omega)$ гауссова процесса описывается выражением Канаи-Таджими

$$G(\omega) = G_0 [1 + 4\xi(\omega/\omega_0)^2] / \{[1 - (\omega/\omega_0)^2]^2 + 4\xi^2(\omega/\omega_0)^2\}, \quad (1.39)$$

где G_0 - энергетический спектр колебаний скального грунта,

$\omega_0 = 4\pi^2 \xi / \tau_{\text{ср}}$ ($4\pi^2$); ω_0, ξ - собственная частота и затухание колебаний осциллятора соответственно.

δ_g - дисперсия процесса $\eta_i(t)$.

Параметры ω_0 , ξ , определяющие форму энергетического спектра, выбраны равными: $\omega_0 = 5\pi$, $\xi = 0.6$, следя [242].

Модулирующая функция $\Phi^*(t)$ определяется выражением

$$\Phi^*(t) = \begin{cases} t^2/16, & t < 4 \text{ с}, \\ 1, & 4 \text{ с} \leq t \leq 15 \text{ с}, \\ \exp[-0.0992(t-15)], & 15 \text{ с} \leq t < 30 \text{ с}. \end{cases} \quad (1.40)$$

Значение δ_g выбрано равным 0,33. Примеры расчетных акселерограмм приведены на рис. 1.13. Масштабированные акселерограммы а, г, ж имитиру-

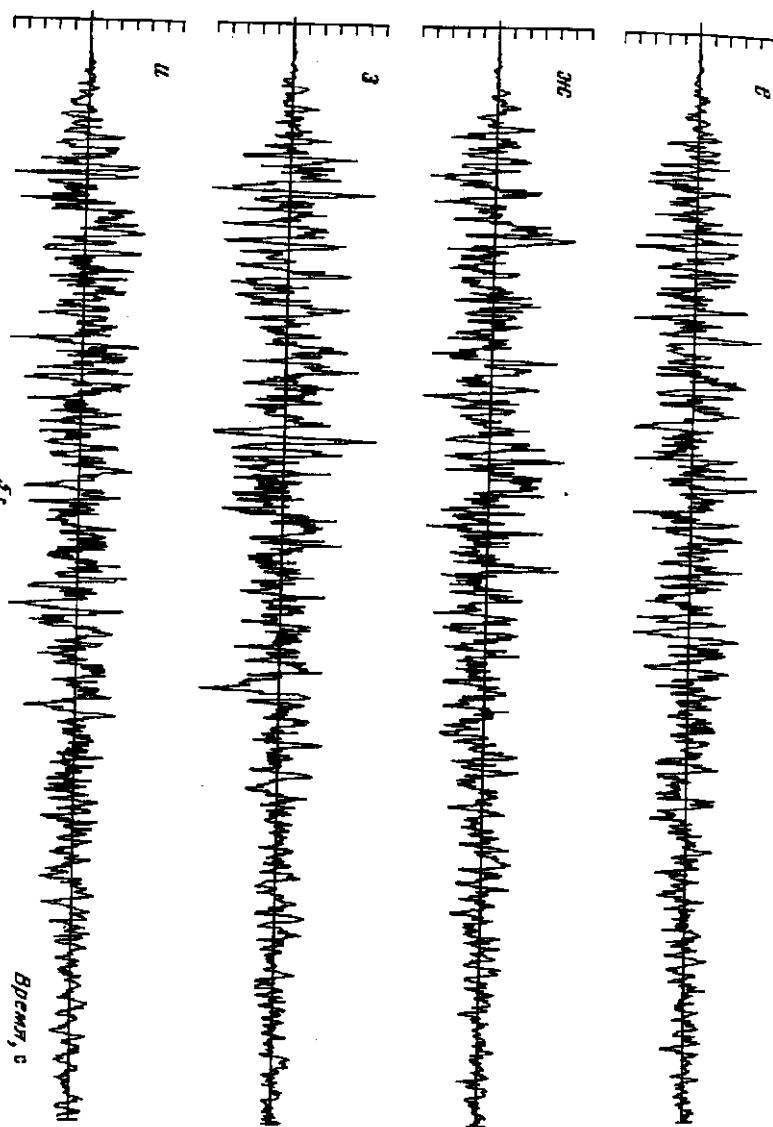
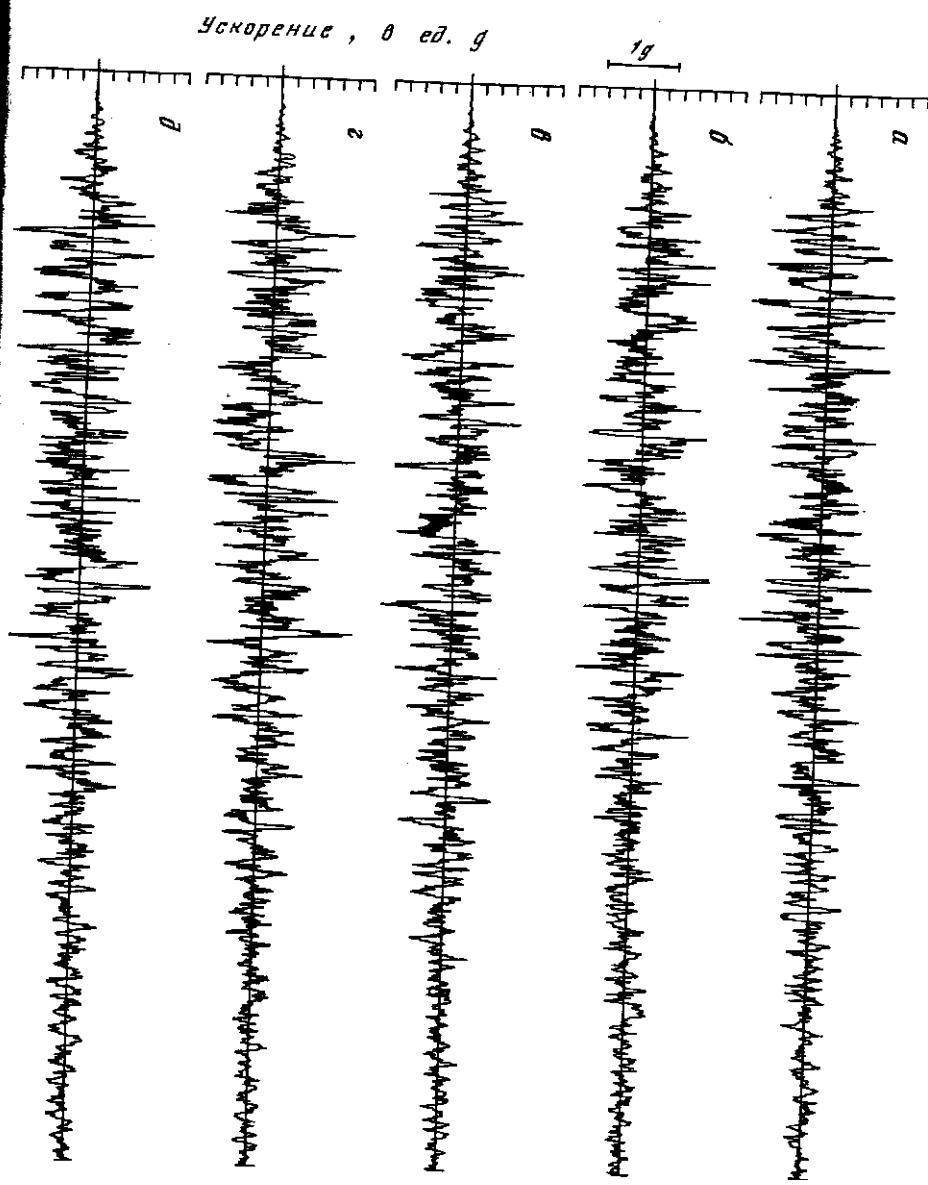


Рис. 1.13. Псевдоакселерограммы.

ют вертикальные, псевдоакселерограммы б, в, д, е, з, и - горизонтальные воздействия.

Псевдоакселерограммы, заданные с постоянным временным шагом $\Delta t = 0,02$ с, в машиночитаемом виде и на распечатках могут быть получены в ИФЗ АН СССР. Для генерации псевдоакселерограмм используется программа *ACLRAN*, описанная в работе [187]. При масштабировании псевдоакселерограмм по уровню приняты во внимание следующие обстоятельства. Строительные нормы и правила назначают минимальные значения ускорений синтезированных или реальных акселерограмм равными $0,1g$; $0,2g$; $0,4g$ для 7, 8 и 9 баллов соответственно. При расчетах сооружений обычного типа могут быть использованы эти уровни ускорений.

Однако при расчетах особо ответственных сооружений, например АЭС, в мировой практике принято в качестве расчетных брать средние значения плюс среднеквадратическое отклонение б. В сейсмической шкале М9К-64 7-, 8-, 9-балльным интенсивностям соответствуют средние значения ускорений $0,1g$; $0,2g$ и $0,4g$. По данным авторов программы, $b = 0,25 \pm 0,3$ лог.ед. Кроме того, в СНиП II-7-81 (табл. 5) указано, что при проектировании особо ответственных зданий и сооружений расчетная сейсмичность повышается на единицу против указанной на карте, что означает увеличение нагрузки в 2 раза [208].

Учитывая все сказанное выше, для расчетов особо ответственных объектов уровень акселерограмм рекомендуется повышать вдвое, т.е. 7 баллам приписывать уровень $0,2g$; 8 баллам - $0,4g$ и 9 баллам - $0,8g$. Последнее рекомендуется в случае отсутствия надежных данных о параметрах колебаний в конкретном месте. Удвоение значений не следует производить в случаях, когда значение расчетной балльности уже увеличено на 1 балл за счет повышенной ответственности сооружения.

Предложенные в [187] стандартные спектры реакции хорошо согласуются с экспериментальными данными в области периодов $T \leq 2$ с. Псевдоакселерограммы даны без разделения по типу грунта. Учет конкретных условий может осуществляться на основе использования характеристики разреза. Переход от одного типа грунта к другому без учета конкретного разреза может производиться масштабированием.

Ограничение метода. Синтезированные акселерограммы, предложенные [187], не следует использовать при расчете длиннопериодных ($T \geq 2$ с) конструкций. Псевдоакселерограммы получены в результате анализа коровых ($h < 20$ км) калифорнийских землетрясений с магнитудами 5-7,7 и эпицентрическими расстояниями до 200 км. Использование этих псевдоакселерограмм для имитации меньших по магнитуде землетрясений (например, $M = 3 \pm 5$ на Русской платформе) или землетрясений с промежуточной глубиной очага (например, зоны Вранча) требует дополнительного обоснования.

В заключение отметим следующее. В настоящее время трудно с полной определенностью отдать предпочтение тому или иному методу расчета

акселерограмм. Все они должны пройти экспериментальную проверку. Учитывая зарубежный опыт и относительно слабую обеспеченность исходными экспериментальными данными для расчетов "зданий и сооружений на особые сочетания нагрузок с учетом сейсмических воздействий" (СНиП II-7-81, п. 2.2), может быть рекомендован метод, предложенный в [187, 188].

Г л а в а 2

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ СМР

Для развития инженерной сейсмологии детальные макросейсмические обследования больших заселенных территорий имеют чрезвычайно большое значение по крайней мере по двум причинам. Первая причина - отсутствие удовлетворительной динамической модели сейсмического балла (интенсивности): до сих пор сколько-нибудь точно не известно, какая осложненная функция от амплитуд, периодов, длительности и формы колебаний адекватно описывает степень воздействия землетрясения на поверхность Земли. Отсюда требование к наведению статистики на все без исключения проявления землетрясения на поверхности во всем диапазоне этих проявлений: от едва замечаемых людьми колебаний до полного разрушения наиболее современных построек.

Вторая причина - отсутствие строгой теории влияния осооенностей приповерхностного строения Земли (грунты, обводненность, рельеф и т.п.) на вариации интенсивности землетрясения. Любое микрорайонирование - более чем достаточно грубая модель. Единственным мерилом пригодности количественных методов микрорайонирования является оправление с поверхностью распределением эффекта реального землетрясения.

При обработке макросейсмических данных для целей микрорайонирования целесообразно построить теоретическую (не зависящую от инженерно-геологических условий) интенсивность I_t (по формулам)

$$I_t = I_i^{(p)} = 1.5 M_{14} - 4 \lg \sqrt{h^2 + \Delta_i^2} + 4; \quad I_o - I_i = 4 \lg \left(\sqrt{\Delta_i^2 + h^2} / h \right),$$

где $I_i^{(p)}$ - расчетная интенсивность в точке i , балл (округляется до 0,5 балла); M_{14} - магнитуда по поверхностным волнам (определяется по данным сейсмических станций); h - глубина очага, км; Δ_i - расстояние от эпицентра до точки i , км [226]; I_o - фактическое распределение интенсивности от данного землетрясения [31].

Обобщение распределения по площади разности $I_t - I_o$ (желательно не для одного, а для нескольких землетрясений, охватывающих широкий частотный спектр) дает надежную макросейсмическую основу для применения или проверки любого количественного метода СМР [225]. Даже проотое

сопоставление фактического распределения интенсивности по схемам С может явиться хорошей проверкой последних.

Следует, однако, иметь в виду, что в случаях, когда населенный пункт оказывается в непосредственной близости от эпицентра землетрясения, распределение исходной, не зависящей от влияния грунтов интенсивности может оказаться далеким от "теоретического" распределения, рассчитанного указанным образом, по двум причинам: из-за слоистых эффектов в ближней зоне протяженного очага и из-за схожести размеров селенного пункта с эпицентральным расстоянием. В таких случаях предлагаемый метод требует специального очень тщательного рассмотрения.

Для оценки сейсмической интенсивности на поверхности Земли, выраженной в баллах, используются в СССР Шкала Института Физики Земли (ГОСТ 6249-52), Международная шкала MSK-64, MSK-78 [80, 81, 131-133]. Каждому интервалу интенсивности соответствует своя группа макросейсмических критерий: 2-8 баллов (в отдельных случаях до 9 баллов) по реакции людей (*l*); 4-9 баллов по воздействию на предметы быта (*P*); 5-10 баллов по степени повреждения зданий и сооружений (*d*); 7-12 баллов по анализу природных явлений и сейсмодеформаций на поверхности.

Сравнение точности и надежности оценок по разным классам признаков показало, что для каждого класса признаков можно определить интервал интенсивности, в пределах которого использование данного класса предпочтительнее. Схема приоритетов в использовании макросейсмических признаков выглядит следующим образом (для каждого интервала классы перечислены в порядке убывания приоритета):

Интенсивность, баллы	II	III	IV	У	УI
Классы признаков	<i>l</i>	<i>l</i>	<i>l, P</i>	<i>P, l, d</i>	<i>P, l, d</i>
Интенсивность, баллы	VII	VIII	IX		
Классы признаков	<i>d, P, l, s</i>	<i>d, P, l, s</i>	<i>d, s, P, l</i>		
Интенсивность, баллы	X	XI	XII		
Классы признаков	<i>d, s</i>	<i>s, d</i>	<i>s, d</i>		

При сильных землетрясениях наиболее информативным является повреждение зданий и сооружений. Лишь при отсутствии объектов воздействия (предметы быта и люди) могут использоваться природные явления, однако эти показатели более грубы [134].

Известны три различных метода сбора и обработки макросейсмических данных.

1. Традиционный, наиболее широко распространенный за рубежом метод, который оценивает не статистику эффектов, а характер "типов" повреждений зданий; руководствуются при этом шкалами типа Меркалли; шкалы MSK-64 и MSK-84 не допускают применения этого метода [131-133].

2. Дифференциально-статистический метод, предложенный И. В. Асановым [227], при котором используются данные и категории повреждения

ний согласно оценке местных органов с контролльным обследованием и привязкой этих показателей (отдельно в каждом населенном пункте и дифференцированно по участкам с различными грунтами и рельефом) к баллам шкалы MSK-64 [132].

3. Метод С.В. Медведева, положенный в основу шкал ИФ8 и MSK-64, основанный на относительной распространенности наиболее сильных повреждений, раздельно для различных типов зданий [13]. Его модификацией является предложение Н.В. Шебалина [225] использовать полную статистику повреждений и определять для каждого типа зданий и других объектов удобную промежуточную величину - среднюю степень реакции объекта; в шкале MMSK-84 используются: средняя степень повреждения группы зданий d , средняя степень реакции групп предметов \bar{r} и группы людей \bar{l} .

В настоящих методических указаниях нашел применение постоледний метод, наиболее удобный для численных расчетов; этот метод допускает прямое картирование средней степени реакции d , \bar{r} и \bar{l} . Идея поквартального обследования территории города и составления на этой основе карты СМР была выдвинута и осуществлена (на примере г. Ашхабада) С.В. Медведевым [130].

Основой для оценки балльности по повреждениям зданий является их классификация по степеням повреждений d - остативным независимым характеристикам состояния зданий после сейсмического воздействия. В работе Ф.Т. Кулиева и Н.В. Шебалина [120] было установлено, что распределение числа поврежденных зданий по степеням повреждений с достаточной точностью можно считать нормальным, если пользоваться традициями шкалы MSK-64.

На этой основе Н.В. Шебалиным [226] был разработан и применен метод статистической обработки микросейсмических данных, собранных на территории города. Введено понятие средней степени повреждения зданий определенного типа на фиксированной площади:

$$\bar{d} = (\sum d_i)/n',$$

где d_i - степень повреждения отдельных зданий согласно таблице повреждений; n' - число зданий на площадке осреднения.

Стандартное отклонение

$$\sigma_d = \sigma_d / \sqrt{n},$$

где σ_d - стандартное отклонение единичной оценки, $\sigma_d = \sqrt{[(\sum d_i^2 - n' \bar{d}^2 - 2) / (n' - 1)]^{1/2}}$.

Изучение распределения степеней повреждений при различных землетрясениях показало [225], что в однородных грунтах $\sigma_d \approx 0,7$. Эту величину можно принять за критерий однородности.

С учетом шкалы MMSK-84 этот метод можно применить и для случая использования средней степени реакции предметов \bar{r} и людей \bar{l} . Это зна-

чительно расширяет возможности метода, так как позволяет применять его и при более слабых землетрясениях.

Сбор и обработку макроэсеймических данных можно осуществлять несколькими путями (например, сбор информации равномерно по всей территории). В этом случае при обработке макроэсеймических данных значения \bar{d} , \bar{p} , \bar{l} (для каждого типа зданий и типа объекта отдельно) вычисляют для заранее выделенных площадок сореднения о присвоением центру площадки средней степени реакции.

Пока недостаточно изучен вопрос об оптимальных величинах площадки и шага сореднения. Этот вопрос рассматривается для каждого конкретного объекта самостоятельно. При обработке данных на ЭВМ в программу машины надо включать выбор оптимальных параметров.

В том случае, если на территории города преобладают однотипные здания, инженерно-геологические условия известны, а возможности сбора информации ограничены, можно воспользоваться "куотовым" способом. На нескольких участках с различными инженерно-геологическими условиями обследуют подряд определенное количество зданий (например, 10-20 на каждом участке) и вычисляют \bar{d} для каждого участка. Это значение распространяют на всю территорию с аналогичными инженерно-геологическими условиями.

На объектах со сложными инженерно-геологическими условиями и большим разнообразием типов и конструкций зданий территория объекта делится на участки различной конфигурации и площади. При выделении площадок сореднения основную роль играют два фактора: относительная однородность инженерно-геологических условий и наличие на площадке не менее 10 однотипных обследованных зданий.

Аналогичным образом обрабатываются и данные по реакции людей и предметов. Необходимо иметь в виду, что для относительно слабых землетрясений большая часть зданий может оказаться неповрежденной. Напротив, при очень сильных землетрясениях большая часть объектов, в том числе зданий, может иметь высокую степень реакции. В этих условиях переход от средней степени реакции к баллам осуществляется с большей погрешностью. Поэтому в каждом конкретном случае следует выбирать оптимальные объекты. Целесообразно не пользоваться также изолиниями с очень малыми (близкими к 0) или очень большими (близкими к предельной) степенями реакции.

Статистические характеристики повреждения и реакции, средние степени повреждения зданий \bar{d} , реакции предметов быта \bar{p} и реакции людей \bar{l} вычисляются по следующим формулам:

$$\bar{d} = \frac{\sum n_i d_i}{\sum n_i}; \quad \bar{p} = \frac{\sum n_i p_i}{\sum n_i}; \quad \bar{l} = \frac{\sum n_i l_i}{\sum n_i},$$

где n_i - число зданий со степенью повреждения d_i , или число опросов со степенью реакции p_i и l_i .

Ошибка определения средней степени повреждения зданий δ_d , средней степенью реакции предметов быта δ_p и средней степени реакции людей δ_l следующая:

при оценке по единичному объекту

$$\delta_d = \pm 1; \delta_p = \pm 1; \delta_l = \pm 1.5;$$

при оценке по группе объектов

$$\delta_d = \left[\frac{\sum n_i d_i^2 - \bar{d}^2 \sum n_i}{\sum n_i (\sum n_i - 1)} \right]^{1/2}; \delta_p = \left[\frac{\sum n_i P_i^2 - \bar{P}^2 \sum n_i}{\sum n_i (\sum n_i - 1)} \right]^{1/2}; \delta_l = \left[\frac{\sum n_i l_i^2 - \bar{l}^2 \sum n_i}{\sum n_i (\sum n_i - 1)} \right]^{1/2};$$

стандартное отклонение $\bar{d}, \bar{P}, \bar{l}$.

$$\delta_d = \frac{\delta_d}{\sqrt{n}}; \delta_p = \frac{\delta_p}{\sqrt{n}}; \delta_l = \frac{\delta_l}{\sqrt{n}}.$$

Макросейсмическая информация – ценнейший материал не только для развития инженерной сейсмологии вообще, но и для решения практических вопросов дальнейшей застройки территории. Поэтому сбор объективных и полных макросейсмических данных, особенно по сильным землетрясениям, – задача государственной важности. Существенную роль в обеспечении достоверности информации играет фактор времени: основное обследование следует закончить в течение 15–20 дней после землетрясения. Необходимо помнить, что промедление с началом обследования может привести или к полной потере информации (например, исчезновение трещин в грунте под слоем снега, нанесенного ветром песка, снос пострадавших зданий), или к значительному искажению данных (например, воздействие афтершоков, ремонт зданий, последующее расширение трещин в склонах и в зданиях). Методика сбора макросейсмических данных подробно рассмотрена в работе [31].

Систематизация карточек оперативно проводится группой камеральной обработки. В обязанность этой группы входит также координация работ на стыках участков. Общее количество обследованных объектов может доходить до трех тысяч, при этом желательно иметь не менее трех–пяти тысяч карточек.

При обработке строятся изолинии \bar{d} , \bar{P} и \bar{l} , а затем – изолинии балльности I_d, I_p, I_l . Одновременно оценивается точность полученных результатов. В случае нарушения критерия однородности ($\delta_d > 0,7$, или $\delta_p > 0,8$, или $\delta_l > 0,8$) или расхождения между I_d, I_p, I_l более чем на 0,5 балла производится дополнительный анализ и выясняются причины расхождений. Окончательная интенсивность принимается как среднее из значений I_d, I_p и I_l или по одному из этих значений, если точности определения этих показателей существенно различны.

Путем сравнительного анализа поведения типовых и наиболее распространенных на данной территории зданий уточняются для последних зависимости $I = f(\bar{d})$, $I = f(\bar{P})$ и $I = f(\bar{l})$. После выполнения этой работы все макросейсмические данные по d, P, l можно включать в статистическую обработку.

В случае образования на территории населенного пункта или площадки

поверхностных нарушений грунтов следует дать их подробное описание (формы, размеров, геолого-геоморфологических условий их возникновения, взаимоотношений с налластованием пород, разломами, характера обводнения). В пределах участков, где нет объектов воздействия (территории перспективной застройки), интенсивность сейсмического воздействия определяется с меньшей точностью по поверхностным нарушениям.

Для участков с достаточным объемом информации о повреждениях зданий, поведении предметов и ощущениях людей желательно иметь подробную информацию по поверхностным нарушениям грунтов для характерных инженерно-геологических условий. Последняя необходима для совершенствования шкалы сейсмической интенсивности, а также прогнозирования остаточных сейсмодеформаций грунтов, опасных для зданий и сооружений, при выполнении работ по СМР и ДСР (см. гл. 6).

Дополнительно желательно собирать информацию о характере и направлении колебаний (короткий вертикальный удар, сменяющийся продолжительными горизонтальными колебаниями, ориентированными в направлении с севера на юг), направлении падения элементов конструкций и перемещения предметов быта, оползней. Последняя информация позволяет более уверенно судить о характере подвижки в очаге землетрясения. Кроме того, при проектировании сооружений и определении их местоположения можно судить о наиболее благоприятном направлении подхода сейсмических волн.

В пояснительной записке даются подробное описание типичных повреждений основных типов зданий, реакции воздействия на предметы быта и людей, а также методика обработки результатов. В итоге для обследованных крупных населенных пунктов выдаются карты распределения интенсивности по участкам, соответствующим типовым грунтовым условиям.

В пояснительной записке указывается, как оценивалась интенсивность: по первому этажу или по максимуму на здании, к какой категории грунтов относится полученная интенсивность. Категория грунтов берется в соответствии со СНиП.

На основании анализа материалов следует рекомендовать, на каких участках следует провести дополнительные методические работы по проверке и развитию вопросов СМР. В случае наличия карты СМР проводится сопоставление с полученным распределением изменения интенсивности, что позволяет оценить достоверность полученных ранее оценок изменения интенсивности при СМР.

Г л а в а 3

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ СМР

Многочисленные наблюдения отечественных и зарубежных исследователей над последствиями землетрясений показали, что локальное проявление сейсмического эффекта тесно связано с инженерно-геологическими, гидрогеологическими, геоморфологическими условиями, т.е. проявления сейсмического эффекта различны в неодинаковых условиях геологической среды. Совершенствование теоретических и экспериментальных основ СМР показывает, что объективная оценка сейсмической опасности отдельных участков может быть дана только в результате комплексного применения различных методов исследования инженерно-геологических условий изучаемой территории. Особенности методики этих работ определяются прежде всего их целенаправленностью и спецификой СМР.

Инженерно-геологические исследования являются существенной и необходимой частью работ по СМР и направлены на получение комплекса данных об инженерно-геологических условиях территории, включая геоморфологическое и геологическое строение, литологический состав, состояние, физико-механические свойства грунтов, положение уровня грунтовых вод, физико-геологические процессы и явления, а также оценку возможного изменения инженерно-геологических условий при строительстве и эксплуатации зданий и сооружений.

Основным видом работ по изучению инженерно-геологических условий территории является инженерно-геологическая съемка, проводимая в масштабе СМР в соответствии с основными требованиями нормативных документов [92, 94, 95, 208]. По результатам съемки составляется инженерно-геологическая карта территории СМР. На ее основе осуществляется следующее:

а) составление схемы инженерно-геологического районирования территории по грунтовым условиям с учетом СНиП II-7-81, табл. 1 [208];

б) выявление участков с неблагоприятными в сейсмическом отношении условиями в соответствии с п. 1.5 [141, 208].

в) выделение участков, на которых наиболее вероятно изменение категории грунтов при освоении территории (изменение обводненности грунтов, создание насыпных или намывных участков, оттаивание вечномерзлых грунтов и т.д.) [208];

г) выбор пунктов инструментальных исследований для определения количественных характеристик приращения сейсмической интенсивности на участках с различными инженерно-геологическими условиями.

Предварительная оценка инженерно-геологических условий районируемой территории производится по фондовым материалам (сбор, систематизация и обобщение материалов инженерно-геологических изысканий прошлых лет). В случае хорошей инженерно-геологической изученности территории СМР объемы и некоторые виды полевых и лабораторных инженерно-геологи-

ческих исследований могут быть существенно сокращены. Инженерно-геологические исследования должны носить опережающий характер по отношению к инструментальным инженерно-сейсмологическим работам.

Разделение грунтов по возрасту осуществляется в соответствии с единообразной стратиграфической схемой или местными стратиграфическими схемами. Генезис грунтов устанавливается по совокупности геологических признаков на основе имеющихся генетических классификаций.

По результатам опробования грунтов в процессе инженерно-геологической съемки должны быть выявлены закономерности изменчивости показателей свойств основных литологических типов грунтов по площади и в разрезе, определены границы распространения различных категорий грунтов (по сейсмическим свойствам) в соответствии со СНиП II-7-81, табл. 1 [206-208]. Изменчивость свойств грунтов устанавливается по следующим показателям:

для скальных грунтов - по петрографическому составу и степени выветрелости;

для крупнообломочных грунтов - по гранулометрическому и петрографическому составу, количеству песчано-глинистого заполнителя, степени влажности, объемной массе грунта, температуре промерзания;

для песчаных грунтов - по гранулометрическому составу, плотности сложения, степени влажности, объемной массе грунта, температуре промерзания;

для глинистых грунтов - по гранулометрическому составу (числу пластичности), показателю консистенции, коэффициенту пористости, объемной массе грунта, температуре промерзания.

Изменчивость показателей других видов грунтов, таких, как просадочные, набухающие, засоленные, заторфованные, насыпные, а также залепленные или уплотненные различными методами, может дополнительно характеризоваться специальными для этих грунтов показателями. Вопрос о сейсмических свойствах этих грунтов, как правило, решается на основе инструментальных методов СМР.

Изменчивость просадочных (лессовых) грунтов дополнительно характеризуется показателем относительной просадочности при природном давлении, статическом, динамическом нагружении и при замачивании грунтов. В процессе инженерно-геологической съемки для характеристики пространственной изменчивости показателей свойств грунтов дополнительно используются результаты динамического и статического зондирования. При этом для песчаных водонасыщенных грунтов, наиболее часто подвергающихся разжижению при землетрясениях, рекомендуется провести приближенную оценку их динамической устойчивости на основе динамического зондирования - по величине условного динамического сопротивления грунта [214, 216].

Выделяемые по результатам опробования инженерно-геологические элементы характеризуются обобщенными (нормативными) показателями физико-

механических свойств [51]. Особое внимание при проведении съемки должно уделяться изучению тех элементов инженерно-геологических условий, которые определяют инженерно-сейсмологические условия территории [208]. Необходимо проводить изучение подземного рельефа долин. Наклоны отражающих границ оказывают существенное влияние на амплитудный уровень колебаний.

При инженерно-геологической съемке особо следует выделять динамические неустойчивые разновидности грунтов (просадочные лессовые грунты, или обводненные пески и др., в которых при сильных землетрясениях наиболее вероятны сейсмические просадки, тиксотропное разжижение и т.п.). Помимо просадочных грунтов и илов, при инженерно-геологической съемке для СМР необходимо выделять искусственные насыпные и намывные грунты, так как сейсмические свойства последних часто оказываются неблагоприятными и требуют специального изучения.

Изучению подлежат прежде всего те физико-геологические процессы и явления, возникновение или активизация которых при сейсмических воздействиях представляет непосредственную опасность для существующих или проектируемых сооружений (обвалы, оползни, оседание поверхности и проявления над карстовыми пустотами, подземными выработками). Развитие и активизация перечисленных процессов и явлений при сильных сейсмических воздействиях часто приводят к формированию многочисленных остаточных сейсмодеформаций в грунтах, слагающих основания, либо к непосредственному разрушению сооружений движущимися со склонов грутовыми массами сейсмооползней, сейсмообвалов, сейсмоселей и т.д.

Детальному обследованию подлежат остаточные сейсмодеформации, включая сейсмооползни, сейсмообвалы, разрывы, объемные деформации грунтов на территории СМР или на смежных участках, их размеры, формы, зоны распространения, возраст. Особое внимание уделяется изучению инженерно-геологических условий их возникновения, взаимосвязи с определенными грутовыми условиями, формами рельефа, тектоническими разрывами и т.п. (при этом необходимо использовать имеющиеся фоновые и литературные источники, в которых приводятся описания остаточных сейсмодеформаций для изучаемого района). На основании изучения имеющегося материала об остаточных сейсмодеформациях грунтов дается прогнозирование их появления на территории СМР при возможных землетрясениях интенсивностью 6 баллов и выше.

Опыт макросейсмического изучения последствий сильных землетрясений показывает, что наибольшее влияние на величину приращения сейсмической интенсивности оказывают различия в физико-механических свойствах верхней толщи грунтов мощности около 10–20 м. Зона развития остаточных приповерхностных сейсмодеформаций (уплотнение и разуплотнение грунта, процессы разжижения) при сильных землетрясениях также обычно наблюдается до глубин 10–20 м. В этой толще наиболее интенсивно идут процессы выветривания, приводящие к ухудшению прочностных и деформационных

характеристик грунтов и развитие в них опасных для сооружений остаточных сейсмодеформаций при землетрясениях.

В соответствии с этим глубина изучения геологического разреза при инженерно-геологической съемке для СМР должна быть не менее 20 м. В зависимости от конкретных инженерно-геологических условий территории эта величина может несколько изменяться в большую или меньшую сторону. Необходимо иметь опорные точки с описанием инженерно-геологических условий для мощности рыхлых отложений до коренного основания.

На участках с неблагоприятными грунтовыми условиями (развитие рыхлых водонасыщенных песков, просадочные лессовые грунты и т.д.) опорные горные выработки следует проходить на полную мощность развития этих грунтов.

В результате геоморфологических наблюдений проводится выявление и оконтуривание различных элементов рельефа; определение взаимосвязи элементов рельефа с литолого-генетическими типами отложений; установление приуроченности к определенным элементам рельефа (прежде всего к склонам различной крутизны) оползней, обвалов и других процессов, развитие которых может резко активизироваться при сейсмических воздействиях; выделение благоприятных и неблагоприятных участков для строительства по условиям рельефа. При угле наклона дневной поверхности более 15° участок считается неблагоприятным для строительства в сейсмическом отношении (СНиП II-7-81).

В процессе инженерно-геологических исследований должны быть также установлены положение уровня грунтовых вод на период максимума 10%-ной обеспеченности или средний многолетний уровень грунтовых вод в верхней 20-метровой толще грунтового массива (при наличии фоновых данных режимных наблюдений за уровнем грунтовых вод). В случае отсутствия указанных данных рекомендуется проводить временный цикл режимных наблюдений за уровнем грунтовых вод и давать его оценку по аналогии. Необходимо дать оценку возможного повышения или понижения уровня грунтовых вод в результате хозяйственного освоения территории.

Лабораторные исследования грунтов рекомендуется основывать на определении в общем случае преимущественно физических свойств грунтов в соответствии со СНиП II-7-81, табл. 1 [208]. На основе этих данных проводится выделение и уточнение границ участков распространения различных категорий грунтов по сейсмическим свойствам¹. При изучении инженерно-геологических условий территории следует широко использовать геофизические методы, что позволяет в короткие сроки получить дополнительную информацию и частично сократить объемы горно-проходческих работ для составления инженерно-геологической карты.

¹ При наличии специфических инженерно-геологических условий (меральные, просадочные, заторфованные грунты и т.д.) комплекс лабораторных работ может быть расширен с целью получения характеристики, определяющих специфические физико-механические свойства этих грунтов.

Определение мощности несkalьных грунтов, перекрывающих изверженные, метаморфические и осадочные коренные породы, расчленение разреза на литологические слои и определение положения уровня грунтовых вод производятся посредством применения комплекса сейсморазведочных и электроразведочных методов (корреляционный метод преломленных волн (КМПВ), вертикальное сейсмическое профилирование (ВСП), сейсмокаротаж (СК), вертикальное электрическое зондирование (ВЭЗ) симметричными, двусторонними трехэлектродными и дипольными установками).

Для установления и прослеживания погребенных зон тектонических нарушений и трещиноватости используются электропрофилирование различными установками, вертикальное электрическое зондирование трехэлектродными установками, в том числе ВЭЗ по методу двух составляющих, круговое ВЭЗ, зондационная съемка, методы инженерной сейсморазведки (наземные и скважинные сейсморазведочные и акустические наблюдения, магниторазведка).

Определение физико-механических свойств грунтов при инженерно-геологической съемке (упругих, деформационных и прочностных показателей несkalьных и скальных грунтов, объемного веса и влажности грунтов и т.д.) может также проводиться методами инженерной сейсморазведки и радиоизотопными методами (определение объемного веса и влажности в специально оборудованных скважинах в соответствии с ГОСТ 23061-78 [50]). Объем и состав геофизических работ назначаются в зависимости от геологической сложности территории и масштаба карты СМР.

Г л а в а 4

ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ МЕТОДЫ СМР

4.1. Физические основы сейсмического микрорайонирования

Основной задачей инженерной сейсмологии является прогноз совместных колебаний грунта и сооружения при сильном землетрясении. На современном этапе подходы к решению этой проблемы характеризуются обычно последовательным анализом влияния грунтовых условий и собственных характеристик сооружения на спектральный состав и амплитудный уровень колебаний.

Во всех построениях, направленных на изучение динамики грунтов при землетрясениях, в явном или неявном виде лежит описание рыхлых отложений олосом (вообще говоря, неоднородным) на упругом полупространстве. При заданных колебаниях скального основания амплитудный уровень и спектральный состав колебаний поверхности рыхлых отложений определяются ограниченным набором параметров, характеризующих слой как динамическую систему. К ним относятся жесткости и добротности слоев, слагающих рыхлую толщу, и их мощности.

Рассмотрим физическую картину распространения сейсмических волн в слое, лежащем на упругом полупространстве. Ограничимся для наглядности рассмотрением горизонтально поляризованной (SH-волн) плоской поперечной волны с частотой ω , углом падения θ . Принципиальных ограничений для анализа волны произвольной поляризации нет. Пусть волновое сопротивление полупространства $\chi = \rho V$ (ρ - плотность среды; V - скорость волны), слоя - χ_1 . Для описания амплитуды колебаний введем комплексный коэффициент β , определяющий изменение фазы и амплитуды сигнала за время возвращения преломленной волны к границе слоя (за один цикл).

Через n отражений амплитуда колебаний слоя будет равна

$$A = A_0 \alpha (\beta^n + \beta^{n+1} + \dots + \beta + 1),$$

где A_0 - амплитуда падающей волны; α - коэффициент преломления на границе слой-полупространство.

Ряд легко суммируется:

$$A = A_0 \alpha \frac{(1 - \beta^{n+1})}{(1 - \beta)},$$

и в случае достаточно большого количества циклов n членом β^{n+1} можно пренебречь:

$$A = \frac{A_0 \alpha}{(1 - \beta)}. \quad (4.1)$$

Рассмотрим подробнее коэффициент β . Он должен определять, во-первых, относительное уменьшение уровня сигнала в слое вследствие поглощения и радиационного излучения на границе слой-полупространство; во-вторых, изменение фазы сигнала за цикл:

$$\beta = \beta_0 \exp(i4\pi h/\lambda \cos \theta_1),$$

где h - мощность слоя; λ - длина волны колебаний; θ_1 - угол преломления в слое, $\sin \theta_1 = \frac{V_1}{V} \sin \theta$ (V_1 и V - скорости волн в слое и полупространстве).

Подставляя это выражение в формулу (4.1), получим амплитуду колебаний в слое, выраженную через комплексную частотную характеристику:

$$A = A_0 \alpha / [1 - \beta_0 \exp(i4\pi h/\lambda \cos \theta_1)].$$

Коэффициент динамичности системы

$$\delta = |A/A_0| = \alpha / \left\{ [1 - \beta_0 \cos(4\pi h/\lambda \cos \theta_1)]^2 + \beta_0^2 \sin^2(4\pi h/\lambda \cos \theta_1) \right\}^{1/2}. \quad (4.2)$$

Рассмотрим пределы его изменения. В случае резонанса, при $\cos(4\pi h/\lambda \cos \theta_1) = 1$ имеем

$$\delta_{\max} = \alpha / (1 - \beta_0). \quad (4.3)$$

Минимальное значение коэффициента динамичности равно

$$\delta_{\min} = \alpha / (1 + \beta_0). \quad (4.4)$$

Для случая отсутствия в слое поглощения β_0 будет определяться только радиационным затуханием (оттоком энергии колебаний в полупространство). Тогда $\beta_0 = K$ (K - коэффициент отражения на границе слой-полупространство), а $\alpha = \pi/(1-K)/x$. Подставляя значения α и β_0 в выражения (4.3) и (4.4), получаем хорошо известные соотношения

$$\delta_{\max}^o = x/x_1 = \xi_1 V_1 / \xi_0 V_0; \quad \delta_{\min}^o = 1. \quad (4.5)$$

Поскольку затухание принято равным нулю, то приращение балльности, определяемое с учетом формулы (4.5), будет представлять собой максимально возможное значение и иметь место при так называемом резонансе. Для волн, не удовлетворяющих условию резонанса, значения коэффициента динамичности будут меньше δ_{\max}^o . В общем случае амплитуда колебаний свободной поверхности слоя определяется спектром колебаний полупространства и амплитудно-частотной характеристикой (коэффициентом динамичности) слоя, определяемой по уравнению (4.2). Амплитуда колебаний поверхности слоя изменяется от значения A_0 до максимального значения, наблюдаемого при резонансе, $A_0 \xi_1 V_1 / \xi_0 V_0$.

Накопленные экспериментальные данные о влиянии мощности слоя на оценку сейсмической опасности свидетельствуют о том, что резонансные явления при заданных землетрясениях наблюдаются для определенных интервалов мощностей [268]. Для полного учета интерференционных явлений в слое необходимы данные о мощности, значениях сейсмической жесткости и о затухании сейсмических волн.

Согласно оцененным выше значениям предельных амплитуд для слоев грунта с одной и той же сейсмической жесткостью, но разной мощности, по формуле С.В. Медведева $\Delta I = 3,3 \lg (A_1/A_0)$ можно получить приращения балльности, изменяющиеся от 0 до $3,3 \lg (\xi_1 V_1 / \xi_0 V_0)$, при среднем значении коэффициента, равном 1,67; коэффициент предложен С.В. Медведевым [131]. В формулах приняты следующие обозначения:

ΔI - приращение балльности; A_1 и A_0 - максимальные амплитуды колебаний исследуемого и эталонного грунтов соответственно; ξ_1 и ξ_0 - плотности исследуемого и эталонного грунтов соответственно; V_1 и V_0 - скорости волн в исследуемом и эталонном грунтах соответственно.

В эту формулу позднее ввели так называемые поправки на резонанс. Резонанс возможен для мощностей озера, собственная частота колебаний которых находится в "инженерном" интервале частот (5-10 Гц). Приращение балльности при резонансе частот будет получено увеличением среднего значения коэффициента (1,67) в 2 раза в расчетной формуле для ΔI по методу сейсмических жесткостей.

В случае учета поглощения в слое выражения (4.5) для колебаний на поверхности принимают более сложный вид:

$$\delta_{\max} = \delta_{\max}^o \sqrt{1-\Delta^2} / [1 + \Delta^2 (\delta_{\max}^o - 1) / 2]; \quad \delta_{\min} = \sqrt{1-\Delta^2} / [1 + \Delta^2 (1/\delta_{\max}^o - 1) / 2], \quad (4.6)$$

где $\Delta^2 = 1 - \beta_0$.

Представим коэффициент затухания в виде
 $\Delta^* = (1 - \exp(-4\pi h D / \lambda \cos \theta_1))$,
где D - затухание.

Для первого резонансного максимума в слое, определяемого из соотношения $h / \cos \theta_1 = \lambda / 4$, имеем $\Delta^* = 1 - \exp(-\pi D)$. В случае слабоконтрастной границы ($\Delta \ll \eta_1 V_1 / \eta V$) или пренебрежимо малого поглощения в слое членами содержащими Δ^* , в выражениях (4.6) можно пренебречь. Однако для "сильных" границ и сред с большим поглощением в выражениях (4.6) преобладают члены, определяемые поглощением. В предельном случае (при $\Delta^* \gg \eta_1 V_1 / \eta V$) будем иметь

$$\delta_{\max} = 2\sqrt{1 - \Delta^*} / \Delta^* \quad \text{и} \quad \delta_{\min} = 2\sqrt{1 - \Delta^*} / (2 + \Delta^*).$$

Отсюда, для первого резонансного максимума в слое

$$\delta_{\max} = 2e^{-\pi D/2} / (1 - e^{-\pi D/2}).$$

Необходимо подчеркнуть, что представленные результаты справедливы и для деформаций в пластической области, поскольку для практического применения расчетных алгоритмов необходимо суммарное затухание колебаний вне зависимости от его природы.

Приведенные результаты показывают, что волновое сопротивление (акустическая жесткость) и коэффициент поглощения грунта играют главную роль в усилении (ослаблении) сигнала рыхлой толщой. Определению поглощения в масштабах задач инженерной сейсмологии (для мощностей в десятки и первые сотни метров) не уделяется должного внимания, что связано с отсутствием легкодоступных методов. По следнее чрезвычайно усложняет задачу не только представления затухания сейсмических волн в виде набора констант для грунтов определенного состава и состояния, но и описания критерии, определяющих эти величины.

Необходим дифференциальный подход, и прежде всего изучение поглощения в самой верхней зоне разреза на выходах различных по составу и состоянию пород на поверхность с использованием импульсных источниками возбуждения (взрывы на поверхности грунта или удары), а также изучение затухания волн в рыхлых грунтах различной мощности от взрывов в водозонах при близких землетрясениях. Получаемые при этом результаты дадут возможность установить экспериментальные зависимости затухания от физических параметров грунтов и использовать их при построении сейсмических моделей разрезов до монолитных скальных пород.

Акустические жесткости более доступны для изучения, однако и в этом случае при решении конкретных задач инженерной сейсмологии остается открытым вопрос об оптимальной глубине их изучения. Оценки сейсмической опасности одних и тех же грунтов по максимальным амплитудам колебаний при землетрясениях и по акустическим жесткостям верхней зоны разреза в общем случае могут быть различными.

Действительно, относительные максимальные амплитуды определяются особенностями очага, затуханием, рассеиванием энергии вдоль трассы

сигнала на неоднородностях среды и различиями грунтовых условий в пунктах наблюдений верхней части геологического разреза до монолитных скальных пород. При расчетах Δ косвенными методами используются скорости сейсмических волн лишь в верхнем 10-метровом слое, что приводит к противоречивым результатам. Использование в расчетах приращений балльности параметров, соответствующих слою грунта от поверхности до глубины, начиная с которой ξ равно эталонному значению, с этих позиций более оправданно.

Как показано теоретическими исследованиями [5], амплитудный уровень колебаний поверхностных волн слоев чувствительнее к изменению волновых сопротивлений (сейсмических жесткостей) грунтов по сравнению с амплитудным уровнем P , S -волн. Для поверхностного источника при различии амплитудного уровня S -волн двух типов грунта в n раз ($V_1 S_1 / V_2 S_2$) в условиях резонанса частот амплитудный уровень их колебаний в поверхностных волнах будет различаться примерно в n^2 раз ($V_1^2 S_1 / V_2^2 S_2$). Об этом свидетельствуют экспериментальные данные, полученные при анализе амплитуд колебаний от поверхностных импульсных источников, и различие коэффициентов в расчетных формулах для приращений балльности по амплитудам объемных волн при землетрясениях и по амплитудам микросейсм, максимальная интенсивность которых определяется поверхностными волнами [29, 30].

Действующая в настоящее время шкала балльности получена С.В. Медведевым при анализе амплитудного уровня ускорений колебаний грунтов S -волн сильных землетрясений [131]. На этой основе получена расчетная формула для приращений балльности при использовании амплитудно-частотного метода СМР по объемным волнам землетрясений, в том числе и слабых. Этот метод является самым объективным методом СМР, поскольку в нем автоматически учитываются все параметры слоя грунта, влияющие на интенсивность землетрясений, спектральный состав сигнала, воздействующего на рыхлый слой, все начальные и краевые условия. При сильных землетрясениях и нелинейных эффектах относительный амплитудный уровень, как и любой упругой системы, будет не ниже, чем наблюденный при слабых землетрясениях в стадии упругих деформаций.

К настоящему времени сложился ряд косвенных и вспомогательных методов СМР как наиболее мобильных и менее трудоемких [158]. К основным недостаткам этих методов относятся малая глубина зондирования, отсутствие надежного количественного перехода к относительному амплитудному уровню объемных волн в слое грунта по динамическим характеристикам поверхностных волн в нем или по скоростям распространения волн. Однако в условиях, когда регистрация землетрясений требует неоправданного увеличения сроков проведения работ по СМР, целесообразно комплексное использование косвенных, вспомогательных методов СМР.

Инструментальные способы СМР нами изложены традиционно, т.е. по итогам используемых источников. Исследователю же, проводящему работы

по СМР объектов необходимо сопоставлять полученные результаты по оценке приращений балльности для различных грунтов о относительным амплитудным уровнем колебаний грунтов объемных волн при землетрясениях, в первую очередь определять типы волн используемых источников.

Расчетные методы СМР позволяют прогнозировать не только относительный амплитудный уровень, но и получать теоретические акселерограммы колебаний слоя грунта, необходимые для расчета на сейсмостойкость укальных и ответственных сооружений. Широкое их внедрение сдерживает отсутствие методики выбора исходных акселерограмм, отсутствие надежных данных о диссипативных свойствах грунтов, особенно при сильных сейсмических воздействиях и др.

Накопление необходимых данных и совершенствование алгоритмов даёт возможность рассчитать колебания грунтов в упругопластической стадии деформаций и позволяет отказаться от некоторой интегральной оценки прогнозируемого сейсмического эффекта (величины инструментально определенного приращения балльности).

4.2. Оценка приращений балльности по записям близких слабых землетрясений

4.2.1. Общие положения

Методика проведения экспериментальных исследований

Основным прямым методом определения опасности грунтов является амплитудно-частотный метод, использующий записи близких землетрясений. Впервые он был предложен С.В. Медведевым [131] и применяется и в настоящее время. Все последующие модификации этого метода, в том числе приведенные в настоящей работе, практически не затрагивали основные принципы, заложенные С.В. Медведевым.

Целью метода является определение сейсмической опасности рыхлых отложений относительно эталонного грунта. Основная задача заключается в сопоставлении динамических характеристик сейсмического сигнала от близких землетрясений на различных грунтах и в количественной оценке сейсмической опасности исследуемого грунта, выраженной приращением балльности (Δ) и частотными характеристиками.

Амплитудно-частотный метод может применяться как самостоятельно (автономно), так и в совокупности с косвенными методами. Перед другими методами он имеет ряд преимуществ. Главные из них – это учет особенностей излучения очага и влияния среды, в которой распространяется сейсмический сигнал, непосредственно под исследуемым участком. Так, при использовании этого метода нет необходимости расчета возможных зонансных свойств слоя рыхлых отложений, тогда как в любом другом методе эти свойства остаются неопределенными.

Для решения основной задачи метода необходимо проведение планирования инструментальных исследований, регистрации землетрясений, обрабо-

и полученного материала (сейсмограмм) и расчета количественных оценок сейсмической опасности исследуемых грунтов. Планирование инструментальных исследований на исследуемом участке сводится к выбору исследуемых и эталонного грунтов (в соответствии с этим и пунктов наблюдения), к оптимальному сочетанию регистрирующей аппаратуры и подготовке сейсмометрической аппаратуры к работе. Основой для выбора пунктов наблюдения, как правило, является инженерно-геологическая информация о исследуемой площадке.

Определяющими факторами выбора пунктов наблюдения служат следующие признаки: литология грунта, его состояние, мощность слоя (слоев) рыхлых отложений, наклон границы слой-полупространство, рельеф местности др. Один тип грунта может быть представлен одним или несколькими пунктами наблюдения.

Например, в пределах распространения песчаных грунтов имеются три частки с различным залеганием уровня грунтовых вод (УГВ): $h_{УГВ} = 0$; 9 м соответственно. Тогда песчаные отложения должны быть представлены тремя пунктами наблюдения. Такое же количество пунктов наблюдения необходимо при значительном перепаде мощностей рыхлых отложений в пределах исследуемого участка. Расстояние между пунктами наблюдений должно превышать 1/10 гипоцентрального расстояния до возможных очагов землетрясений. В зависимости от степени сейсмической активности потенциально опасных для изучаемой территории зон возможных очагов землетрясений (ВОЗ) период наблюдений - от нескольких месяцев до нескольких лет.

Для более корректной оценки срока проведения инструментальных наблюдений можно воспользоваться сведениями об общей повторяемости землетрясений в окрестностях исследуемого участка, приведенными в баллетеях землетрясений, составляемых по региональным сетям сейсмических станций, или данными ежегодника "Землетрясения в СССР". Эти материалы дают возможность получить предварительные сведения о параметрах возможных регистрируемых землетрясений в пределах исследуемого участка и найти необходимый диапазон увеличения сейсмометрических каналов. Окончательный выбор увеличения каналов определяется после выявления уровня помех в пунктах регистрации в результате специальных измерений либо в процессе регистрации землетрясений.

Если СМР проводится в черте населенного пункта или в непосредственной близости от него, то уровень микросейсм искусственного происхождения может меняться в зависимости от времени суток. Соответственно может изменяться и увеличение сейсмометрических каналов, иногда очень существенно. Поэтому в таких пунктах наблюдения можно расчитывать два уровня увеличения. Обычно минимальное увеличение каналов соответствует дневному времени, а максимальное - ночному. Если сейсмоприемники располагаются в подвальном помещении, то желательно иметь развязку между постаментом, на котором устанавливаются сейсмоприемники, и корпусом здания.

Для того чтобы избавиться от ветровых помех и улучшить сцепление между сейсмоприемником и грунтом, постамент рекомендуется заглублять на 0,5-1 м в том случае, если пункт наблюдения находится на открытой местности. При этом верхнюю крышку следует располагать бровкой с края или ямы. Кроме того, в каждом конкретном случае должны учитываться и исключаться помехи, вызываемые самыми разнообразными источниками, например движущимся транспортом, переменным электрическим полем (наводка на цепь маятник-гальванометр от бытовых и любых других электрических сетей) и др.

В соответствии с запросами современного сейсмостойкого проектирования и строительства (исходя из конструкций и размеров зданий и сооружений, возводимых в настоящее время в сейсмоопасных районах) необходимо изучать колебания грунтов в диапазоне периодов 0,1-2 с. Прогноз сейсмических воздействий делают, как правило, при отсутствии экспериментальных записей сильных землетрясений в изучаемом районе, основываясь на методе аналогий или на интерполяции данных, полученных при слабых землетрясениях. Поэтому для накопления экспериментальных данных каждая организация, проводящая СМР, должна регистрировать в период работ по СМР возможные сильные и разрушительные землетрясения.

В каждом пункте наблюдения регистрируются три составляющие колебаний (две горизонтальные, ориентированные в направлениях С-Ю и В-З, и одна вертикальная). При регистрации смещений почвы при слабых землетрясениях увеличение сейсмометрического канала должно составлять $U = 1000 \pm 10,000$, при регистрации скоростей $U_{ск}^* = 100 \pm 200$. Загруженные каналы для регистрации сильных движений почвы должны иметь увеличение $U^* = 10 \pm 100$ и $U_{ск}^* = 1 \pm 10$ при регистрации скоростей колебаний.

Амплитудно-частотные характеристики должны обеспечивать неискаженную или малоискаженную запись землетрясения в диапазоне периодов 0,1-2 с. Более полные сведения изложены в специальной литературе [11].

Чтобы исключить возможные ошибки расчетов, каналы необходимо проверить на идентичность путем записи двух-трех землетрясений всей используемой аппаратурой, расположенной в одном месте. Желательно проверку идентичности сейсмометрических каналов производить в том месте, где уровень помех мал. Идентичность считается удовлетворительной, если разброс амплитуд колебаний, зарегистрированных различными каналами, не превышает 10%.

Регистрация близких слабых землетрясений, как правило, ведется в непрерывном режиме в течение всего цикла проводимых исследований. Метод С.В. Медведева предполагает, что землетрясения, идущие в обработку, должны быть зарегистрированы одновременно во всех пунктах наблюдения.

Для более четкой и эффективной работы на каждую сейсмическую станцию, расположенную в конкретном пункте наблюдения, заводится паспорт. Паспорт должен включать краткое описание грунтовых условий пункта

наблюдения и условий регистрации, характеристику конкретных сейсмометрических каналов по всей цепи маятник-гальванометр (расположение сейсмоприемников по странам света, номера гнезд гальванометров или входов, основные постоянные, шунты и их расчет, возможные неполадки и их устранение и др.).

Если существует необходимость перегруппировки сейсмических станций на новые пункты наблюдения, то следует две из них оставить на старых пунктах наблюдения (по одной на эталонном и каком-либо исследуемом грунте) в целях контроля. При любых изменениях местоположения сейсмических станций эталонный пункт наблюдения не перемещается.

Цель контроля заключается в том, чтобы конечные результаты по оценке сейсмической опасности исследуемой площадки в целом были равноточными. В таком случае и карта СМР будет равноточной.

Сам контроль сводится к сравнению средних ($\bar{\Delta}I$) или наиболее вероятных ($\hat{\Delta}I$) значений, полученных по землетрясениям, зарегистрированным в оставшихся пунктах наблюдения до перегруппировки сейсмических станций (первая выборка) и после нее (вторая выборка). При равенстве указанных выше значений $\bar{\Delta}I$ или $\hat{\Delta}I$ первой и второй выборок с учетом доверительного интервала можно говорить о равноточности полученных данных для всего участка.

Регистрация сильных (ощущимых) землетрясений возможна как в непрерывном, так и в "ждущем" режиме. Наиболее экономичным во всех отношениях является "ждущий" режим. Принципиальной разницы в организации службы сильных и слабых движений нет, поэтому основные требования, изложенные выше, остаются справедливы и в случае регистрации сильных движений.

Сейсмическая опасность грунтов определяется по отношению к эталонному грунту через приращение балльности ΔI . Количественное значение ΔI находится по формуле

$$\Delta I = 3,3 \lg (A_{i \max} / A_{e \max}), \quad (4.7)$$

где $A_{i \max}$ — максимальная амплитуда колебаний исследуемого (i -го) грунта; $A_{e \max}$ — максимальная амплитуда колебаний эталонного грунта (измерено по землетрясениям, зарегистрированным одновременно в соответствующих пунктах наблюдения).

Иногда в формуле (4.7) вместо максимальных амплитуд используют средние значения амплитуд колебаний исследуемого (\bar{A}_i) и эталонного (\bar{A}_e) грунтов. Средняя амплитуда находится по соответствующей сейсмограмме путем усреднения ряда амплитуд, полученных в результате сложного промера на отрезке записи землетрясения от вступления волны S и до $1/3 A_{\max}$.

При оценке максимальных амплитуд колебаний с различными периодами, особенно для относительно длиннопериодных колебаний, следует учитывать возможный эффект частотной характеристики сейсмометрического канала.

На достаточно больших периодах чувствительность сейсмографов сильно уменьшается. В этих условиях может оказаться, что видимое максимальное смещение на сейсмограмме не соответствует действительному максимальному смещению почвы. В связи с этим при оценке максимальных смещений почвы (амплитуд) следует измерять не только максимальные смещения на сейсмограмме, но и достаточно большие смещения для более низкочастотных колебаний. Подробная инструкция по измерению динамических характеристик землетрясений на сейсмограммах разработана И.Л. Нерсесовым, Т.Г. Раутиан, В.И. Халтуриным, Ю.В. Рязанчикенко [144].

Для исключения индивидуальных особенностей проявления землетрясений на поверхности прибегают к осреднению отдельных значений \bar{A}_1 , а для нахождения возможных пределов разброса среднего \bar{A}_1 находят его доверительный интервал. Нахождение среднего \bar{A}_1 и его доверительного интервала производится по общепринятым формулам, применяемым в математической статистике, которые можно найти в пособиях по ней [22, 61, 222].

Обычно среднее значение \bar{A}_1 находят по 15-30 землетрясениям. Объем выборки N , необходимый для нахождения оценки с заданной точностью, можно найти, используя формулы математической статистики. Так, в [61] N находится по заранее заданному доверительному интервалу

$$N \geq U_{1-\alpha/2} b / \delta A_1, \quad (4.8)$$

где N - объем выборки; $U_{1-\alpha/2}$ - корень интегрального уравнения, находится по специальной таблице; b - среднее квадратическое отклонение величины A_1 (ошибка единичного); δA_1 - половина задаваемого доверительного интервала.

В большинстве случаев среднее квадратическое отклонение b неизвестно, но иногда b известно приближенно. Например, для венчомеральных грунтов b , определенное по выборке из 500 отдельных значений, равно 0,5-0,7 [9].

Другая формула определения N приведена в работе Г. Шварца [222]:

$$N \geq (6 / \delta \bar{x})^2, \quad (4.9)$$

где $\delta \bar{x}$ - ошибка среднего, задаваемая при исследовании, в нашем случае \bar{x} представляет собой величину \bar{A}_1 .

Отметим, что объем выборки, оцененный по формулам (4.8) и (4.9), является минимальным. Приведем пример оценки минимального объема выборки по формуле (4.9). В результате анализа природы разброса отдельных значений A_1 (см. [9]) есть все основания предполагать, что значение b будет олизким к приведенным выше значениям, т. е. $b \approx 0,5 \pm 0,7$.

Предположим теперь, что нас удовлетворит точность в определении $\bar{A}_1 - \delta \bar{x} = \pm 0,1$, это соответствует значению доверительного интервала $\Phi_{\bar{A}_1} \geq 0,2$. Тогда минимальное количество землетрясений, которое нам необходимо зарегистрировать, составит $N \geq 0,5 / 0,1 \geq 25$. Если взять

верхний предел для \bar{b} , то № 49. Практически те же значения для N дает и формула (4.8).

Ясно, что приведенные формулы для определения объема выборки N оправдывы только в том случае, когда величина Δl является однажды. Очевидно, что ряд приращений балльности может считаться однажды в том случае, когда землетрясения имеют различные параметры (азимут, эпикентрическое расстояние, энергетический класс и др.). Понятно, что средние значения приращений балльности, полученные по таким выборкам (рядам), будут характеризовать фоновое приращение балльности данного грунта.

Если же среднее значение приращения балльности будет находиться по ряду отдельных значений Δl , полученных по землетрясениям о близкими или одинаковыми параметрами, то формулы (4.8) и (4.9) будут определять ограниченное число однажды параметров, а значения Δl будут относиться к локализованным зонам эпикентрического поля. Следовательно, формально определенный объем выборки является только ориентировочным, определяющими же в любом случае остаются физические соображения.

В том случае, когда применение методов математической статистики возможно и не вызывает сомнений, например когда приращение балльности оценивается по землетрясениям, записанным из одной очаговой зоны, можно воспользоваться формализованной оценкой сейсмической опасности грунтов. Такие способы предложены В.Г. Гиллер, Л.А. Коганом [46]. Наиболее общий из них приведен ниже.

4.2.2. Способ оценки приращений балльности при временном группировании землетрясений

Выполняя СМР по слабым землетрясениям, мы имеем дело с их множеством, образующим практически бесконечную (генеральную) совокупность, параметры ее оцениваются путем анализа выборки землетрясений, зарегистрированных в виде сейсмограмм, велосиграмм или акселерограмм. При этом выполняется гипотеза о том, что природа сама осуществляет случайный выбор. Элементом генеральной совокупности является единичное землетрясение.

Установим критерии, которым должны удовлетворять элементы генеральной совокупности. Во-первых, спектр подходящего сейсмического сигнала должен перекрывать указанный интервал периодов. Во-вторых, мы должны быть уверены, что ослабление или усиление колебаний вызвано особенностями сравниваемых участков, т.е. спектры сейсмических сигналов при подходе к этим участкам должны быть одинаковыми. Последнее выполняется, когда расстояние между сравниваемыми пунктами наблюдений пренебрежимо мало по сравнению с гипоцентрическим. Проще всего удовлетворить этим требованиям, регистрируя одновременно на всех участках сейсмический сигнал, идущий из одного очага.

Максимальные амплитуды колебаний поверхности эталонного участка A_0 и исследуемого участка A_1 - случайные величины, реализации которых a_0 и a_1 стochастически меняются от землетрясения к землетрясению. Случайные величины A_0 и A_1 принадлежат к одной и той же генеральной совокупности максимальных амплитуд колебаний частоты f , если колебания частоты f сравниваемых пунктов наблюдений тождественны. В противном случае A_0 и A_1 принадлежат к различным совокупностям максимальных амплитуд колебаний частоты f .

Выполняя СМР, мы решаем обратную задачу: если a_0 и a_1 принадлежат к одной и той же совокупности максимальных амплитуд A_0 , делаем вывод о тождественности сейсмических свойств сравниваемых участков; если a_0 и a_1 принадлежат к разным совокупностям, то делаем вывод о их различии. Таким образом, перед вычислением ΔI необходимо показать значимость различия между совокупностями случайных величин A_0 и A_1 с помощью статистического критерия, используя для этого их выборочные (наблюденные) значения a_0 и a_1 .

Математическая статистика располагает набором критерииев, позволяющих оценить значимость различий между A_0 и A_1 . Лучшие из них применимы только к случайным величинам, имеющим нормальное распределение.

В работе В.Г. Гиллер, Л.А. Когана [46] показано, что максимальные амплитуды сейсмических колебаний распределены по логнормальному закону. Поэтому выборочные значения максимальных амплитуд следует предварительно логарифмировать, а оценки приращений балльности ΔI вычислять по формуле

$$\Delta I = 3,3 [\bar{\lg a}_1 - \bar{\lg a}_0], \quad (4.10)$$

где $\bar{\lg a}_1$ и $\bar{\lg a}_0$ - оценки математических ожиданий случайных величин a .

Измерения на сейсмограмме выполняются согласно Инструкции по динамическим измерениям на сейсмограммах [144], причем за начало отсчета принимается обычно более четкое вступление волны S на горизонтальных компонентах.

Измеренные периоды колебаний и соответствующие им амплитуды заносятся в таблицу сплошного промежутка (табл. 4.1), из которой извлекается выборка максимальных амплитуд. Максимальные амплитуды логарифмируются и заносятся в сводную таблицу (табл. 4.2), каждая строка которой соответствует номеру обработанного землетрясения, а столбец - периоду колебаний T_i .

Оценки параметров генерального распределения логарифмов максимальных амплитуд следует вычислять, осредняя их по числу заполненных ячеек:

$$\bar{\lg a}_{\max} = (\sum_i^N \lg a_{\max}^i) / N, \quad (4.11)$$

$$\sigma^2 \bar{\lg a}_{\max} = [\sum_i^N (\lg a_{\max}^i - \bar{\lg a}_{\max})^2] / N. \quad (4.12)$$

Таблица 4.1

Таблица сплошного промера одиночного землетрясения № 1

№ п/п	T	A	№ п/п	T	A	№ п/п	T	A
1	0,35	2,6	39	0,3	3,5	77	0,35	1,5
2	0,35	2,7	40	0,35	6,5	78	0,35	2
3	0,2	2,3	41	0,35	4,5	79	0,3	1,7
4	0,85	2,2	42	0,45	6,5	80	0,3	2
5	0,25	3,6	43	0,35	3,5	81	0,35	1,6
6	0,75	6,1	44	0,25	2,2	82	0,3	1,3
7	0,25	6,6	45	0,35	4,2	83	0,6	1,7
8	0,25	10	46	0,35	3,6	84	0,3	1,6
9	0,2	9,5	47	0,25	2,3	85	0,3	4,5
10	0,2	7,4	48	0,5	6	86	0,2	1
11	0,15	2	49	0,4	4	87	0,4	2,5
12	0,2	5,1	50	0,5	4	88	0,55	2
13	0,25	9	51	0,35	3	89	0,9	1,8
14	0,3	6,5	52	0,3	3,6	90	0,4	2
15	0,2	6	53	0,55	4,2	91	0,4	2,3
16	0,3	6	54	0,3	2	92	0,6	2,5
17	0,25	7	55	0,3	4,5	93	0,45	1,5
18	0,3	10	56	0,35	2,3	94	0,55	2,5
19	0,6	4,7	57	0,25	2,3	95	0,5	3
20	0,25	4	58	0,35	2,3	96	0,35	1
21	0,25	9,5	59	0,45	4	97	0,45	1,5
22	0,5	10,5	60	0,25	1,5	98	0,3	1,3
23	0,3	5	61	0,65	4	99	0,75	2
24	0,15	3,5	62	0,3	1,5	100	0,3	1,3
25	0,15	3,5	63	0,4	3	101	0,4	1,7
26	0,8	8	64	0,25	2,8	102	0,6	2,6
27	0,2	3	65	0,5	4,2	103	0,55	2,5
28	0,25	4,4	66	0,4	3,8	104	0,33	1,2
29	0,4	8,7	67	0,15	1,5	105	0,2	0,8
30	0,55	8	68	0,35	1,5	106	0,4	1,6
31	0,15	2,2	69	0,35	3,8	107	0,45	1
32	0,35	8	70	0,5	5	108	0,4	1
33	0,7	7,1	71	0,2	1,3	109	0,6	1,8
34	0,35	6	72	0,2	1,9	110	0,35	1,3
35	0,4	6	73	0,4	2,5	111	0,75	1,2
36	0,2	3,5	74	0,45	2,4	112	0,75	1,2
37	0,25	2	75	0,8	4,7	113	0,7	2
38	0,35	7,2	76	0,45	2,8			

Таблица 4.2
Логарифмы максимальных амплитуд землетрясений

Номер землетрясения	Величина логарифмов максимальных амплитуд при периоде колебаний, равном										
	0,1	0,15	0,2	0,25	0,3	0,35	0,4	0,45	0,5	0,55	0,6
1	0,08	-0,1	0,18	0,15	0,04	0,23	-	-	-	-	-
2	0,28	0,32	0,34	0,32	-	-	-	-	-	-	-
3	-0,3	0,26	0,04	0,08	0,18	-0,22	-	0,15	-	-0,05	0,11
4	0,23	-0,05	-	0	-	0	-	-	-	-	-
5	0,58	0,52	0,69	-	-	-	-	-	-	-	-
6	0,18	0,08	0,18	0,45	-0,1	0,48	-	0,11	-	-	-
7	0,28	0,46	0,3	-	-	-	-	-	-	-	-
8	0,2	0,32	0,08	0,15	-	-	-	-	-	-	-
9	-0,05	0,23	0,15	0,2	0	-0,1	0,28	-	-	-	-
10	-0,22	0,15	0,04	-0,22	-	-	-	-	-	-	-
11	-	0,38	0,38	0,68	-0,15	0,57	0,63	0,72	0,66	-	0,7
12	0,36	0,63	0,92	0,92	0,97	0,28	0,41	0,2	0,26	-	-
13	0,11	0,43	0,38	0,51	0,18	0,72	-	-	-	-	-
14	0,2	0,99	0,54	0,98	1	1,38	0,77	1,04	-	-	-
15	-	0,34	0	0,63	0,48	0,59	0,63	0,15	-	0,2	-
16	-	0,04	0,23	0,23	0,08	0,45	0,64	0,15	0,11	0,72	0,23
17	-	0,72	0,6	0,72	0,83	1	0,74	0,3	-	-	-
18	0,18	0,32	0,4	0,3	0,54	0,46	0,3	0,15	0,62	-	-
19	0,28	0,54	0,53	0,62	0,18	-0,15	0,15	0	0,28	0,11	0,28
20	0,26	0,57	0,72	0,81	-	0,4	0	0,3	0,23	-	0,15
21	-	0,36	0,6	0,52	0,85	0,94	0,9	0,9	0,7	-	0,85
22	0,43	0,65	0,66	0,58	0,59	0,85	0,83	1,31	1,43	0,89	0,65
23	0,3	0,45	0,8	0,78	0,71	0,75	0,88	1,19	0,15	0,83	1,40
24	0,43	0,57	0,99	0,98	1,11	0,89	1,27	1,16	0,79	1,03	1,23
25	0,7	0,78	0,84	1,13	0,95	1,45	1,35	0,41	1,31	-	-
26	0,45	0,89	0,9	1,23	0,99	1,27	1,36	1,25	1,04	-	1,76
27	0,2	0,74	1,06	0,96	1,16	1,37	1,48	1	0,78	0,48	0,43
28	0,11	0,89	1,1	1,37	1,32	1,34	1,62	1,54	1,58	0,65	1,07
29	0,45	0,45	0,72	0,78	0,78	0,7	0,45	-	1	0	-
30	0,26	0,58	0,4	0,85	0,95	0,6	0,78	1,03	0,52	0,15	-
Σ	5,98	13,51	14,77	16,71	13,64	16,25	15,47	13,06	11,46	5,01	8,86
n	25	30	29	28	23	25	20	20	16	11	12
$\lg a_{max}$	0,24	0,45	0,51	0,6	0,59	0,65	0,77	0,65	0,72	0,46	0,74

Рассмотрим случай, когда регистрация землетрясений проводится на различных участках одновременно. Более подробно возможные случаи проведения регистрации рассмотрены в работе В.Г. Гиллер, Л.А. Когана [46]. Между собой сравниваются генеральные совокупности $l_g A_{\max}$ их колебаний. Поскольку эти совокупности нормальны, сравнение сводится к сопоставлению их дисперсий и средних, о которых судим по выборочным оценкам. Дисперсии сравниваем с помощью критерия F , а средние - с помощью критерия t_{cp} [22].

Если $F = s_1^2 / s_2^2$ ($s_1^2 > s_2^2$, когда $s_1^2 < s_2^2$, их меняют местами) меньше $F_{1-\Phi}$ табличного при 5%-ном уровне значимости Φ и степенях свободы $N_1 - 1$ числителя, $N_2 - 1$ знаменателя, то дисперсии сравниваемых совокупностей считаются равными (s_1^2 и s_2^2 - оценки дисперсий генеральных совокупностей логарифмов максимальных амплитуд). Если $F > F_{1-\Phi}$, то дисперсии сравниваемых совокупностей полагаются различными.

При равных дисперсиях средние сравниваются с помощью критерия

$$t_{cp} = \frac{|\bar{x}_2 - \bar{x}_1|}{\left(\frac{N_1 s_1^2 + N_2 s_2^2}{N_1 + N_2} \right)^{1/2}} \left[\frac{N_1 N_2 (N_1 + N_2 - 2)}{N_1 + N_2} \right]^{1/2}, \quad (4.13)$$

где \bar{x}_1 и \bar{x}_2 - оценки средних генеральных совокупностей $l_g A_{\max}$ и $l_g A_{\max}^{(2)}$; N_1 и N_2 - число заполненных ячеек в сводной таблице участка 1 и участка 2 соответственно; $N_1 + N_2 - 2$ - число степеней свободы.

Если дисперсии не равны, то средние сравниваются с помощью статистики

$$t_{cp} = \frac{|\bar{x}_2 - \bar{x}_1|}{\left(s_1^2 / N_1 + s_2^2 / N_2 \right)^{1/2}}, \quad (4.14)$$

имеющей распределение Стьюдента с

$$v = \left(\frac{s_1^2}{N_1} + \frac{s_2^2}{N_2} \right) / \left[\left(\frac{s_1^2}{N_1} \right) \left(\frac{s_2^2}{N_2} \right) / (N_1 + 1) (N_2 + 1) \right] \quad (4.15)$$

степенями свободы. При $t_{cp} < t_{1-\Phi}$ гипотеза о равенстве генеральных средних принимается, при $t_{cp} > t_{1-\Phi}$ отвергается.

В табл. 4.3 приведен пример сравнения совокупностей логарифмов максимальных амплитуд, полученных на лессовом (1-й пункт наблюдения) и скальном (2-й пункт наблюдения) грунтах для периода $T = 0,3$ с.

Оценим статистические характеристики. Находим средние значения \bar{x}_1 , по совокупности данных:

$$\bar{x}_1 = \sum_{i=1}^{10} (l_g a_{\max}^{(1)}) / N_1 = 0,8; \quad \bar{x}_2 = \sum_{i=1}^{10} (l_g a_{\max}^{(2)}) / N_2 = 0,19.$$

Среднеквадратичные отклонения определяются как

$$s_1^2 = \sum_{i=1}^{10} (l_g a_{\max}^{(1)} - \bar{x}_1)^2 / N_1 - 1 = 0,0423; \quad s_2^2 = \sum_{i=1}^{10} (l_g a_{\max}^{(2)} - \bar{x}_2)^2 / N_2 - 1 = 0,0345.$$

Известно [22], что для 95%-ного доверительного интервала критерий $F_{1-\Phi} = 3,18$, $\Phi = 0,05$, $v_1 = v_2 = 9$. Расчетное значение F ($F = s_1^2 / s_2^2 = 1,07$) намного меньше, чем $F_{1-\Phi}$. Нулевая гипотеза H_0 - дисперсия сравниваемых

Таблица 4.3

Сравнение совокупностей логарифмов максимальных амплитуд

№ п/п	1-й пункт наблюдения			2-й пункт наблюдения		
	$a_{\max}^{(1)}$	$lga_{\max}^{(1)}$	$(lga_{\max}^{(1)} - lga_{\max}^{(2)})^2$	$a_{\max}^{(2)}$	$lga_{\max}^{(2)}$	$(lga_{\max}^{(2)} - lga_{\max}^{(1)})^2$
1	10	1	0,04	2,6	0,41	0,0484
2	8,6	0,93	0,0169	1	0	0,0361
3	5,3	0,72	0,0064	1,6	0,2	0,0001
4	3,8	0,58	0,0484	1	0	0,0361
5	3,2	0,51	0,0841	1,1	0,04	0,0225
6	8,7	0,94	0,0196	1,3	0,11	0,0064
7	11,3	1,05	0,0625	4,2	0,62	0,1849
8	5	0,7	0,01	1,5	0,18	0,0001
9	10	1	0,04	1,4	0,15	0,0016
10	3,7	0,57	0,0529	1,4	0,15	0,0016

генеральных совокупностей равны - принимается

$$t_{\varphi} = \frac{|\bar{x}_2 - \bar{x}_1|}{(\bar{x}_2 \bar{x}_1 + \bar{x}_1 \bar{x}_2)^{1/2}} = \frac{[N_1 N_2 (N_1 + N_2 - 2)]^{1/2}}{N_1 + N_2} = 6,49; t_{1-\varphi} = 2,26; t_{\varphi} > t_{1-\varphi}; \varphi = 0,05; \lambda = 9.$$

А нулевая гипотеза о равенстве средних логарифмов максимальных амплитуд отвергается. Принимается гипотеза H_1 - сравниваемые участки по своим сейсмическим свойствам различны.

При статической оценке могут встретиться следующие случаи.

1. $\bar{b}_1^2 = \bar{b}_2^2, \bar{J}_1 = \bar{J}_2$. Генеральные совокупности амплитуд колебаний тождественны и, следовательно, приращения балльности для сравниваемых грунтов равны нулю. Здесь $\bar{J}_{1,2} = 3,3 \approx 1,2$.

2. $\bar{b}_1^2 \neq \bar{b}_2^2, \bar{J}_1 = \bar{J}_2$. Хотя средние значения μ генеральных совокупностей колебаний и равны, сами совокупности различны: для одной из них характерен больший разброс амплитуд колебаний. Последнее, по-видимому, не зависит от параметров грунта, определяемых его акустической жесткостью и мощностью слоя, а обуславливается такими факторами, как угол наклона подошвы слоя, ее конфигурация, положение площадки относительно глубинного разлома и т.д. ставящими амплитуды колебаний грунта в зависимость от направления и угла подхода возмущающих волн, а также от относительного расположения очаговых зон. В этом случае совокупности амплитуд следует рассматривать как неоднородные и стратифицировать выборочные наблюдения по очаговым зонам, после чего вновь производить сравнения параметров каждой из выделенных подсовокупностей.

3. $\bar{b}_1^2 = \bar{b}_2^2, \bar{J}_1 \neq \bar{J}_2$. Сейсмические свойства сравниваемых грунтов различны. Величины $|\bar{x}_2 - \bar{x}_1|, \bar{J}_1 - \bar{J}_2$ подставляют в формулу (4.16) для определения значения приращения балльности.

4. $\bar{b}_1^2 \neq \bar{b}_2^2, \bar{J}_1 \neq \bar{J}_2$. Генеральные совокупности максимальных амплитуд раз-

личны. Причиной различия могут быть как сейсмические свойства грунтов, так и неоднородность сейсмических колебаний в смысле п. 2.

Интервальная оценка $\Delta[\cdot]$ при коэффициенте доверия $1-\phi$ имеет вид

$$3,3[(\bar{x}_2 - \bar{x}_1) - t_{1-\phi/2} \cdot \Delta \bar{x}_2 - \Delta \bar{x}_1] \leq (m_1 - m_2) \leq 3,3[(\bar{x}_2 - \bar{x}_1) + t_{1-\phi/2} \cdot \Delta \bar{x}_2 - \Delta \bar{x}_1], \quad (4.16)$$

где

$$\Delta \bar{x}_2 - \Delta \bar{x}_1 = \left[\frac{(N_1 + N_2)(N_1 s_1^2 + N_2 s_2^2)}{N_1 N_2 (N_1 + N_2 - 2)} \right]^{1/2}. \quad (4.17)$$

Последнее позволяет утверждать, что при $(1 - \phi) \cdot 100\%$ всех землетрясений, подобных наблюденным, истинное приращение балльности будет находиться в пределах доверительного интервала и только в $\phi \cdot 100\%$ случаев окажется вне его.

Оценку приращения балльности $\Delta[\cdot]$ определяют с градацией в 0,5 балла. Последнее удобно делать с помощью графика $\Delta[\cdot] = f(T_i)$, подобного изображенному на рис. 4.1. Здесь кружками и крестиками показаны приращения балльности двух разновидностей грунтов относительно третьего - эталонного. Короткие черточки возле них - границы доверительных интервалов, соответствующие 95%-ному коэффициенту доверия. Тонкие горизонтальные линии - уровни балльности - наименее с градацией в 0,5 балла. Приращение балльности для каждого T_i принимается равным уровню балльности, который пересекает соответствующий доверительный интервал.

Решающим правилом принятия той или иной балльности в этом случае будет следующее:

- если $0 < \Delta[\cdot] \leq 0,5$, то $\Delta[\cdot] \approx 0$ баллов;
- если $0,5 < \Delta[\cdot] \leq 1,5$, то $\Delta[\cdot] \approx 1$ балл;
- если $1,5 < \Delta[\cdot] \leq 2,5$, то $\Delta[\cdot] \approx 2$ балла;
- если $2,5 < \Delta[\cdot] \leq 3,5$, то $\Delta[\cdot] \approx 3$ балла.

В случае отрицательных $\Delta[\cdot]$ соответственно следует понижение на 1,2 и 3 балла.

Если землетрясения регистрировались на сравниваемых участках не одновременно, то предварительно их следует стратифицировать по величине энергетического класса К (магнитуде m).

4.2.3. Способ определения $\Delta[\cdot]$ путем пространственного уорднения сейсмического поля

Методика СМР предполагает, что сейсмический сигнал, зарегистрированный в отдельной точке на поверхности, достаточно полно характеризует эффект проявления землетрясения на изучаемом грунте. Однако специальные исследования показали, что рассеяние сейсмических волн на неоднородностях среды приводит к существенному снижению информативности отдельного пункта наблюдения [9, 45]. Если же уровень флюктуаций достигает 40%, то относительная ошибка при определении $\Delta[\cdot]$ согласно выражению (4.7) удваивается.

Следовательно, при существующей методике СМР теряется информация о динамических характеристиках слоя при анализе отдельного землетрясения.

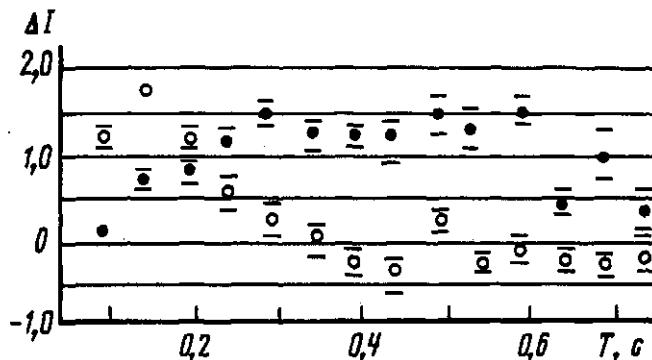


Рис. 4.1. Оценка приращения балльности групповым методом
Горизонтальные черточки около кружков - допустимые пределы значений

сения. Результаты непосредственного исследования оценок приращения балльности ΔI на ветчоморальных крупнообломочных грунтах полностью подтвердили сформулированное положение. Причем, как показал корреляционный анализ рядов ΔI [9], оценки приращения балльности, рассчитанные отдельным землетрясением, некоррелированы, а учитывая нормальность распределения ΔI , и независимы. То есть усреднение по совокупности землетрясений дает вполне объективную оценку сейсмической опасности грунтов (в пределах основных допущений, лежащих в основе СМР). Естественно, что такое усреднение неизбежно приводит к потере информации об особенностях отклика слоя на отдельное землетрясение.

Таким образом, проведенные исследования свидетельствуют о существенных недостатках применяемой в настоящее время методики. Однако эти исследования позволяют наметить пути их устранения.

Действительно, разброс оценок ΔI получил вполне определенное физическое объяснение: он обусловлен рассеивающими характеристиками эталонного грунта [9]. Для того чтобы охарактеризовать эффект проявления отдельного землетрясения на эталонном и исследуемом грунтах, необходимо исключение флюктуационной составляющей колебаний и выделение среднего поля. Исключение же флюктуаций можно провести, только опираясь на групповую схему наблюдений. Исследование корреляционной структуры сейсмических колебаний на поверхности дает основу для ее построения [9].

В методическом плане исключение флюктуаций не вызывает особых затруднений: для этого необходимо иметь набор некоррелированных реализаций шума [21, 191]. В сейсмологии такой подход с успехом используется на больших грунтах, например на *LASA*, для подавления микросейм [241].

Таким образом, расстановка регистрирующей аппаратуры должна отве-

чать требование некоррелированности флюктуаций в каждом отдельном пункте наблюдения, определяемом радиусом корреляции сейсмического поля, который в общем случае зависит от длины волны: $\gamma_0 \approx \lambda/2[9]$.

Приведем конкретную схему расчета предлагаемой модификации методики СМР. Пусть имеются две группы из N пунктов наблюдения, расположенные на скальном и исследуемом грунтах. Если расстояние между ближайшими пунктами наблюдений превышает радиус корреляции флюктуаций ($\gamma_0 = 0,5$ км), то сейсмограммы землетрясения, зарегистрированные в этих пунктах, можно рассматривать как совокупность реализаций случайной функции, включающей в себя детерминированную и флюктуационную составляющие.

Исключение флюктуаций можно провести путем суммирования с соответствующей задержкой сейсмограммы по всем пунктам наблюдения, представляющим изучаемый или эталонный грунт. Однако в целях инженерной сейсмологии удобнее оперировать со спектрами землетрясения, поскольку при таком подходе мы имеем возможность объединить усреднение по совокупности реализаций со сглаживанием по частоте, регулируя тем самым разрешающую способность спектра. Детерминированная составляющая спектра землетрясения определяется из выражения

$$\bar{S}(f) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N S_i(f), \quad (4.18)$$

где N - объем группы (N - число сейсмоприемников в группе);

$S_i(f)$ - спектр колебаний грунта, зарегистрированного в одном пункте наблюдения в пределах группы, расположенной на однотипном грунте (либо на эталонном, либо на исследуемом).

Формула (4.18) применима и к максимальным амплитудам. Тогда она примет вид

$$\bar{A} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N A_i, \quad (4.19)$$

где \bar{A} - среднестатистическая амплитуда (максимальная) колебаний грунта; N - объем выборки; A_i - максимальная амплитуда колебаний грунта в отдельном пункте наблюдений в пределах группы, расположенной на однотипном грунте.

В этом случае формула для вычисления приращения вальности примет вид

$$\Delta I = 3,3 \lg \left(\langle A_i \rangle / \langle A_e \rangle \right), \quad (4.20)$$

где $\langle A_i \rangle$ - среднестатистическая максимальная амплитуда колебаний на скальном грунте; $\langle A_e \rangle$ - среднестатистическая максимальная амплитуда колебаний на эталонном грунте.

Формула (4.19) может быть использована для более объективной оценки ΔI по способу, описанному в работе В.Г. Гиллер, Л.А. Когана [46]. Соответственно частотная характеристика слоя, определенная по детерминированной составляющей спектра, может быть найдена из соотношения (при-

мер ом. в [45, 244])

$$\langle U \rangle = \langle S_1(f) \rangle / \langle S_2(f) \rangle, \quad (4.21)$$

где $\langle U \rangle$ - средняя частотная характеристика; $\langle S_1(f) \rangle$ - средний спектр, полученный по группе сейсмоприемников, расположенных на рыхлом грунте; $\langle S_2(f) \rangle$ - средний спектр, найденный по группе сейсмоприемников, представляющей эталонный грунт.

Отношение сигнал/шум в среднем спектре будет на $10 \lg N$ дБ больше, чем в рассчитанном по отдельной сейсмограмме. Соответственно этому и ошибка в оценке отклика слоя на колебания определенной частоты будет обратно пропорциональна \sqrt{N} . При использовании отдельных пунктов наблюдения ($N=1$) на эталонном и исследуемом грунтах в связи с большими ошибками частотная характеристика слоя $U = S_1(f) / S_2(f)$ найденная по отдельному землетрясению, несет незначительную информацию (здесь через U обозначена частотная характеристика слоя, определенная по одному землетрясению; $S_1(f)$ - спектр колебаний, зарегистрированных от одного и того же землетрясения на рыхлом грунте; $S_2(f)$ спектр колебаний того же землетрясения, зарегистрированного на эталонном грунте).

Возможности предлагаемой методики будут определяться объемом группы: чем больше N , тем выше точность оценки частотной характеристики слоя. Однако при практическом ее применении необходима определенная оптимизация количества пунктов наблюдения.

Рассмотрим задачу, в которой необходимо определить минимальный объем выборки для проверки гипотезы о различии средних значений θ_1 и θ_2 двух нормально распределенных совокупностей. В нашем случае параметром θ могут быть как логарифмы максимальных амплитуд колебаний на скальном и рыхлом грунтах, так и логарифмы плотностей на определенной частоте. Объем выборки должен удовлетворять неравенству [61].

$$N \geq \left[\frac{\delta (U_{1-\Phi} - U_{\Phi})}{(\theta_1 - \theta_2)} \right]^2, \quad (4.22)$$

где δ - среднеквадратичное отклонение; Φ - ошибка первого рода, определяющая вероятность обнаружения несуществующего изменения; Ψ - ошибка второго рода, вероятность того, что изменение остается незамеченным. $U_{1-\Phi}$, U_{Φ} - корни уравнения [61]

$$\frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{U_x} e^{-U^2/2} dU = X, \quad (4.23)$$

где X принимает значения $(1-\Phi)$ и Ψ .

Исследования флюктуаций сейсмических колебаний показали, что их уровень, оцениваемый как по максимальной амплитуде, так и по спектральным характеристикам (рис. 4.2), в целом ограничен 40%-ным уровнем. Этой величиной мы и воспользуемся как мерой разброса динамических характеристик землетрясения. Расчеты N для приращения балльности ΔI при различных уровнях вероятности Φ и Ψ приведены в табл. 4.4.

Число пунктов наблюдения на рыхлом и скальном грунтах быстро уве-

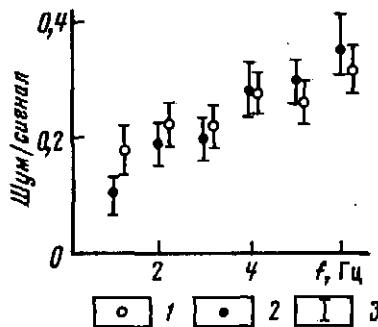


Рис. 4.2. Отношение шум/сигнал, усредненное по совокупности землетрясений (для вечномерзлых грунтов).

1 - скальный грунт; 2 - рыхлый грунт; 3 - 70%-ный доверительный интервал

личивается с уменьшением предполагаемого приращения дальности на слое Δl . Причем при разумных уровнях вероятности ψ и χ ($0,05-0,1^0$) относительно небольшие объемы групп позволяют реализовать практическое использование предлагаемой методики. Основными количественными характеристиками, лежащими в ее основе, являются радиус корреляции флюктуаций χ_0 и число пунктов наблюдений N .

Изучение корреляционных характеристик сейсмических колебаний проводилось в пределах одной территории. Для нее величина радиуса корреляции составляет $\chi_0 = 0,5$ км. Хорошее согласие с теоретическими разработками позволяет считать, что полученные характеристики универсальные, поскольку основным фактором, определяющим величину радиуса корреляции, является длина волны колебаний.

В связи с этим за минимальное расстояние между сейсмоприемниками в группе можно принять расстояние, равное 0,5 км [9, 75]. Расчет объем-

Таблица 4.4

Число пунктов N наблюдения в группе, рассчитанное по формуле (4.23) для заданных уровней вероятности

ψ	χ	Величина N при Δl , равном				
		0,50	0,75	1,00	1,25	1,50
0,5	0,01	20	10	6	5	4
	0,05	14	7	5	4	
	0,1	11	6	4	3	
0,025	0,01	23	12	8	6	4
	0,05	17	9	6	5	4
	0,1	14	7	5	4	3
0,01	0,01	28	14	9	7	5
	0,05	21	11	7	6	4
	0,1	17	9	6	5	4

ма группы M должен опираться на предполагаемое приращение балльности на изучаемом грунте. Инженерно-геологические данные – хорошая основа для такого расчета.

Таким образом, в основу видоизменения методики СМР заложена групповая схема наблюдений [24]. Хотя приведенная модификация методики СМР приводится для случая, когда за эталонный взят скальный грунт, но ее положения справедливы и тогда, когда эталонным грунтом будет служить любой другой. Важно еще раз подчеркнуть, что группированием достигается эффективное подавление помех.

К преимуществам предлагаемой методики можно отнести:

1) возможность расчета собственных динамических параметров слоя рыхлых отложений по отдельному землетрясению, что может значительно повысить эффективность исследований при СМР;

2) возможность уточнить однородность как эталонного [73], так и исследуемого грунта внутри группы в случае сложнопостроенных сред;

3) возможность оценить точность определения собственных параметров слоя рыхлых отложений, что позволяет по небольшому количеству землетрясений оценить прогнозируемый эффект проявления землетрясения из различных очаговых зон; производить более объективное сравнение между инструментальными и макросейсмическими данными, так как последние почти всегда подвержены усреднению по площади, поскольку отдельное сооружение или небольшая площадка (даже при наличии остаточных деформаций) не могут дать достаточно достоверной оценки макросейсмического эффекта землетрясения.

Предложенная модификация методики СМР справедлива не только для оценки прогнозной величины ΔI на рыхлых грунтах по записям слабых землетрясений. Она может быть применена и при регистрации сильных землетрясений, когда необходимо дифференцированное исследование сейсмического волнового поля. Группирование сейсмоприемников, как схема наблюдений, и соответствующая обработка наблюдаемых данных могут быть также применены при оценке поведения грунтов по записям микросейсм и в других случаях.

4.2.4. Оценка частотной избирательности грунтов

Для более дифференцированной оценки сейсмической опасности того или иного грунта (в частности, для определения ее зависимости от длины волн) находят частотную характеристику грунта. Частотная характеристика исследуемого грунта может находиться только по отношению к скальным грунтам.

Техника расчета частотной характеристики очень проста. Более сложным является получение спектров Фурье записей колебаний грунтов при землетрясениях. Получение спектров Фурье возможно двумя способами: акустогенным и с помощью цифровых ЭВМ. Первый способ более применим к записям землетрясений на магнитную ленту. Для реализации спектра на

ЭВМ необходима предварительная оцифровка записи землетрясения (представление сейсмического сигнала в дискретном виде). В настоящее время основной программой для счета спектра на ЭВМ служит алгоритм, в основу которого положено быстрое преобразование Фурье (БПФ) [160].

Допустим, что возможность получения спектров у исследователя имеется. Обозначим через $\tilde{S}_1(f)$ спектр записи колебаний исследуемого грунта, а через $\tilde{S}_0(f)$ - спектр записи колебаний скалы одного и того же землетрясения. С учетом амплитудно-частотной характеристики аппаратуры $[V^* \cdot H(f)]$ (V^* - индикаторное увеличение сейсмометрического канала, $H(f)$ - его частотная характеристика) спектры исследуемого и скального грунтов записываются следующим образом:

$$S_1(f) = \tilde{S}_1(f) / V^* \cdot H(f) \text{ и } S_0(f) = \tilde{S}_0(f) / V^* \cdot H(f).$$

Тогда частотная характеристика грунта $U(f)$ определяется из соотношения

$$U(f) = S_1(f) / S_0(f).$$

Индивидуальные частотные характеристики уордняются. Обычно средняя частотная характеристика $\bar{U}(f)$ находится для уровня вероятности $P=0,9$. Очевидно, что достоверность и информативность частотной характеристики тесно связаны с надежностью представления спектров сравниваемых сигналов. Рассмотрим технику оценки спектров, полученных любым из известных способов.

Для расчета спектра на ЭВМ возникает необходимость дискретизации записи сигнала [18, 109]. В результате этого получаем дискретное представление непрерывного сигнала, которое по самой своей природе приближенно. Следовательно, и основные параметры непрерывного процесса могут быть определены по его дискретному представлению тоже только приближенно. Поэтому важно выбрать некоторые соотношения между основными параметрами исследуемой реализации (длительность T и полоса частот сигнала) и шагом дискретизации Δt , с одной стороны, а также разрешающей способностью спектра δf (разность частот между последовательно разделенными частотами) - с другой.

Рассмотрим эти соотношения, опираясь на работы [18, 21, 59]. Так, длительность сигнала, разрешающая способность спектра и минимальная частота f_{min} , для которой возможен расчет спектра, связаны между собой соотношением $\delta f = 1/T = f_{min}$.

Для получения спектра с высокой разрешающей способностью длительность сигнала выбирается по возможности большей (в пределах длительности изучаемой волны). Наивысшую разрешимую частоту спектра, называемую частотой Найквиста, определяет интервал дискретизации сейсмограммы

$$f_N \geq 1/2\Delta t.$$

Чтобы избежать маскировки частот в спектре, частота Найквиста должна быть в 1,5-2 раза выше максимальной частоты, представляющей интерес.

рес при спектральном анализе f_{\max} . На практике f_{\max} можно определить визуально по сейсмограмме.

Таким образом, интервал дискретизации следует выбирать из расчета $\Delta t \leq 1/4f_{\max}$.

Например, при длине реализации 10 с и видимой максимальной частоте 10 Гц расчет и анализ спектра возможны в интервале частот 0,1-2 Гц с разрешающей способностью $\Delta f = 0,1$ Гц, при этом шаг дискретизации $\Delta t \leq 0,025$ с.

Дисперсия оценки спектральной плотности при $\Delta f = 1/T$ равна 100%, т. е. такие оценки спектра непригодны для практического использования. Для уменьшения случайной ошибки в определении спектральной плотности широко используется метод сглаживания спектра по частотам. Такое сглаживание приводит к уменьшению дисперсии случайной ошибки пропорционально N_y , где N_y - число усредненных независимых спектральных отсчетов в ширине сглаживающего окна. Если разрешающая способность сглаженного спектра Δf_y , то $N_y \Delta f T$. Тогда нормированная стандартная ошибка сглаженной оценки спектра будет иметь вид [21]

$$\xi_s = 6[S(f)]/S(f) \approx 1/2\sqrt{\Delta f T}. \quad (4.24)$$

Отсюда стандартное отклонение сглаженного спектра

$$6[S(f)] \approx S(f)/2\sqrt{\Delta f T} \approx S(f)/2\sqrt{N}.$$

Этими формулами можно пользоваться лишь для ориентировочной оценки ошибки, так как они применимы в том случае, если $S(f)$ определена равномерно в полосе частот Δf , что в практике встречается редко.

Из формулы (4.24) следует, что при фиксированной длине реализации (T) уменьшение интервала разрешения, который определяет ошибку положения спектральных оставляющих на оси частот, неизбежно влечет увеличение стандартной ошибки, и наоборот. Как правило, при расчете спектра интервал разрешения Δf задается, тем самым автоматически задается и ξ_s . При выборе разрешающей способности спектра следует иметь в виду, что Δf должен быть меньше ширины деталей спектра, которые необходимо сохранить в оценке спектра. В случае, когда заранее нельзя указать необходимый интервал разрешения, делают несколько пробных вычислений сглаженных спектральных оценок с разными интервалами разрешения. Сопоставляя полученные спектры, выбирают приемлемый вариант Δf . При этом надо учитывать, что устойчивость формы спектра является основным критерием, определяющим ширину интервала разрешения, т.е. ширину сглаживающего спектрального окна.

Полученные таким образом спектры используются для расчета амплитудных частотных характеристик слоя $U(f)$. Нормированная случайная погрешность уровня частотной характеристики будет приблизительно равна сумме нормированных случайных ошибок ξ_s . В частном случае, когда ξ_s

используемых для расчета частотных характеристик спектров равны, получим

$$\varepsilon_U = 6 [U(f)] / U(f) \approx 2 \varepsilon_S.$$

Для уменьшения случайных ошибок при оценивании амплитудных частотных характеристик следует провести дальнейшее сглаживание. Сглаживание можно проводить или по частотам, или по ансамблю.

Если анализируем индивидуальные (полученные по одному землетрясению) частотные характеристики, то для исключения мелких деталей можно провести сглаживание их по частотам, подобно сглаживанию первичных оценок спектра. Наиболее эффективное подавление случайных ошибок при оценивании амплитудных частотных характеристик достигается осреднением их по ансамблю.

В силу того что распределение уровней частотных характеристик не подчиняется нормальному закону, так как значения $U(f)$ на заданной частоте f , могут меняться только от 0 до ∞ , оценки средних частотных характеристик будут смещены. Учитывая это, для определения средних $\langle U(f) \rangle$ и их доверительных интервалов (по аналогии с распределением максимальных амплитуд) предположим, что нормальному распределению соответствуют не сами результаты оценок $U(f)$, а их логарифмы. Тогда средняя частотная характеристика с учетом доверительных интервалов будет определяться следующим образом:

$$\lg U(f) + t_{N-1, \Phi/2} \frac{6 \lg U}{\sqrt{N}} < \langle \lg U(f) \rangle < \lg U(f) - t_{N-1, 1-\Phi/2} \frac{6 \lg U}{\sqrt{N}}, \quad (4.25)$$

где N - число осредненных амплитуд частотных характеристик:

$\lg U$ - среднеквадратичная ошибка значения $\lg U(f)$; $t_{N, \Phi}$ - t -распределение Стьюдента с N степенями свободы на уровне вероятности Φ .

Последующее потенцирование выражения (4.25) дает нам действительные значения частотных характеристик и их доверительных интервалов.

Выше были рассмотрены ошибки за счет выборочной изменчивости оценок, полученных при анализе записей конечной длины, которые имеют важное значение для практического применения результатов спектрального анализа. Но существуют и другие типы ошибок, которые могут возникать при регистрации землетрясений и обработке сейсмограмм. Например, ошибки, возникающие за счет аппаратурного звука, ошибки перевода записи сигнала из непрерывной формы в дискретную и др. [18, 21]. Все эти источники ошибок надо контролировать или по возможности следует учитывать их влияние на исходный сигнал.

4.3. Метод сейсмических жесткостей

Метод сейсмических жесткостей был предложен С.В. Медведевым и основан на сравнении сейсмических характеристик грунтов, полученных при наблюдениях сейморазведочного типа, с данными о поведении этих же грунтов при сильных землетрясениях [13]. В связи с этим среди комп-

лекса способов инструментальной оценки сейсмического эффекта землетрясений на поверхности метод, основанный на учете акустических жесткостей, считается одним из наиболее объективных и обоснованных. Объектом его изучения являются абсолютные величины сейсмических параметров, характеризующих грунтовые условия исследуемых территорий по площади и с глубиной.

4.3.1. Модификация метода. Расчет приращений балльности

Формула С.В. Медведева оценивает изменение сейсмической опасности исследуемого грунта по отношению к эталонному. Для неводонасыщенных грунтов сравниваются значения акустических жесткостей эталонного ($\varrho_0 V_0$) и исследуемого ($\varrho_i V_i$) грунтов в верхней 10-метровой зоне разреза согласно выражению

$$\Delta I = 1,64 \lg (\varrho_i V_i / \varrho_0 V_0). \quad (4.26)$$

Для водонасыщенных (обводненных) грунтов к формуле (4.26) добавляется приращение, учитывающее глубину залегания уровня грунтовых вод $h_{УГВ}$:

$$\Delta I g = B \exp (-0,04 h_{УГВ}^2),$$

где B принимается равным 1 для суглинов, супесей и песков и 0,5 для крупнообломочных, гравийно-галечниковых грунтов.

При расчете приращений балльности по формуле (4.26) для водонасыщенных грунтов скорости продольных волн берутся для таких же по составу грунтов, но находящихся в неводонасыщенном состоянии. Для грунтовых толщ, включающих в себя несколько слоев с сейсмическими границами, характеризующимися различными значениями скоростей упругих волн, вычисляется средняя скорость \bar{V} в соответствии с формулой

$$\bar{V} = H / \sum \Delta t_i, \quad (4.27)$$

где H - мощность исследуемой толщи; Δt_i - время вертикального пробега упругих волн в каждом из отдельных слоев, слагающих исследуемую толщу.

Средневзвешенное значение плотности $\varrho_{СВ}$ в верхней толще определяется по формуле

$$\varrho_{СВ} = \sum \varrho_i h_i / H, \quad (4.28)$$

где ϱ_i - плотность грунта в каждом из отдельных слоев; h_i - мощность каждого слоя, входящего в исследуемую толщу с суммарной мощностью H .

К недостаткам метода сейсмических жесткостей относится частое несоответствие между действительной реакцией грунтов на сейсмические воздействия по данным макросейсмического обследования (или по данным других методов) и прогнозными реакциями, определенными по методу сейсмических жесткостей. Такие несоответствия наблюдались на обводненных крупнообломочных грунтах, на искусственно замачиваемых лессовых породах, а также на участках с резко выраженным резонансными явлениями.

Учет приращений сейсмической интенсивности, определяемых резонансными явлениями, при использовании метода сейсмических жесткостей по методике, изложенной в [175], приводит к ошибочным результатам. Во-первых, это связано с тем, что не принимается во внимание ожидаемый спектральный состав колебаний при сильных землетрясениях, вследствие этого произвольным является выбор преобладающих периодов ожидаемых землетрясений, не учитывается затухание и величина угла выхода на поверхность сейсмического луча. Во-вторых, многослойные или градиентные среды аппроксимируются однородным слоем, лежащим на однородном полу-пространстве.

Использование для изучения резонансных свойств грунтов более совершенных расчетных методов СМР в какой-то степени исключает указанные выше недостатки. В качестве исходных данных для расчетов необходимы инструментально определенные скорости объемных сейсмических волн, мощности слоев толщи и их плотности. Причем значения этих параметров берутся до коренных пород, в противном случае мы можем анализировать только относительно высокочастотную часть спектра, в которой не отражены колебания всей рыхлой толщи.

Оценка в баллах за счет резонансных свойств грунтов приводится для случаев, когда есть данные о сейсмической опасности грунтов по амплитудно-частотному методу. Последние данные необходимы для выбранных типичных сейсмических моделей исследуемой территории. Разница в приращениях сейсмической интенсивности двумя методами соответствует поправке, обусловленной резонансными свойствами рыхлой толщи, к формуле (4.26). Полученные поправки за резонанс распространяются на всю территорию с учетом ее строения до монолитных скальных пород.

Прямое определение поправки, обусловленной резонансными свойствами, по методу сейсмических жесткостей исключает отмеченные выше неопределенности, позволяет сравнить основные максимумы частотных характеристик рыхлой толщи, полученных прямым и расчетным методами, и на основе сопоставления расчетных, прямых (запись землетрясений) и макро-сейсмических данных усовершенствовать методику оценки сейсмической опасности грунтов.

Критерием при оценке доотверности метода сейсмических жесткостей является сопоставление результатов ΔI с данными регистрации близких и сильных землетрясений. В этом случае ΔI определяется 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.

С другой стороны, скорости сейсмических волн при расчетах ΔI берутся для верхней десятиметровой толщи. Напрашивается вывод 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 ζV становится равной эталонному значению. В то же время можно предположить существование наиболее эффективного слоя, параметры которого в большей степени коррелируются с сейсмической опасностью грунтов определенного состава и состояния.

Проведение такого анализа для девяти различных глубин показало, что, начиная с глубины 4-6 м, связь между A_i/A_3 и ζV_{cp} 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 $h_c = 80$ м [70]. Если рассматривать на уровне коэффициента корреляции, равного 0,7, то эффективная мощность верхнего слоя, оказываемая основные влияния на максимальные амплитуды, меняется в пределах 7-30 м (рис. 4.3).

Результаты установленной связи ζV и A_i/A_3 подтверждаются непосредственными сравнениями приращений балльности, рассчитанных по сейсмическим жесткостям и по отношению максимальных амплитуд. Вычисление проводилось для h_c , равных 4, 12, 48, 80 м. Лучшее совпадение между приращениями балльности отмечается для эффективной мощности слоя, близкой к 12 м, с ростом h_c увеличиваются различия в определениях $\Delta I(\zeta V)$ и $\Delta I(A_{max})$ (см. рис. 4.3).

При выявлении указанных связей для каждой точки наблюдений было зарегистрировано не менее 20 близких землетрясений. Расчет приращений по методу сейсмических жесткостей проведен относительно фиксированного значения $\zeta_3 V_3$ в 10-метровом слое. Увеличение на эталонном и исследуемых грунтах мощности верхнего слоя $h_{3\phi}$ до 30 м практически не изменяет относительных величин приращений балльности, рассчитанных по методу сейсмических жесткостей. Это связано с увеличением скоростей с глубиной как в скальных, так и в рыхлых отложениях. В практике в большинстве случаев это положение приводит к незначительным изменениям отношения $\zeta_3 V_3 / \zeta_i V_i$ с увеличением глубины до 30 м. Например, расчет приращений балльности по наиболее вероятным изменениям ζV с глубиной для песчаных, крупнообломочных и скальных грунтов, установленных для территории Восточной Сибири, дает одинаковые величины ΔI для глубин 10-30 м (рис. 4.4). Разброс значений ΔI на указанном графике объясняется принятием за этalon скальных грунтов различного состояния.

На основании изложенного рекомендуется следующая схема расчета сейсмической опасности по методу сейсмических жесткостей.

1. Наиболее обоснованной формулой метода является формула С.В. Медведева с новыми коэффициентами к поправке за счет обводненности, учитывающими состав грунта.

2. При расчетах используются параметры верхней зоны разреза мощностью 10-12 м. При этом самый низкоскоростной почвенно-растительный слой сезонного промерзания и оттаивания, который при строительстве

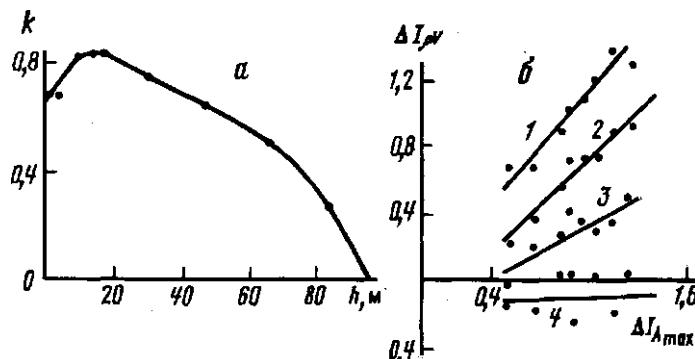


Рис. 4.3. Изменение коэффициента корреляции между $\phi\sqrt{A_e/A_s}$ для различной эффективной мощности (а) и зависимость приращений сейсмической балльности, рассчитанных по сейсмическим жесткостям и по соотношениям максимальных амплитуд и различных глубин (б)
 $h, \text{ м: } 1 - 4; 2 - 12; 3 - 48; 4 - 80$

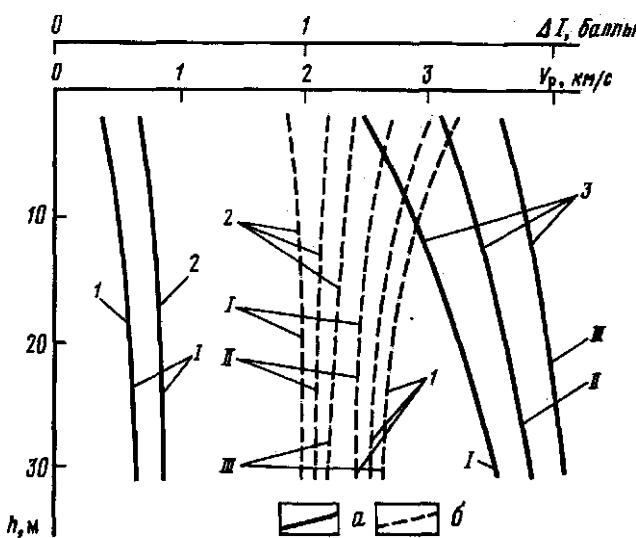


Рис.4.4.Наиболее вероятные изменения средних значений скоростей сейсмических волн с глубиной (а) и значений приращений сейсмической балльности (б), рассчитанных по средним значениям скоростей в скальных грунтах различного состояния

1 - пески; 2 - грубообломочные грунты; 3 - скальные грунты.
 I - воздушно-сухие грунты; II - водонасыщенные грунты; III - мерзлые грунты

будет сниматься, заменяется слоем со значениями V_p и V_s , соответствующими нижележащему слою.

3. Для учета резонансных свойств грунтов используются данные о преобладающих периодах их колебаний, найденные расчетными методами, а также данные регистрации землетрясений. При расчетах Δt по значениям V_s рекомендуется использовать формулу С.В. Медведева, сохранив методику расчетов, принятую для скоростей продольных волн.

4.3.2. Определение скоростей распространения продольных и поперечных волн

Скорости распространения продольных и поперечных волн, а также характеристики затухания и поглощения сейсмических волн, служащие исходными данными для реализации метода сейсмических жесткостей и расчетных методов СМР, определяются с помощью сейсморазведочных наблюдений. В отдельных случаях, особенно для получения характеристик поглощения упругих волн, могут использоваться специальные наблюдения. В качестве регистрирующей аппаратуры применяются одно- и многоканальные отечественные станции ряда "Поиск", "Прогресс" и др.

При СМР предпочтительным является использование многоканальных сейсмостанций. Это позволяет получить необходимый материал при минимальном числе расстановок. В качестве приемников упругих колебаний обычно используют стандартные сейсмоприемники типа С-110, С-130, С-205, СВ-10ц и др.

Основным способом возбуждения колебаний является ударный, и в отдельных случаях используются взрывы малого количества ВВ. Принципиальные достоинства взрывного способа возбуждения колебаний очевидны. Недостатком этого способа является необходимость организации специальной взрывной службы, что связано с удорожанием сейсморазведки. Кроме того, проведение этих работ ограничивается в заселенных исследуемых районах.

Достоинством ударного способа возбуждений являются проототип использования ручных или легких механических ударных установок и неспособность получения горизонтально направленных воздействий с целью возбуждения поперечных волн. Недостаток ударного способа заключается в малой глубинности исследований. Легкие ударные устройства позволяют изучать сейсмические параметры грунтов до глубин 30–40 м, дальнейшее повышение глубинности влечет за собой значительные усложнения ударных установок, которые нуждаются в специальном транспорте.

Перспективными для инженерной сейсморазведки являются малогабаритные пороховые газодинамические, электродинамические и другие импульсные источники возбуждения упругих колебаний. Однако промышленный выпуск в необходимом количестве таких установок не наложен.

Сейсморазведочные наблюдения выполняются в следующих модификациях: одиночные сейсмозондирования с получением одной пары встречных и на-

гоняющих гидографов; непрерывное сейсмическое профилирование по корреляционно увязанной системе с получением встречных и нагоняющих гидографов [102, 193].

Одиночные сейсмозондирования выполняются в пределах типичных участков, выделенных по данным инженерно-геологического районирования. Непрерывное сейсмическое профилирование рекомендуется выполнять по профилям, пересекающим несколько участков, выделенных по инженерно-геологическим условиям, как с целью изучения сейсмических характеристик грунтов, так и с целью уточнения границ между участками. Системы наблюдений должны обеспечивать возможность уверенного прослеживания всех выделенных сейсмических границ, а также определения сейсмических свойств горных пород. Однако возможны и отклонения как в сторону уменьшения, так и увеличения детальности.

Сейсморазведочные профили желательно размещать на ровных и горизонтальных участках местности. Однако при изучении узких межгорных долин профили необходимо располагать поперек долины, только в этом случае возможно получить необходимую информацию о строении разреза и сейсмических свойствах грунтов, заполняющих долину.

Протяженность сейсморазведочных профилей зависит от решаемых задач и требуемой глубинности исследований. Максимальная протяженность выбирается такой, чтобы обеспечивать уверенное выделение и прослеживание преломлений волн, связанной с кровлей коренных пород. Минимальная протяженность должна обеспечивать возможность определения скоростей продольных и поперечных волн до глубин 10–30 м.

При детальном изучении верхней зоны разреза до 10–30 м сейсмоприемники располагаются по профилю равномерно с интервалом 1–3 м. При прослеживании одной границы на глубинах 50–100 м и более величина Δx также увеличивается и может достичь 10 м и более.

Наиболее надежную информацию о скоростях распространения продольных и поперечных волн и характеристиках их поглощения в грунтах позволяет получить сейсморазведочные наблюдения в скважинах и горных выработках. В этом случае наблюдения проводятся способами вертикального сейсмического профилирования (ВСП), сейсмокаротажа и сейсмопрофилирования. Наиболее простая волновая картина на записях получается при сейсмопросвечивании между горными выработками или скважинами, а наиболее полная – при ВСП, когда изучаются не только первые вступления волн различных типов, но и все волны в последующей части записи.

ВСП на продольных и поперечных волнах производится с помощью специальных зондов, в каждом пункте приема регистрируются одна, две или три компоненты. ВСП следует производить из 2–3 пунктов удара, расположаемых на расстоянии: первый в 3–5 м от устья скважины, последующие в зависимости от глубины скважины H на расстоянии $(0,7+1,2)H$ и $(1,5+2;5)H$ от устья.

При регистрации продольных волн используются сейсмоприемники типа

GB, которые устанавливаются вертикально (регистрируются вертикальные компоненты колебаний). При регистрации поперечных волн типа SH используются сейсмоприемники типа СГ, ось максимальной чувствительности которых располагается горизонтально.

При наблюдениях с поверхности для регистрации продольных волн применяется схема наблюдений ZZ (вертикально направленный удар и вертикально ориентированные оси максимальной чувствительности сейсмоприемников). В отдельных случаях при той же схеме наблюдений при "слабом ударе" на сейсмограммах можно выделить поперечные волны SV.

Для регистрации поперечных волн SH применяется схема наблюдений UU (горизонтально профилю и перпендикулярно к нему направленный удар и горизонтально профилю и перпендикулярно к нему ориентированные оси максимальной чувствительности сейсмоприемников). Для более уверенного выделения на записях поперечных волн рекомендуется производить горизонтальные удары противоположной направленности (+U и -U), при этом признаком поперечных волн является инверсия фаз на 180°. Совместные наблюдения по схемам ZX и UU в большинстве случаев позволяют надежно выделить на записях как продольные, так и поперечные волны.

В случае применения поляризационного метода сейсмических исследований используются трехкомпонентные сейсмоприемники различного типа.

Интерпретация сейсморазведочных данных состоит из двух этапов. Первый этап включает в себя корреляцию волн, построение годографов, введение поправок и увязок систем годографов. Второй этап заключается в решении обратной задачи: расчета по известным годографам изменения скоростей упругих волн с глубиной и вдоль профиля и определения глубины залегания сейсмических границ. Для верхней части разреза в первых вступлениях присутствуют преломленные волны разных типов: головные, рефрагированные, преломленно-рефрагированные, преломленно-дифрагированные, отраженно-преломленные и поверхностные.

Поверхностные волны могут использоваться для определения скоростей и мощностей слоев, соответствующих осредненным величинам этих параметров для данной базы источник-приемник. Это ограничивает широкое применение поверхностных волн в инженерной сейсморазведке [49]. Интерпретация преломленных волн и оценка по ним необходимых параметров подробно изложены в работах [53, 193].

Следует различать скорооти распространения продольных и поперечных волн, входящие в расчеты сейсмической жесткости, и скорости в слоях, учитываемые при расчетных методах СМР. Скорости распространения продольных и поперечных волн, входящие в расчеты сейсмической жесткости, принимаются средними для учитываемой в расчете толщи грунтов - обычно 10-метровой толщи, считая от планировочной отметки (или от поверхности Земли, если неизвестны планировочные отметки). Средние скорости распространения продольных и поперечных волн, входящие в расчеты сейсмической жесткости, при наземных наблюдениях определяются по годограф-

фам объемных волн. С помощью скважинных наблюдений средняя скорость в толще грунтов может быть получена непосредственно из эксперимента (по данным сейсмокартажа и ВСП).

Для приближенной оценки значений пластовых скоростей в слоях многослойной среды могут использоваться соответствующие граничные скорости по данным МПВ и КМПВ [193]. При этом следует оценить возможные погрешности из-за принятия граничных скоростей в качестве пластовых сравнением сейсморазведочных наблюдений с поверхности и в скважинах.

Скорости распространения продольных и поперечных волн в слоях многослойной среды, принимаемой в качестве модели для расчета ее спектральных характеристик и синтетических акселерограмм на поверхности, являются пластовыми и определяются с помощью приемов, хорошо известных в сейсморазведке [53]. При СМР методом сейсмических жесткостей для каждой исследуемой территории существует нижний предел числа измерений скоростей, ниже которого невозможно построение карты, а также верхний предел числа измерений, выше которого точность построения карты не увеличивается и, следовательно, дальнейшее сгущение сети измерений нецелесообразно.

В практике СМР выбор рациональной сети измерений скоростей должен определяться следующими основными факторами.

- 1) масштабом и глубинностью исследований;
- 2) поставленными перед сейсморазведкой инженерно-геологическими и инженерно-сейсмологическими задачами;
- 3) погрешностью определения скоростей в точках наблюдения;
- 4) скоростной неоднородностью изучаемой территории по площади и с глубиной.

4.3.3. К оценке погрешностей определения приращений балльности методом сейсмических жесткостей

Полное приращение сейсмической интенсивности ΔI , определяемое по методу сейсмических жесткостей (МСЖ), складывается из следующих приращений:

$$\Delta I = \Delta I_c + \Delta I_{y.g.v} + \Delta I_{rez}, \quad (4.29)$$

где ΔI_c – приращение, обусловленное изменением средней сейсмической жесткости на исследуемом участке по сравнению с эталонным; $\Delta I_{y.g.v}$ – приращение, вносимое залеганием близко к поверхности уровня грунтовых вод; ΔI_{rez} – приращение за счет резонансных явлений в верхней, сравнительно низкоскоростной части разреза.

Общая (результатирующая) погрешность $\sum \Delta I$ единичного определения величины ΔI в МСЖ оценивается по формуле

$$\sum \Delta I = (\delta_{\Delta I}^2 + \delta_{\Delta I}^2)^{1/2}, \quad (4.30)$$

где $\delta_{\Delta I}$ – полная случайная погрешность определения ΔI , баллы; $\delta_{\Delta I}$ – полная погрешность аппроксимации формул расчета ΔI , баллы.

Величина $\sigma_{\Delta I}$ оценивается по формуле

$$\sigma_{\Delta I} = \left(\sigma_{\Delta I_c}^2 + \sigma_{\Delta I_{y,g.b.}}^2 + \sigma_{\Delta I_{\text{рез}}}^2 \right)^{1/2}, \quad (4.31)$$

где $\sigma_{\Delta I_c}$, $\sigma_{\Delta I_{y,g.b.}}$, $\sigma_{\Delta I_{\text{рез}}}$ - случайные ошибки определения величин ΔI_c , $\Delta I_{y,g.b.}$, $\Delta I_{\text{рез}}$ соответственно.

Величина $\sigma_{\Delta I}$ оценивается по формуле

$$\sigma_{\Delta I} = \left(\sigma_{\Delta I_c}^2 + \sigma_{\Delta I_{y,g.b.}}^2 + \sigma_{\Delta I_{\text{рез}}}^2 \right)^{1/2}, \quad (4.32)$$

где $\sigma_{\Delta I_c}$, $\sigma_{\Delta I_{y,g.b.}}$, $\sigma_{\Delta I_{\text{рез}}}$ - погрешности аппроксимации формул расчета ΔI_c , $\Delta I_{y,g.b.}$, $\Delta I_{\text{рез}}$ соответственно.

Величины $\sigma_{\Delta I_c}$, $\sigma_{\Delta I_{y,g.b.}}$, $\sigma_{\Delta I_{\text{рез}}}$ оцениваются как случайные погрешности измерений дифференцированием по измеряемым параметрам соответствующих формул расчета ΔI_c , $\Delta I_{y,g.b.}$, $\Delta I_{\text{рез}}$ [40]. Например, величина $\sigma_{\Delta I_c}$ оценивается по формуле

$$\sigma_{\Delta I_c} = 0.72 \left(\sigma_{\rho_0} / \rho_0 \right)^2 + \left(\sigma_{\rho_1} / \rho_1 \right)^2 + \left(\sigma_{V_0} / V_0 \right)^2 + \left(\sigma_{V_1} / V_1 \right)^2, \quad (4.33)$$

где ρ_0 и ρ_1 - плотности грунтов стаконного и срабатываемого участков соответственно, $\text{г}/\text{см}^3$; V_0 и V_1 - скорости упругих волн на тех же участках, $\text{м}/\text{с}$; σ_{ρ_0} и σ_{ρ_1} - случайные погрешности определения величин ρ_0 и ρ_1 соответственно, $\text{г}/\text{см}^3$; σ_{V_0} и σ_{V_1} - случайные погрешности определения величин V_1 и V_0 соответственно, $\text{м}/\text{с}$.

Величина $\sigma_{\Delta I_{y,g.b.}}$ для водонасыщенных песков оценивается по формуле

$$\sigma_{\Delta I_{y,g.b.}} = 0.08 h_{y,g.b.} \exp(-0.04 h_{y,g.b.}^2) \sigma_{h_{y,g.b.}}, \quad (4.34)$$

где $h_{y,g.b.}$ - глубина залегания уровня грунтовых вод, м ; $\sigma_{h_{y,g.b.}}$ - случайная погрешность оценки величины $h_{y,g.b.}$, м .

Ориентировочные численные оценки величин σ_{ρ} , σ_{V} и $\sigma_{h_{y,g.b.}}$ приведены в работе [24]. Величина $\sigma_{\Delta I_{\text{рез}}}$ может быть получена в каждом конкретном случае после выбора соответствующих выражений для оценки $\Delta I_{\text{рез}}$. Уменьшить случайные погрешности $\sigma_{\Delta I}$ можно двумя способами: применить более точные методы определения исходных параметров или же выполнить несколько определений этих параметров, взяв их среднее арифметическое.

Наиболее вероятное значение величины ΔI в отдельной инженерно-геологической зоне (ИГЗ) при N независимых разносточных определениях ΔI следует считать среднее арифметическое:

$$\bar{\Delta I} = \frac{\sum_{i=1}^N \Delta I_i}{N}. \quad (4.35)$$

Случайная ошибка определения ΔI в ИГЗ оценивается по величине средней квадратичной ошибки $\sigma_{\Delta I_i}$

$$\sigma_{\Delta I_i} = \left[\frac{\sum_{i=1}^N (\bar{\Delta I} - \Delta I_i)^2}{N-1} \right]^{1/2}. \quad (4.36)$$

Величина $b_{\Delta \bar{l}}$ характеризует степень отклонения каждой из полученных величин $\Delta \bar{l}_i$ от истинного значения $\Delta \bar{l}$ в ИГЗ.

Среднее квадратичное отклонение среднего арифметического $\bar{b}_{\Delta \bar{l}}$, характеризующее степень отклонения величины $\Delta \bar{l}$ от истинного:

$$\bar{b}_{\Delta \bar{l}} = b_{\Delta \bar{l}} / \sqrt{N}. \quad (4.37)$$

Наиболее вероятное значение $\Delta \bar{l}$ в ИГЗ с заданной доверительной вероятностью Φ (обычно Φ равно 0,9 или 0,95) заключено в доверительном интервале

$$\Delta \bar{l} = \bar{b}_{\Delta \bar{l}} \pm \bar{b}_{\Delta \bar{l}} t_{N, \Phi}, \quad (4.38)$$

где $t_{N, \Phi}$ – коэффициент Стьюдента, зависящий от числа определений N и выбранной доверительной вероятности Φ (например, $t_{N, \Phi} = 2$ при $\Phi = 0,9$ и $N = 6$).

Таким образом, по данным полевых измерений мы можем оценить полную случайную погрешность определения $\Delta \bar{l}$. В то время как полную погрешность аппроксимации, которая является постоянной ошибкой, возможно вычислить только прямым путем по непосредственному сопоставлению $\Delta \bar{l}$, рассчитанному по формуле (4.26) и по данным записей колебаний грунтов при сильных землетрясениях.

4.4. Метод использования микросейсм

4.4.1. Общие положения

При СМР в качестве одного из методов определения вариаций сейсмической интенсивности и частотных характеристик слоев грунтов используются записи микросейсм, представляющих собой непрерывные микроколебания земной поверхности в широком интервале амплитуд и периодов. Для целей СМР наибольший интерес представляют микросейсмы с периодами 0,1-2 с, обусловленные как природными, так и техногенными факторами, поскольку в этом диапазоне находятся периоды колебаний основных типов зданий и сооружений, а также максимумы спектров при сильных землетрясениях.

Свойства микросейсм указанных периодов: природа, местоположение, энергия, спектральные характеристики источников, их пространственно-временная изменчивость – и другие свойства изучены слабо. Вместе с тем решение указанных вопросов имеет принципиальное значение, так как методика СМР по записям микросейсм может быть обоснована в двух случаях, если в рассматриваемом временном интервале можно выделить единый локализованный источник микросейсм или если множество соизмеримых по интенсивности источников микросейсм распределено в изученном районе равномерно и сигнал каждого регистрируется всеми пунктами наблюдений. В первом случае наблюдения должны быть синхронными на эталонном и исследуемом пунктах, во-втором это требование несущественно.

В большинстве практических работ СМР использовалась методика,

основанная на представлении о статистически равномерном распределении источников микросейсм, стабильности их амплитудно-частотного состава во времени и пространстве [10, 79, 97]. Опыт исследования микросейсм в различных сейсмоактивных регионах СССР свидетельствует о том, что во многих случаях эти положения не соответствуют реальным условиям. Уровень и частотный состав микросейсм испытывают значительные флюктуации в зависимости от времени суток, времени года и года наблюдений, района наблюдений и даже при переходе от одного пункта к другому в пределах одного грунтового комплекса [179, 197].

В то же время для некоторых районов на записях микроколебаний в течение суток можно выделить периоды относительной стабильности параметров микросейсмического поля и, таким образом, уменьшить ошибки значений приращения сейсмической интенсивности. Так, при проведении работ на Украине было показано, что флюктуации уровня микросейсм, выраженные в баллах, по 97 записям, полученным на одном из пунктов в г. Ялте, в 88% случаев не превышали $\pm 0,4$ балла. Запись проводилась в дневное время с 11 до 16 ч в июне-сентябре. Аналогичные результаты получены в городах Гурзуф, Алушта, Симферополь, Измаил.

При использовании данной методики большие искажения в результаты измерений вносят факторы, нарушающие стандартность условий наблюдений: наличие в зоне исследований промышленных предприятий с источниками возбуждения вибраций (расстояния зависят от мощности источника вибраций), присутствие в районе исследований постоянно действующих источников микросейсм (прибой, водопады, турбины и др.), разница в метеорологических условиях в моменты проведения отдельных опытов, наличие транспортных помех на расстояниях менее 150 м, проведение сопоставимых опытов в рабочие и выходные дни, днем и ночью, в центре и на окраине города и др. [79].

Другой способ использования записей микросейсм заключается в выделении локализованных источников и изучении реакции среды на их воздействия. В настоящее время разрабатываются две модификации этого способа:

поляризационный анализ трехкомпонентных записей микросейсм в отдельных пунктах [30];

изучение колебаний, возбуждаемых железнодорожным транспортом [42, 152].

Методика, основанная на изучении реакции среды на воздействия от конкретных источников, лишена многих недостатков, присущих описанной выше, однако она не прошла апробации в различных районах и поэтому не может быть использована в качестве самостоятельного метода при СМР. Таким образом, несмотря на очевидные преимущества: простоту постановки эксперимента, экономичность, возможность получать одновременно две сейсмические характеристики грунтов, метод микросейсм в настоящее время может быть использован только в комплексе с другими методами СМР.

4.4.2. Методика постановки экспериментов и аппаратура

В связи со слабой изученностью основных свойств поля высокочастотных микросейсм и большим разнообразием инженерно-геологических условий в каждом конкретном регионе для выбора соответствующего методического подхода необходимо выполнение предварительного этапа исследований. Основной задачей этого этапа работ является изучение амплитудно-частотных характеристик существующих в данном районе источников и их спектрально-временной изменчивости. С этой целью в нескольких пунктах с известным инженерно-геологическим строением проводятся синхронные круглосуточные наблюдения стандартной инженерно-сейсмологической аппаратурой, либо аппаратурой с аналоговой магнитной записью типа "Регион", АСС-6 "Черепаха", "Земля".

Круглосуточные наблюдения желательно повторить в различные дни недели и по возможности в различные сезоны года. Регистрируются три компоненты движения грунта: горизонтальные (С-Ю, В-З) и вертикальная. Сейсмометры при записи устанавливаются на твердый грунт и тщательно изолируются от ветровых помех, в радиусе 150 м от пункта записи не должно быть источников помех.

При использовании в качестве источника микросейсм железнодорожного транспорта на предварительном этапе должны быть изучены законы затухания колебаний с расстоянием и амплитудно-частотные характеристики, возбуждаемые этим источником. По результатам, полученным на первом этапе исследований, определяются тип и характеристики регистрирующей аппаратуры, время регистрации, выбирается одна из существующих модификаций метода.

Если на основании предварительных работ делается вывод о том, что поле микросейсм в исследуемом районе в какой-либо промежуток времени представляет собой стационарный во времени и пространстве процесс, в дальнейшем может быть использована методика, разработанная в ИФЗ [77-79]. Она заключается в следующем: по инженерно-геологическим данным выбираются пункты наблюдений. Для каждого типа грунтовых условий следует иметь не менее трех пунктов. Если участки однотипных грунтов расположены в разных местах исследуемого района, то на каждом из них следует иметь хотя бы по одному пункту.

Регистрация производится в течение 140 с в каждой точке со скоростью развертки не менее 1 см·с. Горизонтальные приборы устанавливаются на плотный грунт по направлениям С-Ю, В-З. При появлении близких источников микросейсм отмечаются время их появления, характеристика и примерное расстояние. В каждом пункте проводится 2-4 опыта продолжительностью по 140 с каждый. Запись микросейсм в данном случае может быть несинхронной. При проведении работ в различное время суток наблюдения должны быть синхронными на исследуемом и опорном пунктах. Указанная методика апробирована во многих регионах СССР и дает неплохие результаты в комплексе с другими методами.

Если для определения сейсмических свойств грунтов используется методика, основанная на спектрально-поляризационном анализе, регистрация микроколебаний осуществляется трехкомпонентными идентифицированными установками синхронно в нескольких (не менее трех) пунктах. Пункты располагаются в различных инженерно-геологических зонах. Продолжительность записи должна, с одной стороны, обеспечить статистически обоснованную оценку поляризационных параметров среды, с другой – соответствовать представлению о стабильности источника.

Когда для определения сейсмических свойств грунтов используется железнодорожный транспорт, пункты наблюдений должны располагаться на разных расстояниях от источника. Независимо от того, какая методика применяется при проведении работ, пункты наблюдений микросейсм должны быть совмещены с пунктами с известными макросейсмическими данными (если они имеются) и лунитами записей землетрясений, взрывов, сейсморазведочных наблюдений.

Для регистрации микросейсм в настоящее время используется стандартная инженерно-сейсмологическая аппаратура с осциллографической записью: сейсмометры ВЭТИК, СМ-3, С-5-С, УСФ с гальванометрами ГБ-1У с собственной частотой 10 Гц, установленными в осциллографы Н-700, Н-041, Н-044, и др. Кроме этого, для записи микроколебаний используется аппаратура с аналоговой магнитной записью типа "Регион", АСС-6 "Черепаха", "Земля". В Таджикистане для записи микросейсм использовалась частотно-избирательная станция Запольского – ЧИСС. Комплекты аппаратуры, предназначенные для записи микросейсм, должны быть тщательно идентифицированы, обладать большим увеличением (не менее 10 000) и иметь амплитудно-частотные характеристики, позволяющие регистрировать без искажения колебания в диапазоне периодом 0,1–1 с.

Для определения параметров аппаратуры и ее идентификации применяются в основном расчетные методы, однако более надежные данные получаются при использовании вибростенда. Модель такого вибростенда для калибровки горизонтальных каналов разработана и используется в ИГ им. С.И. Субботина АН УССР. При проведении работ в районах с низким амплитудным уровнем микросейсм может применяться широкополосный усилитель олабых сигналов, разработанный в ИГиГ АН МССР [83].

Перспективным для регистрации и анализа микросейсм является применение аппаратуры с аналоговой магнитной записью. Аппаратура этого типа достаточно проста и надежна в эксплуатации, обладает высоким коэффициентом усиления $2 \cdot 10^5$ в диапазоне частот 1–20 Гц, позволяет производить анализ реализаций большой продолжительности, что повышает статистическую надежность в определении уровня микросейсм. Запись на магнитную ленту дает возможность применять для их обработки аналоговые и цифровые спектроанализаторы. Методика записи микроколебаний с аппаратурой типа "Регион" и ее обработка с помощью спектроанализаторов опробована в ИЗК СО АН ССР.

4.4.3. Методика обработки и интерпретации наблюдений

По записям микросейсм могут быть определены приращения сейсмической интенсивности и амплитудно-частотные характеристики грунтов. В настоящее время наиболее обоснованной и проверенной в различных районах СССР является методика, разработанная в ИФЭ [79]. В ее основу положено представление о том, что микросейсмические колебания представляют собой "белый шум", а грунты являются своего рода фильтрами. Поэтому спектральные характеристики микросейсм в различных пунктах наблюдений будут определяться в первую очередь инженерно-геологическими особенностями.

В соответствии с этим положением для определения амплитудно-частотных характеристик грунтов по записи находится преобладающий период микросейсм, который характеризует резонансные свойства грунта. Для определения преобладающего периода на полученных в каждой точке записях выделяются четыре участка по 30 с с наиболее четко выраженным и характерным периодом и амплитудами. Для каждого из участков проводится сплошной промер всех встречающихся периодов. Весь диапазон периодов разбивается на интервалы, равномерные в логарифмическом масштабе, начиная с периода 0,08 с. Среднее значение интервала называется узловым (T_i). Между собой узловые периоды различаются на 20%.

Затем для каждого из участков строится кривая повторяемости периодов и определяется "максимальная" амплитуда для соответствующего узлового периода. При этом учитываются все периоды в рассматриваемом диапазоне, которые можно выделить при визуальной обработке, кроме тех, которые имеют амплитуды, отличающиеся более чем в 10 раз от средних амплитуд исследуемого участка.

При построении графиков повторяемости по оси абсцисс откладываются значения узловых периодов (в логарифмическом масштабе), а по оси ординат - количество колебаний для каждого узлового периода в пределах изучаемого участка. За максимальную амплитуду рассматриваемого участка принимается наибольшее среднее значение из двух амплитуд одного интервала периодов (одного узлового периода).

Для выделения преобладающего периода по графику повторяемости необходимо найти наиболее часто встречающийся период. Но сопоставление по абсолютным цифрам графика повторяемости неправильное, так как более короткие (меньше 0,2 с) и более длинные (более 0,4 с) периоды не находятся в равных условиях. Например, если $n = 30$ для периодов 0,1 и 1 с на рассматриваемом отрезке продолжительностью $\Delta t = 30$ с, то для 0,1 с это число составляет только 1/10 возможного числа периодов, а для 1 с - максимально возможное на данном отрезке число периодов, т.е. в данном случае период 1 с имеет значительно больший вес, чем период 0,1 с.

Поэтому была введена относительная оценка. График $n(T_i)$ для одного опыта преобразовывался в график $n^*(T_i)\%$, где $n^* = (n \cdot T_i / \Delta t) \cdot 100\%$.

($\Delta t = 30$ с - продолжительность отрезка записи). Для четырех опытов определялся усредненный график повторяемости периодов $\bar{n}(T_i)$ и для него находился преобразованный график $\bar{n}^*(T_i)\%$. Графики $n^*(T_i)$ и $\bar{n}^*(T_i)$ позволили в простой и наглядной форме установить количественные оценки для выделения преобладающих периодов слоев грунта. Оценки даны для следующих признаков (в %): \bar{n}^* и W_T (W_T - отношение числа раз, когда преобладающий период для одного опыта приходится на определенный узловый период, к общему числу опытов).

Критерий для определения преобладающего периода в одном опыте следующий: период можно считать преобладающим, если $n^* \geq 15\%$ или если при $10\% < n^* < 15\%$ этому периоду соответствует максимальная амплитуда. Преобладающим периодом грунтовых условий 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 ($W_T \geq 50\%$).

Для определения изменения интенсивности сильного землетрясения по максимальной амплитуде микроколебаний И.А. Ершовым предложена формула

$$\Delta I = 2 \lg (A_{\max} / A_{\max_e}),$$

где A_{\max} , A_{\max_e} - максимальные амплитуды микроколебаний на исследуемых грунтах и эталонном грунте соответственно.

Следует отметить, что значение коэффициента в формуле может быть различным и должно обосновываться эмпирически на основании микросейсмических данных и данных других методов СМР. Хорошую сходимость результатов способа микросейсм с другими способами инструментального определения приращения балльности дает коэффициент 1,6 [29].

Обработка и интерпретация записей микросейсм, обусловленных прохождением железнодорожного транспорта, не отличается от описанной выше. На сейсмограммах измеряются максимальные и средние амплитуды и соответствующие им периоды, строятся частотные характеристики грунтов, находятся приращения сейсмической интенсивности по приведенной формуле. Исследования, выполненные в ИЗК СО АН СССР и в Туркмении, свидетельствуют о том, что частотные характеристики грунтов и приращения сейсмической интенсивности хорошо совпадают с другими методами СМР.

При использовании для записи микросейсм аппаратуры с магнитной регистрацией типа "Регион" в ИЗК СО АН СССР применялась следующая методика обработки материалов. Микроколебания, записанные на магнитной ленте, воспроизводились и после усиления подавались на вход спектроанализатора. В полевых условиях для оценки сейсмических свойств грунтов измерялись среднеквадратичные значения уровня микроколебаний (в дБ). Для измерений использовались записи горизонтальной компоненты, как правило, той, на которой меньше уровень колебаний грунта, прики-

маемого за эталон. Так как уровень сигнала измерялся в децибеллах, определение приращений балльности сводилось к измерению разности уровней между исследуемым и эталонным грунтами по формуле

$$\Delta I = (1,6/20)(U_1 - U_0),$$

где U_1 и U_0 - средний уровень микроколебаний на исследуемом и эталонном грунтах соответственно.

После обработки записей и определения приращений балльности выявляются участки с "плохими" в сейсмическом отношении уровнями, на которые необходимо обратить особое внимание. В дальнейшем, при камеральной обработке с помощью спектроанализатора параллельного действия типа 01012 определение приращений балльности производится с учетом спектральных особенностей грунтов. Для этого предварительно определяются частотные характеристики грунтов по формуле

$$U(f) = \lg S_1(f) - \lg S_0(f),$$

где $S_1(f)$ и $S_0(f)$ - спектры микроколебаний исследуемых грунтов и эталонного грунта соответственно.

Приращение балльности рассчитывается по формуле

$$\Delta I = \frac{1,6}{20} U_{\max}(f),$$

где $U_{\max}(f)$ - максимальное значение амплитудно-частотной характеристики грунта.

Одним из перспективных способов обработки и интерпретации записей микросейсм является поляризационный анализ [30].

4.5. Метод использования взрывов

4.5.1. Общие положения и модификация метода

Для изучения реакции грунтов на сейсмические воздействия в районах с низкой сейсмической активностью, а также в случаях, когда сроки проведения СМР некоторой территории не позволяют организовать длительные инструментальные наблюдения за землетрясениями, используются (попутные) промышленные или специально для СМР организованные взрывы. В качестве источника информации о сейсмических свойствах грунтов можно использовать как поверхностьные, так и объемные волны взрывов [8, 12, 15, 149, 150, 154].

В связи с большим разнообразием инженерно-геологических условий в пунктах наблюдений, в пунктах взрывов, в связи с возможностью их пользования для целей СМР разных типов волн в практике микрорайонирования в настоящее время апробированы и применяются три различные модификации взрывных работ:

- 1) взрывы мгновенные с расположением заряда массой 3-8 т ВВ в ной скважине большого диаметра - 700-1000 мм [196];
- 2) взрывы группированных зарядов в скважинах диаметром 100-150 мм [143];

3) взрывы в искусственно созданных естественных водоемах, не имеющих народнохозяйственного значения.

Каждая из рассмотренных модификаций взрывных работ для СМР обладает своими достоинствами и недостатками и должна применяться в зависимости от конкретной инженерно-геологической ситуации - застроенности территории и технических возможностей организации, проводящей СМР. Так, например, бурение скважин в лёссовых, супесчаных и песчаных грунтах не представляет особых трудностей, в то же время бурение скважин или ряда скважин в крупнообломочных и мералых грунтах любой литологии может оказаться весьма трудоемким и дорогостоящим делом. В других случаях, наоборот, очень сложно бывает подобрать водоем для проведения подобных работ. Кроме того, следует иметь в виду, что по одному взрыву, как и по одному землетрясению, нельзя характеризовать тот или иной грунт из-за большого разброса амплитуд, связанного с различными неоднородностями среды.

Как показал наш опыт работы со взрывами в воде, где условия в источнике мало менялись, коэффициент вариации значений приращений балльности по 20 взрывам, записанным в одном пункте, составляет в среднем по всем компонентам 30%. Расчеты показали, что для получения достоверных значений приращений балльности с доверительным интервалом 20% и доверительной вероятностью 0,9 при таком коэффициенте вариации необходимо провести не менее 10 взрывов. Если по каким-либо объективным причинам проведение СМР ограничивается одним взрывом, то в этом случае следует менять систему наблюдений и обработку данных, т.е. на каждом изучаемом грунте применять группирование сейсмоприемников.

Методика взрыва в скважинах для целей инженерной сейсмологии хорошо отработана и проверена в Таджикистане и Молдавии [143, 196].

Методика взрывов в воде проверена при микрорайонировании территории многих строительных площадок Восточной Сибири [151, 154, 156]. Возможно также использование попутных промышленных взрывов, проводимых поблизости.

4.5.2. Методика постановки экспериментов

Колебания грунтов на исследуемых участках возбуждаются специально тарироваными взрывами, удаленными на расстояния 2-15 км. На стадии широкования экспериментов (взрывов) выбираются пункты наблюдения и взрыва. Основанием для выбора пунктов наблюдений и пунктов взрывов служат материалы инженерно-геологических исследований и результаты изучения сейсмических жесткостей по продольным и поперечным осям.

Точки наблюдений располагаются по дуговым профилям, параллельным друг другу. Для каждого взрыва намечаются два-три дуговых профиля в зависимости от инженерно-геологических условий исследуемой территории).

При выборе профилей следует предусмотреть возможность последующего сравнения результатов измерений на исследуемых и эталонных грунтах. В пределах одного профиля расхождение в расстояниях между точками наблюдений и пунктом взрыва не должно превышать 20%, в противном случае при интерпретации результатов вносится поправка на разность расстояний.

В зависимости от эпикентрального расстояния от пункта взрыва до пунктов наблюдения рекомендуются две методики проведения экспериментов. Это связано с тем, что при взрывах поперечные волны начинают формироваться на расстояниях 8–10 км, а уверенно выделяются на расстояниях выше 10 км [12]. На расстояниях до 10 км основная доля энергии колебаний приходится на поверхностные волны.

Таким образом, если сейсмические колебания от взрывов регистрируются на эпикентральных расстояниях меньше 8 км, то максимальные амплитуды колебаний принадлежат поверхностным волнам. В этом случае, учитывая физическую природу поверхностных волн и особенности их распространения, рекомендуется соблюдать одно требование, а именно располагать пункт взрыва и пункты наблюдений таким образом, чтобы на пути распространения поверхностных сейсмических волн не было естественных преград в виде холмов, оврагов, рек и т.д.

В случае оценки сейсмических свойств грунтов по амплитудам объемных поперечных волн, т.е. при регистрации взрывов на расстояниях более 10 км от пункта взрыва, для более полного обеспечения подобия колебаний грунтов при взрывах и землетрясениях на записях взрывов выделяются объемные волны по направлениям, близким к направлениям распространения сейсмических волн при землетрясениях от наиболее опасного для исследуемой территории очага. При наличии нескольких опасных зон, генерирующих опасные для исследуемой территории колебания, следует провести серию взрывов с разными направлениями прихода волн в пункт наблюдений.

Идентичность углов выхода при взрывах и землетрясениях обеспечивается путем подбора соответствующих эпикентральных расстояний. Расстояние от пункта взрыва выбирается таким образом, чтобы обеспечить возможность выделения на записи участка продолжительностью 2–3 с, не осложненного наложением волн, которые выходят под углами, существенно отличными ($> 20^\circ$) от углов выхода при землетрясениях. Следует отметить, что изменение спектра сейсмических колебаний несущественно при вариациях угла выхода до 15° [7].

Для определения углов выхода в пунктах наблюдений необходимо знать скоростной разрез на участке пункта взрыва–исследуемая площадка. Для построения скоростного разреза используются все доступные данные: сейсморазведочных и сейсмокаротажных исследований, глубинного сейсмического зондирования, глубокого бурения и др. Расчет углов выхода сейсмической радиации для первых вступлений на исследуемой территории

производится методом последовательных приближений по формуле лучевой сейсмики:

$$R = \sum_{i=1}^n (h_i / t q e_i), \quad (4.39)$$

где R - эпикентральное расстояние; h_i - мощность i -го слоя; e_i - угол выхода сейсмического излучения для соответствующего слоя; n - число слоев.

Рассчитываются прямые, головные, отраженные, обменные, частично и полнократно отраженные волны (до 20 типов). При расчетах учитываются результаты моделирования и специальных полевых исследований влияния мощности слоя на распространение сейсмических волн, показывающих, что преломление волны возможно при $h > 0,1\lambda$, отражение и обмен при $h > 0,2\lambda$ (h - толщина верхнего слоя; λ - преобладающая длина волны сейсмических колебаний варыза).

Для определения длительности участка сейсмограмм, на котором зафиксированы колебания, вызванные волнами, углы выхода которых близки к углам выхода сейсмических волн при землетрясениях, проводится также расчет времени вступлений волн.

В табл. 4.5 дан пример расчета углов выхода и времен вступлений $t(s)$ различных волн для трехслойной модели со следующими параметрами: $h_1 = 60$ м, $V_{P_1} = 2,5$ км/с; $h_2 = 730$ м, $V_{P_2} = 30$ км/с; $h_3 = 520$ м, $V_{P_3} = 5,2$ км/с; $V_{P_4} = 6,2$ км/с. Эпикентральное расстояние $\Delta = 10$ км.

Если сопоставить расчетные углы выхода при взрыве с определенными по сейсмограммам землетрясений ($63-66^0$), то участок подобия можно принять равным 1,8 с.

Таблица 4.5

Расчетные углы выхода и времена вступлений волн

№	Тип волны	Время прихода, с	Угол выхода, 0	№	Тип волны	Время прихода, с	Угол выхода, 0
1	$P_1 P_2 P_3 P_4 P_4 P_3 P_2 P_1$	2,19	66,13	8	$P_1 P_2 \dots P_2 P_1$	3,46	36,06
2	$P_1 P_2 P_2 P_1$	2,38	55,02	9	$(P_1 P_2 P_2 P_1)^3$	3,33	58,06
3	$P_1 P_2 P_3 P_2 P_1$	2,39	61,16	10	$P_1 P_2$	3,53	66,17
4	$P_1 P_2 P_3 P_3 P_2 P_1$	2,55	61,29	11	$P_1 P_2$	3,66	61,24
5	$P_1 P_2 P_3 P_3$	2,57	74,01	12	$P_1 P_2$	3,79	61,51
6	$(P_1 P_2 P_2 P_1)^2$	2,83	56,05	13	$(P_1 P_2 P_2 P_1)^4$	3,81	60,54
7	$P_1 P_2 P_3 \dots P_2 P_1$	3,28	45,42	14	P_1	4	0

П р и м е ч а н и е . $P_1 P_2 \dots$ - головные волны; $P_1 P_2 \dots P_2 P_1$ - отраженные волны; $(P_1 P_2 \dots P_2 P_1)$ - полнократно отраженные волны.

4.5.3. Техника проведения экспериментов

Накопленный опыт проведения взрывов показывает, что наиболее подходящими грунтами, увеличивающими сейсмический эффект, являются обводненные грунты [12]. Поэтому при организации взрывов в одиночной скважине или группе скважин рекомендуется проводить их по возможности в обводненных или в сухих, но низкоскоростных грунтах. Благоприятными для увеличения продолжительности полезного участка записи являются низкоскоростные грунты мощностью $h > 0,71$ (в зоне взрыва).

В случае применения первой модификации взрывных работ (по возможности) в таких грунтах проходится скважина диаметром 700-1000 мм и глубиной 20-30 м. В рыхлых грунтах скважина обсаживается. Масса заряда ВВ в этом случае может изменяться в пределах 3-8 т. Максимальный сейсмический эффект наблюдается при камуфлетных взрывах. При этом глубина заложения заряда должна соответствовать взрыву рыхления, при котором грунт в эпицентре слегка приподнимается, а затем опускается на то же место. В этом случае ни разлета, ни воздушной ударной волны не наблюдается и большая часть энергии взрыва по сравнению со взрывом на выброс идет на образование сейсмических волн. В качестве ориентировочных оценок оптимальной глубины заложения заряда при этой модификации взрывов для СМР рекомендуется пользоваться эмпирической формулой [143]

$$h = (1,2 \div 1,5) \sqrt[3]{Q}, \quad (4.40)$$

где h - глубина заложения заряда, м; Q - масса заряда ВВ, кг.

Рекомендуется, если позволяют грунтовые условия, перед основным взрывом делать прострелку скважин для образования котловой полости. Взрывы группированных зарядов позволяют достичь ряда эффектов, невозможных при взрыве в одной скважине [125]:

роста интенсивности сейсмического сигнала (амплитуда упругой волны пропорциональна числу зарядов в группе);
повышения отношения амплитуды сигнала к амплитуде случайных помех;
снижения влияния местных условий района взрыва на интенсивность и форму колебаний;
направленности сейсмического излучения.

Общая масса зарядов в группе составляет 0,5-3 т. Схемы расположения зарядов в группе могут быть разными. В случае ограниченных размеров площадки взрыва заряды могут быть расположены в виде концентрических окружностей. Эффективной с точки зрения возможности возбуждения поперечных волн является трехрядная схема расположения зарядов. При взрывании среднего заряда вокруг каждого из зарядов образуется ослабленная (разрушенная зона) порода; возбужденные при этом поперечные волны имеют небольшую интенсивность. Затем последовательно взрываются заряды крайних рядов. Благодаря образовавшейся на глубине в

результате первого взрыва неоднородности появляются деформации сдвига и, как результат, регистрируются интенсивные поперечные волны.

Опыт эксплуатации описанной выше трехрядной схемы показал, что амплитуда поперечных волн, полученных при взрывании зарядов, расположенных в боковых рядах, в 2 раза превышает амплитуду колебаний от взрыва среднего ряда (при равной массе зарядов в каждом из рядов) (рис. 4.5).

Следует иметь в виду, что рассредоточенные взрывы отличаются направленностью сейсмического воздействия. Установлено, что амплитуда колебаний в поверхностной волне поперек линии зарядов больше, чем на тех же расстояниях вдоль нее. В случае невозможности повторения единичного или рассредоточенного взрыва в скважинах рекомендуется применять группирование приборов.

При взрывах в воде можно проводить как сосредоточенные, так и линейно-рассредоточенные взрывы. Количество взрывов в воде при достаточно большом водосеме практически зависит только от количества ВВ. В связи с этим перед началом основных работ при взрывах в воде рекомендуется провести вспомогательные работы по проверке аппаратуры на идентичность и по изучению затухания амплитуд сейсмических волн в данном районе.

Для калибровки сейсмической аппаратуры с увеличением 2000 ее следует расположить в одном месте на расстоянии 1-1,5 км от пункта взрыва. В этом случае при взрывах зарядов массой 50-100 кг ВВ можно получить на записях двойные амплитуды величиной 1-2 см. Но лучше на первом этапе работ, особенно при отложенной аппаратуре, провести профильные наблюдения. Расставить передвижные сейсмостанции по профилю длиной 1-2 км с равномерным шагом или же с шагом, равномерным по расстоянию в логарифмическом масштабе, и провести серию взрывов с массами зарядов 50-100 кг ВВ.

Полученные при профильных наблюдениях материалы позволят более обоснованно выбрать массу зарядов и расстояния до пунктов наблюдения. Начинать с этого этапа работы по СМР при взрывах в воде более рационально еще и в том плане, что условия возбуждения и регистрации сейсмических волн довольно сильно зависят от инженерно-геологических условий того или иного района.

Оптимальную глубину (в м) заложения зарядов при взрывах в воде можно ориентировочно рассчитать по формуле [151]

$$h = (0.4 \div 0.8) \sqrt[3]{Q}. \quad (4.41)$$

При линейно-рассредоточенных мгновенных взрывах в воде оптимальное расстояние (в м) между зарядами можно рассчитывать по эмпирической формуле

$$l = (1.5 \div 3) \sqrt[3]{Q}. \quad (4.42)$$

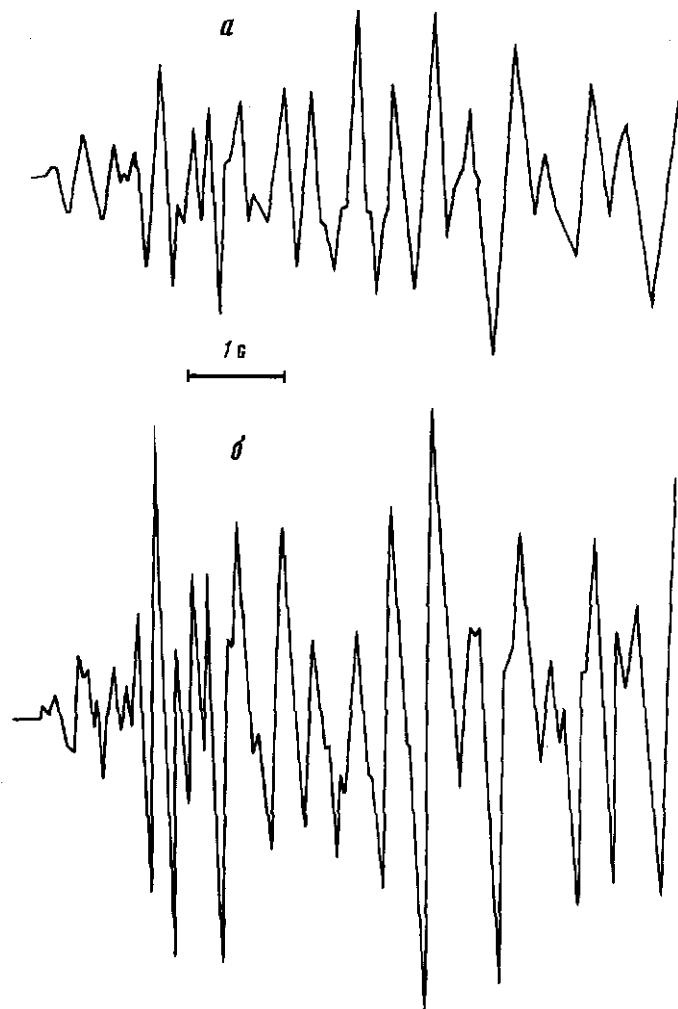


Рис. 4.5. Участки записей взрывов, полученных в одной точке при взрывании среднего (а) и одного из боковых (б) рядов трехрядной схемы расположения зарядов

Число зарядов в линии и масса единичного заряда выбираются в зависимости от размеров водоема, его протяженности и глубины. Увеличение заряда при малой глубине водоема меньше оптимальной не ведет к увеличению сейсмического эффекта.

При проведении взрывных работ как в скважинах, так и в воде, при использовании передвижных сейсмостанций с осциллографической записью и большой скоростью развертки пункт взрыва и все пункты наблюдения рекомендуется обеспечивать надежной радиосвязью. Включение аппаратуры должно происходить по команде за 5–10 с до взрыва в зависимости от

скорости развертки. Желательно подавать отметку момента взрыва на каждую сейсмостанцию. Для этого в общую магистраль, ведущую к заряду ВВ, последовательно вставляется дополнительный детонатор, на который наматывается гибкий провод, замыкающий выход радиостанции. При взрыве дополнительного детонатора размыкается выход передающей радиостанции и сигнал поступает на приемную радиостанцию. С выхода приемной радиостанции этот сигнал подается на дополнительный гальванометр светолучевого осциллографа.

Возможны также проведение взрывов и их регистрация с помощью сигналов точного времени. В этом случае эти сигналы подаются на дополнительный гальванометр каждого из осциллографов в пунктах наблюдений. Одновременно сигналы точного времени и момент взрыва регистрируются также и на пункте взрыва, что позволяет впоследствии определить время пробега различных волн. Необходимо проводить трехкомпонентную регистрацию в двух горизонтальных и вертикальном направлениях. Горизонтальные сейсмоприемники должны быть ориентированы так, чтобы записывать сейсмические колебания перпендикулярно к направлению на взрыв и параллельно тому же направлению.

4.5.4. Сейсмическая аппаратура

При проведении СМР по взрывам применяется стандартная инженерно-сейсмометрическая аппаратура с гальванометрической регистрацией, состоящая из сейсмоприемников типа СМ-3, ВЭГИК, С-5-С с гальванометрами ГБ-1У с собственной частотой 10 Гц, установленных в магнитных системах отечественных осциллографов Н-010, Н-041, Н-044 и т.д. (для записи смещений). Для проведения этих работ могут использоваться региональные стандартные сейсмостанции, но с большей скоростью развертки - 240-480 мм/мин. Применяются сейсмоприемники ОСП с гальванометрами ГБ-1У с собственной частотой 10 Гц, установленные в магнитных системах тех же осциллографов (для записи скоростей движения грунта), а также сейсмоприемники ОСП с гальванометрами ГБ-1У с собственной частотой 120 Гц, установленные в тех же осциллографах (для записи ускорений грунта). Для отметки момента взрыва при работе радиостанции типа Р-105 "Гроза" можно использовать гальванометры типа М.001.4.

Кроме того, при регистрации сейсмических колебаний от взрывов можно использовать аппаратуру с магнитной записью типа "Черепаха", "Регион", "Объ-автомат.". Более подробные сведения об аппаратуре и о записи различных кинематических элементов движения грунта (смещений, скоростей, ускорений) можно найти в [11].

4.5.5. Обработка результатов измерений

В связи с тем что основной задачей проведения взрывов для целей СМР является возбуждение сейсмических колебаний, имитирующих колебания при слабых землетрясениях, то и обработка записей взрывов полностью идентична обработке записей слабых землетрясений с учетом типа волн. Выбор расчетного коэффициента для AI необходимо определять с учетом типа волн (объемных или поверхностных).

В случае записи достаточно большого количества взрывов (30 и более) обработку записи следует проводить по правилам математической статистики с указанием среднего значения приращения балльности, среднеквадратичной ошибки среднего, среднеквадратичной ошибки отдельного измерения, доверительных интервалов. Если необходимо получить надежные оценки приращения балльности для различных типов грунтов при минимальном количестве наблюдений, то необходимо при обработке данных использовать метод последовательного анализа [32].

В тех случаях, когда в силу различных обстоятельств необходимо оценить различия в значениях приращений балльности на различных грунтах по одному-двум взрывам, следует применять группирование приборов. Пример обработки с помощью последовательного анализа и методика обработки исходного материала в случае группирования приборов проводятся в разд. 4.2.

4.6. Вспомогательные методы

В разделе изложена методика оценки сейсмических свойств грунтов по динамическим характеристикам колебаний от слабых импульсных источников, описан способ относительной качественной оценки просадочных свойств грунтов при мощных импульсных воздействиях, дается методика использования данных электроразведки для целей СМР. Первые два метода весьма просты в производстве полевых измерений и камеральной обработке и могут дать объективную информацию в пунктах зондирования, дополняющих пункты, в которых использованы основные методы СМР. Электроразведочные данные, применяемые для оценки мощности грунтов, выделения зон таликов и др., целесообразно использовать непосредственно для оценки сейсмических свойств грунтов, различающихся по своим физическим свойствам.

4.6.1. Оценка приращений балльности по динамическим характеристикам колебаний грунтов, возбуждаемых ударами¹

Способ предлагается использовать в качестве вспомогательного в комплексе с методом регистрации землетрясений и другими. Сроки проведения полевых инструментальных исследований по СМР часто бывают ограничены и не позволяют определить динамические параметры колебаний всех раз-

¹Данный раздел написан В.А. Потаповым и А.И. Седых.

новидностей грунтов, их состояний и т.п. при землетрясениях. Излагаемый способ в отношении мобильности, аппаратурной оснащенности, квалификации персонала, занятого в производстве экспериментальных измерений и обработке фактического материала, предпочтителен в сравнении с другими косвенными методами. Для площадок исследований, сравнительно простых в инженерно-геологическом отношении, и при застройке территории сооружениями низкой категории ответственности по обеспечению сейсмостойкости он может быть использован в качестве самостоятельного.

Общие положения. При сопоставлении динамических характеристик для целей СМР по записям колебаний грунтов от землетрясений, сравнительно удаленных взрывов и других источников оценивается влияние только грунтовых условий на сейсмический эффект, а не влияние параметров системы источник-среда распространения-грунт (рис. 4.6). Получены эмпирические формулы, связывающие макросейсмический эффект проявления землетрясений с динамическими и физическими характеристиками грунтов. Очевидно, что решение задачи в той или иной форме для смещений системы источник-среда распространения-грунт включает в себя решение вопросов общего детального сейсмического районирования и микрорайонирования.

Действительно, решение волнового однородного уравнения можно представить в виде

$$U^* = \int_0^t U_o^*(z, t') h(t-t') dt,$$

где $U_o^*(z, t)$ одинаково для всех пунктов наблюдения. Здесь $U_o^*(z, t)$ - смещение в волне, распространяющейся в полупространстве; U^* - смещение в волне в слое.

При этом амплитудный уровень колебаний слоя (пачки слоев) на площадке, для которой $U_o^*(z, t)$ неизменно, определяется передаточной функцией $h(t)$ или в спектральном представлении - комплексной частотной характеристикой рыхлой толщи.

При использовании слабых импульсных воздействий для оценки динамических характеристик колебаний грунтов, когда в каждом пункте зондирования применяется отдельный источник, в общем случае должна решаться задача определения смещений системы источник-среда распространения-Грунт (рис. 4.7). При производстве наблюдений на малых базах расстояний эта задача сужается и решается для системы источник-грунт. Если грунтовые условия и мощность грунтов в пунктах возбуждения и приема колебаний одинаковы, решение еще более упрощается. Однако одним из основных вопросов является достижение стабильности амплитудного уровня в источнике, связанного с величиной силы, развиваемой в момент удара.

В условиях Сибири, других резоконтинентальных районов очаг удара находится в слое сезонного промерзания грунтов. Выветрелая зона рыхлых грунтов в условиях Средней Азии, Кавказа и др. также характеризуется низкими скоростями упругих волн, мало зависящими от литологии грунтов.

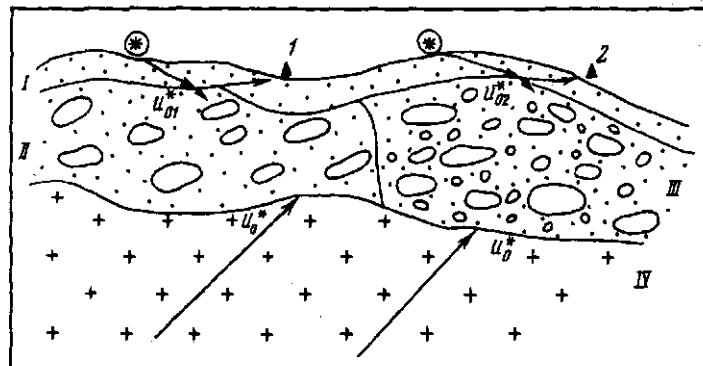


Рис. 4.6. Схема распространения волн при землетрясениях и локальными импульсными источниках

I-IV - слои рыхлых отложений и скальное основание. U_0^* - деформация, созданная при землетрясении; U_{01}^* , U_{02}^* - деформации, создаваемые импульсными источниками, 1, 2 - сейсмометрические станции. Звездочки в кружках обозначены импульсные источники

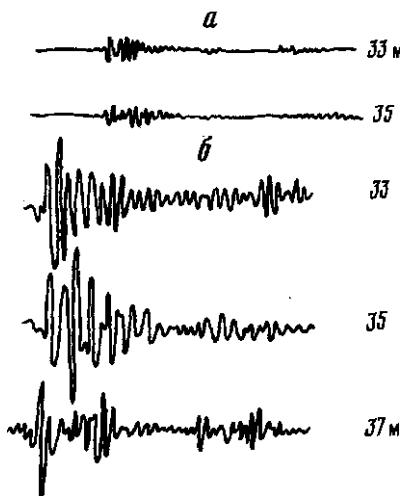


Рис. 4.7. Записи колебаний, возбуждаемых ударом
а - п.н. "эталон";
б - п.н. № 3 г. Кодбо (МНР). z - удар,
 zz - составляющие колебаний, $V \sim 20$ с. Цифрами
указана расстояния до
источника колебаний.
Обозначение составляющих
колебаний и типа удара
дано в разд. 4.3

Это приводит к примерному равенству амплитуд упругих деформаций в очаге удара.

Кроме того, экспериментальные данные показали, что при ударах с одновременно падающим грузом с $m = 30$ кг с высоты 3-5 м на деревянную подставку радиусом 10-20 см и ударах деревянной кувалдой в очаге развязываются упруговязкие деформации на порядок **меньше** расчетных значений амплитуд в упругой стадии деформаций грунтов. При этом деформации в очаге не меняются при изменении в определенных пределах силы удара. Увеличение массы груза способствует увеличению длительности удара в 1,0-1,4 раза, следовательно, видимых периодов.

Таблица 4.6
Амплитудный уровень упругих деформаций в очаге удара

п/п	Грунт слоя сезонного промерзания, покрытый почвенно-растительным слоем, или техногенно измененный с поверхности	Уровень грунтовых вод, м	Относительная амплитуда в пункте удара А
1	Супесь с дресвой	10	26-29,6
2	То же	10	27
12	Песок	4,5	19,7-23,5
17	"	6	20
18	"	6	21-23,3
19	"	6	32-33
23	"	10	21,1
7	"	10	18,5
6	Лёссовидные супеси		19,6-22,5
10	Валунно-гравийно-галечные	10	18,7
16	Глины	10	30
17	Лёссовидные супеси	10	20-29,7
22	То же	10	22,3-29,6
23	Валунно-гравийно-галечные	10	19-31
24	Гранитоиды	10	19-25,8

Однако многократное увеличение массы груза (в десятки и более раз) соответствует росту линейных размеров источника колебаний, выходящего за пределы выветрелой зоны. Остаточные деформации, как будет показано в следующем разделе, для грунтов различной литологии, степени влагонасыщения будут различны. При этом возникает существенное различие амплитуд упругих деформаций в источнике и будет иметь место неправомерность использования предлагаемых здесь расчетных формул для ΔI .

Для примера в табл. 4.6 представлены значения амплитуд непосредственно в очаге слабого удара при выполнении работ по СМР на одной из площадок. Значения амплитуд даны по измерениям на записях без исправления за счет уровня увеличения аппаратуры. Применялся один стандартный источник. Различия амплитуд для одних и тех же пунктов насыщений составляет в зависимости от условий удара не более 25%, в разных грунтовых условиях – порядка 30%. Эти разбросы по приведенной ниже формуле для расчета приращений балльности составляют не более 0,15 балла.

В книге "Сейсмическое микрорайонирование" [191] обоснована расчетная формула для определения приращений балльности ΔI по динамическим характеристикам колебаний грунтов при ударах:

$$\Delta I = 0,835 \left[l_q (A_1 / A_0) + l_q (G_0 / G_1) \right], \quad (4.43)$$

где A_1 и A_0 – максимальные амплитуды колебаний исследуемого и эталон-

Таблица 4.7

Оценка приращений балльности с использованием динамических параметров колебаний грунтов при импульсных источниках (ударах) ($\Delta I_{уд}$) и по сейсмическим жесткостям ($\Delta I_{сж}$)

п/п	Грунт	V_p , м/с	$\Delta I_{уд}$	$\Delta I_{сж}$
3	Гравийно-галечный	610	0,8	0,8
4	Дресва	715	0,7	0,7
5	"	715	0,7	0,7
6	"	515	1	0,7
7	"	570	0,9	0,8
8	"	715	0,7	1
9	Гравийно-галечный	585	0,9	0,7
16	"	410	1,1	1,1
19	"	420	1,1	1,1
20	Супесь	395	1,1	1,1
21	"	350	1,2	0,9
22	"	350	1,1	1,2
23	Скальный (эталон)	1900	0	0

вого грунтов соответственно; ρ_i и ρ_e плотности исследуемого и эталонного грунтов соответственно.

В качестве примера соответствия зважений ΔI , определенных по сейсмическим жесткостям и максимальным амплитудам колебаний грунтов при ударах, приводится табл. 4.7.

При многослойном строении среды с достаточно резко различающимися и увеличивающимися с глубиной упругими модулями в пределах мощности, принятой для расчета (при использовании косвенных методов СМР), значения ΔI , рассчитанные по амплитудному уровню колебаний, могут быть завышенными относительно возможных при сильном землетрясении.

Предлагаемый здесь способ оценки ΔI абсолютно надежен при однослойном строении среды любой мощности или близкой к однослоистой скоростной модели. Однако целесообразно отметить важное обстоятельство. Абсолютный уровень приращений балльности зависит от точности оценки параметров (скальных) грунтов. Инерционные динамические параметры колебаний скальных грунтов в их монолитном состоянии (вследствие наличия выветрелой зоны коренной основы) трудно достижимо, а иногда и невозможно. Поэтому могут наблюдаться некоторые различия приращений балльности, определенных разными методами, причем и в условиях однородного слоя на скальном основании. Задача надежного определения приращений балльности, как и при использовании любого инструментальной способа, сводится к объективной оценке параметров эталонных грунтов.

Методика проведения натурных наблюдений и оценки сейсмических свойств грунтов. Основные требования к производству полевых наблюдений для определения приращений балльности по динамическим характеристикам колебаний грунтов следующие. Для исключения оттока энергии в полупространство, подстилающее тонкий слой, необходимо проводить измерения амплитуд поверхностных волн. Регистрация колебаний необходимо осуществлять на расстояниях от очага удара, больших нескольких длин волн, т.е. в "дальней" зоне [5]. При зондировании тонких слоев следует избегать регистрации отраженных волн от скального основания подстилающего слоя под углом, близким к вертикальному.

При однослоистом строении среды в пределах зондируемой мощности (на расстояниях 70–100 м) регистрируются поверхностные волны типа Рэлея на свободной границе полупространства. Эти волны характеризуются регулярным характером вследствие отсутствия дисперсии скоростей. На записях прослеживается одна видимая частота. При слоистом строении среды формируются и регистрируются волны типа Рэлеевских или волны Ява в слое на полупространстве. За счет дисперсии скоростей на записях могут отмечаться колебания с различными частотами, в общем случае наложенными друг на друга.

Частотный диапазон колебаний грунтов, возбуждаемых ударами, в зависимости от литологии, мощности слоев, состояния, массы груза варьирует в пределах (1+2)–50 Гц. Используемая для регистрации определенных неискаженных кинематических элементов сейсмологическая аппаратура должна иметь частотный диапазон, заключающийся в этих пределах. В экспериментах можно использовать практически любые широкополосные сейсмические приемники (ОСП, ВЭГИК, СМ-3 и т.п.).

Регистраторами могут служить шлейфовые осциллографы с гальванометрами типа ГБ-1У. В необходимых случаях можно для усиления сигнала использовать широкополосные усилители. Регистрацию следует проводить по трем оставляющим колебаний: двум горизонтальным и вертикальной. Можно регистрировать любой кинематический элемент. При использовании многоканальных осциллографов типа Н.010 или нескольких осциллографов для одновременной регистрации колебаний осуществляются профильные измерения на базах от 0 до 50–100 м. При этом можно изучать волновую картину, диссипативные свойства среды, а при определенных условиях наблюдений находить скорости волн. Методику этих исследований описаны в специальной литературе [144, 146, 178]. Здесь особо важным условием является полная идентичность регистрирующих каналов.

Для надежности расчетов приращения балльности в каждом пункте наблюдения следует делать измерения на нескольких фиксированных расстояниях (например, 30, 50, 70 м). Регистрацию колебаний нужно проводить при предварительно утрамбованном грунте в пункте удара, при этом записывать в каждом пункте несколько одинаровых экспериментов. Методи-

ка проведении ударов - общепринятая в сейсмической разведке зоны малых скоростей. Приращения балльности следует рассчитывать по максимальным амплитудам колебаний грунтов (одних и тех же компонент) на одинаковых расстояниях от источника как при возбуждении Р-волн, так и S-волн в очаге (см. рис. 4.7). При использовании одних и тех же сейсмических каналов в разных пунктах наблюдения амплитуды колебаний можно не исправлять за счет увеличения приборов. Рассчитанные значения Δ в каждом пункте наблюдений надо осреднить и затем проводить статистическую обработку.

При импульсном воздействии максимальная амплитуда колебаний непосредственно не отражает резонансные явления в слое грунта. По этой причине учет резонансных явлений следует проводить дополнительно, например рассчитывать частотные характеристики слоев грунта по программе Л.И. Ратниковой [169].

4.6.2. Оценка остаточных деформаций грунтов при импульсных воздействиях¹

Остаточные деформации грунтов при сильных землетрясениях оказывают существенное влияние на степень разрушения зданий и сооружений. При Ашхабадском землетрясении 1948 г. это проявилось в разных грунтах одинаково: сильно разрушились здания, построенные на рыхлых песчано-глинистых грунтах, во влажных грунтах возникли многочисленные трещины, остаточные деформации и другие явления.

Неоднородность строения рыхлой толщи является одной из причин, обусловливающих значительное расхождение интенсивности сотрясений. Обследований последствий сильных землетрясений неоднократно наблюдалась разная степень разрушения однотипных сооружений в однородных геологических условиях [199].

При изучении деформационных свойств грунтов на территории городов Казанджика и Кизил-Арвата (ТССР) применялись импульсные источники. Искусственные колебания грунта возбуждались падением 1,7-тонного шара с высоты 4,65 м. Регистрация колебаний проводилась на расстоянии 60 м. Величина сотрясения предполагалась равной около 3-4 баллов [42]. Были сопоставлены величины остаточных деформаций в мгнове падения шара с физико-механическими параметрами грунтов и отобраны образцы грунта до и после падения шара для определения влажности, гранулометрического состава, объемной и удельной массы. Эти измерения были проведены в Центральной лаборатории УГ ТССР. Объемная масса грунтов определялась методом режущих колец, а естественная влажность - весовым методом. Остальные показатели находили расчетным путем.

Объемная масса грунтов после ударов увеличилась на 30% и изменилась соответственно с 1,64 до 2,21 т/м³. По гранулометрическому составу

¹Данный раздел написан Д. Гарагозовым и Э.М. Эсеновым.

ще уплотняются грунты с большим содержанием глинистых частиц, т.е. уплотнение зависит от типа грунтов. Как следствие, в результате ударов изменяется также и пористость грунтов. На изменение пористости влияет также гранулометрический состав. В супесчаных грунтах это изменение незначительно по сравнению с суглинистыми и глинистыми грунтами.

Была измерена глубина просадки в грунтах, образовавшейся после шестикратных ударов. Оказалось, что величина остаточной деформации неодинакова в разных грунтах. Как правило, на гравийно-щебеночных отложениях глубина по центру углубления равна 35 см, на песках - 65-70, а на суглинках и глинистых грунтах достигает 100-105 см.

Известно, что, чем сильнее землетрясение и короче периоды колебаний, тем больше расход энергии на остаточные деформации. По-видимому, величина остаточной деформации обратно пропорциональна периоду сейсмических колебаний. Наблюдения показывают, что короткопериодные колебания преобладают в начальной стадии землетрясения.

При прохождении волн в результате колебаний слабые песчано-глинистые грунты уплотняются. Вследствие этого уменьшается объем занимаемой грунтами зоны и образуются трещины различной ширины и глубины, оказывающие впоследствии разрушительное действие на элементы зданий и сооружений. В сухих слабых песчано-глинистых грунтах от короткопериодных колебаний нарушается связь, грунты деформируются и взаимосвязь между их частицами и фундаментами зданий нарушается, что создает опасность разрушения. При одинаковой интенсивности землетрясений степень разрушений зданий и сооружений выше на грунтах с большей остаточной деформацией.

Указанные характеристики могут быть рекомендованы как дополнительный источник информации при СМР.

4.6.3. Использование электроразведки при СМР территории с мерзлыми грунтами¹

При инженерно-сейсмологической оценке условий строительства территории с мерзлыми грунтами возникают специфические задачи, связанные с оконтуриванием мерзлых грунтов, определением их мощности, выделением таликов и линз мерзлоты и др. Эти задачи могут решаться комплексом геофизических методов, которые включают в себя и электроразведку [155, 157]. Практика использования электроразведки при СМР показала, что посредством этого метода можно решать не только инженерно-геологические задачи, но и дополнять данные о сейсмических свойствах грунтов, полученных амплитудно-частотным методом и методом сейсмических жесткостей.

Отметим общие закономерности распределения электрического сопротивления мерзлых грунтов, полученные при совместном рассмотрении ин-

¹Данный раздел написан В.И. Джурином и В.И. Йшкиным.

женерно-геологических, геокриологических данных и сопутствующих им электроразведочных работ, выполненных в районах Восточной Сибири:

- 1) на величину удельного электрического сопротивления мерзлых грунтов определяющее влияние оказывают степень дисперсности пород, влажность (льдистость) и температура;
- 2) сезонно-мерзлые и многолетнемерзлые породы по удельному электрическому сопротивлению ϱ_k резко отличаются от талых обводненных и воздушно-сухих талых;
- 3) пределы изменения ϱ_k возрастают при переходе от районов с высокотемпературной мерзлотой к районам с низкотемпературной;
- 4) средние значения ϱ_k (как наиболее вероятные) горных пород являются статистической характеристикой рядов распределений этих значений, имеют различные величины (сотни Ом·м в южных районах, тысячи и десятки тысяч Ом·м - в северных).

Таким образом, по материалам полевых электроразведочных исследований получено, что величина ϱ_k талых и мерзлых пород является параметром, хорошо характеризующим их физическое состояние. Скорости сейсмических волн также связаны с физическим состоянием. Поэтому должна отмечаться корреляция электрического сопротивления со скоростями сейсмических волн, с отношением максимальных амплитуд и величиной сейсмической опасности грунтов.

Возможность проведения сравнительной оценки сейсмических свойств грунтов по удельному электрическому сопротивлению показывают приведенные табличные данные. Были выбраны участки с простыми инженерно-геологическими условиями, где слои рыхлых отложений сравнительно однородны по ϱ_k . Их мощность превышала 10 м. Параметр $\varrho_{k,3}/\varrho_{k,1}$ взят из тех

Т а б л и ц а 4.8

Отношения геофизических параметров сравниваемых грунтов

Тип	$\frac{A_3}{A_1}$	$\frac{V_{p,3}}{V_{p,1}}$	$\frac{V_{s,3}}{V_{s,1}}$	$\frac{\varrho_{k,3}}{\varrho_{k,1}}$
Мерзлый пеоок ($T=-0,2^{\circ}\text{C}$)	1,28	1,2	1,4	1,34
Скальные разрушенные грунты	0,73	1,3	1,7	1,82
Мерзлые супесчано-суглинистые ($T=-0,1^{\circ}\text{C}$)	0,6	1,2	1,36	1,2
Крупнообломочные обводненные грунты	0,5	1,6	4,2	6,6
Крупнообломочные отложения кокуса выноса	0,46	4,4	7,7	4
Талый песок с включением мерзлоты	0,38	1,4	1,6	7,8
Талый песок	0,38	6,7	8,4	9,65
Талый обводненный песок	0,35	2	5,2	12,2
Обводненный песок	0,25	1,7	5,4	23,3

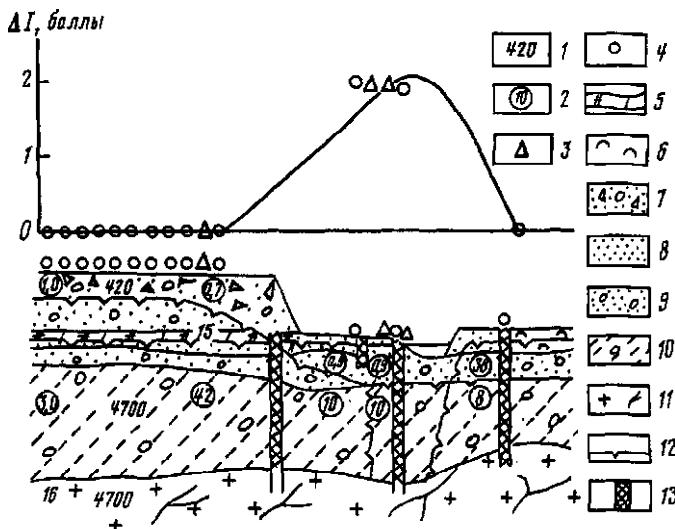


Рис. 4.8. Зависимость отношения максимальных амплитуд от измеренного при различных разносах АВ/2 электрического сопротивления

1 - скорости распространения сейсмических волн, м/с; 2 - удельное электрическое сопротивление, Ом·м; 3 - пункты расположения сейсмических станций (на разрезе) и величина приращения 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 шебнем и дресвой); 8 - песок; 9 - песчано-гравийный грунт; 10 - гравийно-галечниковые грунты с песчаным заполнителем; 11 - гранитоиды трещиноватые; 12 - верхняя граница вечномерзлых грунтов; 13 - водонасыщенные грунты (по данным бурения)

соображений, что увеличение сейсмической опасности грунтов соответствует возрастанию A_2/A_3 , а $\xi_{k,3}/\xi_{k,1}$ увеличивается при понижении удельного электрического сопротивления ξ_k , что соответствует повышению сейсмической опасности грунта.

Действительно (табл. 4.8), отношение максимальных амплитуд изменяется в пределах 1,28-0,25. Минимальное значение соответствует обводненным пескам. Такой характер изменения A_2/A_3 коррелируется с отношениями электрических сопротивлений. Это связано с тем, что ξ_k закономерно уменьшается при переходе от скальных мерзлых грунтов к рыхлым талым и обводненным.

При сравнении $\xi_{k,3}/\xi_{k,1}$ с отношением скоростей сейсмических волн большее соответствие отмечается для скоростей поперечных волн. Наблюденные максимальные различия по характеру изменений величин $V_{p,3}/V_p$ и $\xi_{k,3}/\xi_{k,1}$ объясняются высокими значениями скоростей V_p для обводненных грунтов, которым соответствуют минимальные значения ξ_k и максимальные относительные амплитуды колебаний.

Связь каждого сопротивления с отношением максимальных амплитуд характеризует зависимость $A_2/A_3 = f(\xi_k)$ (рис. 4.8).

Таблица 4.9

Электрические и сейсмические свойства сравниваемых грунтов

Номер пунктов наблюдений и кривой ВЭЗ (см. рис. 4.8)	ΔI , баллы	ξ_k , Ом.м	Продольная проводимость, Ω^{-1}	Поперечное сопротивление, Ом.м	Преобладающая частота, Гц
1	1,5	65	1,23	5200	1,5
2	1,1	86	0,54	3010	3,5
3	1,1	115	0,12	1610	7
4	0	240	0,02	720	14

Регистрация колебаний грунтов, вызванных взрывами, проводилась одновременно в четырех пунктах: на скальном грунте ($T=-2^{\circ}\text{C}$), в переходной зоне от мерзлых грунтов к талым, в талых и мерзлых гравийно-галечных грунтах. Бралось среднее отношение амплитуд по серии взрывов, величина A_1/A_3 находилась по отношению к амплитуде скального грунта.

Результаты измерений показывают, что отношение максимальных амплитуд увеличивается при переходе от скальных грунтов к мерзлым и водонасыщенным. Максимальное значение A_1/A_3 для обводненных грунтов равно 4,3, минимальное значение, близкое к 1, соответствует мерзлым гравийно-галечным грунтам с температурой ниже -2°C . Переходная область имеет значение A_1/A_3 , равное 3.

Анализ значений ξ_k , полученных при различных значениях АБ/2 (20, 80 и 900 м), показывает, что для рассматриваемых грунтов лучше коррелируются с A_1/A_3 значения ξ_k при разносах АБ/2, равных 80 м (см. рис. 4.8). При этом ξ_k имеет максимальное значение в мерзлых скальных грунтах, равное 18 Ом.м. При переходе от скальных к мерзлым и водонасыщенным грунтам этот параметр плавно уменьшается.

Намечается связь электрических параметров с преобладающими частотами колебаний грунтов, полученными по данным расчетных методов. При ведем имеющиеся экспериментальные данные. Совместному анализу подвергаются мощность рыхлой толщи, скорости сейсмических волн, приращения балльности (по записи слабых землетрясений), продольная проводимость и поперечное сопротивление (табл. 4.9).

Кривые ВЭЗ, представленные на рис. 4.9, получены в пунктах регистрации землетрясений. Кривая 3 получена в точке, где по данным бурения глубина залегания коренных пород равна 14 м, что согласуется с результатами интерпретации кривой ВЭЗ. Кривая 4 получена на эталонном грунте, на выходах коренных пород (гранитов) на поверхность. Кривым ВЭЗ 1 и 2 соответствуют геологические разрезы, где мощность рыхлых грунтов равна 85 и 65 м.

Сравнивая непосредственно электрическое сопротивление верхнего не водонасыщенного слоя (>10 м) с приращениями балльности по данным

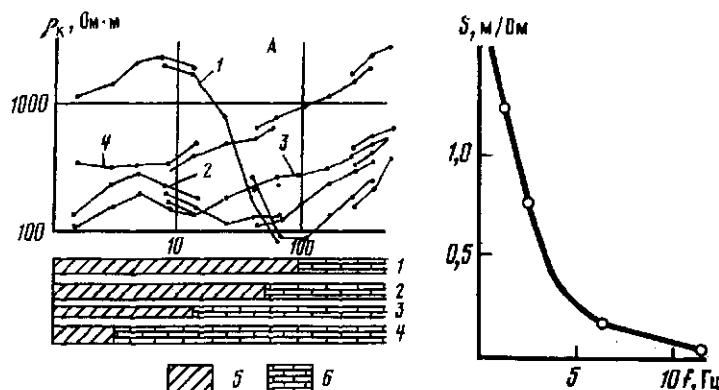


Рис. 4.9. Кривые ВЗЗ, зарегистрированные в пунктах наблюдений
1-4 - грунты с различной мощностью рыхлых отложений; 5 - рыхлые грунты;
6 - скальные грунты

Рис. 4.10. Связь продольной проводимости с преобладающими частотами
сильных землетрясений, полученными по расчетным методам

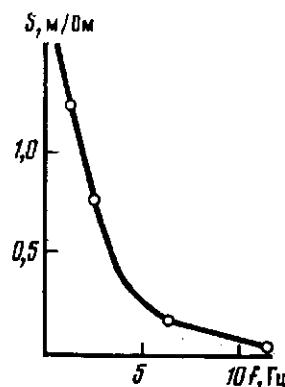
землетрясений, мы приходим к выводу о существовании слабой связи между этими параметрами. Преобладающая частота уменьшается, а продольная проводимость S и поперечное сопротивление увеличиваются с возрастанием мощности рыхлой толщи. Интенсивность их изменения сравнима (рис. 4.10).

Нужно отметить, что зависимость преобладающих частот от S проанализирована для инженерно-геологических разрезов определенного типа (водонасыщенные рыхлые грунты, лежащие на скальном основании, перекрыты слоем воздушно-сухих грунтов небольшой мощности). Для других типов разрезов зависимость будет иметь другой вид.

Закономерности, приведенные в табличной форме, дают возможность с минимальными затратами по данным электроразведки качественно оценивать сейсмические свойства грунтов в сложных инженерно-геологических, сейсмогеологических и геокриологических условиях с целью рационального выбора лучших в сейсмическом отношении строительных территорий.

Количественную оценку сейсмической опасности мерзлых грунтов можно проводить по отношению удельных электрических сопротивлений мерзлого и талого грунтов такого же состава и влажности. Выбор параметра S_M/S_T основан на том, что при расчетах ΔI он уменьшает роль факторов, не связанных с проявлениями землетрясений на поверхности. В частности, это относится к минерализации грунтовых вод, которая уменьшает электрическое сопротивление грунтов в талом и мерзлом состояниях.

Исследования, проведенные в лабораторных условиях [65], показали, что при малых значениях влажности отношение S_M/S_T олигако к 1. С увеличением влажности до 14-17% отношение сопротивлений быстро возрастает. При значениях влажности, близкой к полному насыщению грунта во-



дой, рост величины этого отношения замедляется. Важным обстоятельством является то, что отношение сопротивлений увеличивается с понижением температуры для каждого значения влажности.

Эмпирическая зависимость приращений сопротивлений от величины отношения электрических сопротивлений найдена при использовании данных о колебаниях мерзлых грунтов, вызванных взрывами и землетрясениями, виде [65]

$$\Delta I = B \cdot 0,94 \quad \left(\frac{\varrho_m}{\varrho_t} - 9 \right) \quad (4.4)$$

где $\frac{\varrho_m}{\varrho_t}$ – отношение удельного электрического сопротивления мерзлого грунта ϱ_m к ϱ_t талого грунта того же состава и влажности.

Уравнение (4.44) действительно при значениях $\frac{\varrho_m}{\varrho_t} > 9$. Коэффициент B зависит от льдистости и состава мерзлых грунтов. При значении льдистости (влажности), близкой к полному насыщению грунта, $B = 0$, для крупнообломочных и валунных отложений, 0,9 для гравийно-галечных с песчаным заполнителем, 1,2 для песков и супесей, суглиников и сильно льдистых рыхлых грунтов с включениями льда.

При расчетах по формуле (4.44) ΔI определяется для мерзлых грунтов мощностью более 10 м. Обычно одни мерзлые грунты на кривых ВЗЗ типа К соответствуют максимальные значения сопротивлений. В этом случае удельное электрическое сопротивление талых грунтов (с влажностью, равной влажности мерзлых грунтов) оценивается по значениям ϱ_k в постидающем мерзлые грунты талом слое того же состава. В случае больших мощности мерзлоты (или если она сливается со скальными грунтами) ϱ_k можно оценивать по первой ветви (летней) кривой ВЗЗ.

Г л а в а 5

РАСЧЕТНЫЕ МЕТОДЫ СМР

В последние годы в комплексе методов СМР важную роль играют расчетные методы. Существующие методы расчета колебаний сред различаются по способам решения, по точности и по типам моделей сред. В главе рассматриваются три расчетных метода:

- 1) матричный метод расчета многослойных сред с горизонтальными границами раздела;
- 2) метод расчета колебаний осадочного бассейна с полуэллиптической нижней границей;
- 3) метод конечных элементов для расчета колебаний сред с границами раздела произвольной геометрической формы.

Наиболее полная модификация первого метода была разработана в ИГАИ СССР Л.И. Ратниковой [169, 173]. Алгоритмы и программы позволяют проводить расчеты спектральных характеристик и сейсмограммы не свободной поверхности и во внутренних точках горизонтально-слоистой среды при падении плоских волн под произвольными углами для различных законов поглощения. Алгоритм расчета колебаний горизонтально-слоистых

сред довольно подробно описан в работах [169, 173, 247, 269]. Поэтому здесь приводится описание возможностей и ограничений метода и даются конкретные примеры его использования.

Метод расчета колебаний осадочного бассейна с нижней полуцилиндрической и полуэллиптической границей при падении плоских волн использует способ разделения переменных. Этот метод для случая падающих стационарных плоских волн был изложен в работах [240, 270, 273]. Рассматривается случай падения нестационарной волны (импульса). Алгоритм и программа расчета колебаний для последнего случая составлены Л.Ю. Ерохиным в ИФЗ АН СССР.

Следует отметить, что первый метод может широко применяться в условиях моноклинального залегания пластов на платформах и на участках со слабым изменением мощностей слоев по простианию. Второй метод позволяет рассчитывать колебания поверхности межгорных долин, заполненных однородными рыхлыми отложениями с существенно негоризонтальной нижней границей.

В основу этих двух методов расчета положены аналитические решения. Их достоинствами являются возможность получения точного решения в широком частотном диапазоне и экономичность в смысле затрат памяти и времени ЭВМ. Существенный недостаток этих методов - узкие рамки моделей, в которых обосновано использование аналитических методов.

Между тем численные методы расчетов позволяют использовать широкий класс моделей среды. К численным методам относятся широко используемые в инженерной практике методы конечных разностей и конечных элементов [47, 142]. Программа расчета сред по методу конечных элементов, описываемая применительно к задачам микрорайонирования, разработана Т.И. Тогелия в ИСМИС АН ГССР.

Для достижения необходимой точности метод конечных элементов требует достаточно подробного разбиения среды на отдельные элементарные ячейки (элементы). Число таких элементов должно быть достаточно большим при резкой изменчивости форм границ и скоростных и плотностных свойств среды, в особенности при высокочастотных входных сигналах. Необходимы детальные данные о строении среды. Поэтому численные методы требуют значительной памяти и быстродействия ЭВМ. Наиболее часто используются численные методы при расчетах колебаний плотин сложной геометрической формы, для которых детально известно распределение физико-механических свойств материала плотины [47].

При использовании расчетных методов существуют четыре основных источника ошибок.

1. Ошибки за счет несоответствия используемой расчетной модели реальному объекту. Например, в алгоритмах используется линейная теория упругости, т.е. моделируются в сущности слабые сейсмические воздействия. Применение расчетных методов, изложенных в настоящем разделе, справедливо при сравнительно слабой исходной сейсмичности (~ 7 бал-

лов). При катастрофических землетрясениях (9-10 баллов) основное влияние оказывают остаточные деформации.

2. Ошибки, связанные с заданием неточных параметров модели.

3. Неправильный выбор вида входного сигнала. В настоящее время из-за недостатка акселерограмм сильных землетрясений, отсутствия методики системного анализа нет единого универсального способа выбора расчетной акселерограммы.

4. Ошибки за счет неправильного использования выбранного расчетного метода. Недостаточно подробно осуществлено разбиение среды на элементы при использовании численных методов.

Все эти факторы следует принимать во внимание при выборе и использовании того или иного метода расчета.

5.1. Метод расчета колебаний многослойных сред

с плоскопараллельными горизонтальными границами раздела

5.1.1. Алгоритм расчета

Для моделей многослойной упругой среды с плоскопараллельными границами раздела расчеты проводятся по методу, предложенному в [179, 247, 269]. При расчетах для оценки смещения на свободной поверхности и во внутренних точках слоистой среды используются результаты точной теории распространения плоских волн. Алгоритм расчета сводится к решению системы линейных уравнений с четырьмя неизвестными: смещениями на поверхности слоистой среды (или во внутренних точках) и коэффициентами отражения волн в полупространстве. В случае решения нестационарной задачи определяются сейсмограммы и акселерограммы на поверхности и во внутренних точках слоистой среды. Алгоритм обобщен на случай поглощающих слоистых сред. В этом случае действительные модули среды заменяются комплексными частотно зависимыми функциями. Вследствие этого скорости в среде также становятся комплексными функциями частоты.

Программа для расчета спектральных характеристик смещения и нестационарных сейсмограмм на поверхности и во внутренних точках слоистой поглощающей среды написана на языке ФОРТРАН-4 и пригодна для использования на ЭВМ типа ЕС 1020-1050 и БЭСМ-6.

5.1.2. Модели среды

Основные элементы разреза, определяющие изменение интенсивности колебаний на поверхности.

1. При нормальном падении волны Р- или S-интенсивность колебаний соответствующей компоненты свободной поверхности упругого полупространства не зависит от его параметров (коэффициент конверсии равен 1). На практике с интересующей нас точностью это выполняется для всех определенных углов.

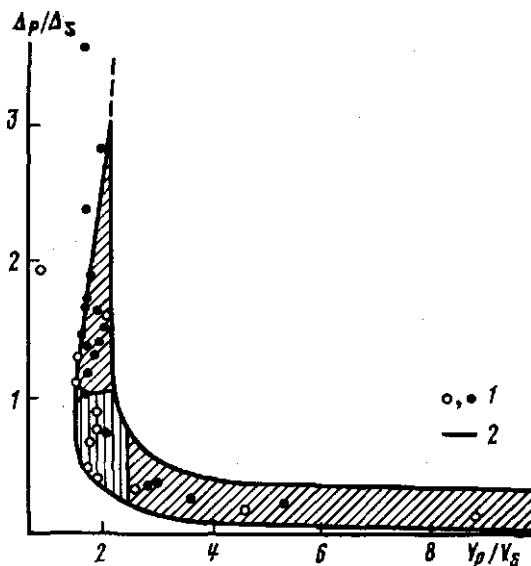


Рис. 5.1. Область допустимых пар значений $\Delta P/\Delta s$, V_p/V_s в горных породах для фиксированного значения частоты, полученная Г.И. Гуревичем (2)

1 – значения, полученные по экспериментальным данным

2. Увеличение интенсивности колебаний приповерхностной частью разреза, обычно наблюдаемое, связано с наличием многократных волн, распространяющихся между свободной границей и подошвой рыхлой толщи.

3. С увеличением мощности рыхлой толщи (при $V_{\text{сокр}}$) резонансная частота спектра смещается в низкочастотную область. Уменьшение скорости в слое приводит к увеличению величины запаздывания и аналогично к увеличению его мощности.

4. Интенсивность колебаний определяется величиной скачка скоростей на границе рыхлых и плотных пород.

5. В многослойной среде происходит наложение многократных волн, образующихся в различных слоях, но доминирующими остаются волны, отраженные от наиболее резкой границы.

Модель поглощающей среды обладает следующими особенностями:

а) в пределах рассматриваемого диапазона частот скорости и декременты поглощения растут с ростом частоты;

б) возрастание декрементов поглощения всегда больше возрастания соответствующих скоростей (относительно их значения на опорной частоте) [178];

в) 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 ;

- г) одной и той же величине V_p/V_s соответствует широкий набор величин Δ_p/Δ_s , и наоборот [54] (рис. 5.1) (здесь Δ_p - декремент поглощения Р-волны; Δ_s - декремент поглощения S-волны);
- д) если на какой-нибудь частоте декременты поглощения волн Р и S одинаковы, то они одинаковы на всех частотах;
- е) поглощение сильно ограживает спектральные характеристики; число пиков уменьшается, уровень их убывает. Причиной сильного упрощения формы спектральных характеристик в моделях с поглощением является резкое ослабление многократных волн и быстрое снижение интенсивности высокочастотных колебаний [171].
- ж) колебания в идеально упругих моделях существенно продолжительнее, чем в поглощающих;
- з) интенсивность колебаний, проходящих через мощную толщу рыхлых грунтов, может быть ниже колебаний скальных грунтов из-за сильного поглощения в рыхлых породах.

5.1.3. Параметры модели для расчетов

1. Для теоретической модели используются параметры реальной среды: скорости продольных и поперечных волн в среде (V_p, V_s), мощности слоев (H), плотности (ρ) и декременты поглощения продольных и поперечных волн (Δ_p, Δ_s).

2. По геологическим, инженерно-геологическим и сейсморазведочным данным составляется геолого-геофизический разрез всей рыхлой толщи отложений. Определяются уровень грунтовых вод (сильный скачок по скоростям продольных волн) и глубина коренных пород (сильный скачок по скоростям поперечных волн). Необходимо при составлении модели среды изучать весь разрез до скальных пород; сильной границей по поперечным волнам может быть граница плотных глин или песчаников, залегающих выше кровли скальных пород, до которой достаточно знать разрез.

На некоторых простых примерах расчета были проведены оценки влияния отдельных параметров на интенсивность колебаний. Установлено, что изменение скоростей поперечных волн, мощностей и декрементов поглощения в верхних низкоокоростных слоях, а также положение первой резкой скоростной границы особенно существенно сказываются на характере и интенсивности колебаний [169, 171, 173].

3. Оценки максимальной и минимальной мощностей однородного разреза оказывающие влияние на интенсивность колебаний в интересующем диапазоне периодов колебаний, можно провести по кривым рис. 5.2.

4. Проводится анализ границ разреза - их выдержанность по горизонтали и вертикали. Для достоверности расчетов горизонтальная слоистость среды должна выдерживаться на протяжении не менее пяти длин волн.

5. Для определения интенсивности колебаний по расчетным акселерограммам с точностью до 20% величины мощностей слоев H и скоростей по-

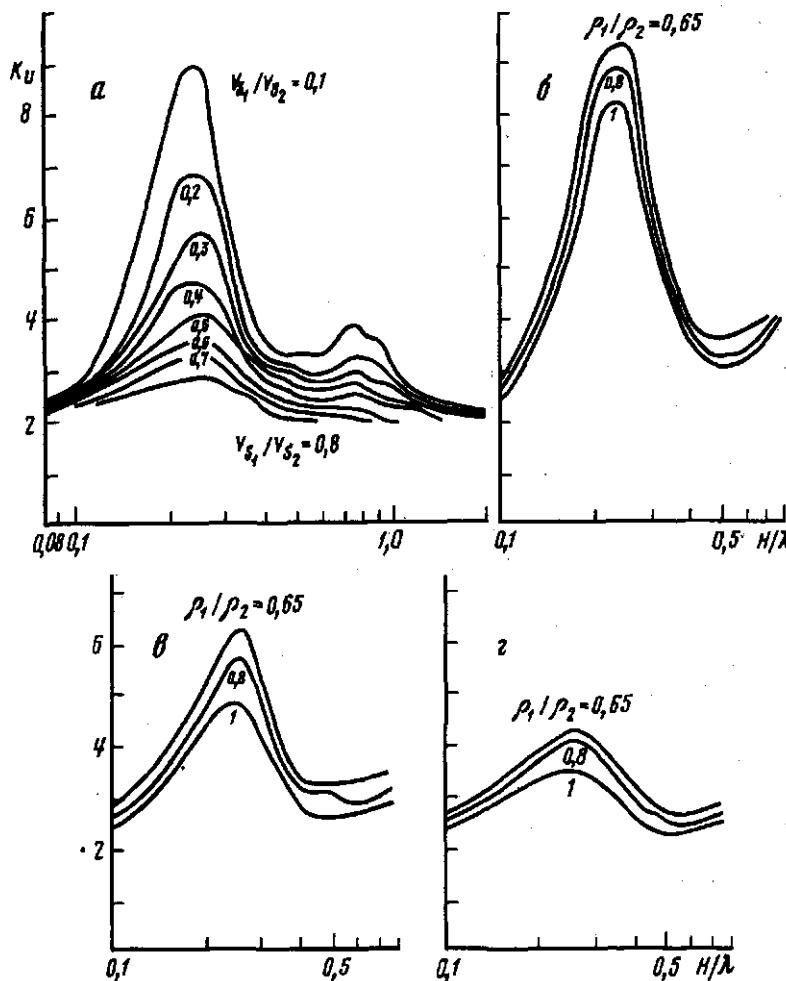


Рис. 5.2. Графики зависимости интенсивности колебаний K_U рыхлого слоя от H/λ для нормального падения волны

H - мощность слоя; λ - длина волны; V_{S_1} - средняя скорость поперечных волн до резкой границы; V_{S_2} - скорость поперечных волн в коренных породах (здесь и на рис. 5.3). а - $V_{S_1}/V_{S_2} = 0,1+0,8$ (параметры кривых); для а $\rho_1/\rho_2=0,8$; б - $V_{S_1}/V_{S_2} = 0,1$; в - $V_{S_1}/V_{S_2} = 0,3$; г - $V_{S_1}/V_{S_2} = 0,5$; для б-г $\rho_1/\rho_2=0,65+1$ (параметры кривых)

перечных волн должны быть заданы с точностью $\pm 5\%$ (в интервале $H/\lambda = 0,1 \div 0,4$) и $\pm 10\%$ (в интервале $H/\lambda = 0,4 \div 2$); плотность ϱ для первого интервала задается с точностью $\pm 15\%$, для второго $\pm 20\%$.

6. На практике величины декрементов поглощения изучены значительно хуже, чем скорости, мощности и плотности. При расчетах используются приближенные величины, полученные по литературным данным.

5.1.4. Параметры входного сигнала

1. Расчеты данным методом проводятся для слабых воздействий или воздействий в дальней зоне, при которых не происходят нелинейные явления и фронт волн может рассматриваться плоским.

2. Используя предложенную методику, можно найти горизонтальную и вертикальную компоненты смещения любой точки среды для последовательности частот падающих гармонических волн (спектральные и амплитудные характеристики для заданного угла падения и типа падающей волны - P , SV , SH , здесь P - продольная волна; SV - вертикально поляризованная S -волна; SH - S -волна горизонтальной поляризации).

Если падающая плоская волна имеет вид импульса заданной формы, можно рассчитывать соответствующие сейсмограммы. Известно, что наиболее опасными и разрушительными являются колебания, вызываемые поперечной волной, поэтому целесообразно проводить расчеты для SV - и SH -компонент.

3. Оценка сейсмических воздействий определяется особенностями входного сигнала. Падающий импульс может быть задан либо в виде реальной сейсмограммы, зарегистрированной на скальном грунте в виде значений амплитуд, измеренных через равные интервалы времени Δt , либо в виде некоторого теоретического импульса Берлаге:

$$f(t) = t e^{-\frac{pt}{5}} \sin \frac{2\pi}{T} t.$$

При этом периоды T теоретического импульса выбираются исходя из преобладающих периодов возможного землетрясения в данном районе, величины p и t задаются необходимой длительности, соответствующей реальному землетрясению.

4. Для угла падения α задается таблица кажущихся скоростей;

$$v_p = V_p / \sin \alpha \text{ или } v_s = V_s / \sin \alpha,$$

где v_p, v_s - кажущиеся скорости P - и S -волн; V_p, V_s - скорости P - и S -волн в слое.

5.1.5. Выходные данные при расчетах

Выходные данные варьируют в зависимости от решаемой задачи:

а) выдаются на печать все входные параметры;

б) выдаются на печать спектральные характеристики на свободной поверхности и во внутренних точках среды;

- в) выдаются на печать спектральные характеристики и коэффициенты отражения от слоистой пачки на свободной поверхности;
- г) спектральные характеристики для заданного угла представляются в виде массива модулей и аргументов для всех расчетных частот заданного интервала;
- д) для каждого значения кажущейся скорости вычисляются сейсмограммы вертикальной и горизонтальной компонент смещения на свободной поверхности $-U_0(t)$ и $W_0(t)$ и во внутренних точках $-U_n(t)$ и $W_n(t)$. Данные выдаются в табличном виде или в виде графиков на АЦПУ.

5.1.6. Изменение интенсивности колебаний

с изменением мощности приповерхностной части разреза
и скорости распространения поперечных волн в ней

Приведем результаты оценки пределов изменения интенсивности колебаний свободной поверхности рыхлого однородного грунта во всем возможном диапазоне изменения параметров рыхлой толщи и периодов интересующих нас колебаний. Для выделения интересующих нас особенностей волнового поля рассматривалась простейшая модель среды — слой на полупространстве. При расчетах соотношение скоростей V_p/V_s на границе слой-полупространство менялось в пределах 0,1-0,8, а отношение мощностей слоя Н к длине волны λ в нем — в пределах 0,08-2.

Для определения влияния скачка плотности на границе слой-полупространство на интенсивность колебаний производились расчеты для значений ς_1/ς_2 , равных 0,65; 0,8 и 1 ($\varsigma_2 = 2,3 \text{ г/см}^3$), где ς_1 — плотность слоя; ς_2 — плотность полупространства.

Величина декремента поглощения поперечной волны в слое выбрана равной 0,25 на опорной частоте $f_{\text{оп}} = 2 \text{ Гц}$. Это среднее значение достаточно характерно для верхней рыхлой толщи [171]. Расчеты проведены для горизонтальной компоненты смещения при нормальном падении плоской объемной волны SV. Волна имеет вид импульса Берлаге (с параметрами: $T=0,1; 0,3; 0,6$ и $1; \beta=1; t \approx 5 \text{ с}$). Периоды волн и длительности основного цуга колебаний выбраны характерными для слабых близких землетрясений.

При прохождении волны через слой при всех расчетах видимые периоды волны на поверхности слоя отличались от периодов падающего импульса в пределах $\pm 5\%$, а соответствующие длительности колебаний изменялись в пределах $\pm 20\%$. Для оценки приращения интенсивности колебаний на свободной поверхности слоя сравнивалась величина максимальной амплитуды A_1 , рассчитанной акселерограммы с максимальной амплитудой падающего импульса Берлаге A_2 , далее определялась величина $K_U = A_1/A_2$.

На рис. 5.2 приведены графики изменения величины K_U в зависимости от N/λ ; параметрами кривых являются величины V_p/V_s и ς_1/ς_2 . Максимальная величина приращения интенсивности колебаний на грунте по сравнению с интенсивностью на скальном основании равна 4,25 при

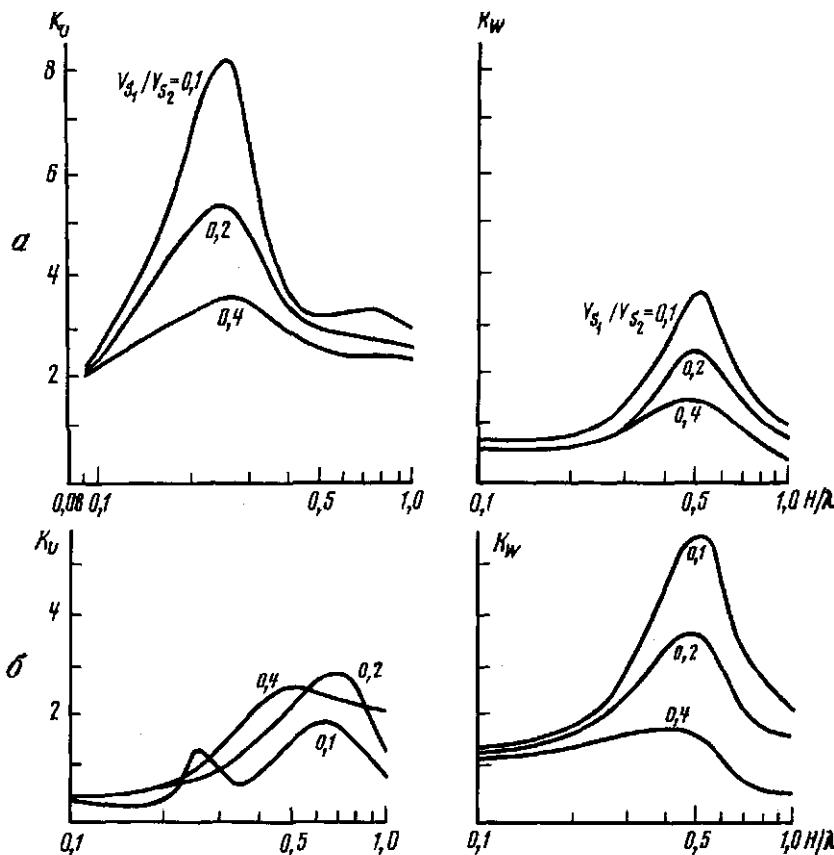


Рис. 5.3. Графики зависимости интенсивности колебаний K_U и K_W рыхлого слоя от H/λ при углах падения волны 25° (а) и 45° (б);
 $V_{S_1}/V_{S_2} = 0,1 \div 0,4$ (параметры кривых)

$H/\lambda = 0,25$. С уменьшением величины V_{S_1}/V_{S_2} от 0,6 до 0,1 в области $H/\lambda = 0,25$ величина K_U возрастает в 2 раза. В интервалах H/λ , равных 0,08-0,12 и 0,6-2, приращение интенсивности слабо зависит от величины V_{S_1}/V_{S_2} ; при $H/\lambda < 0,08$ и $H/\lambda > 2$ величина $K_U = 2$, влияние слоя здесь сказывается на амплитудах регистрируемых импульсов.

На рис. 5.2, б-г показано влияние плотности слоя грунта на интенсивность колебаний. При изменении плотности в пределах 1-0,65 интенсивность колебаний в области максимума увеличивается примерно на 10% для различных значений V_{S_1}/V_{S_2} . В среднем отклонение плотности на $\pm 15 \div 20\%$ при постоянстве остальных параметров приводит к изменению интенсивности на $\pm 5 \div 10\%$.

На рис. 5.3 приведены графики изменения интенсивности колебаний

горизонтальной (K_U) и вертикальной (K_W) составляющих колебаний при наклонном падении волны на подошву слоя. При изменении угла падения в пределах $0-25^\circ$ для горизонтальной компоненты ускорений максимальные значения K_U приурочены к области $H/\lambda = 0,25$; при увеличении угла абсолютные значения этой величины уменьшаются. Для вертикальной компоненты K_W при угле 25° максимальные значения получены при равном 0,5 отношении мощности слоя к длине волны, значения $K_W < K_U$. Для $V_S / V_{S_2} = 0,1$ $K_W = 3,5$, и уменьшается с уменьшением скачка скоростей на границе. Характер зависимости K_U от H/λ при нормальном падении и до значений углов $20-25^\circ$ изменяется мало.

Для угла падения, равного 45° , получены закономерности, имеющие существенно иной характер. Область резонанса горизонтальной составляющей находится в интервале $H/\lambda = 0,5-0,75$; вертикальной составляющей — при $H/\lambda = 0,5$. При этом угле падения $K_U < K_W$. При $V_S / V_{S_2} = 0,1-0,4$ максимальные значения K_U изменяются в пределах 2-2,6; $K_W = 1,5-5,5$.

Полученные закономерности дают представления о характере изменения интенсивности колебаний при изменении угла подхода волны при горизонтальных границах, и при нормальном падении волны по этим же кривым можно оценить эффект влияния наклонной границы раздела.

При проверке возможности использования столь упрощенной модели для оценки приращения интенсивности колебаний обратимся к сравнению с реальными наблюдениями и некоторыми многослойными расчетными моделями. Оценивая особенности разрушений землетрясения 28 марта 1970 г. в Гедизе (Турция), некоторые исследователи пришли к выводу, что повреждения зданий вызваны особенностями колебаний грунта. Подробное описание геологического и сейсмического разрезов для этого района приводится в работе [173].

Границы на этом участке можно считать горизонтальными, известны значения скоростей упругих волн до глубины 2,5 км. Наиболее сильной для поперечных волн является граница на глубине 135 м между глинами и песками, скорость поперечных волн для которой равна 0,38 км/с; ниже залегает пачка глин мощностью 190 м со скоростью $V_S = 1,22$ км/с. Скачок скоростей $V_S / V_{S_2} = 0,31$. Сейсмический эффект, оцененный по степени пов-

Т а б л и ц а 5.1

Номер слоя	H, км		V_p , км/с	V_S , км/с	ρ , $\text{г}/\text{см}^3$	Δp	Δs
	M-1	M-2					
1	0,004	0,025	0,38	0,19	1,81	0,175	0,35
2	0,015	0,015	2,5	0,89	2,14	0,04	0,04
3	0,5	0,5	3,7	1,7	2,5	0,08	0,08
4			6,1	3,5	2,7		

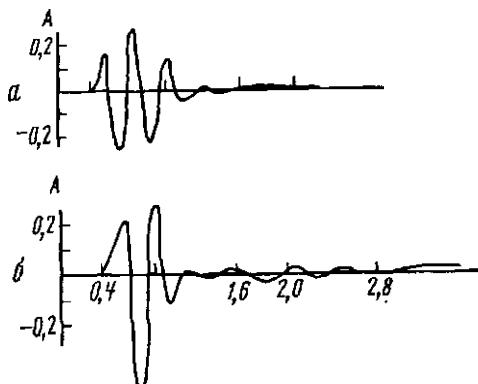


Рис. 5.4. Расчетные акс-
елерограммы для им-
пульса Берлаге
а - М-1; б - М-2. Пара-
метры модели приведены
в табл. 5.1.
Угол падения $\alpha=1^0$

реждений зданий гаража и красильного цеха (сопоставленный период колебаний $T_1=1,25$ с и здания подстанции $T_2=0,64$ с), различался примерно на 1 балл, составляя 7-8 и 6-7 баллов соответственно. Здания расположены на одном участке.

Определим соответствующий этим периодам сейсмический эффект по графику на рис. 5.2. Принимается, что изменение максимальных амплитуд смещений скоростей или ускорений колебаний одного и того же землетрясения в 2 раза соответствует изменению сейсмической интенсивности примерно в 1 балл. Длина волны для резонансного периода T_1 равна 0,464 км, $H/\lambda=0,29$; для T_2 $\lambda=0,243$ км, $H/\lambda=0,55$; $K_{U_1}=5,5$; $K_{U_2}=2,7$. Их отношение равно 2, что хорошо согласуется с наблюденным изменением эффекта в 1 балл. Подробные расчеты особенностей колебаний для данного случая с анализом спектральных характеристик проведены в [173]. Получена разница в уровне спектральных характеристик на периодах 1,2-1,3 и 0,6-0,7 с в 1,5-2 раза.

Проведем сравнение оценки интенсивности по упрощенной модели с расчетами для двух реальных четырехслойных разрезов Восточной Сибири. Параметры моделей даны в табл. 5.1. Расчеты проведены для падающего импульса Берлаге ($T=0,3$; $\beta=1$; $t=5$ с), колебания типа SV.

Наиболее резкой является первая граница со скачком скоростей поперечных волн, равным 0,2. Для модели М-1 отношение мощности слоя к длине волны в верхнем слое $H/\lambda=0,07$; $K_1=2,6$; для модели М-2 $H/\lambda=0,43$; $K_2=3,5$; $K_1/K_2=1,35$. На рис. 5.4 приведены расчетные сейсмограммы для четырехслойных моделей М-1 и М-2; соотношение $A_{\max_2}/A_{\max_1}=1,3$, что согласуется с оценкой, полученной по кривым рис. 5.2.

Сравнение приращений интенсивности предлагаемым способом для импульсных колебаний с методом расчета $\Delta I_{\text{рез}}$ для стационарных колебаний [175] показало, что в области первого резонанса значения ΔI , оцененные по кривым рис. 5.2, несколько выше. В интервале H/λ , больших 0,4, отмечается существенные расхождения значений. Например, для импульс-

ных колебаний для $H/\lambda = 0,5$ имеем $K_d \approx 3$. По отношению к скале при этом наблюдается возрастание ΔI примерно на 0,5 балла, для стационарного колебания ΔI в этой точке равно 0. Для $H/\lambda = 0,75$. При стационарных колебаниях приращение интенсивности составляет 0,5 в области первого резонанса ($H/\lambda = 0,25$), а для импульсных колебаний в поглощающей среде при значении $H/\lambda = 0,25$ в 2,5 раза ниже.

Проведенный анализ показал, что интенсивность колебаний существенно зависит от параметров первой резкой границы. При изучении резонансных свойств грунтов в некоторых случаях можно ограничиться скоростными и диссипативными параметрами рыхлых отложений; до первой резкой границы эти параметры должны быть определены с высокой степенью точности.

Полученные в работе закономерности могут быть использованы при проведении работ по сейсмическому микрорайонированию для определения интервалов значений мощностей слоев и скоростей поперечных волн в них, которые существенно изменят интенсивность глубинных сейсмических волн.

5.2. Метод расчета сейсмической реакции осадочного бассейна с полуэллиптической границей раздела

Увеличение амплитуд и длительности колебаний, наблюдаемое в осадочных бассейнах и горных долинах, заполненных рыхлыми отложениями [231, 246], свидетельствует о сильном влиянии, которое оказывают геологические структуры с криволинейной границей раздела на прохождение сейсмических волн. Понимание закономерностей и количественная оценка происходящих при этом процессов и явлений является важной задачей инженерной сейсмологии. В данном разделе рассматривается методика расчета сейсмической реакции вытянутого осадочного бассейна (долины), имеющего полуэллиптическую форму в сечении, при воздействии нестационарной $S4$ -волны. Целью расчета является количественная оценка параметров колебаний на поверхности бассейна как функции частотного состава и угла подвода падающей волны, а также параметров сечения длины и упругих характеристик материала заполнителя.

5.2.1. Постановка задачи

Рассмотрим однородное, изотропное включение (бассейн), имеющее в поперечном сечении форму полуэллипса, помещенное в изотропное, однородное полупространство. Отождествим полупространство с областью $y \leq 0$, ось полуэллипса в сечении включения поместим на прямой $y = 0$ (рис. 5.5). Введем параметр R_3 , характеризующий соотношение между глубиной и шириной сечения:

$$|R_3| = b/a,$$

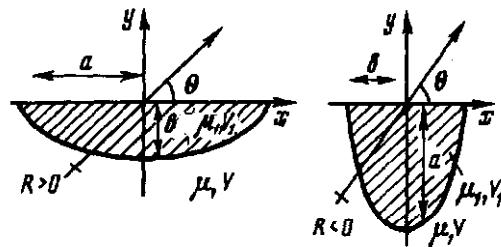


Рис. 5.5. Расположение бассейна в сечении по отношению к координатным осям

а - для "мелкого" бассейна; б - для "глубокого" \int и \int_1 - модули сдвига полупространства и включения; V и V_1 - скорости распространения волн полупространства и включения

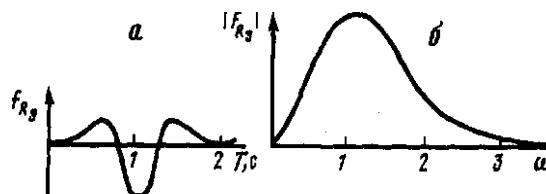


Рис. 5.6. Импульс Риккера $f_{Rg}(T)$ во временном и спектральном представлении $|F_{Rg}(\omega)|$

Ось времени размечена в единицах доминантного периода T_p , ось частоты - в единицах доминантной частоты ω_p ($\omega_p = 2\pi/T_p$, $T_s = T_p$)

где a и b - большая и малая оси эллипса соответственно.

Знаком R_g условимся обозначать взаимное расположение большой оси полуэллипса и оси координат x ; знак "плюс" соответствует "мелкой" долине, знак "минус" - "глубокой". Будем рассматривать плоскую задачу предполагая, что параметры, характеризующие геометрию бассейна и волновое поле, не зависят от координаты. Такого рода математическая идеализация применима при падении плоской волны, фронт которой параллелен оси протяженной долины с малоизменяющимся поперечным сечением. На границе включения и полупространства зададим условие идеального контакта, т.е. потребуем непрерывности для смещений и напряжений. Границу $u=0$ зададим свободной от напряжения.

На включение снизу из полупространства падает нестационарная поперечная волна

$$U_x(t, x, y) = \int_{-\infty}^t I_R(\omega) \exp\left\{i\omega(t-x/C_x - y/C_y)\right\} d\omega,$$

вектор смещения которой параллелен оси x (SH-волна). Здесь $I_R(\omega)$ - спектр падающей волны; $C_x = V/\cos \theta$, $C_y = V/\sin \theta$ - фазовые скорости

вдоль осей x и y соответственно; θ - угол между направлением распространения волны и положительным направлением оси x .

В такой постановке будут иметь место только сдвиговые деформации, и для описания упругого состояния среды достаточно задать параметры μ и ρ (жесткость и плотность) для включения и подупространства ($V = \sqrt{\mu/\rho}$). Полное поле в подупространстве представляет сумму падающей, отраженной и рассеянной компонент. Для рассеянной компоненты потребуем выполнения стандартного условия излучения на бесконечности.

Аналитическое выражение для импульса, падающего на включение, зададим в форме

$$f_R(t) = \sqrt{\mu} (\alpha - 0.5) e^{-\alpha t} / 2.$$

Здесь

$$\alpha = |\pi(t - t_s)/t_p|^2,$$

где t_s - сдвиг во времени для смещения некулевой части импульса в область положительных времен.

Амплитудный спектр этого выражения с точностью до множителя описывается выражением

$$|F_R(\omega)| = \omega^2 \exp(-\omega^2 T_p^2 / 4\pi^2).$$

Это хорошо известный в сейсмологии так называемый импульс Риккера [260], основным параметром которого является T_p -период, на котором достигается максимум амплитудного спектра сигнала. Выбор импульса Риккера в качестве входного обусловлен ограниченностью его представления как в спектральной, так и во временной области: ($T_g = T_p$, рис. 5.6). Для частот, больших $3\omega_0$ ($\omega_0 = 2\pi/T_p$), спектр сигнала эффективно равен 0. Это обстоятельство является выигрышным при численной реализации.

5.2.2. Описание метода

Задача в предлагаемой постановке сводится к двумерной задаче дифракции нестандартной SH-волны на полуэллиптическом включении в полу-пространстве. Полуэллиптическая граница раздела позволяет решить задачу для стационарной гармонической волны методом разделения переменных [273]. С использованием полученного решения для набора частот строится дискретная спектральная передаточная функция (спектральная характеристика). Переход во временную область осуществляется путем преобразования Фурье произведения спектрального представления входного воздействия и спектральной передаточной функции.

Частотный диапазон рассчитываемых спектральных характеристик и количество отсчетов описываются при помощи параметров ETA_{max} и N_f . $\text{ETA}_{\text{max}} = 2A/\lambda_{\text{min}}$ характеризует соотношение наименьшей длины волны

Δt_{\min} в рассчитываемом спектре и ширины включения $2A$. Поскольку $\text{ETA}_{\max} = 2A/VT_{\min} = 2Af_{\max}$, где T_{\min} и f_{\max} – минимальный период и соответствующая ему частота, параметр ETA имеет смысл безразмерной час-

N_f – количество отсчетов, равномерно расположенных в диапазоне $[0; \text{ETA}_{\max}]$. Спектральные характеристики рассчитываются для каждой следующей точки на свободной границе и заданных углов падения. Значение N_f должно быть достаточно велико с тем, чтобы расчетный диапазон частот перекрывал значимую часть спектра входного сигнала.

Для перехода во временную область используется процедура быстрого преобразования Фурье (БПФ), порядок которого определяется параметром $N_{\text{БПФ}}$. Входная последовательность для частот $\omega_i > N_f$ заполняется нулем. Длительность временного отклика, соответствующего такому представлению, составляет $T = (N_f - 1)t_0$ ($t_0 = 2A/\text{ETA}_{\max}$, где V – скорость SН-волны в пространстве).

5.2.3. Обсуждение принятого подхода

Математическое моделирование реальной физической ситуации с необходимостью влечет принятие тех или иных допущений, определяемых конкретными исследовательскими целями и возможностью получения математического решения сформулированной задачи. Рассмотрим ограничения и допущения в постановке задачи.

Основные допущения. Линейность. Описание состояния среды в рамках линейной упругости облегчает получение аналитических решений, применение и анализ численных методов. При малых деформациях и размерах исследуемых неоднородностей, не очень больших в сравнении с расстояниями, на которых сказываются явления поглощения, такой подход является оправданным. В тех случаях, когда поглощение играет существенную роль, оценки, полученные в рамках линейной упругости, можно использовать как предельные при расчетах на сейсмическую опасность.

Геометрия бассейна. Сложность получения аналитического решения отсутствие в настоящее время вычислительных средств, способных обеспечить численное решение трехмерных задач, вынуждает обращаться к двумерным моделям. Вытянутые осадочные бассейны с преобладающими долиными размерами и малоизменяющимися вдоль протяжения поперечным сечением можно рассматривать как двумерные объекты при соответствующих ограничениях на структуру падающего поля.

Источник. В качестве источника падающего поля выбирается излучатель плоских волн, направление распространения и поляризация которого согласована с расположением в пространстве бассейна. Это позволяет свести задачу к двумерной при характерных длинах падающих волн порядка поперечного размера бассейна. Такой подход оправдан для тектонических расстояний и позволяет избавиться от деталей конкретного

тогового излучения. S_N -компонент способна нести значительную часть общей энергии падающей сейсмической волны, в то же время учет только одной этой компоненты упрощает получение решения, облегчает его физическую интерпретацию. Отметим, что метод допускает распространение на случай $P=$ и SV -волн.

Принятые допущения, за несущественными изменениями, являются общими для исследователей. Различия касались в основном методов решения поставленных задач.

Методы решения. При решении стационарных задач для простейших типов волн применялись методы, основанные на рэлеевском представлении для рассеянного поля [221, 232, 235, 236, 261], метод разделения переменных [270, 273], так называемые граничные методы, опирающиеся на интегральные соотношения на границе [249, 261]. Для нестационарных задач в основном использовались численные методы: метод конечных разностей [85, 238] и метод конечных элементов [264]. Каждый из перечисленных методов имеет свои недостатки и ограничения, побудившие искать другой подход.

Предлагаемый здесь метод разделения переменных позволяет построить точную спектральную характеристику среды для достаточно широкого частотного диапазона при минимальных потребностях в памяти ЭВМ. Применение метода разделения переменных ограничено для локальных двумерных включений геометрией сечения круговой или эллиптической формы. Однако это ограничение малосущественно по следующим причинам: сечения многих реальных осадочных бассейнов имеют форму, близкую к эллиптической; семейство эллипсов описывает достаточно широкий класс физически интересных структур; усложнение формы сечения неоправданно с точки зрения приближений, заложенных в основу моделей.

Спектральная передаточная характеристика, рассчитанная один раз, может быть использована для расчетов реакции бассейна при входных сигналах, имеющих различное спектральное представление. Метод позволяет вести расчет для произвольных углов падения одновременно для нескольких значений практически без увеличения времени работы программы. Отметим, что для численных методов расчеты нестационарных задач при наклонных углах падения наталкиваются на серьезные трудности.

Переход к временным представлениям позволяет выявить ряд интересных с практической точки зрения эффектов прохождения сейсмических волн в средах с криволинейными границами раздела, скрытых в спектральном представлении.

5.2.4. Программная реализация

Изложенный подход реализован в виде двух независимых программ: **THR** и **SEISM**, написанных на языке ФОРТРАН-4. Программы ориентированы для работы под управлением операционной системы ОС-РВ для машин типа СМ-4, однако при незначительном изменении могут работать в других

операционных системах и на других машинах, например на машинах типа БЭСМ или ЕС. Отметим, что потребность в оперативной памяти ТНР и SEISM не превышает 64 Кб (максимальный размер памяти, доступный пользователю для машин СМ-4).

Назначением программы ТНР является ввод входных параметров записи в специальный файл, расчет спектральных характеристик для исследуемой на свободной поверхности точек при различных углах подхода с последующей их записью в файл на диске. Информация, записанная в этот файл, может быть использована для независимой обработки, например для расчета временного отклика, при отличном от риккеровского входном сигнале. Программа SEISM осуществляет считывание файла входных параметров и файла спектральных характеристик, полученных в результате работы программы ТНР, затем умножает спектральные характеристики на спектр импульса Риккера и при помощи БПФ формирует файл сейсмограмм в соответствующих точках на свободной поверхности для заданных углов подхода.

Программы имеют следующие ограничения на входные параметры, обеспечивающие точность вычислений порядка 1%:

Спектральный диапазон, отнесенный к подстилающей среде	$ETA_{max} \leq 2$
Скоростная контрастность	$V/V_1 \leq 3$
Параметр сечения включения	$1 \leq P \leq 0$
Максимальное количество дискрет в представлении (спектральном) входного сигнала	$N_f \leq 64$
Максимальный порядок БПФ	$N_{БПФ} \leq 128$
Максимальное количество точек на свободной поверхности, для которых производится расчет	\leq
Максимальное количество углов падения при одном расчете	\leq
Пределы изменения координат исследуемых точек на свободной поверхности (в единицах ширины включения A)	$ x/A \leq$

5.2.5. Пример расчета

Расчет производился при следующих значениях входных параметров: отношение скоростей $V_1/V=0,5$; отношение жесткостей $J_1/J=0,167$; диаметр сечения $R=0,7$; соотношение минимальной длины волны в подстилающем сигнале и ширины бассейна $ETA_{max} = 2A/\lambda = 1,5$; количество гармоник N_f , для которых производился расчет в диапазоне $[0; ETA_{max}]$ равной масштаб времени описывается соотношением $[t]V/A=10$ (A – половина ширины бассейна). Результаты расчета обрабатывались при помощи стандартного пакета графических программ "Графор".

На рис. 5.7 представлены спектральные амплитудные передаточные характеристики $[U(\omega, x)]$ в исследуемых точках на свободной поверхности для угла падения $\theta=6^\circ$. Величина $[U(\omega, x)]^2$ имеет смысл коэффициента усиления в точке X за счет бассейна при падении волны частоты ω .

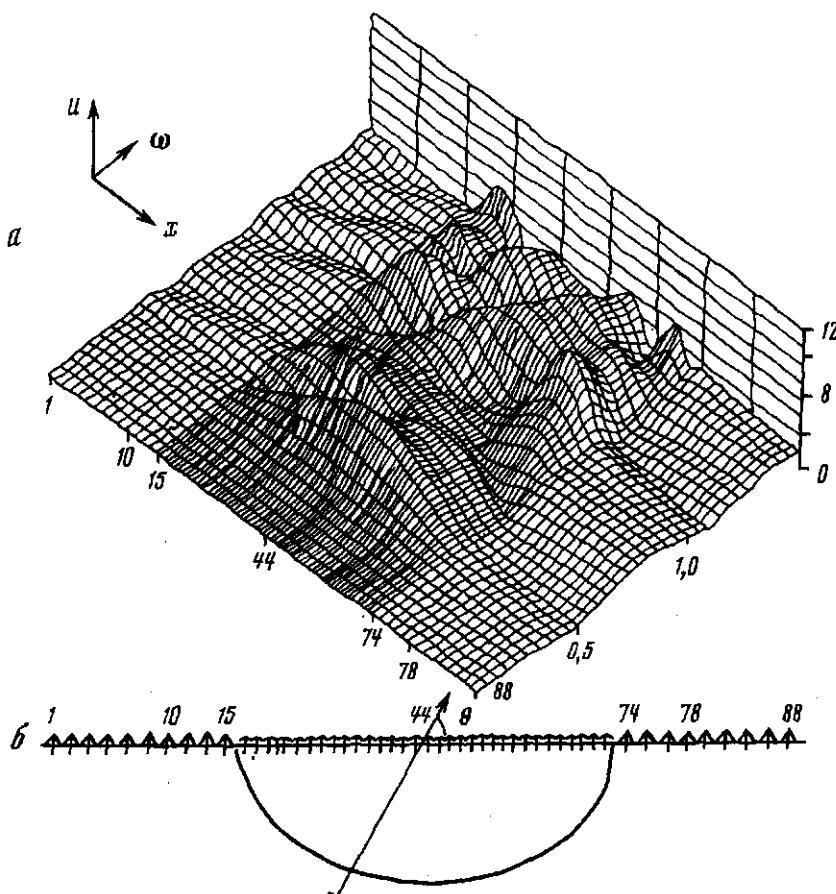


Рис. 5.7. Спектральные характеристики $U(\omega, x)$ на свободной поверхности ($-2A \leq x \leq 2A$, $0 \leq \omega \leq 1,5$) (а); сечение бассейна, схема расположения расчетных точек на свободной поверхности и направление падения входного импульса (б)

Здесь и на рис. 5.8 параметры модели: $ETA_{max} = 1,5$; $R = 0,7$; $\theta = 60^\circ$;
 $V/V_1 = 2$; $r_1/r = 0,167$; $[t]V/A = 10$; $t_s = t_p$

единичной амплитудой. На графиках отчетливо выделяются три зоны, коррелированные с границами бассейна: освещенная и теневая, расположенные по разные стороны от бассейна по отношению к направлению распространения сигнала (точки 1-14 и 75-88), и зона самого бассейна (точки 15-74).

Для зоны бассейна характерно сильное, чувствительное к изменению частоты и расположению точки наблюдения усиление сигнала. Наличие бассейна сказывается на спектральных характеристиках и в окрестности бассейна (в отсутствие бассейна спектральные характеристики представляли бы прямые $[U(\omega, x)]^2$). Несимметричность спектральных характеристик

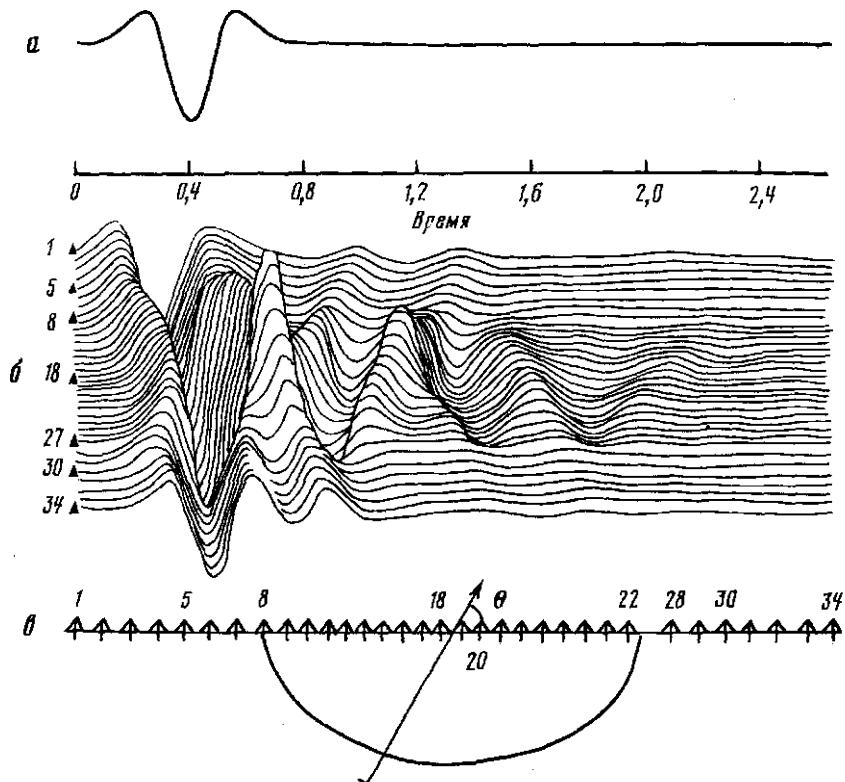


Рис. 5.8. Сейсмограмма на свободной поверхности в отсутствие бассейна (а); сейсмограммы, рассчитанные с учетом бассейна (шаг разметки по оси времени соответствует доминантному периоду $T_p=0,4$ входного импульса) (б); схема расположения расчетных точек на свободной поверхности и направление падения входного импульса (в)

Параметры модели см. на рис. 5.7

относительно центра бассейна свидетельствует о сильном влиянии угла подхода на распространение сигнала, особенно в области высоких частот

На рис. 5.8,б приведены расчетные сейсмограммы $S(t, x)$ на свободной поверхности для импульса Риккера [260], взятого в качестве входного (рис. 5.8,а). Доминантная частота в спектре этого сигнала соответствует $\omega_{\text{ETA}_{\text{мод}}}/3$. Формирование поля смещений отражает эффект прохождения сейсмической волны через двухскоростную среду с криволинейной границей раздела. Как и на спектральных характеристиках, выделяются зоны самого бассейна (точки 8-27), освещенная и теневая зоны (точки 1-8 и 28-34 соответственно). Помимо прямой волны, отчетливо просматриваются цуги, образованные в результате отражений от бортов бассейна.

Во временном представлении выявляются важные с практической точки зрения эффекты взаимодействия падающей сейсмической волны и осадоч-

го бассейна, скрытые в спектральном представлении. За счет перераспределения энергии падающей волны - в результате отражений от свободной границы и совместной границы бассейна и подстилающей среды - происходит формирование локальных поверхностных волн. Локальные поверхностные волны, отражаясь от бортов бассейна, увеличивают длительность колебаний в бассейне, взаимодействие этих волн с прямой волной и друг с другом приводит к формированию экстремальных смещений (точка 20).

Распространяясь из зоны бассейна в освещенную зону, эти волны формируют паразитный сигнал в обратном по отношению к падающей волне направлении. Это просматривается на графиках для точек 1-8 в виде двух цугов в интервалах времени 0,8-1 и 1,2-1,5 с. В теневой зоне происходит удвоение сигнала, так как энергия падающей волны поступает туда двумя путями: по полупространству и через менее скоростное включение с некоторой временной задержкой. За счет этого на графиках в точках 28-34 наблюдается дополнительный цуг в интервале времени 0,6-0,8 с.

Таким образом, рассмотренная методика позволяет рассчитывать сейсмическую реакцию осадочного бассейна с полуэллиптической формой нижней границы как в спектральном, так и временном представлении. Наряду с общепринятыми в инженерно-сейсмологической практике спектральными представлениями переход к временным представлениям облегчает физическую интерпретацию происходящих процессов, позволяет связать такие наглядные физические параметры, как скорость локальных поверхностных волн, геометрические размеры бассейна, угол подхода волны с оцениваемым эффектом на поверхности.

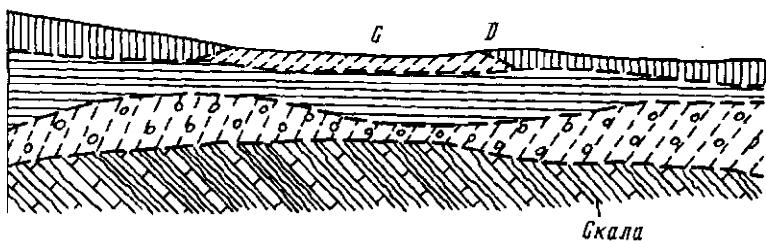
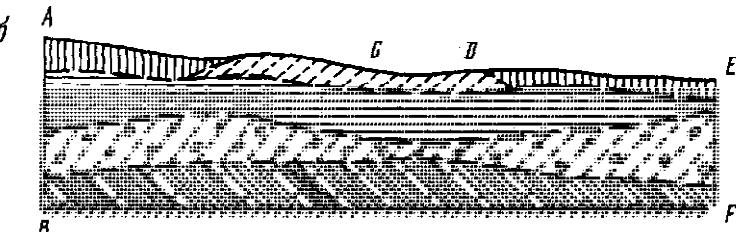
5.3. Метод конечных элементов для расчета колебаний сред с произвольными границами раздела

5.3.1. Сущность метода МКЭ СМР

Для сред со сложным характером строения, когда применение описанных выше моделей неэффективно, целесообразно использовать для СМР численный метод расчета с применением МКЭ.

Суть метода заключается в следующем. Предположим, что инженерно-геологический профиль исследуемой местности в одном из направлений имеет вид, показанный на рис. 5.9, а, б, и для участка поверхности СД требуется рассчитать колебания земной поверхности.

Для решения вопроса в рассматриваемом полупространстве выделим конечномерную модель грунтовой среды в виде, представленном на рис. 5.9, в. Здесь нижний граничный контур совпадает с поверхностью, ниже которой грунт предполагается настолько жестким, что его можно считать недеформируемым. Чаще всего за такую поверхность можно принять кровлю невыветрелой части коренной породы, подстилающей грунтовую толщу. Что же касается боковых граней модели АВ и ЕЕ, то они введены в предположении, что при их достаточном удалении от участка СД,

a*б*

1 2 3 4 5 6 7

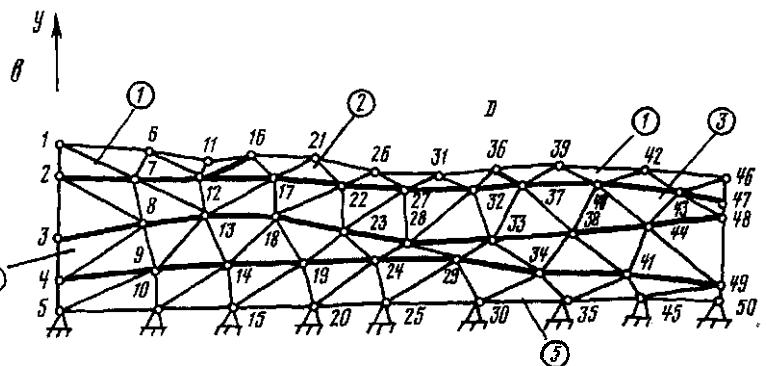
в

Рис. 5.9. Инженерно-геологический профиль исследуемой местности (а); границы расчетной модели грунтовой среды (б); конечно-элементная расчетная модель (в)

1 - суглинистые грунты; 2 - супесчаные грунты; 3 - суглинисто-супесчаные грунты; 4 - гравийно-галечные грунты; 5 - скальный грунт; 6 - условный номер слоя; 7 - номер узла

т.е. при достаточной длине модели грунтовой среды, реальная картина сейсмических колебаний на этом участке не будет искажаться. Задавая для основания ВГ как для жесткой платформы сейсмическое возмущение в виде акселерограммы, ставим задачу определения сейсмической реакции модели.

Для решения поставленной задачи используется численный метод решения задач механики деформируемого твердого тела - МКЭ. Этому методу, нешедшему за последние двадцать лет широкое применение для решения многих разнообразных задач техники, посвящено большое число работ советских и зарубежных авторов. Здесь ограничимся ссылкой лишь на наиболее

известные труды [90, 166] и укажем две основные, характерные особенности метода, которые определяют целесообразность его применения для решения рассматриваемой задачи:

1) метод дает возможность исследовать континуальные срезы с учетом неоднородностей;

2) вычислительные операции легко поддаются алгоритмизации, что позволяет создать эффективные программы с высокой степенью автоматизации расчетов.

Сказанное более наглядно поясняется в следующих ниже разделах, посвященных описанию основных положений по использованию вычислительной программы. Эта программа реализована в рамках вычислительного комплекса СИМСИ (разработанного для вычислительных машин серии ЕС), который с соответствующей инструкцией его использования находится в фондах Института строительной механики и сейсмологии АН ГССР.

Следует заметить, что комплекс вычислительных программ СИМСИ является развивающейся системой, которая постоянно совершенствуется путем добавления в нее новых вычислительных процедур (новые типы элементов, учет нелинейных свойств среды и др.). В настоящем описании не приводится текущее состояние комплекса, а даны лишь наиболее характерные черты МКЭ СМР.

5.3.2. Основные сведения об исходных данных

Основная идея МКЭ заключается в том, что исследуемый объект представляется в виде совокупности отдельных элементов конечных размеров, связанных между собой в узлах. В качестве элементов используются тела различных конфигураций: призмы - в трехмерных задачах; стержни - в разных конструкциях; треугольники, четырехугольники и другие плоские фигуры - в двумерных задачах.

На рис. 5.9, в показано разбиение рассматриваемой модели на треугольные элементы. В пределах каждого элемента материал однороден, т.е. элемент не может содержать несколько разновидностей грунтов. Всего в рассматриваемом примере, как видно из рисунка, выделяются пять типов грунтов с различными физико-механическими характеристиками. Эти типы грунтов на рисунке перенумерованы, а границы их раздела выделены жирными линиями.

Геометрия представленной на рис. 5.9 среды, дискретизированной на конечные элементы, описывается соответствующими данными об узлах и элементах. Узлы и элементы для этого, как видно из рисунка, перенумерованы (из-за перегрузки рисунка в кружках указаны номера только двух элементов - 41 и 49). Информация об узлах включает в двумерном случае координаты x и y для каждого узла. Информация об элементах включает перечень номеров узлов элемента по отдельности для каждого элемента. Например, для элемента 41 на рисунке задаются три числа: 28, 33, 32. Для элемента 49, аналогично: 33, 38, 37.

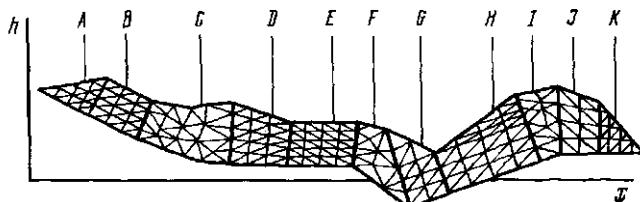


Рис. 5.10. Представление расчетной модели грунтовой среды в виде супности подсистем
Модель двухмерная; h - мощность рыхлых отложений; x - расстояние

Подготовка указанных данных об узлах и элементах является самой трудоемкой частью в процессе подготовки исходной информации при проведении расчетов. Для облегчения этого в вычислительную программу введена процедура автоматического формирования этих данных для случаев, когда конечно-элементная сетка имеет некоторую регулярную структуру.

Для пояснения сказанного, на рис. 5.10 приводится конечно-элементная модель некоторого гипотетического инженерно-геологического профиля. На модели выделены отдельные части, так называемые подсистемы, форма которых и характер дискретизации на конечные элементы или их определенную закономерность (подсистемы A, B, D, E, G, H, I, K), или же привольны (подсистемы C, F, I). Данные об узлах и элементах задаются последовательно для каждой подсистемы. Для подсистем A, B, D, E, G, H, I, K эти данные формируются путем ввода в ЭВМ одной перфокарты с минимальным числом параметров, характеризующих данную подсистему, а для подсистем C, F, I - задание данных осуществляется обычным путем, предусмотренным инструкцией.

Следующая группа данных включает информацию:

- 1) номера закрепленных узлов (узлы 5, 10, 15 и т.д.);
- 2) физико-механические свойства материалов; для каждого типа материала задаются: объемная масса, коэффициент Пуассона, динамический модуль упругости. Типы материалов нумеруются и для каждого элемента вводится номер типа материала, к которому он принадлежит. Например элементы 41 и 49 содержат материал типа 3;
- 3) номера узлов, для которых на широкую печать выдаются требуемые результаты расчетов (об этих результатах речь идет в следующем ниже разделе).

Наконец, последнюю основную группу данных образует информация, характеризующая сейсмическое возмущение: ординаты акселерограммы (вертикальные и горизонтальные составляющие), табулированные с некоторым шагом времени, или амплитуда и период синусоиды, используемой в качестве акселерограммы. В качестве расчетных акселерограмм рекомендуется использовать акселерограммы скального основания, полученные экспериментально, или теоретически [142].

5.3.3. Результаты расчета и их интерпретация

В результате расчета для заданных номеров узлов конечно-элементной модели на печать выдаются:

- 1) значения ускорений во времени – ординаты акселерограммы (вертикальная или горизонтальная компонента) с заданным шагом;
- 2) спектр реакции ускорения, построенный по расчетной акселерограмме;
- 3) максимальная величина ускорения.

На рис. 5.11 представлена иллюстрация результатов одного из практических расчетов. Как видно, в расчетной модели выделено пять типов грунтов. В верхней части рисунка приведены спектры ускорений для шести точек поверхности, а в средней части дается эпюра максимальных ускорений (W_{\max}^i) в точках поверхности – в долях от максимальной величины ускорения в заданной акселерограмме (W_{\max}^0).

Указанные результаты дают достаточно полную информацию о влиянии местных грунтовых условий на интенсивность и спектральный состав сейсмических колебаний. Например, в приведенном примере по эпюре максимальных ускорений видно, что в непосредственной близости склонов интенсивность резко возрастает.

Что касается спектров (они в данном примере построены для коэффициента затухания $\delta=0,05$), в них хорошо прослеживается следующая закономерность: в левой части грунтовой среды (точка 1), где структура почти слоистая, спектр имеет три пика, незначительно отличные друг от друга; в точке 2, где мощность грунтовой толщи меньше, в спектре уже выделяется высокочастотный пик. Далее в точках 3, 4 мощность толщи растет и в спектрах выделяется низкочастотный пик. Затем в точке 5

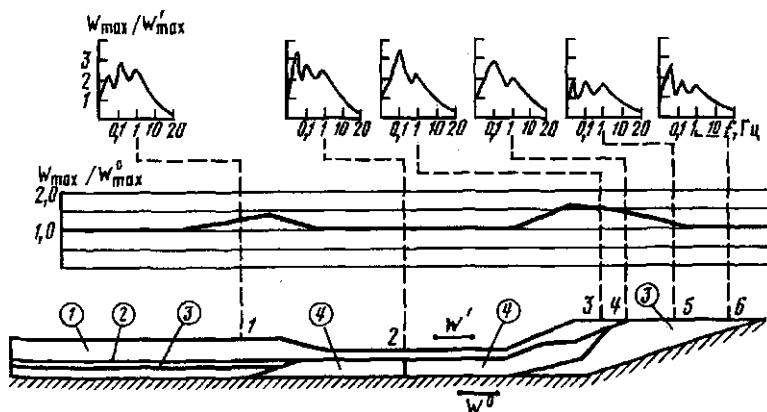


Рис. 5.11. Пример расчета влияния местных грунтовых условий на интенсивность и спектральный состав землетрясения
1-6 – точки, для которых проводился расчет. Числа в кружках – инженерно-геологические типы грунтов

пиковые значения выравнивается, после чего в точке б опять возрастает ордината, соответствующая низкочастотным колебаниям.

Выбор густоты сетки, размеры элементов и т.п. и влияние их изменения на результаты расчетов в настоящее время недостаточно исследованы, что значительно затрудняет применение МКЭ СМР для решения задач СМР. В основной инструкции к использованию вычислительной программы даются некоторые наиболее важные рекомендации по составлению расчетной модели. Вместе с тем исследователю предоставляется большой выбор при назначении указанных параметров, и поэтому достоверность полученных результатов во многом зависит от его интуиции и степени подготовленности.

Г л а в а 6

ОЦЕНКА ПРОЧНОСТНЫХ СВОЙСТВ ГРУНТОВ И ПРОГНОЗ СЕЙСМОДЕФОРМАЦИЙ

По мере развития методов сейсмостойкого строительства все более важное значение приобретают при СМР заключения об ожидаемом поведении грунтов при разрушительных землетрясениях, т.е. при значительном развитии в грунтах неупругих процессов. Некоторые авторы выделяют две большие группы сейсмодеформаций: первичные (сейсмотектонические, связанные непосредственно с тектоническими движениями и являющиеся поверхностью проявлением тектонических перемещений в очаге землетрясения, и вторичные, образующиеся в результате прохождения сейсмических волн.

Для сравнения и распознавания вторичных и первичных остаточных сейсмодеформаций следует иметь в виду, что сейсмотектонические повреждения нарушения грунтов проявляются при землетрясениях более 8 баллов при сравнительно неглубоких очагах. Они не зависят от рельефа, состава и слоистости грунтов, их обводненности и сами могут менять рельеф. Эти деформации занимают гораздо меньшую площадь по сравнению с вторичными.

Существует более дифференцированная градация деформаций: сейсмотектонические, гравитационно-сейсмотектонические, сейсмогравитационные [200-204]. Сейсмотектонические и гравитационно-сейсмотектонические деформации являются наиболее опасными. В настоящей работе рассматриваются только сейсмодеформации грунтов, образующиеся в результате прохождения сейсмических волн, которые являются вторичными. В первом разделе собраны результаты исследования сильных землетрясений, а во втором - описана разновидность расчетного метода СМР, основанная на изучении нелинейных характеристик и прочностных свойств мягкого грунта в условиях его естественного залегания.

6.1. Прогнозирование сейсмодеформаций грунтов, макросейсмика

Изучение сейсмодеформаций грунтов при обследовании последствий сильных землетрясений позволяет учитывать этот опыт при СМР: выделять участки, не которых возможно развитие сейсмодеформаций, прогнозировать их тип, характер и размеры при возможных землетрясениях. В полевых условиях следует получить полную характеристику остаточных сейсмодеформаций: их описание, размеры, геологические и гидрогеологические условия участка, условия рельефа, механические свойства грунтов, мощность слоя нескользких грунтов.

Макросейсмические обследования должны проникать внутрь разреза и должны быть направлены на выяснение причин разрушения (текучести) грунтов. Желательно получить сведения о том, какие смещения, скорости и ускорения колебаний имели место в ближайших пунктах, каковы интенсивность и длительность землетрясения, значительно влияющие на возникновение сейсмодеформаций. Следует собирать сведения о повреждениях зданий и сооружений и о причинах этих повреждений, особенно в тех случаях, когда имели место необратимые явления и в грунте.

В табл. 6.1 приводится характеристика вторичных сейсмодеформаций: глубина их распространения, признаки на дневной поверхности, геоморфологические условия, влияние обводненности и сейсмическая интенсивность, при которой развивается опасные для зданий и сооружений сейсмодеформации.

Вторичные сейсмодеформации очень разнообразны по форме и размерам в зависимости от характера рельефа (крутизны, высоты и конфигурации склонов), состава и характера налластования грунтов, их механических свойств и обводненности, направления сейсмических волн, длительности и частотного состава сейсмических колебаний, механизма очага землетрясения.

Сейсмогравитационные смещения грунтов могут вызвать особенно большие повреждения и разрушения не только отдельных зданий и сооружений, но и целых населенных пунктов, а также значительно изменить рельеф местности. Сейсмогравитационные смещения могут принимать форму оползней, обвалов, камнепадов и каменных осыпей, земляных лавин. Иногда оползни переходят в обвалы. Землетрясение играет роль спускового механизма: на "подготовленных" склонах происходят сейсмогравитационные смещения. "Неподготовленные" склоны часто подготавливаются землетрясением к смещению. После сильного землетрясения возникает опасность нарушения устойчивости склонов в результате нескольких небольших землетрясений.

В зависимости от механизма развития и характера разрушения пород все типы оползневого смещения (по Гольденблату и Нинзову) делятся на оползни течения и оползни скольжения [147]. Оползни течения - поверхностные сполы, оплывины, оползни-потоки - смещения водонасыщенных связных грунтов со слабым сцеплением. Поверхностные сполы, как пра-

Таблица 6.1
Классификация вторичных остаточных сейсмодеформаций, проявляющихся вблизи земной
поверхности при сильных землетрясениях

Причины обра- зования	Сильные динамические воздействия, достигающие в некоторой локальной области предела прочности грунта, взаимодействие грунта и здания при прохождении сейсмических волн; предварительное значительное уменьшение прочности грунта до или в процессе землетрясения (вследствие обводнения, длительного действия ослабленных сейсмических колебаний и т.п.)			
	Глубина расположения зоны в верхней части разреза - в интервале глубин от 0 до первых десятков метров			
Геоморфологи- ческие условия	Скалоны, вершины			
Форма (вид)	Оползни	Обвалы	Осыпи	Срывы
Геоморфологи- ческие признаки	Свежие трещины отрыва, выпирание грунта в основании	Обвальные массы вблизи крутых склонов	Осыпные массы на склоне подпочвен- ых отложений	Обнажение гори- зонтов на склонах
Влияние обвод- ненности	Влияет	Не влияет	Влияет	7 и более
Сейсмическая интенсивность, при которой развиваются	6 и более			

вило, невелики - $10 \times 15 - 10 \times 20$ м по площади и с глубиной захвата пород смещения до 2,5 м. Опльвины характеризуются более крупными размерами и большей глубиной захвата пород смещением (1,5-3,5 м). Как и поверхностные сплывы, опльвины образуются в средней части склона, в основном на вогнутых склонах. Форма их зависит от влажности и консистенции грунтов.

Оползни-потоки - наиболее крупные и опасные смещения грунтов со склонов, образующиеся в результате обильного промачивания грунтов. Поверхность скольжения приурочена к месту выклинивания подземных вод. Глубина захвата пород смещения достигает 15-20 м. Оползневые массы - распространяются на значительные расстояния от основания склона и часто поднимаются на противоположный склон.

Оползни скольжения (соскальзывания, ступенчатые) образуются в породах коренной основы и в рыхлых породах. Движение оползневого массива может осуществляться по одной или нескольким поверхностям скольжения. Смещение происходит по ослабленным контактам или глиням трения. При значительной длине и крутизне склонов такие оползни переходят в обвалы. Оползни соскальзывания (по Г.С. Золотареву) характеризуются смещением пород значительной мощности по наlapстованию и плоскостным трещинам. Оползни такого рода образовались при Дагестанском 8-балльном землетрясении 1970 г. и достигали по объему смещенных пород $1,5 - 4$ млн m^3 .

В склонах, сложенных слоистыми коренными породами, падающими в глубь склона, создаются условия для просачивания атмосферных осадков, и у поверхности образуется выветрелая зона. В таких случаях при землетрясениях могут образоваться небольшие оползни выветрелых пород.

Степень повреждений склонов зависит от крутизны склона. Наибольшая масса оползней развивается на склонах крутизной $20 - 45^\circ$. На склонах круче 45° образуются обвалы.

Начальной стадией сейсмогравитационного смещения являются трещины на склонах. В табл. 6.2 приведены средние и максимальные величины длины и ширины трещин в суглинках и лёссах (необводненных и обводненных), полученные на основании обобщения материалов по сильным землетрясениям земного шара интенсивностью 7-10 баллов.

К сейсмодеформациям, вызванным непосредственно предельными для данного грунта напряжениями сдвига, сжатия и растяжения, относятся трещины, осадки, грунтоизвержения и т.п. При этом следует иметь в виду, что сами эти предельные значения могут сильно меняться как до землетрясения, например вследствие длительного действия слабых сейсмических колебаний [107] так и в процессе землетрясения, например, вследствие процесса "разжигания" грунта [267].

С другой стороны, в слоистом разрезе неодинаковы и величины механических напряжений в волне, имеет место концентрация напряжений в некоторых локальных зонах [86-88]. В табл. 6.3 приводятся максималь-

Таблица 6.2

Средние и максимальные значения длины (ℓ , м) и ширины (B, см) трещин в различных грунтах при землетрясениях разной сейсмической интенсивности (слева - средние значения, справа - максимальные значения для трещин на склонах)

I , баллы (шкала МСК-64)	Суглиники		Суглиники с щебнем		Лессы	
	ℓ , м	B, см	ℓ , м	B, см	ℓ , м	B, см
7	1/10	0,7/6	1,5/80	0,4/6	12/20	1,2/6
8	13/50	10/30	15/200	7/60	20/200	12/30
9	35/70	35/120	50/500	25/200	200/500	50/120
10	60/100	110/300	80/700	75/350*	600/900	130/300

*При Гобийском землетрясении наблюдалось максимальное значение ширины трещины, равное 650 см. Примеч. ред.

ные размеры трещин, образующихся на ровных и слабонаклонных участках в различных грунтах при землетрясениях интенсивностью 6-10 баллов. В обводненных грунтах возникают более значительные, чем в сухих, трещины [135].

Рыхлые песчаные и насыпные грунты могут при землетрясениях давать осадку [163]. Осадка в сухих насыпных грунтах может достигать величины 0,1 м при 7-балльных землетрясениях, в обводненных - 0,5 м при 7-балльных, 1,2 м - при 8-балльных, 1,7 м - при 10-балльных землетрясениях. Сухие пески подвергаются осадке до 1 см при 7-балльных, до 0,3 м при 8-балльных, 0,4 м при 9-10-балльных землетрясениях. Обводненные песчаные грунты могут давать осадку до 0,5 м при 8-балльных, до 1 м и более - при 9-балльных землетрясениях.

В настоящее время предложено несколько методов приближенной оценки осадки сухих песков при землетрясениях. В методе Сида и Силвера [262] вертикальная осадка, возникающая при приложении данного количества циклов горизонтальных срезающих напряжений и избыточного давления, может быть измерена прямо при испытании представительного образца в поле. Она является функцией относительной плотности грунта, величины циклической сдвигающей нагрузки и числа циклов нагружения. Предполагается постоянное по величине нагружение, однородные отложения, не меняющие своих свойств в вертикальном и горизонтальном направлениях.

Метод Мартина, Финна и Сида [257] предназначен для случаев, когда пески подвергаются действию ряда циклов непостоянных по величине грузов. Он позволяет осуществлять прямое вычисление осадок, вызван-

Таблица 6.3

Размеры трещин (максимальные), образующихся при землетрясениях на ровных участках (вторичные сейсмодеформации)

I, бал-
лы
(шкала
МСК-64)

Насыпные грунты				Пески				Суглинки			
<i>l</i>	<i>B</i>	<i>h</i>	<i>t</i>	<i>l</i>	<i>B</i>	<i>h</i>	<i>t</i>	<i>l</i>	<i>B</i>	<i>h</i>	<i>t</i>
6	0,5 (2)	0,005 (0,01)	0,1 (0,5)	-	-	-	-	0,5 (2)	0,05 (0,1)	0,1 (0,5)	-
7	3 (5)	0,03 (0,05)	0,5 (1)	2 (4)	0,05 (0,1)	0,2 (0,3)	3 (5)	0,2 (0,5)	0,5 (1,5)	0,5 (1,5)	-
8	10 100	0,1 (0,5)	1 (1,5)	5 (10)	0,5 (0,7)	0,5 (0,8)	10 (50)	0,3 (0,6)	1 (5)	1 (5)	-
9	300 (500)	0,8 (2)	1 (1,5)	80 (200)	0,7 (1)	1 (1,2)	300 (1000)	1 (2)	5 (10)	5 (10)	-
10	500 (1000)	1 (3)	3 (5)	200 (500)	1 (1,5)	1,2 (1,5)	500 (2000)	1,5 (2,5)	3 (5)	3 (5)	-

I, бал-
лы
(шкала
МСК-64)

Лёссы				Крупнообломочные грунты				Скальные выветрелые грунты			
<i>l</i>	<i>B</i>	<i>h</i>	<i>t</i>	<i>l</i>	<i>B</i>	<i>h</i>	<i>t</i>	<i>l</i>	<i>B</i>	<i>h</i>	<i>t</i>
6	- (5)	- (0,1)	- (0,1)	-	-	-	-	-	-	-	-
7	10 (30)	0,1 (0,2)	0,2 (0,3)	-	-	-	-	-	-	-	-
8	50 (100)	0,1 (0,5)	0,7 (1)	100 (300)	0,1 (0,2)	0,2 (0,5)	-	-	-	-	-
9	300 (1000)	0,8 (2)	5 (10)	200 (500)	0,2 (0,5)	0,5 (1)	5 (-	0,05 (-	0,2 (-	-	-
10	500 (2000)	1 (3)	7 (15)	700 (1000)	0,5 (0,8)	1 (3)	10 (-	0,01 (-	0,3 (-	-	-

П р и м е ч а н и е. Размер трещин, м: *l* - длина; *B* - ширина;
h - глубина. В скобках указаны размеры трещин
 в обводненных грунтах.

данным землетрясением. По предложенной Мартином с соавторами формулой вычисляются накопленные объемные деформации после 10 циклов сдвигов, приложенных к грунту разной величины для песков с относительной плотностью 60 и 80%.

Метод Финна и Берна [245] предназначен для слоя (лежащего на горизонтально залегающей коренной породе), свойства которого меняются в вертикальном направлении. Осадки определяются для отдельных прослоек. Общая осадка получается умножением на мощность слоя.

Разжигание водонасыщенных песчаных грунтов происходит, как правило, при землетрясениях сейсмической интенсивностью 8 баллов и выше (реже 6 баллов). Оно вызывает осадки, повреждения, наклоны и опрокидывания зданий, погружение тяжелых и всплытие легких сооружений, образование песчаных "вулканов", извержение воды с песком и илом, трещины, оползни, оплывины на склонах. Под действием сейсмических сил водонасыщенный песок с высокой пористостью уплотняется. Объем заполненных водой, уменьшается и избыточное количество поровой воды устремляется вверх, в сторону свободной поверхности. Возникают возрастающие фильтрационные потоки и, как следствие, противодавление, вызывающее зерна песка и снижающее силы трения. При полном взвешивании происходит разжигание песка, в результате чего сопротивление сдвигу падает до нуля.

В нашей стране и за рубежом имеется несколько методов предсказания разжигания, большинство из которых основано на рассмотрении механизма разжигания [165, 256, 274]. Кроме того, имеются формулы для определения радиуса $R_{раз}$ зоны разжигания, или максимального эпизентрального расстояния зоны разжигания. Формулы получены на основании обобщенного ширного экспериментального материала по Японии и Китаю [255]:

$$\lg R_{раз} = 0,87M - 4,5, \quad (6)$$

а для $M > 6$

$$\lg R_{раз} = 0,77M - 3,6, \quad (6)$$

$$R_{раз} = 0,812 \cdot 10^{0,87(M-5)}. \quad (6)$$

Обследование ирригационных скважин в Китае при нескольких землетрясениях показали, что максимальная глубина, на которой может происходить разжигание, составляет 20 м. Уровень грунтовых вод в районах, подвергшихся значительному разжиганию, в основном не превышает 3 м.

По данным обследования землетрясений в Китае, были получены характеристики свойств илистых, мелко-, средне- и крупнозернистых песков, которые разжигались при той или иной интенсивности землетрясений [165, 256]¹ (см. ниже):

¹По данным японских исследователей, возможно разжигание крупнозернистых ломочных грунтов.—Примеч. ред.

Сейсмическая интен-
сивность [. саллы]

7

8

9

Средний диаметр частиц d_{50} (в мм), меньше ко- торого в данном грунте содержится 50%	0,02-0,1	0,02-0,2	0,015-0,5
Относительная плотность D_2 , %	<55	<70	<75
Эффективное избыточное давление σ	<1	<1,5	<2

Неблагоприятны в сейсмическом отношении участки с залегающими на глубине 1-3 м обводненными пылеватыми, мелко-, средне- и крупноаер-нистыми песками и илами. При землетрясениях происходит разжижение этих грунтов, если они имеют относительную плотность, указанную выше.

Опасны также участки с заболоченными грунтами и выходами на поверхность грунтовых вод, в особенности на побережьях морей, озер и в пой-мах рек. На таких участках возможно образование трещин, отупенчатых оседаний. Опасны увлажненные глинистые и лёссовые грунты в склонах: при землетрясениях здесь могут возникнуть оплывины, сполы, оползни-потоки [162, 164].

На склонах крутизной более 15° во время землетрясений могут возни-кать обвалы, особенно при увлажнении грунтов атмосферными осадками. Опасны склоны, сложенные слоистыми трещиловатыми скальными породами, угол падения которых меньше крутизны склонов. Здесь возможны оползни соскальзывания по напластованию и плоскостным трещинам, особенно если имеется увлажнение по трещине или глинистому прослою. Опасны не только склоны, имеющие небольшую сейсмоустойчивость, но и участки в основании и вблизи основания склона, которые могут быть захвачены об-валыми, оползневыми и осыпными массами.

Неблагоприятными являются прибрежные участки террас (сложенных галечниками и лёссами), имеющих крутые склоны. Эти участки могут об-рушаться и осыпаться. В условиях горного рельефа по плоскостям до-мальных разломов, являющимися наклонными поверхностями контакта пород с разными физическими свойствами, могут происходить обвалы и оползни.

При СМР следует выделять участки, в пределах которых возможны ос-таточные деформации грунтов. Такие участки следует исключать из заст-ройки или не размещать на них особо ответственные здания и сооружения (в зависимости от значительности ожидаемых на них сейсмодеформаций).

Здесь освещены наиболее типичные сейсмодеформации грунтов, по ко-торым имеется достаточно много данных. Необходимо дальнейшее тщатель-ное изучение сейсмодеформаций грунтов, образовавшихся при сильных землетрясениях. Для этого, в частности, нужны неглубокие горные выра-ботки на полную мощность "плохих" грунтов, аналогичные тем, которые

проходятся при СМР. Помимо визуального обследования, их можно использовать для определения скоростей V_p и V_s , диаграммы сдвига и т.п.

Таким образом, макросейсмические исследования должны быть направлены в определенной степени внутрь разреза. Следует усилить изучение остаточных деформаций грунта в основании зданий, во всех случаях стремясь вскрыть причины их образования и их влияние на повреждения сооружений. При полевых исследованиях в области механики грунтов необходимо усилить внимание к накоплению остаточных деформаций при различных нагрузках разной интенсивности.

6.2. Изучение нелинейных характеристик и прочностных свойств мягкого грунта в условиях его естественного залегания с целью решения задач инженерной сейсмологии

При строительстве ответственных объектов на мягких грунтах в сейсмически опасных областях дополнительно к обычным исследованиям по рекомендуется определить:

- 1) диаграмму сдвига $\tau_c - \gamma$ для грунта - основания в пределах нескольких метров по глубине;
- 2) предел текучести грунта;
- 3) остаточные деформации сдвига $\gamma_{\text{ост.}}$.

Должна быть также известна в верхней части разреза скорость распространения поперечных упругих волн V_s , которая входит в комплекс принятых инструментальных измерений при СМР. Эти данные позволяют сделать заключение о поведении грунта при ожидаемом сильном землетрясении, полагая, что основной сейсмический эффект вызван поперечной волной. За теоретическую основу исследования принимается модель Л.П. Зайцева [86-88], описывающая образование локальных зон текучести в слое упругопластического грунта. Описываемая ниже методика и нацелена на выявление указанных зон при землетрясении, на оценку возможности их образования в конкретных сейсмогеологических условиях.

Диаграмма сдвига. Нелинейные свойства грунта при анализе проблем инженерной сейсмологии принято характеризовать за рулем кривой нагрузки $\tau_c - \gamma$, которая состоит из начального модуля сдвига C_{max} при $\tau_c \rightarrow 0$, разрушающего напряжения сдвига $\tau_{c\text{max}}$ и кривой, соединяющей C_{max} и $\tau_{c\text{max}}$, как показано на рис. 6.1. Для определения различия частей кривой нагрузки $\tau_c - \gamma$, называемой также скелетной кривой, используется комбинация полевых и лабораторных методов [266, 267]. Фактически "скелетная кривая" подбирается таким образом, что при малых напряжениях ее наклон определен величиной C_{max} а при больших она стремится к горизонтальной асимптоте, заданной величиной $\tau_{c\text{max}}$.

В СССР разработан единый для всей кривой $\tau_c - \gamma$ прямой полевой метод определения диаграммы сдвига как для нагрузки, так и для разгрузки, основанный на измерении напряжений и деформаций в грунте, в неглу-

ких скважинах, при взрывах малых зарядов ВВ [33, 34]. В случае необходимости этот метод может быть дополнен прямо на месте полевыми определениями модуля G_{\max} по скорости распространения V_s слабых упругих волн. По наблюдаемой диаграмме сдвига определяются, кроме G_{\max} и $\tau_{c \max}$, предел пропорциональности и остаточные деформации сдвига, соответствующие данному максимальному напряжению.

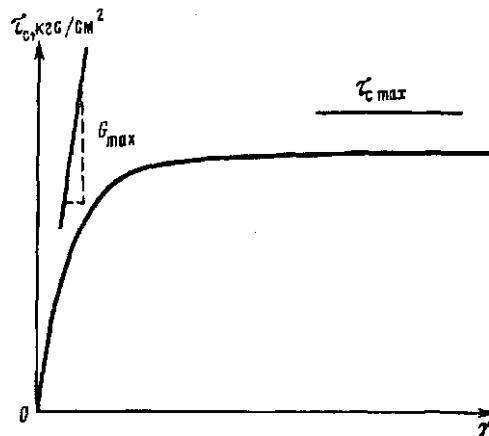
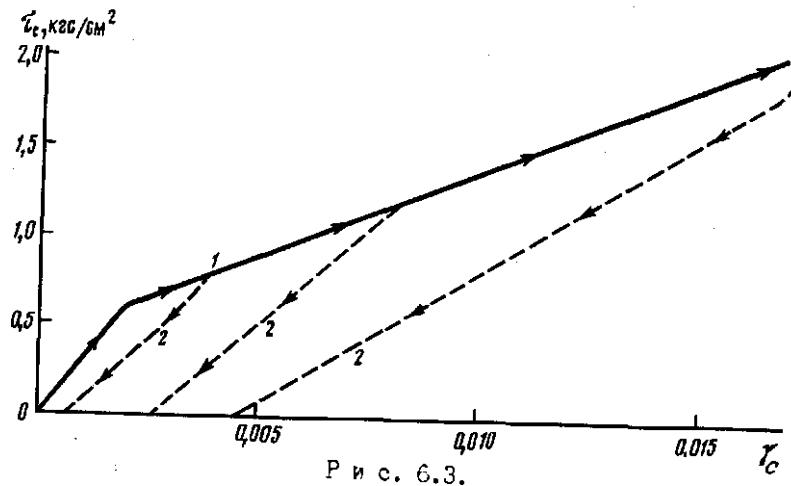
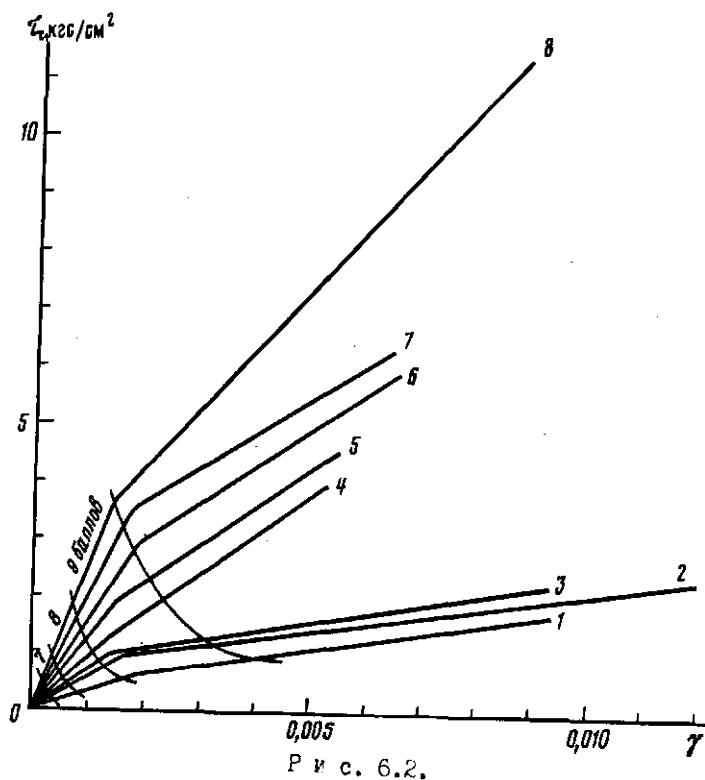


Рис. 6.1. Характеристика нелинейного поведения грунта с помощью кривой нагрузки

С помощью сейсморазведочных вибраторов и других источников ударного типа дополнительно к взрывным воздействиям может быть изучено влияние длительности колебаний (числа циклов) на пластические деформации грунта при сдвиге. Для малых глубин основные сведения — диаграмма сдвига и предел текучести — могут быть получены таким образом в поле вообще без взрывов.

Экспериментальные диаграммы $\tau_c - \gamma$ получены по этой методике (со взрывами) преимущественно для мягких "сухих" грунтов (супеси, суглинки, лёссы), залегающих выше уровня грунтовых вод (Институт физики Земли АН СССР, Институт сейсмологии АН КазССР). Здесь и далее под "сухими" понимаются грунты с небольшой естественной влажностью (до 10–15%), довольно типичные для условий Средней Азии. Сводка данных (ИФЗ АН СССР) приводится на рис. 6.2. Краткая характеристика грунтов (тип грунта, геологический возраст, глубина залегания, скорость распространения поперечных и продольных упругих волн и величина V_s/V_p , являющаяся важным индикатором водонасыщенности грунта), дается в подписи к рисунку.

Большинство измерений выполнено на глубине 1,5–2 м (соответствует глубине заложения фундамента для зданий небольшой этажности) для пород четвертичного возраста. Для исследования нескольких больших глубин следует воспользоваться опорными горными выработками, выполненными при СМР. Чтобы не перегружать рисунок, на нем изображены только кривые нагрузки; пример полной кривой при нагрузке и разгрузке приведен на рис. 6.3.



Имеется определенное различие кривых на рис. 6.1 и 6.2, 6.3. По нашим данным (рис. 6.2, 6.3, см. также [194, 195]), для обследованных сухих грунтов, особенно с высоким значением предела пропорциональности, выше $1 \text{ кгс}/\text{см}^2$, диаграмма $\tau_c - \gamma$ по крайней мере до $4-6 \text{ кгс}/\text{см}^2$, не выходит на горизонтальную асимптоту справа. Наиболее близки к типу подобия рис. 6.1 наши наиболее "слабые" грунты: с низким пределом пропорциональности ($0,5-1 \text{ кгс}/\text{см}^2$), залегающие на малой глубине (до 1 м), делювиальные суглинки, переотложенные в недавнее время. Еще более подобие на рис. 6.1 кривая $\tau_c - \gamma$ для "увлажненных" суглиняков, на которой отчетливо выделяется горизонтальный участок, соответствующий текучести грунта [84].

Наблюденные кривые $\tau_c - \gamma$ можно приблизенно оцифровать в значениях баллов землетрясения. Для этого следует воспользоваться экспериментальной зависимостью, связывающей интенсивность землетрясения I (в баллах) со скоростью смещения V в волне землетрясения, приведенной ниже, по данным [134]:

Интенсивность землетрясения I,

баллы	6	7	8	9
Скорость смещения V , см/с	3,1-6	6,1-12	12,1-24	24,1-48

Другие авторы дают обычно близкие данные. Для оценки скорости смещения A по напряжению τ_c рассмотрим плоскую поперечную волну, распространяющуюся со скоростью V . Тогда

$$\tau_c \approx \varrho V A, \quad (6.4)$$

где A — амплитуда скорости частиц; ϱ — плотность грунта. Значение зависит от вида диаграммы $\tau_c - \gamma$ величины напряжения. Прямые опыты,

Рис. 6.2. Диаграммы $\tau_c - \gamma$ мягкого сухого грунта при нагрузке Указанны баллы землетрясений — см. пояснения в тексте. Здесь и на рис. 6.4: 1 — суглинок (Q), $V_p=280 \text{ м/с}$, $V_s/V_p=0,5$, $h=0,7 \div 0,8 \text{ м}$ (Саратовская обл.); 2 — делювиальная красная глина, влажная (Q), $V_p=330 \div 340 \text{ м/с}$, $V_s/V_p=0,63$, $h=1,7 \div 1,9 \text{ м}$ (Казахстан); 3 — адирные лессовидные суглинки верхнечетвертичного возраста, $V_p=320 \text{ м/с}$, $V_s/V_p=1,9 \div 2,2 \text{ м}$ (Таджикистан); 4 — влажный суглинок, слабый (Q), $V_p=290 \text{ м/с}$, $V_s/V_p=0,57$, $h=1,7 \div 1,9 \text{ м}$ (Казахстан); 5 — сухая красноцветная коренная глина (C_2), $V_p=450 \text{ м/с}$, $V_s/V_p=0,66$, $h=1,6 \div 1,9 \text{ м}$ (Казахстан); 6 — плотная влажная глина в пойме реки (Q), $V_p=650 \text{ м/с}$, $V_s/V_p=0,35 \div 0,46$, $h=2 \div 2,5 \text{ м}$ (Казахстан); 7 — сухие лессовидные суглинки и супеси (Q), $V_p=360 \div 400 \text{ м/с}$, $V_s/V_p=0,62$, $h=1,7 \div 1,9 \text{ м}$ (Казахстан); 8 — сухой лёсс (Q), $V_p=360 \div 410 \text{ м/с}$, $V_s/V_p=0,65 \div 0,68$, $h=1,7 \div 1,9 \text{ м}$ (Казахстан)

Рис. 6.3. Типичная диаграмма сдвига в сухих суглинистых грунтах в области нагрузки (1) и разгрузки (2)

например, показывают, что скорость распространения пластических волн в глине может быть на порядок меньше скорости распространения упругих поперечных волн [37].

Таким образом, устанавливается соответствие между значениями λ и, следовательно, Γ и величиной напряжения сдвига τ_c . При расчетах по формуле (6.4) принимались известные ориентировочно или измеренные непосредственно плотности ρ (в пределах 1,6–2,2 г/см³). Истинная скорость V определялась на основании измеренной диаграммы $\tau_c - \Gamma$ по величине эффективного модуля G (τ_c), соответствующего заданному напряжению:

$$G(\tau_c) = \tau_c / \Gamma, \quad V = \sqrt{G / \rho}. \quad (6.5)$$

Из рис. 6.2 видно, что при 8 баллах во всех обследованных нами грунтах не достигается предел пропорциональности; при 9 баллах величина τ_c в волне изменяется от 1 до 3,5 кгс/см² – предел пропорциональности достигнут для всех грунтов и существенно превышен для группы наиболее слабых. Однако величина $\tau_{c\max}$ (см. рис. 6.1) и для этих грунтов, по-видимому, не достигается.

Остаточные деформации $\gamma_{ост}$. Остаточные деформации сдвига, определенные при небольших взрывах для тех же грунтов, приводятся на рис. 6.4 в функции касательного напряжения. Наибольшие остаточные деформации при одних и тех же значениях τ_c , характерны для грунтов, у которых наблюдается наименьший предел пропорциональности (см. рис. 6.2). Переходя, как описано выше, от τ_c к Γ , замечаем, что максимальные значения $\gamma_{ост}$ при 8–9 баллах составляют около 10% для большинства обследованных грунтов. При этом остаточные деформации сдвига остаются еще меньше упругих, которые и составляют значительную основную часть полной деформации. Положение, однако, может изменяться при повторных, циклических нагрузках.

Предел текучести грунта. В условиях, когда на диаграмме сдвига за пределом упругости отсутствует горизонтальная асимптота $\tau_{c\max}$ на основании известных результатов экспериментов в грунтах [52] принималось условие пластичности Мизеса–Шлейхера (модель упругопластической среды с упрочнением). Это условие предполагает, что при переходе грунта в состояние пластического течения так называемая интенсивность касательных напряжений τ_K является некоторой монотонной функцией всестороннего давления P :

$$\tau_K = \sqrt{|I_2|}. \quad (6.6)$$

Здесь

$$I_2 = -1/6 \left[(6_1 - 6_2)^2 + (6_2 - 6_3)^2 + (6_3 - 6_1)^2 \right],$$

*Величина $\gamma_{ост}$ характеризует необратимое искажение прямого угла [213].

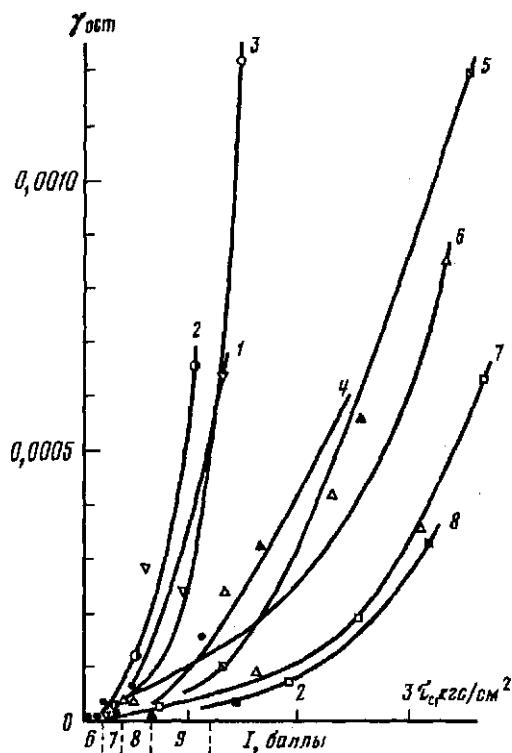


Рис. 6.4. Зависимость γ_{0067} от T_c

Условные обозначения см. на рис. 6.2. Указана величина интенсивности землетрясения в баллах

где b_1, b_2, b_3 - главные напряжения на трех взаимно перпендикулярных площадках.

В идеальном упругопластическом материале переход от упругого состояния к неупругому происходит скачком при значениях T и P , соответствующих условиям пластичности. Практическое значение исследования указанного условия, таким образом, очевидно.

Однако большое число полевых экспериментов, проведенных в мягких сухих грунтах, залегающих на глубине 1-6 м от поверхности Земли, показало, что непосредственно за пределом пропорциональности и пределом упругости искомое условие пластичности не выполняется [35]. Зависимость $T_c - P$ в этой области при нагрузке и разгрузке различна, как и должно быть в упругой сферической волне.

Таким образом, за пределом упругости существует достаточно обширная переходная квазиупругая зона: предел упругости и более заметный предел пропорциональности достигаются при $T_c = 0,5-2 \text{ кгс/см}^2$, а условие пластичности, если судить главным образом по литературным данным, при

$T_c > 346 \text{ кгс/см}^2$. Заметим, однако, что условие пластичности в мягком грунте – далеко не функция. Как показывает опыт измерений в окрестности сейсморазведочных вибраторов, в более слабых приповерхностных грунтах условие пластичности полностью формируется здесь при значениях T_c , составляющих десятие доли кгс/см^2 .

Итак, в указанных выше достаточно типичных сухих грунтах на глубине 1,5–2 м от поверхности Земли при кратковременных взрывных нагрузках создаются напряжения сдвига, соответствующие по амплитуде землетрясения в 9 баллов. При этом имеем:

а) наибольшие напряжения сдвига не превышают $3-4 \text{ кгс/см}^2$, условие пластичности не выполняется;

б) величина разрушающего напряжения сдвига $T_{c_{\max}}$ по [266] (см. также рис. 6.1), по-видимому, также не достигается;

в) остаточные деформации сдвига сравнительно невелики и вряд ли непосредственно достаточны для разрушения зданий, построенных на этих грунтах, без учета каких-то дополнительных эффектов.

Между тем такие эффекты, которые могли бы приводить к усилению сейсмического действия землетрясения, имеются. К ним следует отнести особенно водонасыщение грунта и увеличение длительности колебаний при землетрясениях по сравнению со взрывами, что может вызвать, например, значительное увеличение $f_{\text{ост}}$. Наконец, касательные напряжения в волнах землетрясения могут существенно возрасти за счет суперпозиции волн, распространяющихся от верхней и нижней границ упругопластического слоя [86–88].

Поэтому существуют конкретные случаи, связанные с важностью обзора строительства, плохим состоянием грунта и определением скорости в разрезе, когда дополнительно к обычным методам СМР возможность обнаружения зон текучести в слое мягкого грунта должна быть специально обследована, а возникающие остаточные деформации должны быть оценены. Как видим, это старая известная задача СМР, для решения которой необходимо использовать новые инструменты и методики.

Для этого можно рекомендовать описанную ниже аппаратуру и методику, основанную на измерении напряжений и деформаций в мягком грунте при небольших взрывах. Имеется значительный опыт таких измерений [34]. Перспективно также применение невзрывных излучателей, в частности вибрационных, для моделирования циклических нагрузок при землетрясениях.

Однако фактически плохо известен сигнал сильного землетрясения, задаваемый для оценки возможности образования зон текучести грунта. А результат расчета, вероятно, сильно зависит от характера колебаний грунта. Эта задача исследуется сейчас методами математического моделирования.

Аппаратура. Измеряются нормальные составляющие напряжений [38]. Для этого используются небольшие цилиндрические датчики (диаметр 50 мм, сота 20 мм) с жесткой металлической мембраной, являющейся чувствителем

ым элементом прибора. Датчики такого типа хорошо известны. Для повышения стабильности контакта между мембраной и поверхностью грунта на нее наклеивается на мембрану резиновый диск высотой около 5 мм [3].

Датчики устанавливаются в скважине на нужной глубине (обычно несолько метров) и ориентируются в ней, а затем прижимаются к стенкам или дну скважины специальным механическим или электрическим прижимом. Сила прижима регулируется. Благодаря небольшому предварительному прогибу мембранны, соответствующему напряжению до 1 кгс/см², датчик позволяет измерять как напряжение сжатия, так и напряжение растяжения. Конструкция прижимного устройства дает возможность одновременно в одной скважине измерять напряжение на двух взаимно перпендикулярных площадках (b_1 и b_2). Прибор для измерения вертикальной компоненты b_3 устанавливается в другой скважине [2; 3].

После установки приборов штанга отделяется от датчиков и вынимается из скважины. Собственно измерительное устройство для измерения напряжений на вертикальной площадке состоит, таким образом, из датчика, прижатого мембраной (вернее, резиновым диском) к стенке скважины с помощью жесткого металлического стержня небольшого веса, опертого другим концом в противоположную стенку. При измерении напряжений на горизонтальной площадке, совпадающей с дном скважины, датчик прижимается к дну наклонными стержнями, упирающимися в стенки. Скважина с установленными в ней датчиками не заполняется грунтом, так как это не дает заметного эффекта, но затрудняет извлечение приборов.

Датчики изготавливаются из дюралюминия. Диаметр мембраны равняется 34 мм, толщина мембранны основных рабочих датчиков 2-2,5 мм. Увеличение толщины мембранны за счет резинового диска не влияет на модуль деформации и чувствительность прибора. Записи импульса напряжения датчиками с резиновой наклейкой и без нее при хорошей установке приборов в мягком грунте идентичны вплоть до напряжений в несколько десятков кгс/см².

Применяются способы тарировки мембранных датчиков как в лаборатории (на пневмогидравлическом устройстве), так и непосредственно в скважине [36]. Используется тензометрический способ регистрации (блок усилителей выпускается промышленностью) с записью сигнала на шлейфном осциллографе или цифровая регистрация. Вопрос о погрешностях измерения напряжений рассмотрен [33, 38]. Датчики могут быть герметизированы и приспособлены для кратковременного измерения напряжений в грунтах ниже уровня грунтовых вод.

Для измерения деформаций применяются скважинные деформографы, предназначенные для измерения относительных удлинений ξ [34]. Деформографы устанавливаются в дно скважины с помощью штанг, предварительно дно очищается от шлама и в нем выверливаются небольшие углубления для конусообразных штырей прибора, что обеспечивает хорошее качество установки. Глубина установки деформографов ограничена длиной штанг

и прочих приспособлений. Применяются штанги длиной 2,5 м. При использовании неглубоких горных выработок возможно некоторое увеличение глубины исследований. Способ регистрации деформаций тензометрический.

Описанная методика измерения механических напряжений и деформаций в грунте, в скважине, при небольших взрывах представляет достаточно тонкую процедуру. Наиболее слабое место этой методики - ограниченная глубинность, связанная с трудностями тщательной установки датчиков в скважине. Она может быть преодолена с помощью наблюдений в шурфах, тем более, что прочность грунта быстро возрастает с глубиной, а потребность в измерениях σ - ϵ уменьшается. Следует также заметить, что измерения пока проводились лишь выше уровня грунтовых вод.

Методика эксперимента основана на измерении главных компонент напряжений $\sigma_i(t)$ и деформаций $\epsilon_i(t)$ во взрывной волне; t - время. Взрывы небольших зарядов, от 1 электродетонатора до 200-1000 г ВВ, производились в скважине, заполненной водой, на близком расстоянии (1-2 м) от приборных скважин. Практически для каждого взрыва бурятся новые взрывная и приборные скважины на ненарушенном участке в предел площадки с однородными инженерно-геологическими условиями. Глубина точки взрыва соответствует глубине установки приборов.

Мембрана одного из датчиков всегда ориентируется перпендикулярно к направлению на точку взрыва - σ_1 . Второй датчик устанавливается так, чтобы плоскость его мембраны была вертикальна и совпадала с сейсмическим лучом - σ_2 . Мембрана третьего датчика располагается в горизонтальной плоскости - σ_3 . Предполагается, что при такой схеме наблюдений измеряются главные компоненты напряжений в грунте в окрестности взрыва и максимума взрывного импульса.

Аналогичным образом устанавливаются два деформографа: ϵ_1 - вдоль сейсмического луча, принимаемого горизонтальным, и ϵ_2 - поперек луча в горизонтальной плоскости. Для измерения ϵ_3 в стенке скважины в вертикальной плоскости требуется разработка новых приспособлений. Измерения ϵ_3 проводились выше уровня грунтовых вод. Отдельными опытами установлено, что $\sigma_2(t) = \sigma_3(t)$, как и должно быть в сферической волне, что в некоторых случаях позволило обойтись без измерения σ_3 (и ϵ_3).

Одновременно измерение главных компонент напряжения и деформации позволяет вычислить напряжение сдвига τ_c на площадке, расположенной под углом 45° к тем площадкам, на которых измеряются нормальные компоненты напряжений σ_1 и σ_2 . Соответствующая этому напряжению деформация сдвига определится из выражения

$$\tau_c = (\sigma_1 - \sigma_2)/2; \gamma = \epsilon_1 - \epsilon_2. \quad (6.7)$$

В этом случае при изучении диаграммы $\tau_c - \gamma$ можно ограничиться измерением только двух главных компонент: $\sigma_{1,2}$ и $\epsilon_{1,2}$.

Для условия пластичности нужно знать три компоненты напряжения, но две из них можно полагать равными. Важно, что в этом случае не нужно

измерять деформации, что существенно облегчает весь процесс измерений T_k -P по сравнению с T_c -U. Результаты этих исследований позволяют оценить при определенных допущениях ожидаемую величину остаточных деформаций сдвига в грунте, а также возможность образования зон текучести путем сопоставления с найденным предельным напряжением сдвига T_{cmax} для грунта или пределом текучести T_k .

Теоретические исследования [86-88] показывают, что зоны текучести могут возникать как на границах, так и внутри упругопластического слоя. При этом напряжение сдвига в слое может превосходить амплитуду напряжений в отдельной волне за счет суперпозиции волн, распространяющихся от границ слоя. Этот эффект особенно важно учитывать при СМР в связи с известной по экспериментальным данным тенденцией к быстрому увеличению прочности мягкого грунта с глубиной, которая маскирует возможность образования внутренних зон текучести.

6.3. Оценка поглощаемых свойств среды, изучение откольных явлений при сильных динамических воздействиях

Изучение напряженно-деформированного состояния грунтов вблизи свободной поверхности при кратковременных нагрузках в диапазоне деформаций 10^{-4} - 10^{-2} показало, что зависимости между инвариантами тензоров напряжений и деформаций нелинейны и необратимы [84]. Мягкие грунты (суглиники, супеси) удовлетворяют условию текучести Миесса-Шлейхера-Боткина, которое записывается в виде $I_2 = (\kappa P + \beta)^2$, где I_2 - второй инвариант девиатора напряжений; P - давление; κ и β - экспериментальные коэффициенты, характеризующие внутреннее трение и сцепление в грунтах. Величина β с точностью до погрешности измерения может быть принята равной нулю. Коэффициент κ для супеси, тяжелого суглиника, суглиника, тяжелого суглиника соответственно равны 1; 1,25; 1,8; 4.

Диаграммы объемного сжатия и сдвига (рис. 6.5), полученные экспериментально, позволяют разделить полную энергию на энергию объемного деформирования и энергию формоизменения. На основании этого можно принять в качестве параметра, характеризующего прочностные свойства грунта, удельные потери энергии формоизменения. Величина удельной необратимой потери энергии в случае сферической симметрии выражается в виде

$$E_n = (W\varphi/4) \beta \exp(-\beta\varphi\varepsilon^2/3).$$

Здесь W - энергия источника нагружения, распространяющаяся в единичном телесном угле $\varphi/2\pi$, определяется по формуле

$$W = \varrho m Q,$$

где ϱ - коэффициент преобразования энергии взрыва в механическую работу; m - количество ВВ, кг; Q - удельная энергия взрыва, Дж/кг;

β - коэффициент потерь, который находится из отношений удельных необратимых потерь энергии $E_n^{(1)}$ и $E_n^{(2)}$ для различных расстояний ε_1 и

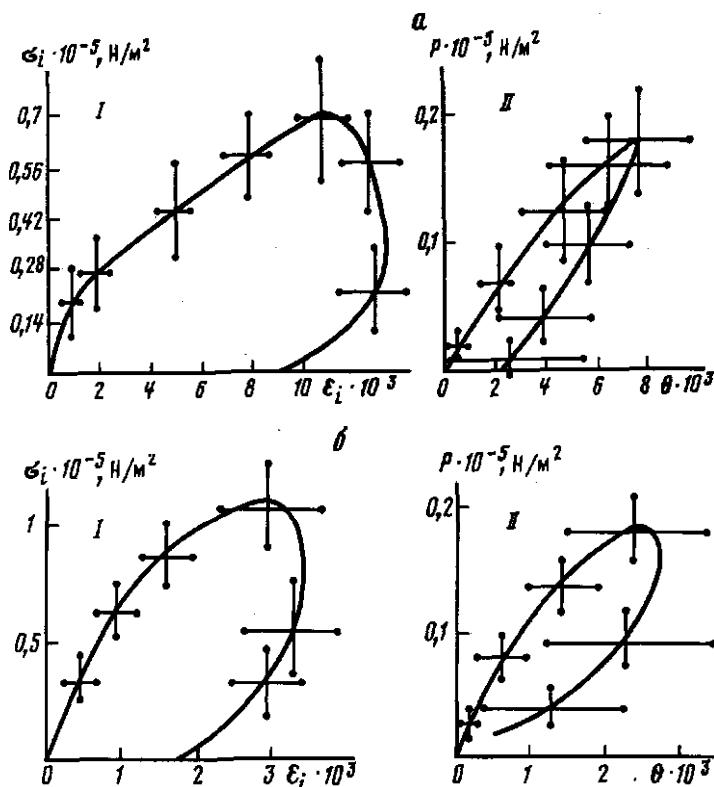


Рис. 6.5. Диаграммы сдвига (I) и диаграммы объемного сжатия (II) для суглинка (а) и тяжелого суглинка (б)
 ϵ_i - относительная деформация; θ - угол сдвига; σ_i - нормальное напряжение; P - касательное напряжение

γ_2 от источника; γ - расстояние от точки нагружения до точки измерения.

С использованием этих формул определяется безразмерный параметр χ , характеризующий поглощающую способность среды:

$$\chi^1 \exp(-\chi^1) = 4\pi \gamma^3 B_n / 32 \pi Q; \chi^1 = \rho Q \gamma^3 / 3.$$

При $\chi^1 = 0$ в грунте не происходят необратимые потери энергии формоизменения, что соответствует случаю упругой среды. Грунт, характеризующийся большим значением параметра χ^1 , поглощает большее количество энергии формоизменения, которая в основном расходуется на совершение работы по разрушению первоначальной его структуры. Таким образом, параметр χ^1 характеризует прочностную и поглощающую способность грунта.

Методика одновременной регистрации колебаний свободной поверхности в ближней и дальней зонах при камуфлетных взрывах позволяет оценивать влияние нелинейных свойств грунтов при интенсивных возбуждениях и оп-

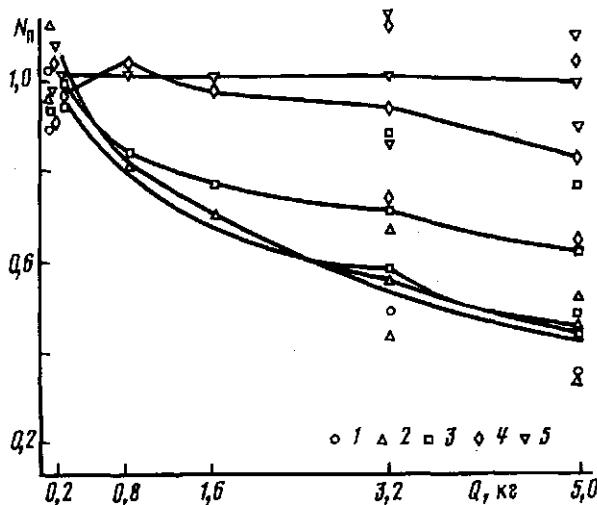


Рис. 6.6. Графики зависимости коэффициента N_p от количества ВВ для различных расстояний
 l , м: 1 - 0,2; 2 - 1,8; 3 - 4,5; 4 - 15; 5 - 31

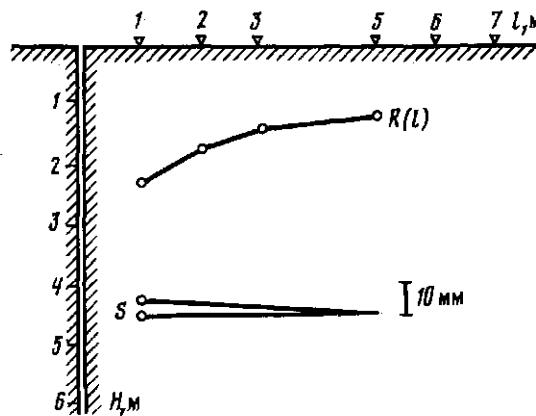


Рис. 6.7. Глубина откола и ширина раскрытия трещины
 $R(l)$ - глубина откола; S - ширина трещины, мм

ределять поправочный коэффициент N_p на нелинейность, характеризующий изменение амплитуд A_{ij} колебаний грунта в ближней (1) и дальней (2) зонах регистрации при большом (б) и малом (м) взрывах:

$$N_p = A(1\cdot j) \cdot A(2\cdot n) / A(2\cdot \delta) \cdot A(1\cdot m).$$

На рис. 6.6. представлены графики изменения коэффициента и доверительные интервалы для вероятности, равной 0,8, в зависимости от количества ВВ для различных эпичентральных расстояний l (в м) на лёссово-суглинистых суглинках. В диапазоне расстояний 15-30 м коэффициент N_p близок

к единице, т.е. при взрывах до 5 кг ВВ и для расстояний более 15 м заметные необратимые явления не наблюдаются. На расстояниях до 5 м поправочный коэффициент на нелинейность N_n , определенный по взрывам 0,2 и 0,8 кг ВВ, равен 0,8, а с увеличением повторного заряда величина коэффициента N_n уменьшается по экспоненциальному закону.

Предполагаемая поправка позволяет найти объективное приращение базальности на участках, обладающих выраженными нелинейными свойствами, учитывает необратимые процессы, происходящие в грунте, и дает возможность определить изменение амплитуд в эпицентральной зоне интенсивного источника возбуждения, а также оценить прочностные свойства исследуемых грунтов.

Одним из возможных нелинейных эффектов, вызывающих разрушение грунта, является откольное явление. Такое разрушение связано в тем, что предел прочности на растяжение для большинства пород на порядок меньше предела прочности на сжатие. Методика регистрации откольного разрушения дает возможность вычислить глубину и ширину раскрытия трещины а также напряжения, которые вызывают откол в грунте. На рис. 6.7 приведены кривая нижнего края откода и ширина раскрытия трещины для лесосовидного суглинка при взрыве заряда ВВ 1 кг на глубине 8 м.

Лабораторные исследования для глин показывают, что разрушающие растягивающие напряжения составляют около $0,1 \cdot 10^5$ Н/м². Произведенная оценка растягивающих напряжений для 8-балльного землетрясения показывает, что в эпицентральной области реализуются напряжения порядка $(0,4+3) \cdot 10^5$ Н/м². Эксперименты, проведенные в натурных условиях, и выполненные расчеты показали, что при камуфлетном взрыве 1 кг ВВ в среде возникает разрыв грунта на глубинах в пределах 2,5–1,5 м в зависимости от эпицентрального расстояния. Растягивающие напряжения составили $1,5 \cdot 10^5$ Н/м.

Эксперименты показывают, что если интенсивность отраженной волны превышает предел прочности среды на взрыв, то в среде происходит не единичное откольное явление, а множественный откол, который в эпицентральной области вызывает значительное разрыхление грунта в верхней части разреза. Определенные таким образом растягивающие напряжения позволяют судить о прочностных свойствах грунтов и приводить в схеме СМР не только относительные величины приращения интенсивности, но и абсолютные величины напряжений, вызывающие разрушение грунта.

Г л а в а 7

СЕЙСМИЧЕСКОЕ МИКРОРАЙОНИРОВАНИЕ В ОСОБЫХ УСЛОВИЯХ

7.1. Особенности СМР на просадочных грунтах

Многочисленные обследований последствий землетрясений свидетельствуют об увеличении степени повреждений зданий и сооружений на просадочных грунтах по сравнению со степенью повреждений на непросадочных грунтах [108, 189]. Кроме того, многолетний опыт строительства и эксплуатации различных объектов на просадочных грунтах, а также анализ их поведения при землетрясениях указывают на необходимость особого учета специфических особенностей просадочных грунтов при СМР.

В сейсмоопасных районах европейской части СССР, Средней Азии, Казахстана наиболее широко распространены просадочные лессовые грунты, а также некоторые виды покровных глинистых грунтов, обладающих этим свойством. Просадочные грунты слагают значительные площади таких городов страны, как Ташкент, Алма-Ата, Кишинев, Душанбе и др.

В соответствии с ГОСТ 25100-82 к просадочным относятся грунты, которые под действием внешней нагрузки или собственного веса при замачивании водой дают просадку и при этом величина относительной просадочности $\delta_{\text{пр}} \geq 0,01$ [51]. Грунтовые условия строительных площадок, сложенных просадочными грунтами, в зависимости от возможности проявления просадки от собственного веса подразделяются на два типа:

I тип просадочности, когда просадка возможна в основном в пределах деформируемой зоны основания от нагрузки фундаментов или другой внешней нагрузки, а просадка от собственного веса грунта практически отсутствует или не превышает 5 см;

II тип просадочности, когда возможна просадка грунта от его собственного веса, происходящая преимущественно в нижней части просадочной толщи, а при наличии внешней нагрузки – просадка, происходящая, помимо этого, и в верхней части просадочной толщи.

Просадочные грунты обычно характеризуются относительной просадочностью $\delta_{\text{пр}}$ и начальным просадочным давлением $P_{\text{пр}}$ – минимальным давлением, при котором проявляются свойства грунта в условиях его полного водонасыщения.

Оставляя в стороне достаточно широко освещенные в литературе [58, 116, 117, 122] вопросы формирования просадочных свойств, отметим характерные особенности наиболее широко распространенных просадочных лессовых грунтов. Им обычно свойственна своеобразная рыхлая упаковка пылеватых частиц и агрегатов с хорошо развитой межчастичной пористостью, преобладание неводопрочных структурных связей, заметно снижающих свою прочность при увлажнении грунта.

В естественных условиях при низкой влажности (менее 10–12%) структурная прочность лессовых грунтов достаточно высока, что позволяет им сохранять относительную рыхлую структуру – "недоуплотненность", по

Н.Я. Денисову, не глубинах до 15-25 м, а иногда и более при природных нагрузках от вышележащих отложений до 0,3-0,4 МПа [58]. При повышении влажности структурная прочность лессовых грунтов существенно снижается, и в отдельных частях грунтового массива создаются условия, когда действующие нагрузки начинают превышать предел его структурной прочности. В этом случае начинается процесс разрушения и перестройки природной "недоуплотненной" структуры грунта и дополнительное уплотнение сопровождаемое просадочными деформациями массива.

При динамических воздействиях (землетрясениях, взрывах, техногенных вибрациях) в ослабленном увлажнением лессовом грунте создаются наиболее благоприятные условия для разрушения его природной структуры. Это связано с появлением в массиве дополнительных (к статическим) динамических напряжений, возникающих при прохождении сейсмических волн.

Возникающее в массиве суммарное поле динамических и статических напряжений часто превышает предел прочности ослабленного грунта, в результате происходит дополнительное разрушение его структуры и уплотнение под весом сооружений или вышележащих отложений, т.е. развиваются так называемые сейсмические (динамические) просадки [117].

Многие исследователи указывают, что сейсмические воздействия могут значительно увеличивать просадочные деформации в лессовых грунтах [105, 138]. В частности, на этом эффекте основан метод предпостроечного уплотнения просадочных лессовых грунтов с помощью замачивания и глубинных взрывов [124]. При этом суммарная величина просадки может вдвое и более превышать просадку при замачивании в статических условиях. Величина сейсмопросадочных деформаций зависит от многих факторов, основными среди которых являются следующие: исходная структура грунта, его химико-минералогический состав, преобладание того или иного типа структурных связей, строение и мощность просадочной толщи, характер увлажнения, величина и распределение в массиве статических напряжений, интенсивность, частотный состав, продолжительность сейсмических воздействий и др.

Количественная методика оценки сейсмопросадок пока не разработана; вероятно, наиболее достоверные данные о ее величине можно получить на основе моделирования сейсмических воздействий в натурных условиях с помощью взрывов и методом инженерно-геологических аналогий при изучении последствий прошлых землетрясений.

При оценке сейсмической опасности на участках распространения просадочных грунтов в процессе СМР следует иметь в виду, что при хозяйственном освоении лессовых территорий на застроенных участках влажность грунтов в подавляющем большинстве случаев увеличивается, что приводит к созданию необходимых условий для возникновения просадок и сейсмопросадок. Повышение влажности лессовых грунтов связано со многими причинами: техногенным повышением уровня грунтовых вод вследствие строительства оросительных систем, нарушением стока поверхностных вод, локальными

ми утечками из водоводных и канализационных сетей, нарушением естественного влагопереноса в зоне аэрации при асфальтировании и застройке обширных площадей, бесконтрольным орошением зеленых насаждений и т.д.

В настоящее время в сейсмических районах страны на участках, сложенных лёссовыми просадочными грунтами, имеется большое число зданий и сооружений, конструкции которых в той или иной степени деформированы вследствие неравномерных просадок оснований [1, 139]. Таким образом, возведенные на просадочных грунтах здания и сооружения без должной подготовки просадочных оснований уже "подготовлены" к сильным повреждениям даже от землетрясений оравнительно небольшой интенсивности - 6-7 баллов.

Следует также учитывать, что при сильных землетрясениях (8 баллов и более) могут происходить массовые повреждения водоводных и канализационных сетей, что приводит к появлению многочисленных локальных источников замачивания, развитию просадочных явлений и, как следствие этого, значительных дополнительных повреждений зданий и сооружений.

Очевидно, что механическое увеличение балльности участков, сложенных просадочными грунтами (увеличение коэффициента А [208]), не является удовлетворительным решением проблемы обеспечения сейсмостойкости зданий и сооружений в этих условиях. В данном случае можно рекомендовать обратить основное внимание на устранение просадочных свойств грунтов на основе тех или иных методов технической мелиорации, на устройство специальных фундаментов, прорезающих просадочный грунт, устранение возможных источников повышения влажности грунта и других мероприятий в соответствии с нормами проектирования оснований зданий и сооружений, возводимых на просадочных грунтах [208].

Таким образом, при оценке просадочных грунтов в процессе СМР следует дополнительно учитывать следующие факторы:

предрасположенность просадочного грунта к образованию дополнительных сейсмических просадок при землетрясениях и других динамических воздействиях;

значительную зависимость физико-механических и соответственно сейсмических свойств от влажности грунта; возможность изменения категории грунта по сейсмическим свойствам при повышении влажности;

постепенное повышение влажности исходно маловлажных лёссовых (просадочных и непросадочных) грунтов при хозяйственном освоении территории, строительстве и эксплуатации зданий и сооружений.

При проведении СМР участки развития просадочных грунтов выделяются как участки, неблагоприятные в сейсмическом отношении.

Приращение сейсмической интенсивности на просадочных грунтах определяется на основании результатов инструментальных методов СМР для естественных условий и с учетом прогнозного подъема уровня грунтовых вод и обводнения грунтов в процессе освоения территории и эксплуатации зданий и сооружений.

Предотвращение повышенной сейсмической опасности, связанной с просадочностью грунтов, осуществляется проведением необходимых мероприятий по устранению просадочных свойств грунта или другими конструктивными решениями.

7.2. Влияние сложного рельефа на проявление интенсивности сейсмического воздействия при СМР

Задачей СМР в условиях сложного рельефа является оценка интенсивности сейсмического воздействия на конкретные типы сооружения с учетом совместного влияния рельефа местности, пространственной неоднородности строения среды (инженерно-геологические условия), нерегулярности внутренних сейсмических границ, наличия тектонических нарушений, неустойчивых блоков горных пород и других факторов.

При проведении СМР на участках крутых склонов гор и в ущельях необходимо учитывать возможность возникновения остаточных деформаций. Основными типами повреждений и разрушения склонов и насыпей при сейсмических воздействиях являются оползания и обвалы материала склонов, оседания насыпей, трещины и явления, сопутствующие разжижению грунта. Следует различать природу указанных нарушений, вызвана ли она недостаточной прочностью склона, неустойчивостью блоков горных пород и неоднородностью среды или увеличением интенсивности сейсмических воздействий на этом склоне.

В общем случае упругих деформаций среды изменения сейсмического эффекта на участках сложного рельефа (вершины горных сооружений, борта каньонов и уступы террас) зависят от угла наклонов склонов, направления подхода сейсмических волн, эпицентрального расстояния, соотношения частот колебаний ожидаемых сейсмических волн и собственных частот проектируемого сооружения, соотношения длин сейсмических волн и разницы в превышениях характерных точек рельефа и проявляются:

а) в рассеивании энергии сейсмических волн на вогнутых формах рельефа, приводящем к снижению уровня сейсмического воздействия в основании каньонов, уступов и возвышенностей по сравнению с горизонтальной свободной поверхностью;

б) в уплотнении энергии сейсмических волн выпуклыми формами рельефа, что приводит к увеличению интенсивности колебаний в верхних частях горных сооружений и возвышенностей, бортов каньонов и уступов террас по отношению к горизонтальной свободной поверхности;

в) в интерференции сейсмических волн в слое, если уступ представляет собой террасу, сложенную рыхлыми отложениями на упругом жестком подупространстве, и в преимущественном преобладании высокочастотных (до нескольких десятков герц) колебаний на поверхности, если горное сооружение или уступ представляют террасу, сложенную мощным слоем скальных грунтов (свободная поверхность жесткого полупространства);

г) в экренировании сейсмического воздействия вогнутыми формами рельефа при боковом подходе волн.

На основании анализа материалов макросейсмических и инструментальных наблюдений получены эмпирические соотношения и полуэмпирические формулы для качественной и количественной оценки изменения сейсмической интенсивности на участках со сложным горным рельефом для сооружений различной жесткости и грунтов оснований для наиболее простых моделей среды.

Для предварительной оценки влияния таких форм рельефа, для которых характерен "эффект бича" можно использовать рекомендации работы С.В. Пучкова [167] по формуле

$$\Delta I = 3.3 \lg (W_{gr}/W_{ck}) + 3.3 \lg (W_{v}/W_{oc}),$$

где ΔI - приращение сейсмичности; W_{gr} и W_{ck} - ускорения движения на грунте и на скале соответственно; W_{v} и W_{oc} - ускорения движения на вершине и основании соответственно.

Предварительную оценку изменения амплитудного уровня колебаний при переходе от горизонтальной поверхности (A_r) к дну каньона (A_d), представленного в виде V-образного клиновидного выреза в упругом однородном полупространстве, можно получить, воспользовавшись соотношением [25, 26]

$$U_{Ad/r}(\xi) = A_d/A_r = 1/(1 + B^{-\lambda/H})$$

Здесь A_d и A_r - амплитуды колебаний на дне каньона и на горизонтальной поверхности соответственно;

$$B = \sqrt{L + H}/H,$$

где L - половина максимальной ширины каньона; H - высота каньона; λ - длина сейсмической волны.

Предварительную оценку изменения амплитудного уровня колебаний при переходе от дна (A_d) к верхней части (A_v) каньона, представленного в виде V-образного клиновидного выреза в упругом однородном полупространстве, можно получить посредством соотношения [25, 26]

$$U_{dv}(\xi) = A_v/A_d = 1 + 1.5^{-\lambda/H}.$$

Предварительную оценку изменения амплитудного уровня колебаний при переходе от горизонтальной свободной поверхности однородного полупространства к верхней части каньона или уступа можно получить по формуле [25, 26]

$$U_{v/r}(\xi) = A_v/A_r = 1 + 0.5/(L_y/H_y)^{\lambda/H_y},$$

где L_y - протяженность склона уступа; H_y - высота уступа.

Совместное влияние рельефа местности и положения строения среди слоя пониженных скоростей на изменение спектрального состава колебаний при переходе от основания к верхней части каньона или уступа можно оценить, вычислив произведение частотной характеристики слоя на передаточную характеристику каньона или уступа по формуле [25, 26]

$$\omega(\xi) = H(\xi) U_{dv}(\xi),$$

где $\omega(\cdot)$ – полная частотная характеристика, учитывающая совместное влияние рельефа и слоя; $H(\cdot)$ – частотная характеристика слоя на упр. гом полупространстве, устанавливаемая с учетом рекомендаций работы [170]; $U_{6/4}(\cdot)$ – передаточная характеристика каньона.

При наличии макросейсмических данных или сведений о сильных и разрушительных землетрясениях в прошлом необходимо организовать полевое повторное обследование эпицентральной области с целью определения характера и интенсивности проявления сотрясения в зависимости от форм рельефа, грунтов оснований и типов сооружений, нужно проводить макросейсмические исследования древних сооружений [159].

Исследования основываются на выполнении следующих этапов работ.

1. Подбираются по возможности однотипные сооружения, находящиеся на разных гипсометрических отметках, один объект из них на бровке обрыва или ущелья, которые претерпели одни и те же землетрясения и получили заметные повреждения, сохранившиеся до наших дней. При этом должен быть по возможности богатый статистический материал об этих землетрясениях (интенсивность, эпицентральное расстояние и т.д.).

2. Изучаются инженерно-геологические условия участка исследования. Для установления характеристик грунтов необходимо пробурить не менее двух скважин до коренных пород, а также вблизи сооружений для определения характеристик оснований. Целесообразно также проведение инженерно-геофизических исследований, в частности электроразведочных.

3. Каждый объект подвергается инженерному обследованию с целью выявления общего технического состояния несущих конструкций и фундаментов с подробным обмером и документированием обнаруженных повреждений и разрушений, а также обследуются восстановленные конструкции и частные сооружения за время его существования.

На основе обмерных и фотографических материалов составляется конструктивный проект объекта, необходимый для его расчета на сейсмическое воздействие.

4. Определяется несущая способность каменных конструкций (стены, арки, перекрытия, купола и др.) на растяжение и сдвиг испытаниями в полевых условиях, отбираются образцы кладки с целью определения деформационных и других механических характеристик в лабораторных условиях для расчета.

5. Для проведения расчета на сейсмическое воздействие необходимо установить фактические динамические характеристики объекта (период свободных колебаний и затухания колебаний). Их можно определить экспериментально, путем испытания объекта при небольших динамических воздействиях (удар, микросейсмы, малые вартизы в грунте недалеко от объектов и др.). Измерение осуществляется многоканальной системой регистрации с использованием не менее трех датчиков, установленных на разных уровнях, включая, как правило, наивысшую отметку объекта. Колеба-

бания должны возбуждаться равномерно по направлению двух главных осей объекта.

6. На основании прочностных и деформационных (статических и динамических) характеристик объектов выбираются расчетные схемы исследуемых объектов и рассчитывается их сейсмостойкость на различные уровни сейсмического воздействия согласно [208] или с использованием специально подобранных акселерограмм сильных землетрясений, отвечающих сейсмотектоническим условиям данного района.

7. Сопоставлением полученных результатов однотипных сооружений, находящихся в различных условиях (имеются в виду подножие склонов, бровка обрывов ущелья, вершина холма), получивших неодинаковые повреждения от одного и того же землетрясения, можно оценить изменение сейсмической интенсивности в зависимости от наличия склонов и обрывов ущелий, косогоров и холмов.

Наиболее объективная и достоверная информация для каждого конкретного случая получается при проведении инструментальных инженерно-сейсмометрических исследований путем регистрации сильных и слабых землетрясений, а также и варывов.

Планирование системы инструментальных наблюдений должно быть основано на результатах геоморфологической, инженерно-геологической, гидрогеологической и геофизической изученности участка. С этой целью в пределах исследуемого участка сложного рельефа выявляются основные факторы, определяющие амплитудный и спектральный состав колебаний. Затем составляется сейсмогеологическая модель строения изучаемого участка рельефа, на которой выделяются неоднородные в сейсмическом отношении инженерно-геологические элементы.

Минимальные размеры неоднородности, учитываемой при построении сейсмогеологической модели, определяются из соотношений

$$0,5\lambda_{\min} < L_{\min} \leq 5\lambda_{\min}, R_{\min} \geq 0,1\lambda_{\min}$$

соответственно для горизонтального и вертикального размеров неоднородностей. Здесь L_{\min} , R_{\min} – минимальные размеры неоднородности; λ_{\min} – минимальная длина сейсмической волны при ожидаемом землетрясении или варыве. В пределах каждого из выделенных геоморфологических элементов должен быть организован по крайней мере один пункт инструментальных наблюдений за колебаниями грунтов при землетрясениях или варваках.

Методика инструментальных наблюдений над землетрясениями и варваками заключается в следующем. Число сейсмоприемников, пунктов наблюдений, их размещение определяются в зависимости от конкретных условий на исследуемом участке. В качестве сейсморегистрирующей аппаратуры слабых землетрясений в непрерывном режиме целесообразно использовать инженерно-сейсмические осциллографы типа ОСБ-У1 с амплитудно-частотной характеристикой в рабочем диапазоне периодов 0,05–1,5 с. Регистрацию

сильных землетрясений и взрывов следует проводить в ящичном режиме инженерно-сейсмическими осциллографами типа Н-700 со стандартными сейсмоприемниками.

Увеличение сейсмических каналов зависит от конкретных условий. На каждой точке наблюдений следует регистрировать три компонента: вертикальную (z) и две горизонтальные (параллельно борту x и перпендикулярно к нему y).

При инструментальных наблюдениях рационально использовать электрическую схему, представленную на рис. 7.1. Сейсмоприемники через пусковое устройство ПУ-1, шунтовую коробку ШК-2 соединяются с гальванометрами в осциллографе ОСБ-1. В момент возникновения сильного землетрясения от сигнала пускового датчика (П.Д) срабатывает пусковое устройство, происходит переключение сейсмоприемников с осциллографа ОСБ-У1 на осциллограф Н-700 или Н-041 и регистрация землетрясения осуществляется на более низком уровне чувствительности с большой разверткой. После окончания процесса сильного землетрясения отключается пусковое устройство и сейсмоприемники переключаются на прежний режим работы [98].

Для регистрации сигналов точного времени, передаваемых радиостанциями Москвы, в состав аппаратуры включены радиоприемник и радиофильтр типа РФУ. Ежеминутные отметки на осциллограмме фиксируются от морского хронометра типа МХ-6. Скорость развертки при регистрации слабых землетрясений должна составить 240 мм/с, а при регистрации сильных землетрясений и взрывов - 160 мм/с.

Получая записи землетрясений и используя данные других сейсмических станций, составляют карту распределения очагов этих землетрясений. Очаги группируются по своим географическим расположениям относительно изучаемого участка. При обработке полученного материала следует придавать во внимание ожидаемое направление сейсмического излучения.

При обработке записей колебаний грунта следует сопоставить амплитуды и периоды однотипных сейсмических волн и провести обработку полученных материалов на ЭВМ. В результате машинной обработки должны быть получены относительные спектральные характеристики среды, отражающие изменение спектрального состава колебаний грунта, а также спектры реакции при переходе от одной характеристической точки участка к другой и оценено влияние различных факторов на суммарный сейсмический эффект по сравнению с точкой на горизонтальной поверхности.

При реализации изложенной методики на ряде участков бортов каньонов, осложненных однородными скальными породами, сделан вывод о том, что при подходе сейсмической волны перпендикулярно к плоскости борта (с освещенной стороны) интенсивность сейсмического эффекта увеличивается на верху борта относительно дна каньона приблизительно на 1 балл в следующих случаях:

- а) крутизна склона 15° , относительная высота точек 80 м и более;
- б) крутизна 30° , высота 50 м;

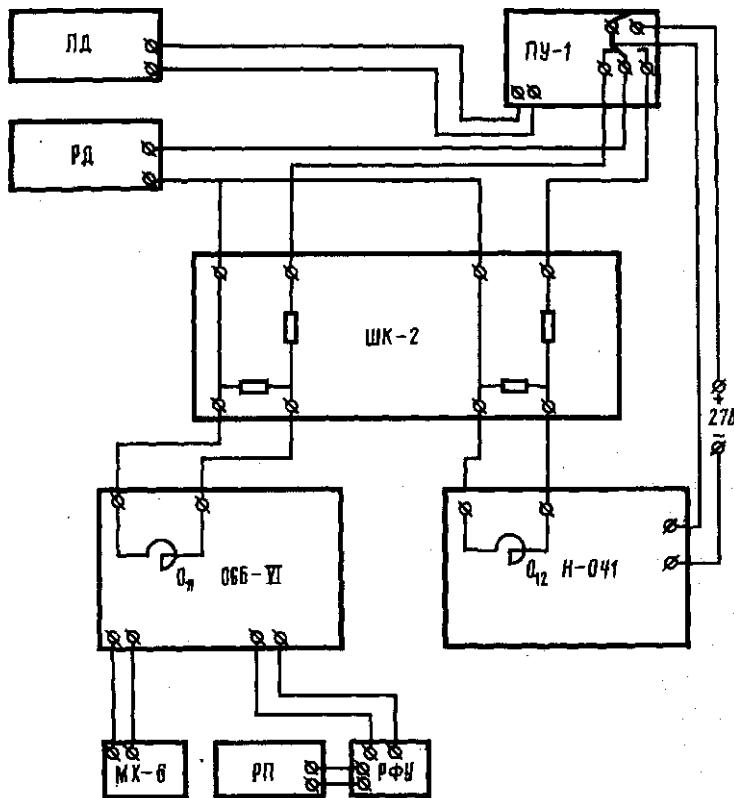


Рис. 7.1. Электрическая схема комплекта аппаратуры, регистрирующей сильные и слабые землетрясения

РФУ - радиофильтрующее устройство; РД - рабочий сейсмоприемник;
 O_{11} , O_{12} - реле в цепи питания осциллографов; ПД - пусковой сейсмоприемник; МХ-6 - морской хронометр; ШК-2 - щитовая коробка; ПУ-1 - пусковое устройство; РП - радиоприемник

- в) крутизна 45° , высота > 35 м;
- г) крутизна 60° , высота > 30 м;
- д) крутизна 90° , высота > 15 м.

При боковом подходе волн происходит увеличение сейсмического эффекта на 1 балл при:

- а) крутизна 45° , высоте > 70 м;
- б) крутизна 60° , высоте > 40 м;
- в) крутизна 90° , высоте > 20 м.

При подходе сейсмических волн с противоположной стороны (с теневой стороны) такое же увеличение получается для случаев:

- а) крутизна 60° , высота > 60 м;
- б) крутизна 90° , высота > 40 м;

при крутизне 60° в этом случае наличием склона каньона можно пренебречь. В зоне тени интенсивность объемных волн может с ростом высоты над дном каньона снижаться в 2 раза и более.

Нами изложены результаты экспериментальных наблюдений за колебаниями склонов, сложенных грунтами коренной основы, в отладии упругих деформаций. При сильных землетрясениях на склонах, сложенных рыхлыми грунтами, наблюдаются сейсмогравитационные процессы: оползни, обвалы земляные лавины, селевые потоки и др. [103, 200, 215, 252]. Последствия этих явлений в отдельных случаях могут быть предотвращены сооружением противолавинных галерей, дамб и др.

7.3. СМР территорий, пересеченных тектоническими разрывами

7.3.1. Общие положения

Негативное отношение к тектоническим разрывам при СМР намло отражение в научных публикациях, рекомендательных и нормативных документах [174, 175, 208]. Важно при этом оценить степень инженерной опасности каждого конкретного разрыва [176, 212]. Разрывные нарушения обычно делятся на глубинные разломы, разрывы и трещины [20, 82, 218]. Глубинные разломы протяженностью в сотни и шириной в десятки километров могут быть сейсмогенерирующими структурами (зоны ВОЗ), которые изучаются при обзорном и детальном сейсмическом районировании. Участки СМР располагаются обычно либо на некотором удалении от зон ВОЗ или внутри таких зон. Поэтому при СМР изучаются разрывы, которые рассматриваются как объемные геологические тела (разрывные зоны) с повышенной трещиноватостью и сложным строением. Они обладают аномальными по отношению к смежным массивам горных пород сейсмическими и инженерно-геологическими свойствами. Вдоль некоторых разрывов могут происходить медленные тектонические смещения, возникать сейсмодислокации и активизироваться геодинамические процессы, опасные для сооружений.

Тектонические разрывы представляют собой нарушения сплошности пород со смещением слоев или магматических тел по разрывной поверхности или разрывной зоне. Они часто разделяют тектонические блоки с различными сейсмическими свойствами. Карттирование тектонических разрывов, изучение строения разрывных зон производятся для решения следующих задач:

а) оценка приращений сейсмической интенсивности в разрывной зоне и прилегающих частях крыльев разрыва, а также прогноз возможного изменения такого приращения в результате техногенных воздействий (обводнение и осушение грунтов в разрывной зоне);

б) прогноз возможной активизации геодинамических процессов и возникновения сейсмотектонических дислокаций в разрывных зонах при сейсмических воздействиях;

в) выявление современных тектонических смещений по разрывам, опасных для инженерных сооружений.

Т а б л и ц а 7.1

Влияние разрывных нарушений на приращение сейсмической интенсивности и активизацию геодинамических процессов

Характеристика разрывных нарушений и связанных с ними геоморфологических обстановок на участке СМР	Приращение сейсмической интенсивности	Активизация геодинамических процессов
Характеристики, связанные с наличием и расположением разрыва		
Различие в строении вертикального разреза	+	-
Мощность чехла, под которым погребен разрез	+	+
Крутизна и высота склона, пересеченного разрывом или находящегося в пределах разрывной зоны	+	+
Ориентировка разрыва по отношению к направлению распространения сейсмических волн	+	+
Характеристики, связанные со строением и размерами разрывной зоны		
Отличие пород в разрывной зоне от пород за ее пределами по физико-механическим и сейсмическим свойствам	+	+
Мощность техногенетических и сильно трещиноватых пород в разрывной зоне	+	+
Ширина тектонического клина по сравнению с размерами объекта СМР	+	-

П р и м е ч а н и е: Знак "+" означает влияние характеристики разрывного нарушения на сейсмическую опасность и активность геодинамических процессов. Знак "-" означает, что указанные характеристики не влияют на активизацию геодинамических процессов.

Для изучения тектонических разрывов на участках СМР осуществляются геологические (тектонические и инженерно-геологические) и геофизические (сейсмоакустические и сейсмологические) исследования. Они предполагают разностороннюю характеристику этих структур (табл. 7.1).

При сравнительно неглубоких очагах землетрясений интенсивностью более 8 баллов главным образом в зонах существующих глубинных разломов и разрывов могут возникать первичные (сейсмотектонические) по-

Таблица 7.2

Размеры сейсмоконтактных деформаций (минимальные и максимальные значения)

Магнитуда	Длина, км	Вертикальное смещение, м	Горизонтальное смещение,
Сбросы			
$6 \frac{1}{2} < M < 7 \frac{1}{2}$	2-60	0,1-4,4	До 0,25
$7 \frac{1}{2} < M < 8$	30-190	0,6-4,8	-
	30-250	10-11	-
Сдвиги			
$5 \frac{1}{4} < M < 6 \frac{1}{2}$	8-32	-	0,2
$6 \frac{1}{2} < M < 7 \frac{1}{2}$	12-70	0,1-0,5	0,3-6
$7 \frac{1}{2} < M < 8$	25 и более	0,7-0,8	2,5 и более
$M < 8$	320-435	0,9	6,1-6,5
Сбросо-сдвиги, взбросо-сдвиги, сбросо-надвиги и т.д.			
$6 \frac{1}{2} < M < 7 \frac{1}{2}$	6-60	0,2-7	0,1-4
$7 \frac{1}{2} < M < 8$	10-105	1-8	0,5-14,5
$M < 8$	50-350	2,5-11	2-9

верхностные нарушения грунтов. Они могут быть как разрывными, так складчатыми, и причинить значительный вред прежде всего плотинам атомных электростанций, а также зданиям, различным сооружениям. В литературе имеются сведения об изменении сейсмической интенсивности в зонах первичных сейсмодислокаций.

По современной макросейсмической методике для землетрясения 1983 г. с $M = 5,4$, при котором образовался сдвиг длиной более 20 км, пересекший пос. Кум-Даг (ТуркмССР), было определено изменение сейсмической интенсивности в зоне сдвига. В однородных инженерно-геологических условиях при интенсивности на территории пос. Кум-Даг, равной 8 баллам в зоне разлома (полосе шириной около 100 м), интенсивность увеличилась на 0,5 балла [43]. Имеются данные, что на взбросенном ле разлома интенсивность выше, чем на сброшенном. Сюда не вошли смещения по разломам при слабых наведенных землетрясениях, например в районе Зейской ГЭС, достигающие 10 мм [110].

Обобщенные, по мировым данным, значения длины, вертикального и горизонтального смещений, раскрытия разрывных нарушений различного типа приведены в табл. 7.2. При проектировании зданий и сооружений в зонах активных сейсмогенных разломов по этой таблице можно судить о размерах возможных первичных сейсмодислокаций.

При землетрясениях с магнитудами 6,5 и более в грунтах возможно раскрытие трещин до 3 м.

7.3.2. Методика оценки сейсмической опасности

Для оценки возможного приращения сейсмической интенсивности используются сейсмоакустические и сейсмологические исследования. Известно несколько факторов, определяющих возможность приращения сейсмической интенсивности в разрывных зонах. Это прежде всего эффект экранирования волн, когда каждый элементарный разрыв (простая разрывная зона или каждая подзона сместителя в сложной разрывной зоне) рассматривается в качестве границы (т.е. двумерного объекта), перераспределяющей интенсивность проходящих волн и обусловливающей локализацию увеличения и уменьшения их интенсивности.

Исследования в различных сейсмогеологических условиях показали, что отдельный элементарный разрыв сравнительно слабо экранирует сейсмические волны. Но в сложной разрывной зоне данный фактор может проявиться сильнее. За счет экранирования типично повышение интенсивности на "освещенной" и ее снижение на "тениевой" сторонах разрыва. Эти локальные вариации обычно не превышают 0,5 балла [212].

Волновое поле зависит от особенностей строения крыльев разрыва, наличия и мощности чехла недислоцированных пород (рис. 7.2). Характерны следующие ситуации: резкие различия в сейсмической жесткости пород крыльев; различия в мощности чехла на крыльях, при этом в некоторых случаях (нечетное число четвертей длины волн) возможны резонансные явления; для глубокогребенных и малоамплитудных разрывов величина вариаций сейсмической интенсивности невелика; различия в строении геологического разреза крыльев, например присутствие только в одном из них мощной толщи, отличной по свойствам от выше- и нижележащих толщ. В последнем случае величина различий сейсмического эффекта может достигать 1,5-2 балла [212].

Аномалии физико-механических свойств тектонокластических и интенсивно трещиноватых пород разрывных зон, которые рассматриваются уже как трехмерные геологические тела, могут сказываться на приращениях сейсмической интенсивности, но незначительно (обычно меньше $\pm 0,5$ балла [6]. Разрывная зона часто порождает дифракционный эффект. Наложение дифракционного эффекта на экранирующий обуславливает пятнистость волнового поля. Локализация пятен зависит от параметров сейсмического воздействия (эпицентрального расстояния, угла подхода волны, их частотного состава и т.п.) и меняется от землетрясения к землетрясению. Но у простых разрывных зон флюктуации сейсмической интенсивности невелики – до 0,5 балла [6]. Однако сочетание указанных факторов с аномальной сейсмической жесткостью пород разрывных зон может явиться причиной образования сейсмодислокаций и неравномерных осадок сооружений [212].

Сложная разрывная зона или система сближенных простых разрывных зон оказывает большое влияние на интенсивность и спектральные характеристики сейсмических колебаний. Это явление обуславливает вытянутость

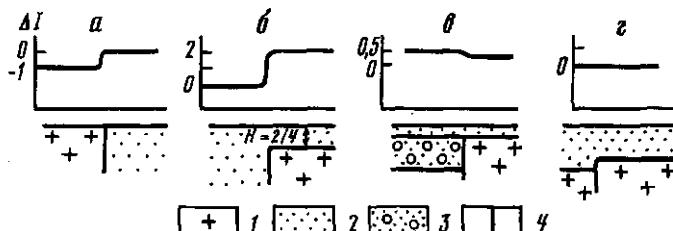


Рис. 7.2. Принципиальные типы структурных ситуаций, обусловленных тектоническими разрывами, которые следует учитывать при геофизических исследованиях на участках СМР
 а - различная сейсмическая жесткость в крыльях разрыва; б - резонанс в поднятом крыле погребенного разрыва; в - влияние различия в строении крыльев погребенного разрыва; г - влияние большой мощности чехла, перекрывающего мелкоамплитудный разрыв. 1 - скальные грунты; 2 - рыхлые грунты чехла; 3 - промежуточная толща в разрезе опущенного крыла; 4 - сместитель разрыва

изосейст вдоль простирания главных тектонических структур и пятинистость распределения приращений сейсмической интенсивности за счет сложного сочетания дифракции и экранирования. Поэтому первоочередное внимание при геофизических исследованиях следует обращать на сложные разрывные зоны.

Сейсмоакустические исследования. С помощью традиционных сейсмоакустических исследований при СМР могут устанавливаться корреляционные связи между упругими и деформационными характеристиками пород. При этом оценивается трещиноватость, неоднородность и анизотропность пород в разрывной зоне и крыльях разрывов, уточняется гидрогоеологическая остановка участка. Для решения этих задач применяются сейсмическое профилирование на земной поверхности и в горных выработках, сейсмические каротаж и вертикальное сейсмическое профилирование, ультразвуковые наблюдения в горных выработках и ультразвуковой каротаж, ультразвуковые исследования образцов и керна. Скорости распространения упругих волн, определяемые с помощью сейсмоакустических методов, используются для расчета приращений сейсмической интенсивности по способу сейсмических жесткостей.

Считается, что изменению сейсмической интенсивности в 1 балл соответствует изменение сейсмической жесткости в 4 раза. Но применимость способа сейсмических жесткостей ограничена мощностью чехла рыхлых осадков до 20 м [93, 176]. Характеристики, полученные с помощью сейсмакустики в отдельных реферных точках, распространяются по площади участка СМР на основании материалов инженерно-геологической съемки [136, 175].

Сейсмологические исследования. Инструментальные сейсмологические исследования являются основными для уточнения сейсмической интенсивности и составления карты СМР. Они позволяют учитывать изменение сейсмич-

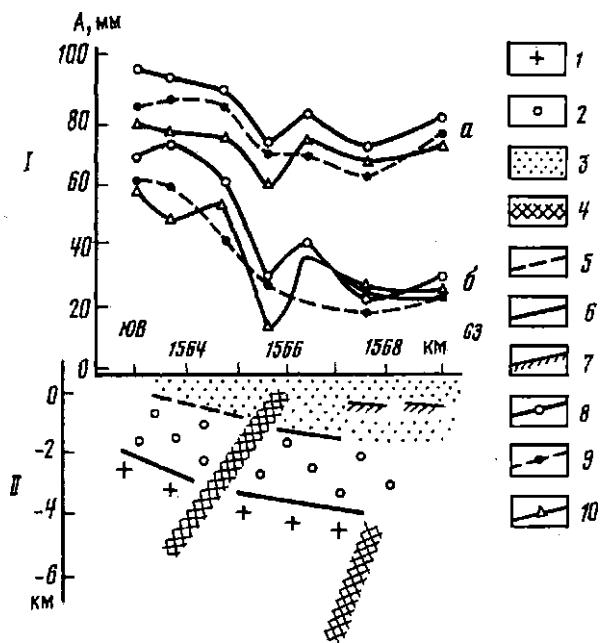


Рис. 7.3. Графики вариаций амплитуд (А) продольных волн удаленных землетрясений (I) и геологический разрез через разрывы Южной Ферганы (II) по данным сейсмологических наблюдений станций типа "Черепаха"

1 - кристаллическое основание; 2 - складчатый фундамент (P_k); 3 - осадочная толща (M_f - H_k); 4 - разломы; 5-7 - сейсмические граничные (неуверенные (5), уверенные с нормальным скачком скорости (6) - скорость в верхней толще выше, чем в нижней, уверенные с инверсией скорости (7)); 8-10 - амплитудные графики, полученные в различных диапазонах частот [0,7-1,4 Гц (8); 1,1-1,6 Гц (9); 0,5-0,7 Гц (10)], для двух землетрясений (а - землетрясение в Японии, 13 406 м, 15.02.80 г., $\alpha=82^\circ$, $\Delta=60^\circ$, $H=60$ км; б - землетрясение на Курильских островах, 22 451 м, 15.02.80 г., $\alpha=58^\circ$, $\Delta=60^\circ$, $H=63$ км)

кой интенсивности не только за счет поверхностных условий, но и за счет особенностей губинного строения разреза. Поэтому такие исследования дают возможность учесть проявления всех перечисленных выше факторов, а также гетерогенности состава погребенного фундамента и неравномерности волнового поля, т.е. оценить конкретные величины приращения сейсмической интенсивности в разных частях разрывной зоны и крыльев разрыва СМР (рис. 7.3).

Аппаратура, применяемая при сейсмологических наблюдениях, либо осциллографическая с записью на фотобумагу, либо с промежуточной магнитной записью автономными сейсмическими станциями типа "Черепаха", "Земля" и т.д. Последняя имеет определенные преимущества в повышенном динамическом диапазоне, возможности ввода в цифровом виде в ЭВМ для последующей обработки, в большей автономности и т.д. При изуче-

нии афтершоков в эпицентральных зонах сильных землетрясений могут использовать установки, работающие в ждущем режиме (например, ИСО-2м).

Методика расстановки пунктов сейсмологической регистрации определяется решаемыми задачами и аппаратурными возможностями. В простых геологических ситуациях рекомендуется располагать профиль регистрирующих станций вкрест простирации разрыва. Желательно иметь не менее двух пунктов наблюдений в каждом крыле разрыва и в подзоне сместител. В сложных ситуациях надежные результаты дают сети наблюдений – сейсмические группы.

Плотность и конфигурация сейсмической группы выбираются в соответствии с инженерно-геологическими условиями и тектонической обстановкой на участке СМР и с учетом диапазона и пространственных вариаций сейсмических колебаний (их интенсивности и др.). Для контрольной оценки особенностей волнового поля опорные сейсмические профили ориентируются на главные зоны ВОЗ и в перпендикулярном направлении. Расстояния между регистраторами выбираются в пределах $1/3$ – $1/4$ длины высокочастотной волны в спектре регистрируемых колебаний. По данным наблюдений на опорных профилях определяются наиболее эффективные расстояния между регистраторами основной сейсмической группы. Эти расстояния не должны превышать $1/3$ – $1/4$ периода высокочастотных пространственных вариаций интенсивности колебаний, установленных на опорных профилях.

Особое внимание должно быть уделено определению идентичности каналов и калибровки их в процессе регистрации. В пунктах сейсмологической регистрации важно изучить верхнюю часть разреза, например, с помощью аппаратуры и методики ударной сейсмики [145]. Для надежной интерпретации сейсмологических материалов в каждом пункте регистрации необходимо получить не менее 5–10 записей сейсмических событий из каждой потенциально опасной зоны ВОЗ или из более слабой сейсмоактивной зоны, расположенной по направлению к временно "молчашей" сейсмоопасной зоне.

Обработка полученных записей заключается в анализе динамических (амплитуды, спектральный состав, поляризация) и кинематических особенностей сейсмического волнового поля [212]. Особенности физико-механических свойств пород из разных подзон разрывной зоны могут изучаться независимо от направления подхода сейсмических волн и от спектрального состава колебаний. Но эти факторы сказываются на экранирующей роли разрыва и на характере " пятнистости" сейсмического волнового поля в крыльях разрыва (вид пятен, их геометрия). Участки, которые попали в зону сейсмической "тени" при одном землетрясении, могут оказаться в зоне фокусировки при другом землетрясении. Поэтому необходима осторожность в интерпретации сейсмических аномалий, выявленных при кратковременных сейсмологических наблюдениях.

В простых сейсмологических ситуациях, например при доминирующей

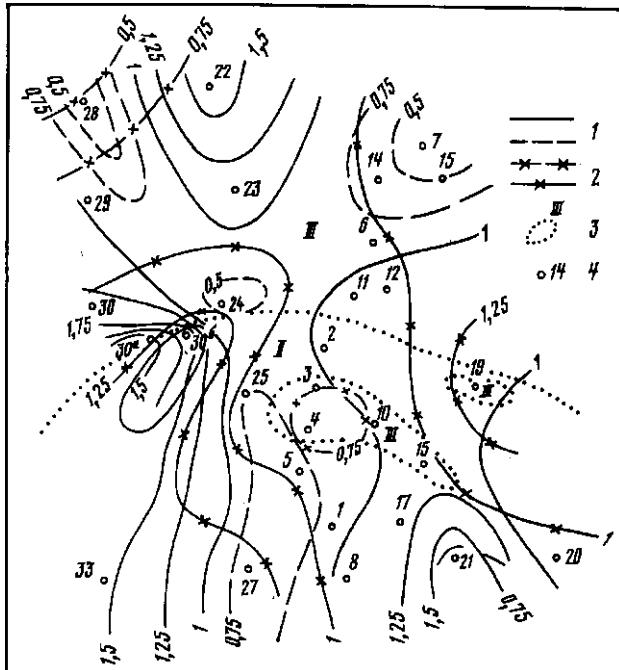


Рис. 7.4. Пример несовпадения инженерно-геологического районирования и СМР, обусловленного гетерогенностью погребенного фундамента на участке СМР

1-2 – изолинии относительных амплитуд продольных – $A_i^P / \langle A_i^P \rangle$ (1) и обнаженных – $A_i^{P,5} / \langle A_i^{P,5} \rangle$ (2) волн от удаленных землетрясений; 3 – границы зон с различными грунтовыми условиями; 4 – пункты наблюдений с сейсмологическими регистраторами типа АСС-6/12 "Черепаха"; II – грунты второй категории (моренные суглинки), III – грунты третьей категории (водонасыщенные флювиогляциальные пески мощностью 3–4,5 м, залегающие на моренных суглинках мощностью более 10 м)

роли поверхностных инженерно-геологических условий, обычно хорошая сходимость результатов карттирования приращений сейсмической балльности разными методами. Если доминирующее влияние на сейсмическое поле оказывают глубинные факторы, его районирование может существенно отличаться от инженерно-геологического. На рис. 7.4 приведен пример отсутствия корреляции между инженерно-геологическим районированием и распределением интенсивности продольных и поперечных волн на одном из участков СМР.

Сейсмологические материалы в ряде случаев позволяют попутно уточнить некоторые параметры погребенных разрывов: наклон плоскости смесителя, амплитуду смещения и т.п. [6, 23, 96].

Г л а в а 8

ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ. ПРОГНОЗ СКОРОСТЕЙ Р- И S- ВОЛН ПРИ ИЗМЕНЕНИИ СОСТОЯНИЯ ГРУНТОВ

Интенсивность проявления землетрясений на поверхности, определяемая энергией, глубиной очага и эпицентральным расстоянием, во многом зависит от микрогеологических условий, связанных с сейсмическими характеристиками грунтов, слагающих верхнюю зону разреза. Сейсмические характеристики, такие, как скорости распространения сейсмических волн, амплитудный уровень и частотный состав колебаний грунта, находятся в прямой зависимости от геологических и физико-механических свойств грунтов. Особую роль при этом играют литологический состав грунтов, мощность их слоев, плотность и влажность, физическое состояние и др. В области вечной мерзлоты к ним добавляются и часто приобретают первостепенное значение такие показатели, как температура мерзлых грунтов, льдистость и мощность мерзлоты [68, 69, 72, 74, 191].

При проектировании строительства с учетом оттаивания грунтов в основаниях зданий возникает необходимость в составлении варианта карты СМР для прогнозируемых условий [190]. Эта задача будет решена косвенными и расчетными методами СМР, если достаточно надежно спрогнозировать упругие параметры для грунтов в новом их качестве.

8.1. Оценка сейсмичности строительных площадок на вечномерзлых грунтах

Для предварительной оценки сейсмичности строительных площадок на вечномерзлых грунтах можно руководствоваться СНиП II-7-81, табл. 1 [208], где выделены соответствующие категории грунтов по сейсмическим свойствам: I категория – вечномерзлые грунты при температуре -2°C и ниже, при строительстве и эксплуатации по принципу I (с сохранением грунтов основания в мерзлом состоянии); II категория – вечномерзлые несkalьные грунты при температуре ниже -2°C , при строительстве и эксплуатации по принципу II; III категория – вечномерзлые несkalьные грунты, при строительстве и эксплуатации по принципу II (допущено оттаивание грунтов в основании) [208].

Более дифференцированная оценка сейсмичности строительных площадок должна проводиться с учетом свойств мерзлых грунтов. При оценке приращений сейсмической балльности (ΔI) для мерзлых грунтов с коэффициентом насыщения, близким к единице, рекомендуется применять формулу, учитывающую влияние температуры вечномерзлых грунтов [62, 63]:

$$\Delta I(T) = B \cdot \exp(-0.5 T), \quad (8.1)$$

где T – температура мерзлых грунтов на глубине 10 м, взятая по модулю; B – коэффициент, учитывающий состав грунта, для крупнообломочных

и валунных грунтов $B = 0,6$; для гравийно-галечных с песчаным заполнителем $B = 0,9$; для песков, супесей, суглинков и сильнольдистых рыхлых грунтов с включением льда $B = 1,2$.

Формула оценивает приращение сейсмической балльности относительно грунтов I категории: скальные грунты, вечномерзлые льдонасыщенные грунты с температурой ниже -2°C . Сейсмическая опасность грунтов этой категории принимается на 1 балл меньше исходной [208].

При выборе мерзлых грунтов определенного состава и температуры за эталон относительная величина приращений балльности рассчитывается по формуле (8.1) согласно выражению

$$\Delta I = I(T_i) - I(T_{et}), \quad (8.2)$$

где $I(T_i)$ и $I(T_{et})$ – балльности при прогнозном (T_i) и эталонном (T_{et}) значениях температуры соответственно.

При уменьшении влажности (льдистости) мерзлого грунта снижается роль температуры и усиливается влияние акустической жесткости грунта на сейсмическую опасность. В этом случае при расчете ΔI необходимо использовать формулу, учитывающую влияние сейсмической жесткости, температуры и влажности грунтов [71]:

$$\Delta I = 1,6 \cdot \frac{q}{q} (V_i/V_{et}) + B \exp(-0.5T) \{1 - \exp[0.14(W-5)]\}, \quad (8.3)$$

где V принимает значения, указанные выше.

Из формулы (8.3) следует, что при малых значениях влажности (до 4–7%) приращение балльности не зависит от температуры. При повышении влажности до 15% увеличиваются значения приращений балльности, связанные с температурой мерзлого грунта. При влажности больше 15–18% величина ΔI стабилизируется, имея наибольшие значения для каждого типа грунтов при температуре 0°C , и приближается к нулю при температуре ниже -4°C . Для сыпучемерзлых грунтов приращения сейсмической балльности оцениваются по сейсмическим жесткостям по формуле С.В. Медведева [131].

При отсутствии сведений о температуре мерзлых грунтов для быстрого определения ΔI можно использовать данные электроразведки методом В93. Для оценки резонансных свойств грунтов в связи с возможным переслаиванием мерзлых, талых, водонасыщенных и скальных грунтов с различными законами изменения с глубиной рекомендуется применять расчетные методы. При использовании расчетных методов необходимо в пределах строительных площадок выделять модели грунтовых разрезов с наиболее контрастными мерзлотно-инженерно-геологическими условиями, которые наиболее полно представляют физико-механические и температурные свойства грунтов.

При оценке сейсмичности площадок должны учитываться прогнозные характеристики грунтов. Весьма важно иметь данные об этих зависимостях для скальных, мерзлых и оттаивающих пород в зонах тектонических нару-

шений, где высокольдистные раздробленные породы в случае оттаивания при сейсмических воздействиях снижают несущую способность.

Составление карты СМР должно вестись с учетом физического состояния грунтов (мерзлые, талые), а также с учетом принципа строительства и сооружений (I принцип - с сохранением оснований в мерзлом состоянии в период эксплуатации, II принцип - с оттаиванием грунтов оснований). При этом составляются два варианта карты: для естественных условий (при застройке по принципу I) и для прогнозируемых условий (при застройке по принципу II).

Возможен случай, когда часть площадки намечается застраивать по принципу I, а часть - по принципу II; возможен и такой случай, когда часть площадки охвачена вечномерзлыми грунтами, а часть расположена на талых грунтах, тогда на талых грунтах СМР проводится обычными методами, а на мерзлых грунтах учитываются их специфические особенности. Намечается принцип строительства; возможен и случай, когда при строительстве по принципу I предусматривается повышение или понижение температуры мерзлых грунтов (в пределах отрицательных температур), для этого случая также строится прогнозная карта СМР [64].

Перечисленные случаи выделяют прогноз изменения мерзлотных условий под конкретными зданиями и сооружениями, что влечет за собой необходимость прогноза изменения гидрогеологических условий и сейсмических свойств грунтов под зданиями, а следовательно, и прогноз изменения величины Δl .

8.2. Прогноз упругих параметров

при изменении состояния мерзлых грунтов

Возможность прогноза упругих параметров реализована следующими пами исследований [72].

1. Обоснование необходимых связей путем анализа теоретических зависимостей скоростей сейсмических волн от функции параметров минерального скелета и заполнителя пор и трещин для грунтов с совершенной связью между фазами [193].

2. Детальное изучение в натурных условиях взаимосвязей между упругими параметрами для неводонасыщенных, водонасыщенных и мерзлых грунтов одного и того же состава (скольких, грубообломочных, песков и супесей).

3. Установление на основе статистического анализа переходных уравнений, позволяющих прогнозировать упругие параметры оттаивающих грунтов по значениям V_p или V_s в начальном мерзлом состоянии.

Ниже в виде графических и аналитических зависимостей приводятся данные, позволяющие прогнозировать упругие параметры различных грунтов как в любом из трех состояний, так и при переходе из одного состояния в другое.

8.2.1. Прогноз упругих параметров мерзлых грунтов различного состава по экспериментальным данным

Изменение скоростей продольных и поперечных волн в зависимости от температуры T и влажности W для грубообломочных грунтов, песков, супесей и суглинков возможно оценивать по графическим зависимостям (рис. 8.1) [70]. Температура исследуемых образцов меняется в пределах $0 \div -10^{\circ}\text{C}$ и влажность — от 0-10 до 100%. При достижении полной влажности грунтов дальнейшее увеличение процентного содержания льда в образцах достигается уменьшением до нуля объема минеральных частиц.

Область изменения V_p/V_s в зависимости от температуры и влажности показана на рис. 8.1. в замкнутом виде. Физические свойства исследованных грунтов даны в табл. 8.1.

Зависимость величин V_p и V_s от температуры $[\Delta V(T)]$ для определенных интервалов изменения влажности описывается выражением (рис. 8.2)

$$\Delta V(T) = \Delta V_{p,s} \theta^{p,s}, \quad (8.4)$$

где θ — модуль температуры мерзлого грунта; $\Delta V_{p,s}$ — увеличение скорости продольных или поперечных волн при понижении температуры мерзлого грунта от 0 до -10°C .

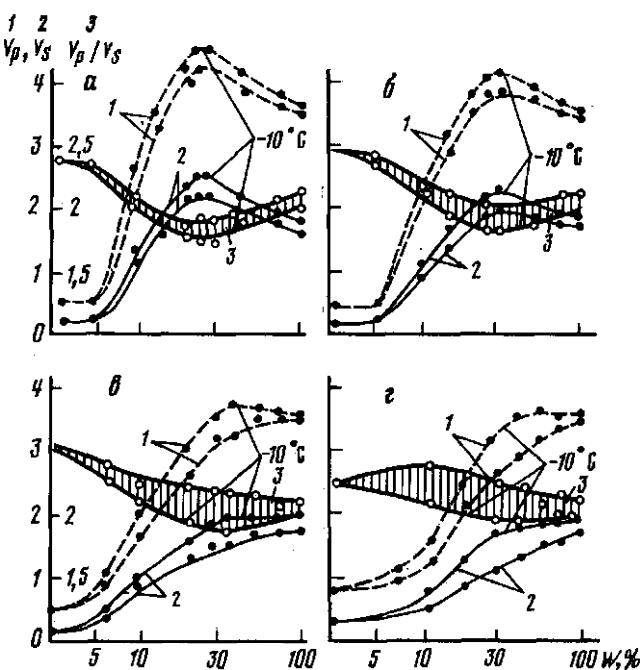


Рис. 8.1. Изменение скоростей продольных (1) и поперечных волн (2), а также их отношений (3) от температуры и влажности (льдистости) для различных типов грунтов
а — грубообломочные грунты; б — пески; в — супеси; г — суглинки

Т а б л и ц а 8.1
Физические свойства грунтов

Грунт	Значения характеристик для частоты фракции, мн					Удельная, плотность, $\text{г}/\text{см}^3$	Пористость, %	
	10-2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,05	0,05-0,002 <0,002		
Крупнообломочный грунт	51	7	14	23	5	-	-	2,71
Мелчайший грунт	16	9	56	18	11	-	-	2,68
Песчаный грунт	-	5	12	21	62	-	-	2,7
Супесь	-	-	-	8	22	58	12	2,71
Суглинок	-	-	-	-	-	-	-	1,65
								39

Т а б л и ц а 8.2
Значения коэффициентов в формуле (8.4) для различных типов грунтов

Грунт	Диапазон изменения вязкости	$\Delta V_p, \text{м}/\text{с}$	δ_p	$\Delta V_s, \text{м}/\text{с}$	δ_s
Крупнообломочный грунт	10-70	140	0,13	70	0,74
Песок	11-80	200	0,18	140	0,53
Супесь	14-50	176	0,37	120	0,62
Суглинок	14-50	150	0,52	110	0,65

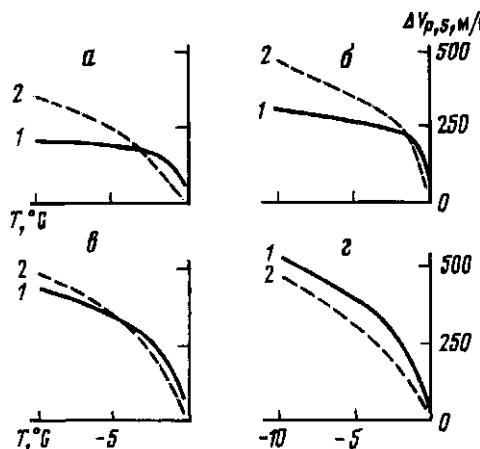


Рис. 8.2. Зависимость приращений скоростей продольных (1) и поперечных (2) волн от температуры

а - грубообломочные грунты, $W=28\%$; б - пески, $W=32\%$, в - супеси, $W=37\%$; г - суглинки, $W=44\%$

В табл. 8.2 приведены значения $\Delta V_{p,5}$ и $\Delta V_{s,5}$ и указаны диапазоны изменения влажности, для которых установленные зависимости в виде формулы (8.4) соответствуют экспериментальным данным с относительной ошибкой, не превышающей 10%.

Полученные экспериментальные данные позволяют оценивать V_p , V_s и V_p/V_s для определенных типов грунтов (см. табл. 8.1) по известным физическим параметрам (пористость, температура, влажность) и прогнозировать по зависимости (8.4) изменение скоростей сейсмических волн в естественных условиях при нарушении температурного режима мерзлоты в результате строительства.

8.2.2. Прогноз упругих параметров при изменении состояния грунтов (метод переходных уравнений)

Установление связей между скоростями продольных и поперечных волн для трёх состояний грунтов является переходным этапом при получении прямых зависимостей упругих параметров оттаивающих грунтов от их значений в начальном состоянии. К неводонасыщенным (воздушно-сухим) отнесены маловлажные и влажные грунты, к водонасыщенным - грунты, имеющие степень влажности 0,8-1. Если грунт залегает выше уровня грунтовых вод, он является неводонасыщенным и его влажность меняется в зависимости от окружающей среды. Если грунт становится водонасыщенным за счёт подъема уровня грунтовых вод, вода занимает около 96% объема пор. После резкого снижения уровня грунтовых вод степень заполнения пор водой снижается до 10% [89].

Вода в изучаемых грунтах в большинстве случаев свободно сообщается

с наземной атмосферой, и поэтому неводонасыщенные грунты находятся в слабовлажном или воздушно-сухом состоянии. В этом случае в песчаных, грубообломочных и скальных грунтах преобладает физически связанная и парообразная вода.

К мерзлым отнесены сцепментированные льдом грунты с температурой 0 + -6°C и ниже. По содержанию льда исследовались слабольдистые, (объемная льдистость < 25%), льдистые (объемная льдистость в пределах 25-50%) и сильнольдистые (объемная льдистость > 50%) грунты.

Скальные грунты. Связи продольных и поперечных скоростей для трех состояний скальных грунтов описываются линейными уравнениями регрессий [67]:

для воздушно-сухих грунтов

$$V_p = (1,1 \pm 0,18) + (1,23 \pm 0,09) V_s; \quad (8.5)$$

для водонасыщенных

$$V_p = (1,7 \pm 0,27) + (1,06 \pm 0,12) V_s; \quad (8.6)$$

для мерзлых

$$V_p = (1,52 \pm 0,21) + (1,1 \pm 0,12) V_s \quad (8.7)$$

В установленных связях указан доверительный интервал с вероятностью безошибочного определения 0,95.

Диапазон изменения скоростей Р-волны в неводонасыщенных грунтах (1500+2000) - 5400 м/с. Минимальные значения скоростей соответствуют относительно слабой сохранности грунтов и характеризуют сильноотрещиноватые скальные породы. Максимальные значения скоростей соответствуют скальным породам, близким по своему состоянию к монолитным. Для водонасыщенных и мерзлых пород минимальные значения скоростей продольных волн близки к 1500 и 3100 м/с, максимальные соответствуют воздушно-сухим.

Скорости продольных волн увеличиваются при переходе грунтов от неводонасыщенных к водонасыщенным и мерзлым. Скорости поперечных волн при заполнении их пор водой не уменьшаются, а незначительно увеличиваются. Начиная со значений 2200 м/с, V_s практически не зависит от состояния. При переходе от водонасыщенных к мерзлым грунтам скорости поперечных волн могут увеличиваться в 1,5-1,8 раза.

Грубообломочные грунты. Зависимость $V_s = f(V_p)$ как и для скальных грунтов, представляется линейными функциями [71]:

для воздушно-сухих грунтов

$$V_s = (0,5 \pm 0,01) V_p - (0,035 \pm 0,008); \quad (8.8)$$

для водонасыщенных грунтов

$$V_s = (0,526 \pm 0,016) V_p - (0,496 \pm 0,33); \quad (8.9)$$

для мерзлых грунтов

$$V_s = (0,714 \pm 0,022) V_p - (0,57 \pm 0,89). \quad (8.10)$$

Коэффициенты корреляций установленных связей равны 0,94; 0,89; 0,88 соответственно. Уравнения (8.8)-(8.10) действительны в интервалах изменения скоростей продольных волн для воздушно-сухих грунтов 0,38-1,46 км/с, водонасыщенных - 1,5-2,6 км/с, мерзлых - 2,7-5,4 км/с.

Песчаные грунты. Зависимость $V_s = f(V_p)$ имеет следующий вид:

для воздушно-сухих песков

$$V_s = (0,353 \pm 0,019) V_p + (0,059 \pm 0,11); \quad (8.11)$$

для водонасыщенных песков

$$V_s = (0,298 \pm 0,028) V_p - (0,138 \pm 0,048); \quad (8.12)$$

для мерзлых песков

$$V_s = (0,782 \pm 0,028) V_p - (0,806 \pm 0,095). \quad (8.13)$$

Коэффициенты корреляций устанавливаемых связей равны 0,85; 0,706 и 0,95 соответственно. Уравнения (8.11)-(8.13) действительны в интервалах изменения скоростей продольных волн в воздушно-сухих грунтах 0,28-1,1 км/с, водонасыщенных - 1,5-2,4 км/с, мерзлых - 2,6-4,8 км/с [66].

Сравнивая полученные зависимости (8.8)-(8.10), можно заключить, что теснота связи $V_s = f(V_p)$ усиливается при переходе от водонасыщенных к воздушно-сухим и мерзлым грунтам. Изменение V_p и V_s в зависимости от состояния песчаных грунтов [Формулы (8.11)-(8.13)] носит неравномерный характер: при переходе из воздушно-сухого состояния в мерзлое V_p увеличивается в 3-7 раз, V_s - в 1,5-2 раза; при переходе из водонасыщенного состояния в мерзлое V_p возрастает в 1,5-2 раза, V_s - в 3-10 раз. Изменение мерзлого состояния песков на воздушно-сухое приводит к уменьшению V_p и V_s в 4-10 раз.

Таким образом, установленные взаимосвязи между скоростями продольных и поперечных волн для скальных, грубообломочных и песчаных грунтов позволяют использовать их для нахождения динамических упругих характеристик по одному из известных параметров V_p или V_s для любого состояния грунтов.

Для прогноза упругих параметров при переходе мерзлых грунтов в другое состояние находят применение измеренные в естественных условиях или прогнозируемые (по составу, температуре, влажности и пористости) значения V_p или V_s в мерзлом состоянии [71]. Рассмотрим случай, когда объем льда, заполняющий поры и трещины мерзлых грунтов, близок или равен объему пустот, т.е. при переходе грунтов из одного состояния в другое их пористость практически не меняется.

Для использования в практике полезно привести вероятностные характеристики мерзлых и талых грунтов одного и того же состава, полученные по данным натурных измерений в верхней зоне разреза. Вероятностные характеристики найдены из распределений скоростей Р- и S-волн для грунтов различного состояния. Раопределения аппроксимированы кри-

Таблица 8.3

Вероятностные характеристики распределения скоростей продольных и поперечных волн в грунтах различного состава и состояния

Состояние грунтов	Тип волн	Число измерений	\bar{v}	χ^2	$V_{\min}, \text{км/с}$	$V_{\text{вер}}, \text{км/с}$	$V_{\max}, \text{км/с}$
Скальные грунты							
I	P	124	0,82	3,9	1,8	3,65	5,44
	S	124	0,47	2,26	0,64	2,01	3,42
II	P	81	0,62	4,92	2,5	4,01	5,51
	S	81	0,56	2,88	0,8	2,13	3,46
III	P	97	0,56	1,45	3,1	4,29	5,57
	S	97	0,49	1,26	1,4	2,5	3,4
Грубообломочные грунты							
I	P	301	0,22	5,94	0,4	0,69	1,45
	S	301	1,109	0,9	0,15	0,3	0,7
II	P	258	0,26	21,5	1,5	1,97	2,5
	S	258	0,15	14,4	0,25	0,57	0,89
III	P	209	0,54	17	2,7	4,06	5,34
	S	209	0,37	9,09	1,2	2,29	3,1
Песчаные грунты							
I	P	100	0,19	2,35	0,26	0,41	1,1
	S	100	0,07	3,37	0,12	0,21	0,4
II	P	86	0,18	5,48	1,45	1,54	2,25
	S	86	0,07	1,62	0,22	0,37	0,65
III	P	79	0,44	1,53	2,4	3,41	4,58
	S	79	0,38	1,02	1	1,77	2,54

выми, имеющими форму, близкую к симметричной относительно наиболее вероятного значения. Функция распределения в начале и в конце равняется нулю, а в середине ряда достигает своего максимума.

Основные вероятностные параметры сведены в табл. 8.3, где указаны минимальные, наиболее вероятные и максимальные значения распределений V_p и V_s . Величина \bar{v} характеризует ряд, в который входит 70% измерений. χ^2 - критерий, по значению которого определяется тип кривой распределения Пирсона. По кривым распределений найдены наиболее вероятные максимальные и минимальные значения распределений.

Приведенные вероятностные характеристики могут использоваться как для выявления общих закономерностей изменения упругих параметров в зависимости от состояния грунтов, так и для определения их ориентировочных значений при оттаивании мерзлых грунтов. В аналитической форме

необходимые зависимости предоставлены в виде переходных уравнений [71]. Переходные уравнения установлены с учетом использования измеренных значений скорости сейсмических волн в мерзлых грунтах и их температуры в естественных условиях.

Выше рассмотрен случай прогноза, когда объем льда близок или равен объему пор. При нарушении этих условий необходим дополнительный учет изменения упругих параметров, который предполагает наличие данных о составе, пористости, температуре, льдистости и скоростях сейсмических волн в естественных условиях.

При наличии расщученности мерзлых пород значения скоростей P - и S -волн будут отличаться от их значений для полностью льдонасыщенных нерасщученных грунтов. В данном случае возможность прогноза связана с определением величин указанных различий скоростей в зависимости от температуры и относительного содержания по объему льда в породе (величина пористости n_p меняется от 0 до 1). Экспериментальные уравнения имеют следующий вид:

для скальных грунтов ($T = 0 \div -10^\circ\text{C}$)

$$\Delta V_p = 1,2 \cdot 10^3 (\theta+1)^{0,064} (1-n_p)^{1,44}; \quad (8.14)$$

для грубообломочных грунтов ($T = 0 \div -10^\circ\text{C}$)

$$\Delta V = 1,1 \cdot 10^3 (\theta+1)^{0,1} (1-n_p)^{1,575}; \quad (8.15)$$

для песков ($T = 0 \div -10^\circ\text{C}$)

$$\Delta V_p = 6 \cdot 10^2 (\theta+1)^{0,275} (1-n_p)^{1,68}; \quad (8.16)$$

для супесей ($T = 0 \div -7^\circ\text{C}$)

$$-\Delta V_p = 6,56 \cdot 10^2 (\theta+1)^{-0,817} (1-n_p)^{2,14} \quad (8.17)$$

для суглинков ($T = 0 \div -8^\circ\text{C}$)

$$-\Delta V_p = 1,14 \cdot 10^3 (\theta-1)^{-0,9} (1-n_p)^{1,26} \quad (8.18)$$

где ΔV_p – разность скоростей P -волны в грунтах и во льду при одинаковых температурах; θ – температура мерзлых грунтов, взятая по модулю.

Влияние температуры на величину приращений скоростей в скальных грунтах оказывается незначительно. При переходе от грубообломочных грунтов к пескам, супесям и суглинкам влияние температуры на величину приращений ΔV_p увеличивается. Для супесей и суглинков величина поправки ΔV_p меняет знак. Это связано с тем, что скорость сейсмических волн в минеральном скелете этих грунтов ниже, чем во льду.

Прогноз осуществляется следующим образом. При известных значениях скоростей, температуры и процентного содержания льда в породе естественного залегания по формулам (8.15)–(8.18) определяется величина поправки ΔV_1 для этого состояния грунтов. Затем оценивается величина ΔV_2 для прогнозируемого состояния грунтов с новым значением процентного содержания льда в грунте (когда его объем соответствует объему открытых пор и трещин в прогнозируемом состоянии), с известным значением

Таблица 8.4

Переходные уравнения для прогноза скоростей Р и
S-волн при изменении состояния грунтов

Номер уравнения	Экспериментальные уравнения
	Скальные грунты
1	$V_{P_I} = 1,473 V_{P_{II}} - 2,76$
2	$V_{P_{II}} = 1,216 V_{P_I} - 1,27$
3	$V_{S_I} = 1,39 V_{S_{II}} - 1,3$
4	$V_{S_{II}} = 1,28 V_{S_I} - 0,99$
5	$V_{P_I} = 1,209 V_{P_{II}} - 1,22$
6	$V_{S_I} = 1,085 V_{S_{II}} - 0,228$
	Крупнообломочные грунты
7	$V_{P_I} = 0,397 (V_{P_{II}} - 0,14T^{0,13}) - 0,67$
8	$V_{P_{II}} = 0,416 (V_{P_I} - 0,14T^{0,13}) + 0,38$
9	$V_{S_I} = 0,289 (V_{S_{II}} - 0,07T^{0,74}) - 0,197$
10	$V_{S_{II}} = 0,337 (V_{S_I} - 0,07T^{0,74}) - 0,154$
11	$V_{P_I} = 0,954 (V_{P_{II}} - 1,031)$
12	$V_{S_I} = 0,526 (V_{S_{II}} - 0,218)$
	Песчаные грунты
13	$V_{P_I} = 0,3 (V_{P_{II}} - 0,2T^{0,18}) - 0,47$
14	$V_{P_{II}} = 0,37 (V_{P_I} - 0,2T^{0,18}) + 0,54$
15	$V_{S_I} = 0,185 (V_{S_{II}} - 0,14T^{0,53}) - 0,052$
16	$V_{S_{II}} = 0,164 (V_{S_I} - 0,14T^{0,53}) + 0,103$
17	$V_{P_I} = 0,71 V_{P_{II}} - 0,76$
18	$V_{S_I} = 1,18 V_{S_{II}} - 0,19$

пористости при той же температуре. По разности значений ΔV_1 и ΔV_2 находится истинная поправка к измеренным значениям скоростей в естественных условиях. Исправленное значение V_p соответствует скорости сейсмических волн в мерзлом грунте с пористостью, равной пористости грунта в прогнозируемом состоянии. Используя переходные уравнения (табл. 8.4), по исправленным величинам скоростей вычисляют истинные значения V_p в талом воздушно-сухом или водонасыщенном состоянии.

И наконец, необходим прогноз упругих параметров оттаивающих грунтов, когда в мерзлом состоянии их поры и трещины не полностью заполнены льдом. Для прогноза используются величины изменений скоростей продоль-

ных волн в зависимости от степени насыщения грунта льдом. Они представлены в виде обобщенной зависимости

$$V_{\text{II}} - V_{\text{I}} = f(q, n_p), \quad (8.19)$$

где V_{II} — скорость P-волны в мерзлом грунте при температуре, близкой к нулю; V_{I} — скорость в этом же грунте в талом состоянии; q — коэффициент насыщения грунта, $q = 0,111$; n_p — пористость, $n_p = 0,01 + 0,48$.

Зависимость (8.19) для песчаных, грубообломочных и скальных грунтов имеет вид

$$\Delta V_p = (0,288 + 30,728 n_p - 108,985 n_p^2 + 126,202 n_p^3) q^{0,51}. \quad (8.20)$$

Выражение (8.20) применяется для нахождения скорости продольных волн в мерзлом грунте с коэффициентом насыщения, равным единице ($V_{\text{II}, q=1}$), по значению скорости в мерзлом грунте естественного залегания ($V_{\text{II}, q}$) согласно выражению

$$V_{\text{II}, q=1} = V_{\text{II}, q} + (\Delta V_{q=1} - \Delta V_q), \quad (8.21)$$

где $\Delta V_{q=1}$ и ΔV_q — поправки, найденные по указанной выше формуле (8.20).

При расчетах температура для прогнозируемого состояния мерзлых грунтов соответствует температуре грунтов естественного залегания, для которых имеются измеренные значения скоростей P-волны (в пределах изменения влажности грунтов, указанных в табл. 8.2). Например, мерзлые пески в естественном состоянии имеют при $T = -3^{\circ}\text{C}$ $V_p = 3900$ м/с, пористость 40% ($n = 0,4$), и объем льда превышает объем пустот в талом прогнозируемом состоянии на 10%, т.е. пористость в прогнозируемом состоянии равна 30% ($n_p = 0,3$).

В этом случае по уравнению (8.16) оцениваются значения приращения скоростей ΔV_p :

для естественного состояния песков

$$\Delta V_{p_1} = 6 \cdot 10^2 (3+1)^{0,275} (1-0,4)^{1,68} = 480 \text{ м/с};$$

для прогнозируемого состояния

$$\Delta V_{p_2} = 6 \cdot 10^2 (3+1)^{0,275} (1-0,3)^{1,68} = 370 \text{ м/с}.$$

По разности найденных значений $\Delta V_{p_1} - \Delta V_{p_2}$ определяем поправку $\Delta V_p = 110$ м/с. Исправленное значение скорости для мерзлых песков в неравнодушенном состоянии при температуре -3°C будет

$$V_{p_1} = 3900 + 110 = 4010 \text{ м/с}.$$

Далее по переходному уравнению (см. табл. 8.4, уравнение 14) находим значение V_{p_1} в прогнозируемом водонасыщенном состоянии при $n_p = 0,3$ согласно выражению

$$V_{p_1} = 0,37 (4,01 - 0,2 \cdot 3^{0,18}) + 0,54 = 1,93 \text{ км/с}$$

и по зависимости $V_{s_1} = f(V_{p_1})$ согласно выражению (8.12) для водонасыщен-

ных песков находим прогнозируемое значение скоростей поперечных волн:

$$V_{S_1} = 0,298 \cdot 1,93 - 0,138 = 0,437 \text{ км/с.}$$

Значения скоростей V_{P_1} и V_{S_1} находятся посредством переходного уравнения (см. табл. 8.4, уравнение 13)

$$V_{P_1} = 0,3(4,01 - 0,2T^{0,18}) - 0,47 = 0,66$$

и выражения (8.11)

$$V_{S_1} = 0,059 + 0,353 \cdot 0,66 = 0,291.$$

Для случая, когда объем льда в грунте меньше объема пустоты, расчет скоростей проводится следующим образом. Например, для песков, имеющих температуру $-0,5^{\circ}\text{C}$, коэффициент насыщения $q=0,8$, пористость $n_p=32\%$ и $V_p=2700 \text{ м/с}$, вначале по формуле (8.20) вычисляются значения скоростей продольных волн для случаев, когда коэффициент насыщения равняется единице ($q=1$), пористость $n_p=0,32$ и когда $q=0,8$, $n_p=0,32$:

$$\Delta V_{q=1} = 0,288 + 30,723 \cdot 0,32 - 108,935(0,32)^2 + 126,202(0,32)^2 = 4,88 \text{ км/с.}$$

$$\Delta V_{q=0,8} = [0,288 + 30,723 \cdot 0,32 - 108,935(0,32)^2 + 126,202(0,32)^2](0,8)^{0,51} = 4,35 \text{ км/с}$$

По формуле (8.21) определяется значение скорости продольных волн для естественных условий при значении $q=1$:

$$V_{P_1} = 2,7 + 4,88 - 4,35 = 3,23 \text{ км/с.}$$

Далее по переходному уравнению (см. табл. 8.4, уравнение 14) находим значение скорости продольных волн в водонасыщенном состоянии:

$$V_{P_1} = 0,37 [3,23 - 0,2(0,5)^{0,18}] + 0,54 = 2,67 \text{ км/с.}$$

И наконец, по формуле (8.12) вычисляем

$$V_{S_1} = 0,298 \cdot 1,67 - 0,138 = 359 \text{ м/с.}$$

Зная V_{P_1} и V_{S_1} , определяем по переходным уравнениям (см. табл. 8.4, уравнения 17, 18) значения V_{P_1} и V_{S_1} для воздушно-сухих песков:

$$V_{P_1} = 0,71 \cdot 1,67 - 0,76 = 0,425; V_{S_1} = 1,18 \cdot 0,359 - 0,19 = 0,234.$$

Таким образом, изложенная методика прогноза позволяет оценивать упругие параметры оттаивающих грунтов по значениям скоростей сейсмических волн в мерзлых грунтах, когда их поры и трещины полностью заполнены льдом, когда они частично заполнены льдом и когда объем льда превышает объем пустот в такой же по составу породе, но находящейся в талом нерасщепленном состоянии.

По прогнозируемому значению скоростей продольных волн в оттаивающих грунтах такие параметры, как скорость поперечных волн, отношение скоростей, коэффициент Пуассона и динамические модули упругости, оцениваются для воздушно-сухого или водонасыщенного состояния грунтов по известным формулам [193]. При отсутствии данных о скоростях сейсмических волн в мерзлых грунтах естественного залегания, но при наличии

данных о составе, температуре, влажности и пористости значения V_p возможно определять по графическим зависимостям (рис. 8.1) и далее прогнозировать необходимые упругие параметры по изложенной выше методике.

Нужно отметить, что разработанный экспериментальный метод прогноза позволяет оценивать не только изменение упругих параметров при переходе грунтов из мерзлого состояния в талое, но и при необходимости по значениям скоростей сейсмических волн в одном из трех состояний прогнозировать динамические упругие модули в двух других состояниях.

8.2.3. Изменение упругих параметров скальных, грубообломочных и песчаных грунтов различного состояния с глубиной

Изменение формы сейсмического сигнала пачкой слоев определяется мощностью этих слоев, их упругими и неупругими параметрами. В настоящее время основной объем инженерно-сейсмических расчетов выполняется, когда в качестве исходных задаются упругие параметры слоя и полу-пространства (скорости P - и S -волн и динамические модули упругости). Глубинность, для которой проводятся измерения упругих параметров, определяется задачами исследований.

При изучении динамики инженерно-сейсмологических условий строительства на мерзлых грунтах глубина измерений ограничивается верхней зоной в 30-40 м. Обосновывается такая глубинность исследований мощностью слоя, в котором происходят годовые колебания температур, и изменениями температур при строительстве с учетом сохранения мерзлых грунтов до глубин 8-10 м (принцип I), изменением состояния мерзлых грунтов при строительстве с учетом их оттаивания до 10-30 м или с учетом уничтожения мерзлоты, когда ее температура близка к нулю и мощность не превышает первые десятки метров.

При оттаивании мерзлоты происходит изменение границ и мощностей мерзлых талых и водонасыщенных грунтов. В соответствии с этим изменяется скорость сейсмических волн с глубиной V_s .

Расчет изменения граничной скорости в зависимости от глубины залегания преломляющего слоя (0-40 м) можно проводить по формуле [71]

$$V = V_0 + Ax^{\frac{n}{2}}, \quad (8.22)$$

где V_0 - начальная скорость, м/с; x - глубина до преломляющей границы, м; A и n - коэффициенты уравнения.

Значения коэффициентов для скальных, грубообломочных и песчаных грунтов различного состояния сведены в табл. 8.5. В таблице значение V_0 дано как наиболее вероятное для данного состава и состояния грунтов в самой верхней зоне разреза. В практике необходимо брать измеренное значение V_0 .

Характер изменения скоростей с глубиной имеет следующие особенности. В скальных грунтах наибольшими изменениями V_p и V_s обладают воз-

Таблица 8.5

Значения коэффициентов и свободного члена уравнения (8.22)

Состоя- ние грун- тов	Тип волн	Величина коэффициентов уравнения (8.22) для грунтов									
		сколь- ких			грубообломочных			песчаных			V_p
V_p	A	n^*	V_p	A	n^*	V_p	A	n^*	V_p	A	
Воздушно-сухие грунты											
I	P	1	0,116	0,78	0,28	0,0095	0,979	0,155	0,009	0,988	
	S	2,25	0,17	0,772	0,67	0,0216	0,909	0,38	0,022	0,937	
Водонасыщенные грунты											
II	P	1,24	0,099	0,795	0,4	0,019	0,933	0,31	0,012	0,92	
	S	2,86	0,145	0,762	1,8	0,043	0,779	1,5	0,042	0,771	
Мерзлые грунты											
III	P	1,74	0,072	0,801	1,65	0,16	0,537	1,45	0,061	0,827	
	S	3,4	0,086	0,845	3,3	0,191	0,584	3	0,119	0,741	

дально-сухие грунты и наименьшими изменениями – мерзлые грунты. В воздушно-сухих песчаных и грубообломочных грунтах скорость P - и S -волн увеличивается в 1,5–3 раза при изменении z в пределах (2+3) – 30 м. В водонасыщенных грунтах интенсивность роста скоростей с глубиной снижается (V_p может увеличиваться в 1,2–1,4 раза, V_s – в 2 раза). В мерзлых грунтах скорости P - и S -волн возрастают в пределах изучаемых глубин в 1,2–1,4 раза.

Изменение отношений скоростей V_p/V_s с глубиной определяется по зависимости, аналогичной формуле (8.22):

$$V_p/V_s = K_0 \cdot B^* z^c, \quad (8.23)$$

где K_0 – начальное значение V_p/V_s ; B^* и c – коэффициенты уравнения, найденные по экспериментальным данным, значения коэффициентов сведены в табл. (8.6).

Отмечается следующие общие закономерности в изменении V_p/V_s . Скальные мерзлые грунты в самой верхней зоне разреза характеризуются наименьшим отношением V_p/V_s , затем идут воздушно-сухие и водонасыщенные грунты. С глубиной различие в величинах отношений снимается. В рыхлых грунтах наибольшими отношениями скоростей обладают водонасыщенные грунты. Среднее значение V_p/V_s до глубин, равных 3 м, для грубообломочных грунтов составляет 4,2; для песчаных – 5. В то же время отмечается, что градиент V_p/V_s с глубиной в водонасыщенных грунтах наибольший.

В зависимости от состава грунтов отношение скоростей увеличивается при переходе от скальных грунтов к грубообломочным и песчаным. В зависимости от состояния грунтов V_p/V_s уменьшается при переходе от водонасыщенных грунтов к воздушно-сухим и мерзлым.

Т а б л и ц а 8.6

Значения коэффициентов уравнения (8.23)

Состо- ние грунтов	Величина коэффициентов уравнения (8.23) для грунтов								
	скользких			грубообломочных			песчаных		
K_0	B^*	c	K_0	B^*	c	K_0	B^*	c	
Воздушно-сухие грунты									
I	2,25	0,132	0,403	2,39	0,0107	0,969	2,45	0,0146	0,834
Водонасыщенные грунты									
II	2,3	0,1058	0,479	4,5	0,1972	0,269	5	0,1159	0,728
Мерзлые грунты									
III	1,96	0,0448	0,462	2	0,0945	0,255	2,05	0,0114	0,895

Для каждого состояния грунтов с глубиной отношение V_p/V_s (в пределах рассматриваемых глубин) уменьшается и в случае переслаивания грунтов различных составов и состояний может встретиться неодинаковый характер изменения V_p/V_s с глубиной. По зависимостям скоростей сейсмических волн и их отношений от глубины определяются величины изменений с глубиной коэффициентов Пуассона и динамических модулей упругости.

Для рассматриваемых типов грунтов в соответствии с изменением значений V_p/V_s коэффициент Пуассона уменьшается с глубиной, а динамические модули упругости в соответствии с увеличением V_p и V_s возрастают с глубиной. При инженерно-сейсмологических расчетах в большинстве случаев необходимы зависимости не $V(z)$, а $V_{cp}(z)$. Переход от установленных экспериментальных функций $V(z)$ к $V_{cp}(z)$ проводится по известной методике [193].

Прогноз средних значений скоростей в пределах изменения мощности слоев до 30 м проводится по переходным уравнениям (см. табл. 8.4), если при изменении состояния грунтов их мощность не меняется. При изменении мощности слоя в прогнозируемом состоянии величина изменения скоростей сейсмических волн оценивается по зависимостям (8.22). Таким образом, установленные зависимости изменения скоростей сейсмических волн с глубиной могут использоваться совместно с переходными уравнениями (см. табл. 8.4) для составления прогнозных сейсмических моделей.

Г л а в а 9

СМР ОСОБО ВАЖНЫХ И СПЕЦИАЛЬНЫХ ОБЪЕКТОВ

При возведении гидро сооружений существенно нарушается природное равновесие как экзогенных процессов, так и процессов в приповерхностных частях земной коры. В этой области инженерная деятельность человека сопровождается возникновением потенциально неустойчивой ситуации в окружающей среде. Что касается АЭС и некоторых химических предприятий, то нельзя допускать их повреждения вследствие потенциальной возможности радиоактивного заражения. Поэтому ГЭС и АЭС относятся к категории особо ответственных объектов, повреждение которых может привести не только к человеческим жертвам и громадному материальному ущербу, но также и принести непоправимый ущерб окружающей среде. Следовательно оценка сейсмической опасности с целью обеспечения сейсмостойкости и безопасности эксплуатации гидротехнических сооружений (срок службы которых - несколько сот лет - превосходит сроки службы всех остальных сооружений), а также безопасности эксплуатации АЭС, повреждение которых недопустимо, становится важной народнохозяйственной проблемой.

В новых нормах [41, 208] содержатся требования по обязательному проведению динамических расчетов сейсмостойкости крупных ГЭС и АЭС на сейсмические воздействия, представленные инструментальными записями землетрясений (акселерограммами, велосиграммами, сейсмограммами) из наиболее опасных для конкретного сооружения тектонических зон. Выполнение этих нормативных указаний ведет к повышению требований по изучению сейсмической опасности для гидротехнических и энергетических сооружений. Прежде всего является обязательным проведение ДСР районов гидростроительства. Для этого следует выделить в районе строительства основные сейсмоопасные зоны, определить их сейсмогеологические характеристики (магнитуду M , глубину очага, эпицентральное расстояние A , направление подхода ψ) и параметры сейсмических воздействий (максимальное ускорение \ddot{x}_{max} , скорость \dot{x}_{max} или спектральный состав колебаний, их длительность τ), а также сейсмический эффект на участке строительства для средних грунтовых условий при землетрясениях из разных зон.

9.1. Задачи СМР при гидротехническом строительстве

Основное требование перед СМР для ГЭС - это изучение дифференциации исходных сейсмических воздействий, определенных на основе ДСР, с учетом конкретных условий участка строительства. При этом следует иметь в виду как особенности участка - сложность структурно-тектонической обстановки и инженерно-геологических условий, наличие сложного рельефа массива скальных пород, так и тот факт, что размеры гидротехнических сооружений сопоставимы с длинами сейсмических волн и поэтому при расчетах необходимо принимать во внимание их пространственную работу.

Рассмотренные выше особенности гидро сооружений требуют особого подхода к СМР участков гидротехнического строительства. Это подтверждается тем, что рекомендации по проведению СМР для объектов промышленного и гражданского строительства не распространяются на объекты гидротехнического и энергетического строительства [115, 160, 161, 175, 177].

СМР применительно к условиям гидротехнического строительства должно быть направлено на изучение не только приращений балльности, но и изменчивости (в пределах данного участка) параметров движения грунта (при землетрясениях из разных сейсмоопасных зон) в зависимости от строения и свойств пород приповерхностной части земной коры и особенностей рельефа. Кроме того, необходимо учитывать изменение свойств пород основания гидро сооружения под действием дополнительного обводнения и нагрузок, обусловленных весом сооружения и воды в водохранилище.

Характеристики особенностей СМР участков гидростроительства и задач СМР содержатся в ряде публикаций [48, 119, 121, 126, 181].

Основные задачи СМР для гидротехнического строительства можно сформулировать следующим образом:

1) изучение в основании гидро сооружения особенностей изменения динамических характеристик колебаний пород в зависимости от различных природных и техногенных факторов;

2) определение в основании мест возможного возникновения остаточных деформаций при сильных землетрясениях и оценка их величины;

3) изучение возможного возникновения динамических деформаций (движение по разлому или блоков).

Первая задача аналогична по своей постановке задачам СМР и для других классов ответственных сооружений, помимо гидротехнических. Однако специфика гидро сооружений требует решения первой задачи на основе детального изучения структуры массива и свойств пород в пределах отдельных структурных элементов участка строительства, а также сейсмометрических наблюдений за колебаниями структурных элементов при землетрясениях разной энергии и варыах.

Вторая и третья задачи ставятся только перед СМР применительно к целям гидротехнического строительства. Это очень сложные задачи, которые могут быть решены только на основании проведения комплекса сейсмологических и специальных долговременных геофизических исследований по изучению естественного напряженного состояния массива горных пород до возведения сооружения, а также статического поля напряжений, возникающего под действием веса сооружения и воды водохранилища, и его изменений под действием сработки водохранилища. На основе анализа взаимодействия существующего статического поля напряжений и поля напряжений, возникающего при землетрясениях, можно определить места концентрации напряжений, в которых может быть превзойден предел прочности пород и могут возникнуть остаточные деформации.

Рассмотрим подходы к решению первой задачи, которая складывается из двух частей:

а) изучение строения верхней части разреза и ее влияния на трансформацию исходного сейсмического воздействия как в отношении амплитуд, так и частотного состава колебаний;

б) изучение влияния геометрии среды на распределение амплитуд сейсмических колебаний по опорному контуру сооружения.

Под верхней частью разреза понимается зона земной коры, которая активно участвует в формировании суммарного поля колебаний на дневной поверхности, образовавшегося при интерференции падающих и отраженных волн. В первом приближении мощность этой зоны определяется четвертью длины волны и при изучении колебаний, опасных для высоких плотин, составляет 0,5 км и более.

Верхняя часть разреза неоднородна по своей структуре и свойствам, причем наиболее неоднородна самая поверхностная часть мощностью 50–100 м. Специфической ее особенностью является то, что резкие изменения скоростей и плотностей, а также затухание сейсмических волн происходят на сравнительно небольшом интервале глубин, меньшем длины волны. Поэтому поверхностная часть разреза играет роль своеобразного фильтра, резко усиливающего интенсивность колебаний, определяющая частота которых совпадает с резонансной частотой этой части разреза, меняются ее частотные характеристики, а следовательно, и степень ее влияния на сейсмическое воздействие. При малой мощности верхняя часть вносит существенные искажения лишь в колебания с высокими частотами, для низкочастотных колебаний влияние этой части разреза несущественно [121].

Изучение структуры верхней части разреза проводится сейсмическими, электрометрическими и магнитометрическими методами. Комплекс геофизических исследований выполняется на участке створа радиусом до 3 км от сооружения, строение массива изучается на основе системы площадных наблюдений, причем сеть профилей разбивается с шагом 300–500 м. Пере комплексом геофизических наблюдений ставится задача изучения строения массива горных пород и их физических свойств до глубины примерно 1 км. При этих работах на участке строительства в поверхностной части разреза (первые сотни метров) должны быть выделены структурные неоднородности с линейными размерами порядка 50–100 м, для более глубоких частей – до 300–500 м.

Оценка влияния верхней части разреза при СМР для гидро сооружений обеспечивается применением расчетных методов в комплексе с инструментальным изучением колебаний структурных элементов и блоков на основе сейсмометрических наблюдений. Для определения влияния дневной поверхности на интерференционные колебания падающих и отраженных волн, вообше говоря, необходимо учитывать следующие параметры: коэффициенты преломления (прохождения) на границах неоднородностей K_i ; геометричес-

кое расхождение⁴ упругих волн, обусловленное природой источника, типом колебаний; эффективные коэффициенты поглощения упругих колебаний $\alpha_{\text{зф}}$ за счет неидеальной упругости и неоднородности среды, коэффициенты конверсии ω ; для волн разных типов.

Таким образом, знание структуры верхней части разреза и его параметров для разных зон позволяет найти относительные амплитуды колебаний на участке строительства по отношению к структурному блоку, породы которого приняты за эталонные, расчетным способом на основе сейсмических жесткостей. Изучение влияния верхней части разреза расчетными способами дополняется изучением динамики колебаний отдельных структурных элементов участка на основе сейсмометрических измерений. С этой целью организуется сеть из 10 пунктов и более для регистрации землетрясений разной энергии и больших вспышек в будущем режиме.

Уровень срабатывания приборов устанавливается примерно с 2 баллов. Как правило, регистрируются скорости смещений. В задачу этих наблюдений входят:

- а) изучение влияния локальных условий вблизи установки прибора на параметры сейсмических колебаний;
- б) определение степени идентичности колебаний однородных структурных элементов, а также особенностей колебаний структурных элементов разного порядка;
- в) изучение влияния на параметры колебаний поверхности рельефа;
- г) проверка и корректировка расчетов по динамике сейсмического поля в приповерхностной части разреза.

По имеющимся данным влияние каньона на суммарный сейсмический эффект обусловливается действием трех основных факторов: дифракцией колебаний у дна каньона, фокусировкой выпуклыми элементами рельефа и изменением угла выхода сейсмической радиации. Существенное влияние на суммарный эффект оказывают также особенности распространения поверхностных волн вдоль криволинейных границ. В условиях сложного рельефа скального массива наблюдаются следующие особенности динамики сейсмических волн:

- а) закономерное возрастание амплитуд колебаний с удалением от дна каньона;
- б) существенное изменение динамики колебаний противоположных бортов каньона в зависимости от их крутизны и ориентации по отношению к направлению подхода сейсмических волн;
- в) наличие противофазных колебаний бортов каньона [25, 27, 153].

Для ущелья, имитируемого вырезом в однородном полупространстве (случай однородного массива), под действием названных факторов можно ожидать возникновения следующих изменений суммарного сейсмического эффекта. При симметричном падении сейсмической волны на глубокий каньон ($h \gg \lambda$) интенсивность колебаний в его основании определяется взаимодействием падающей, отраженной и дифрагированной волн. Законо-

мерное изменение амплитуды колебаний с удалением от дна каньона вызывается дифракцией у дна каньона и концентрацией энергии колебаний в верхних частях ущелья за счет фокусировки.

В настоящее время можно грубо оценить только эффект дифракции, который обуславливает значительное снижение амплитуды колебаний у дна каньона по сравнению с амплитудой на горизонтальной поверхности. Уменьшение амплитуды существенно лишь для колебаний с длиной волны $\lambda/4 > 2\ell_n$ (ℓ_n - ширина каньона на глубине h). При этом условии на склоне вблизи дна ущелья ($h > \lambda/4$) величина амплитуды сейсмического сигнала примерно в 2 раза меньше амплитуды сигнала на горизонтальной поверхности.

Степень уменьшения амплитуды зависит от угла раскрытия бортов каньона: при малых углах она стремится к амплитуде во внутренних точках среды, т.е. в 2 раза меньше, чем для свободной горизонтальной поверхности; при увеличении угла раскрытия амплитуда на дне каньона стремится к амплитуде на дневной поверхности. То же происходит и при движении от дна каньона вверху, при $h > \lambda/2$ амплитуда колебаний борта каньона достигает величины амплитуды на горизонтальной поверхности.

Ввиду достаточно широкого спектра частот сейсмических колебаний из разных сейсмоопасных зон эффект понижения интенсивности амплитуд наблюдается на различных горизонтах каньона до высоты $h < \lambda_{max}/2$ (λ_{max} - длина волн для наиболее низкочастотного сигнала). Таким образом, каньон меняет не только амплитуду суммарного сигнала, но и его частотный состав, увеличивая в нижних частях долю высокочастотных колебаний.

Рассмотренные соображения подтверждаются экспериментальными исследованиями, выполненными лабораторией динамической фотоупругости Московского инженерно-строительного института на моделях из оптически активных материалов [114, 219], и исследованиями Гидропроекта с помощью ультразвукового моделирования [99, 100].

Специфика динамики колебаний бортов каньона с изменением крутизны бортов и их ориентации по отношению к направлению подхода сейсмического сигнала обусловлена зависимостью амплитуды сейсмических волн от угла их падения на границу. При этом меняются как суммарная амплитуда сигнала, так и соотношение амплитуд составляющих (вертикальные и горизонтальные компоненты).

Приближенное решение задачи дифракции поляризованной волны, распространяющейся вдоль свободной поверхности на клиновидном вырезе в упругом полупространстве для трех моделей каньонов одинаковой глубины но разной ширины, дало следующие результаты. В верхней части каньонов разной ширины с "освещенной" стороны наблюдается увеличение скорости смещения в 1,25-1,75 раза, а в зоне сейсмической тени - ослабление в 1,8-3,3 раза. Вблизи дна каньона независимо от угла его раскрытия величины амплитуд колебаний соизмеримы с амплитудами колебаний в падающей волне [28].

Сдвиги фаз, связанные с особенностями распространения сейсмических волн поперек каньона, могут привести к формированию противофазных колебаний бортов каньона. Основные причины противофазных колебаний склонов, по-видимому, следующие: различная ориентировка горизонтальных компонент колебаний объемных волн на противоположных склонах каньона в плоскости, перпендикулярной к ущелью, дифракция этих волн и специфика распространения поверхностных волн. Наиболее существенный эффект вызывается последними факторами, когда амплитуды противофазных колебаний соизмеримы с амплитудой падающей волны.

При исследованиях на моделях [114, 219] показано, что при "несимметричном" падении сейсмического импульса на поверхность каньона на его теневой стороне возникают напряжения обратного знака по отношению к направлениям в падающей волне. При этом амплитуды упругих волн близки к амплитудам в падающей волне, но сдвинуты по фазе примерно на пол-периода. Однако поляризация противофазных колебаний, связанных с объемными волнами, неустойчива. Вследствие этого доля энергии колебаний за счет поляризации объемных волн в суммарном сейсмическом эффекте незначительна.

Преобладающими по энергии являются хорошо поляризованные колебания, вступающие после основных групп объемных волн и относящиеся по этому признаку к поверхностным волнам. Специфической особенностью этих колебаний является постоянство их траекторий по отношению к дневной поверхности. В результате колебания на противоположных склонах ущелья имеют примерно одинаковую амплитуду и противоположный знак. Это строго выполняется при симметричной форме ущелья и симметричном падении импульса, причем максимальная амплитуда относительных колебаний склонов под действием поверхностных волн не превышает амплитуды колебаний на горизонтальной поверхности.

В первом приближении оценка суммарного изменения интенсивности на склонах реального горного ущелья может быть определена путем сложения эффектов каньона и строения его бортов. Практически это можно сделать посредством перемножения коэффициентов изменения амплитуды сейсмического воздействия за счет каньона и изменения свойств пород.

Например, для каньона Токтогульской ГЭС (КиргССР) установлено, что при переходе от дна каньона к его верхним частям амплитуды сейсмических колебаний возрастают в 5-6 раз. Наиболее быстрое изменение амплитуд колебаний наблюдается в нижних частях каньона (на уровне до 200-300 м для колебаний с частотами 2 Гц и до 100-200 м на частотах 5 Гц). Расчетные оценки изменения амплитуд сейсмических колебаний достаточно хорошо согласуются с результатами экспериментальных исследований динамики колебаний склонов каньона на створе Токтогульской ГЭС, выполненных Институтом физики Земли АН СССР.

9.2. Специфические особенности СМР площадок АЭС

Особенности СМР для АЭС продиктованы повышенными требованиями к безопасности эксплуатации этих сооружений и к их конструктивным особенностям. Частотный диапазон, который необходимо учитывать при проектировании, составляет $(30+50) - 0,1$ Гц, поэтому сооружения АЭС нельзя рассматривать как точечные объекты по сравнению с длинами сейсмических волн [41].

При этом учитываются два уровня возможных сейсмических событий, характеризующиеся различной вероятностью повторения на площадке: проектное землетрясение (ПЗ) и максимальное расчетное землетрясение (МРЗ) [41]. Средний период повторения воздействия в первом случае составляет 100 лет, во втором - 10 000 лет. МРЗ используется для расчетов сейсмостойкости сооружений и оборудования I категории безопасности, ПЗ - для II категории [211].

ПЗ и МРЗ должны характеризоваться балльностью и наборами акселерограмм, аналоговых или синтезированных, моделирующих характерные типы вероятных сейсмических воздействий на площадку из окружающих зон возможных очагов землетрясений (ВОЗ).

При такой постановке задачи об оценке сейсмических условий площадки строительства и о получении расчетных показателей сейсмичности традиционные методы СМР, рассчитанные на введение поправок на грунт в фоновую балльность, регламентированную картой ОСР, оказываются недостаточными. Возникает необходимость изучения и выявления очаговых зон и зон ВОЗ района строительства, уточнения их сейсмологических характеристик и их локализации по отношению к пункту строительства, определения параметров сейсмических колебаний при сильнейших землетрясениях в этих зонах и их возможных проявлений на строительной площадке, что требует учета углов подхода сейсмических сигналов из каждой зоны, скоростей упругих волн, плотности среды вплоть до скального основания.

Таким образом, задачи СМР существенно расширяются и могут быть решены лишь совместно с задачами ДСР. Такая взаимосвязь задач и методов ДСР и СМР, общей и инженерной сейсмологии, региональной и детальной инженерной геологии и геофизики, полевых исследований с математическим моделированием является характерной особенностью специальных сейсмологических исследований для АЭС и других уникальных энергетических и гидротехнических объектов [56, 126, 211].

На начальной стадии исследований проводится последовательный анализ серии карт масштабов от 1:2 500 000 до 1:500 000 и крупнее и всех других вспомогательных материалов (геолого-геофизических и геологических разрезов; карт новейших и современных тектонических движений; геофизических полей - гравитационных, магнитных, скоростных; карт эпицентров местных землетрясений и др.) с последовательно возрастающей по мере приближения к площадке АЭС детальностью для составления тек-

тогической карты масштаба 1:500 000-1:200 000, сейсмотектонической схемы и схемы зон ВОЗ).

В результате этих исследований необходимо обосновать размещение пункта АЭС вне активных разломов и дать "фоновые" оценки ПЗ и МРЗ - I этап исследований. На II этапе исследований (в масштабах 1:200 000-1:25 000 и круче) должна быть выбрана площадка АЭС. Основные требования к площадке по сейсмическим условиям следующие:

- 1) размещение площадки в едином целиковом блоке, т.е. отсутствие под площадкой сейсмически активного разлома;
- 2) удаление площадки от окружающих зон ВОЗ, исключающее возникновение под площадкой остаточных сейсмодеформаций, первичных и вторичных;
- 3) невозможность превышения на площадке 8-балльного макросейсмического эффекта (если проектом или техническим заданием не предусмотрена иная расчетная сейсмичность).

В связи с тем что АЭС строятся не только в высокосейсмичных районах, но и на участках сейсмичности в 6 баллов и менее, основные методы исследований при ДСР для АЭС следующие:

демонтирование данных дистанционной съемки и наземная проверка линеаментов;

сейсмическое обследование местности;

гравиметрические, магнитометрические, электроразведочные исследования;

сейсморазведка методами ОГТ: КМПВ, ГСЗ, МОВЗ - для выявления и уточнения расположения (относительно пункта и площадки строительства) зон тектонических нарушений в осадочной толще и кристаллическом фундаменте, а при ГСЗ и МОВЗ - в нижних горизонтах земной коры и верхней мантии [193];

регистрация местных землетрясений высокочувствительной сейсмологической или разведочно-сейсмологической аппаратурой типа "Земля" ("Регион", "Черепаха" и др.) для выяснения вопроса о сейсмической активности тектонических нарушений на современном этапе и уточнения физических характеристик среды (скоростей продольных и поперечных волн, динамических характеристик, наличия резких неоднородностей среды, приводящих к фокусировке или рассеянию сейсмической энергии и т.п.) одновременно для решения задач ДСР и СМР;

комплексная интерпретация полученных данных для уточнения схемы зон ВОЗ и их параметров (магнитуды, глубины очагов, эпикентральных расстояний и др.).

Одновременно начинаются собственно исследования по СМР, при которых наиболее детально изучаются и уточняются скорости волн, плотности, параметры затухания волн, изучается влияние не только грунтов оснований, но и более глубоких горизонтов на сейсмический эффект. Основными при СМР для малосейсмичных районов являются метод акустических жесткостей

и расчетные методы СМР. Как вспомогательные могут быть использованы результаты исследования динамических характеристик записей слабых мальных землетрясений и взрывов аппаратурой типа "Земля" как по данным объемных, так и поверхностных волн (последние целесообразны при достаточно детальной сети станций и четкой динамической калибровке всего тракта "запись-воспроизведение"); способ инженеро-сейсмометрических наблюдений с помощью взрывов.

Теоретически в таких районах может дать неплохие результаты способ регистрации микросейсм, однако на большей части европейской территории Советского Союза характер и уровень помех таковы, что практическое применение этого способа затруднительно; он может быть рекомендован как вспомогательный. Способ прямой регистрации ощущимых землетрясений на этой территории для задач СМР практически неприменим в связи с редкой повторяемостью таких землетрясений на этой территории. Все перечисленные выше способы изложены в других разделах настоящей работы.

Основная задача, которая должна быть решена в результате комплекса исследований, - определение расчетных сейсмических воздействий на площадку АЭС. Определение параметров расчетных сейсмических воздействий базируется на сочетании генетических и вероятностных подходов.

Генетический подход является определяющим при выявлении зон ВОЗ и получении основных характеристик. Вероятностный подход преобладает при определении основных параметров, характеризующих возможные проявления на площадке строительства землетрясений, обусловленных очагами в этих зонах. Точнее, на различных этапах получения тех и других оценок чередуются вероятностный и детерминистский подходы, расчеты и экспертные оценки.

Узловые этапы определения расчетных сейсмических воздействий на площадку АЭС следующие: [104, 118, 181-185, 209-211].

1. В процессе ДСР по комплексу геолого-геофизических и сейсмологических данных выявляются зоны ВОЗ в районе АЭС, определяются характеристики: максимальные магнитуды возможных землетрясений, их глубины и вероятный характер подвижек в очагах, повторяемость землетрясений в пределах каждой зоны, интенсивность и т.п.

2. Необходимые параметры акселерограмм (сейсмограмм) устанавливаются на основе названных характеристик зон ВОЗ, раздельно для воздействий из каждой зоны, т.е. уровень интенсивности, частотный состав и продолжительность колебаний определяются на основе соотношений типа A_{max} , T , $t=f(M, \Delta, \gamma)$, установленных в ряде работ в результате анализа фактических записей землетрясений.

3. Параметры акселерограмм устанавливаются с учетом специфики близких зон землетрясений.

4. Размеры "ближней" зоны 2Д (в км) для коровых землетрясений при направлении на источник зоны и вкrest нее (в скобках) с некоторым "запасом" принимаются в зависимости от магнитуд в заданных интерва-

дах, как указано ниже:

И	3-4	4,5-5,5	5,6-6,5	6,6-7,5
2Δ, км (вдоль зон)	7-11	11-25	25-50	50-70
2Δ, км (вкрест зон)	(4-6)	(6-10)	(10-15)	(15-20)

Подход к ДСР и СМР платформенных и сейсмоактивных зон должен быть различным. В сейсмоактивных зонах карты ДСР и СМР сводятся практически к выделению высокосейсмичных участков остаточных деформаций [205, 265].

5. Для получения оценок в "ближних" зонах желательно использовать вероятностные оценки и кривые распределения величин максимальных ускорений, периодов и продолжительности колебаний, а также гистограммы или интегральные кривые распределения этих величин, полученные в ближних зонах по записям землетрясений в регионах с сейсмотектоническими условиями, сходными с условиями в районе площадки АЭС. При этом следует учитывать преобладающий характер подвижек в очагах сильнейших землетрясений, вводя соответствующие поправки.

6. При недостатке статистических данных по какому-то типу воздействий или параметру, а также при отсутствии необходимых данных по региону учитывается диапазон параметров землетрясений, проявляющихся с одинаковым макросейсмическим эффектом. Именно этот способ применяется при получении оценок параметров возможных колебаний при сильнейших подкоровых землетрясениях гор Бранча (СРР) или Красноводской зоны, на площадках АЭС в европейской части СССР, где акселерограммы подобных землетрясений не регистрировались.

7. При получении "фоновых" оценок параметров колебаний на площадке с целью учета различий в затухании в направлении вдоль зоны, вкрест зоны и в промежуточном направлении могут использоваться и применялись в качестве "пакеток" или моделей изосейст будущих землетрясений также изосейсты известных аналогичных землетрясений.

8. Оценки параметров колебаний по балльности допустимы лишь на ранних стадиях проектирования ввиду большого многообразия типов реальных воздействий в пределах одного и того же балла. Оценки по балльности в качестве расчетных могут применяться лишь в "асейсмичных" районах с фоновой интенсивностью воздействий менее 6 баллов на грунтах II категории.

Перечисленные выше этапы получения так называемых фоновых оценок должны быть выполнены на стадиях ДСР. Они условно могут быть отнесены к горизонтальной уровенной поверхности и "средним" (или "скальным" - в зависимости от исходных соотношений) грунтам.

При оценках влияния осадочной толщи на параметры сотрясений в основном используются методы расчета колебаний горизонтально-слоистых сред. Наиболее часто с этой целью применяются различные модификации программ Л.И. Ратниковой [169, 172].

Набор расчетных акселерограмм для конкретных площадок АЭС должен удовлетворять следующим основным требованиям:

1) с необходимой и достаточной точностью характеризовать сейсмические воздействия при ПЗ и МРЗ из окружающих зон ВОЗ, местных и удаленных, представляющих опасность для АЭС;

2) содержать минимально возможное количество записей с целью уменьшения объема последующих расчетов сейсмостойкости.

В связи с этим при составлении указанного набора каждый тип воздействия рекомендуется задавать одной или несколькими характерными трехкомпонентными записями так, чтобы их спектрами был перекрыт практически весь частотный диапазон оценок от f_{\min} до f_{\max} для данного типа воздействия. При этом из общего числа оценок A_{\max} и T для этого типа воздействия выбираются затем максимальные (с заданной вероятностью).

Как правило, это либо наиболее вероятные (при нормальном распределении средние) значения параметра с вероятностью $P = 0,7$, либо это значения амплитуды с учетом среднеквадратичной ошибки 6 ($A_{\pm 6}$), что при условии нормального распределения параметра соответствует вероятности $P \approx 0,9$.

Если в пределах одного и того же частотного диапазона лежат оценки параметров для нескольких типов воздействий, то выбирается или моделируется характерная запись с максимальными значениями амплитуды и длительности в пределах оценок для всех таких типов. Этим достигается минимизация количества расчетных записей в наборе при одновременном учете наиболее опасных ситуаций при установленных ограничивающих условиях.

Эти ограничивающие условия определяются конкретной сейсмотектонической и инженерно-геологической обстановкой в районе и на площадке строительства. При таком подходе к составлению набора записей, моделирующих расчетные воздействия ПЗ и МРЗ, учитывается, что проектные решения при расчетах АЭС принимаются на основе огибающих спектров отклика, соответствующих принятому набору расчетных акселерограмм.

Для упрощения расчетов сейсмостойкости допускается масштабирование однотипных (по спектральному составу) воздействий к одинаковым значениям максимальных ускорений. Это не рекомендуется при наличии в ансамбле воздействий разнотипных, с различной интенсивностью максимального проявления на площадке, с несовпадающим частотным составом и длительностью, например продолжительного длиннопериодного воздействия карпатского землетрясения с максимальной интенсивностью 5 баллов и кратковременного высокочастотного воздействия местных или близких землетрясений относительно небольшой магнитуды с 7- или 6-балльным эффектом.

Отметим, что вопросы о влиянии техногенного обводнения и об опас-

ности разжижения рыхлых водонасыщенных грунтов должны рассматриваться особо. При строительстве на мягких грунтах в сейсмически опасных областях дополнительно рекомендуется исследовать возможность образования локальных зон текучести в слое грунта при ПЗ и МРЗ по Л.Н. Зайцеву (см. разд. 6.2).

9.3. Оценка сейсмической опасности тоннелей

Смещение в сейсмических волнах на поверхности отлично от смещения на глубине массива. Основными причинами различия являются отражение продольных и поперечных волн на дневной поверхности, интерференционные явления при слоистом строении и уменьшение трещиноватости с глубиной, снижение интенсивности колебаний поверхностных волн с глубиной [53, 101, 180].

Экспериментальные наблюдения, проведенные японскими исследователями [198] в глубоких шахтах - до 100-300 м, показали, что интенсивность колебаний на этих глубинах по сравнению с колебаниями на поверхности уменьшается не более чем в 2 раза. Существует общая тенденция уменьшения амплитуд колебаний сейсмических волн, а следовательно, и приращений балльности с увеличением глубины заложения выработки.

Таким образом, оценку сейсмической опасности горных выработок тоннелей при строительстве железных и автомобильных дорог, возведении гидротехнических и других сооружений необходимо проводить с учетом изменения интенсивности колебаний с глубиной.

Институтом земной коры СО АН СССР предложен способ расчета подземных сооружений в скальных грунтах, основанный на полученных экспериментальных данных о затухании амплитуд колебаний с увеличением глубины. При этом интенсивность землетрясения определяется влиянием двух факторов: грунтовыми условиями основания сооружения и глубиной его заложения от поверхности.

Величина изменения интенсивности колебаний, связанная с глубиной заложения сооружений, оценивается по экспериментальной зависимости, полученной при одновременной записи колебаний однородных скальных грунтов на поверхности и на глубине [68-70]:

$$\Delta(\xi) = 1,1 \exp[-0,016(\xi-30)], \quad (9.1)$$

где ξ - глубина, м.

Зависимость (9.1) показывает, что при глубине заложения основания подземного сооружения, равной 80 м от поверхности, его сейсмическая опасность уменьшается на 0,5-0,6 балла, а при глубине заложения более 100 м достигает 1 балла. При дальнейшем увеличении глубины выработки сейсмическая опасность остается постоянной.

Изменение сейсмической опасности за счет грунтовых условий основания подземного сооружения оценивается традиционными косвенными метода-

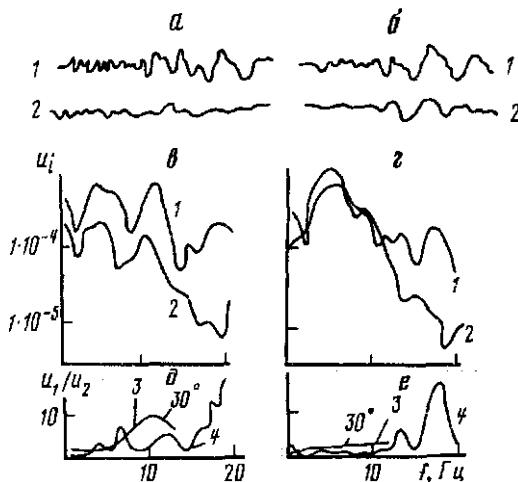


Рис. 9.1. Записи смещений (а, б), их спектры (в, г) и спектральные характеристики

1 – для поверхности; 2 – на глубине выработки; 3 – теоретические спектральные характеристики; 4 – экспериментальные спектральные характеристики. а – глубина до основания выработки 70 м; б – 28 м.

ми СМР. Следовательно, суммарная величина изменения сейсмической опасности основания подземных сооружений в скальных грунтах оценивается по формуле

$$\Delta I = \Delta I(gV) - \Delta I(h), \quad (9.2)$$

где $\Delta I(gV)$ – приращение сейсмической опасности за счет изменения сейсмической жесткости грунтов в основании подземного сооружения.

Нужно отметить, что расчеты ΔI для тоннелей по изложенной методике верны, если нет возможности возникновения динамических и остаточных деформаций в зонах разломов. В противном случае такие расчеты теряют смысл.

Приведем некоторые данные, характеризующие уменьшение интенсивности сейсмических колебаний с глубиной, и пример оценки сейсмической опасности основания горной выработки. Одновременные записи сейсмических колебаний на поверхности и на глубинах 70 и 28 м показывают на значительные изменения интенсивности колебаний в зависимости от глубины (рис. 9.1). Частоты основных максимумов спектров колебаний земной поверхности и основания выработки совпадают, различаются только уровни спектров.

Сравнение полученных экспериментальных частотных характеристик (рис. 9.1, д, е) с теоретическими, рассчитанными по программе Л.И. Ратниковой [169] для горизонтальной компоненты, показывает, что при глубине 28 м совпадение кривых хорошее. Для глубин в 70 м наблюдаются су-

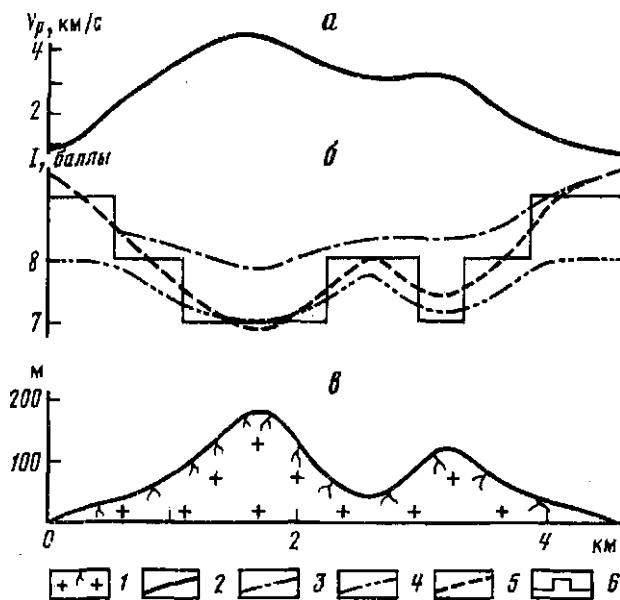


Рис. 9.2. Оценка сейсмической опасности тоннеля

а - изменение скоростей Р-волн вдоль профиля; б - изменение балльности, обусловленное различными факторами; в - схема профиля.

1 - амфиболовые гнейсы; 2 - изменение скоростей продольных волн на глубине заложения тоннеля; 3 - изменение сейсмической опасности за счет грунтовых условий основания тоннеля; 4 - изменение сейсмической опасности за счет глубины заложения тоннеля; 5 - участки основания тоннеля, соответствующие сейсмической опасности, равной 7, 8 или 9 баллам; 6 - значения балльности, принятые для расчетов на сейсмостойкость. V_p - скорость Р-волн; 1 - баллы

щественные различия как по максимуму спектральной характеристики, так и по ее уровню.

Прогноз изменения интенсивности колебаний с глубиной выполнен при оценке сейсмической опасности основания скального массива на севере оз. Байкал. Сверху массив представлен выветрелыми трещиноватыми амфиболовыми гнейсами с дайками крупнозернистых гранит-порфитов. Трещиноватость скальных грунтов с глубиной быстро уменьшается. Распределение скоростей сейсмических волн от поверхности до глубины заложения выработки изучено с помощью сейсморазведки. Глубина заложения выработки изменяется в пределах 0-180 м.

В верхней зоне разреза скорости сейсмических волн имеют низкие значения - 800-900 м/с, (рис. 9.2,а,в), на глубине 40 м они равны 2500 м/с, на глубинах более 120 м превышают 4000 м/с. Оценка приращений сейсмической балльности за счет изменения скоростей сейсмических волн по оси выработки (рис. 9.2,б) проведена по формуле С.В. Медведе-

ва [13]. За эталон для рассматриваемого участка принято значение скорости продольных волн, равное 4000 м/с.

Приращения балльности в зависимости от грунтовых условий основания массива меняются в пределах +1,4-0,15 балла (рис. 9.2); приращения балльности в зависимости от глубины заложения выработки [см. Формулу (9.1)] находятся в пределах 0-1 балла. Суммарное изменение приращений балльности по всей его длине, оцененное по формуле (9.2), показано на рис. 9.2 сплошной линией и осредненное до 1 балла - ломаной линией.

Сейсмическая опасность массива на глубинах 0-180 м меняется в пределах 9-7 баллов. Наибольшей сейсмической опасностью обладают участки с неглубоким залеганием горной выработки (до 30 м) и наименьшей - центральные участки с глубиной залегания горных выработок 70-180 м.

Г л а в а 10

РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ ПО СМР

Результатом работ являются карта СМР с Пояснительной запиской и Отчет, содержащий подробное описание проведенных исследований.

На карте СМР должны быть отражены:

- а) районирование территории на участки с различными значениями сейсмической интенсивности в баллах;
- б) подробная легенда, отражающая инженерно-геологическую (в том числе геокриологическую, геоморфологическую и гидрогеологическую) характеристику участков с различной сейсмической интенсивностью;
- в) участки, неблагоприятные в сейсмическом отношении для строительства;
- г) участки с возможным изменением (повышением) уровня грунтовых вод, прогнозирование геокриологических условий и свойств грунтов в результате техногенеза и изменения климатических условий.

Для площадок с вечномерзлыми грунтами составляются две карты СМР: карта для естественных условий при строительстве с сохранением мерзлоты и прогнозная карта СМР при деградации мерзлоты.

Для участков, сложенных рыхлыми грунтами мощностью ~5 м, подстилаемых грунтами I категории, в случае заглубления фундаментов или выемки грунта на глубину не менее 3 м балльность на карте СМР следует принимать равной балльности грунтов I категории.

Отчет по СМР должен содержать материалы по выбору эталонного грунта и его характеристикам, а также результаты СМР участка строительства по комплексу инженерно-геологических, геофизических и сейсмологических данных. Отчет должен состоять из введения (задание на работы, сведения об объемах, сроках, исполнителях, источниках финансирования, стоимости работ) и следующих разделов:

- 1) положение района работ и орогидрографический очерк;
- 2) сведения о более ранних работах по СМР, а также материалы по

макросейсмическому обследованию, обобщенные по специальной схеме и использованные при составлении карты СМР;

3) материалы по ДСР и уточнению исходной сейсмичности, выбору и характеристике эталонного грунта;

4) результаты инженерно-геологических исследований;

5) результаты инструментальных исследований (наблюдения за землетрясениями, взрывами, микросейсмами, измерения акустических жесткостей и др.);

6) в случае применения расчетных методов СМР результаты расчета спектральных характеристик и синтетических акселерограмм;

7) результаты СМР по комплексу данных.

В разд. 1 ("Положение района работ...") должны содержаться сведения об административном и географическом положении района работ, характеристике рельефа и поверхностных вод. В разд. 2 ("Сведения о более ранних...") должны содержаться сведения о более ранних работах по СМР. В разд. 3 ("Материалы по ДСР...") должны присутствовать материалы ДСР и уточнения исходной сейсмичности.

Разд. 4 ("Результаты инженерно-геологических...") должен содержать описание геолого-стратиграфических разрезов, условий залегания грунтов и их литолого-петрографическую характеристику по генетическим типам, сведения об уровне грунтовых вод на территории исследования и возможном его изменении в результате техногенных воздействий. В разд. 4 описываются свойства грунтов (характер и оценка пространственной изменчивости показателей свойств грунтов каждого инженерно-геологического элемента, нормативные значения физических свойств грунтов инженерно-геологических элементов). При необходимости дается характеристика прочностных и деформационных свойств грунтов по фондовым материалам. Кроме того, в этом разделе проводится выделение участков развития различных категорий грунтов по сейсмическим свойствам и выделение участков, на которых при землетрясениях наиболее вероятны развитие или активизация опасных для сооружений остаточных сейсмодеформаций в грунтах (сейсмообвалы, сейсмооползни, разжижение водонасыщенных грунтов, деформации уплотнения рыхлых недоуплотненных грунтов, сейсмолюзиды в лессовых грунтах и т.д.), а также участки, благоприятные и неблагоприятные для застройки по условиям рельефа.

В условиях вечномерзлых грунтов необходим прогноз таликовых воронок под ГРЭС, АЭС и другими ответственными сооружениями с опасностью кумулятивных явлений, фонтанирования грунтов при $I = 7, 8$ баллов; прогноз разжижения грунтов при 6 баллах. В разд. 4 должны присутствовать данные о прогнозе изменения инженерно-сейсмологических условий территории, рекомендации по инженерным мероприятиям, способствующим сохранению или улучшению инженерно-сейсмологических условий, а также рекомендации по размещению точек инструментальных наблюдений и уточнению свойств эталонных грунтов на участке СМР.

В качестве приложений оформляются следующие материалы: карта фактического материала; инженерно-геологическая карта с разрезами по характерным направлениям; предварительная схема районирования территории в соответствии с табл. 1 и п. 1.5 СНиП II-7-81 [208]. Кроме этих основных материалов, рекомендуется представить и другие вспомогательные карты и схемы (геоморфологическую, мощности рыхлых отложений, гидрогеологическую - серию карт гидроизогипс на различные периоды года и т.д.), необходимые для построения и обоснования итоговой инженерно-геологической карты.

В отчете также приводятся: описания обнажений и других точек наблюдений; колонки горных выработок и буровых скважин; графики динамического и статического зондирования; результаты минералогических, петрографических и других специальных исследований и определений, если они предусмотрены программой; сводные таблицы результатов измерений и интерпретации физических параметров грунтов по геофизическим исследованиям; сводные таблицы результатов лабораторных определений свойств грунтов; сводная таблица определения нормативных значений характеристик грунтов основных инженерно-геологических элементов.

В разд. 5 ("Результаты инструментальных...") должны содержаться материалы наблюдений за землетрясениями, взрывами, микроколебаниями с оценкой сходимости результатов наблюдений по разным методам. Должны быть представлены обобщенные спектры и частотные характеристики грунтов, результаты расчета приращений сейсмической балльности, типичные сейсмограммы, обобщенные сведения о скоростях продольных и поперечных волн в слоях и грунтовых комплексах, подсчеты приращений балльности. В этом разделе, или специальном (разд. 6), приводятся спектральные характеристики толщи пород и синтетические акселерограммы.

Разд. 7 ("Результаты СМР...") должен содержать сравнительную оценку интенсивности и частотного состава прогнозируемых землетрясений по различным методам, а также обоснование окончательных материалов, положенных в основу составления карты СМР. Критерием достоверности результатов оценки приращений балльности являются сведения о проявлении сильных землетрясений и записи этих землетрясений. При отсутствии таких данных предпочтение следует отдавать записям слабых близких землетрясений в количестве, достаточном для проведения статистических оценок.

Пояснительная записка к карте СМР в сжатом виде должна содержать основные результаты работ, а также описание особенностей и порядка пользования картой СМР. К пояснительной записке должны быть приложены

- 1) схематическая карта СМР масштаба 1:25 000;
- 2) выкопировка из карты ДСР, графики повторяемости землетрясений;
- 3) схематическая инженерно-геологическая карта в масштабе карты СМР;
- 4) карты вариаций приращений интенсивности колебаний;
- 5) типичные акселерограммы, спектры реакций.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В прогнозе сейсмической опасности грунта (грунтов при СМР) принимают во внимание по крайней мере четыре аспекта проблемы: ответственность объектов и в зависимости от этого необходимую степень сейсмобезопасности; неупругие деформации мягких грунтов при сильных сейсмических воздействиях; анизотропию среды (неоднородность); эффекты, связанные с граничными условиями (рельеф и др.).

К настоящему времени наиболее разработано и достоверно СМР территорий с уровнем исходной сейсмичности 6 баллов для ответственных сооружений и 7-8-балльных территорий, сложенных твердыми грунтами. Действительно, динамическое поведение слоев грунта в стадии упругих деформаций однозначно определяется ограниченным набором их параметров: волновыми сопротивлениями (сейсмической жесткостью), диссипативными свойствами среды, мощностью слоя. В стадии упругих деформаций первые два параметра не зависят от интенсивности входного сигнала и легко могут быть определены из натурных наблюдений. В зависимости от ответственности сооружения выдается карта СМР в баллах либо прогноз сейсмического воздействия осуществляется в виде расчетных акселерограмм.

На территориях с уровнем исходной сейсмичности, когда в грунтах возможны упругопластические деформации, проводимое в настоящее время СМР неоднозначно. Все используемые инструментальные методы СМР, за исключением анализа записей сильных землетрясений на исследуемой территории, дают представление лишь об упругих свойствах грунтов. Относительный амплитудный уровень колебаний грунтов или приращения балльности в этом случае являются лишь некоторыми предельными (максимальными) оценками. Частотный состав остается неопределенным. Кроме того, остаточные деформации грунтов нельзя учесть только обычными мерами антисейсмического усиления конструкций сооружений. В предельном случае вся подводимая системе (грунту) энергия будет расходоваться на формоизменение (пластические деформации).

Широко развернувшиеся в настоящее время исследования по изучению нелинейного поведения грунтов позволяют установить корреляционные связи между упругими и упругопластическими деформациями грунтов определенного литологического типа. Накопленные статистические данные о значениях волновых сопротивлений в упругопластической стадии деформаций

и о поглощающих свойствах грунтов в усовершенствованных расчетных алгоритмах дадут возможность прогнозировать акселерограммы в упругопластической стадии деформаций.

Наиболее сложно оценивать методом "аналогий" эффекты, связанные с влиянием рельефа, наличием в средах регулярных неоднородных тел и др. Как показано в соответствующем разделе, динамическое поведение склонов, каньонов и т.п. зависит от многих параметров как самих сигналов так и естественных объектов. Соблюдение подобия всех параметров при натурных наблюдениях - задача практически невыполнимая. Вместе с тем установление наиболее общих закономерностей влияния параметров рельефа на сейсмический сигнал крайне важно с практической точки зрения, в том числе для математического моделирования.

Анизотропия среды приводит к дифференциации напряжений и деформаций в пространстве и по этой причине к неоднозначности проявления макро-сейсмического эффекта. Наблюдается разная степень разрушения однотипных сооружений в одинаковых инженерно-геологических условиях [199]. В условиях анизотропии среды необходима оценка вероятностных характеристик параметров сейсмического воздействия.

Грунт - многокомпонентная среда. Изменение физического состояния грунтов (деградация почной мерзлоты, обводнение и др.) приводит прежде всего к изменению упругих модулей и, следовательно, скоростей волн. Полученные корреляционные связи между скоростями упругих волн в грунтах различного физического состояния и метод аналогий являются пока единственной основой прогноза изменения сейсмической опасности грунтов. В целом эта задача решается в настоящее время как двухступенчатый прогноз.

Таким образом, наиболее разработанным является СМР территорий с относительно низкой исходной сейсмичностью 7-8 баллов. Колебания грунтов при землетрясениях происходят в упругой стадии. Оценка относительной сейсмической опасности симов рыхлых грунтов на таких территориях выполнима с достаточной для инженерных целей степенью точности как в терминах балльности, так и при прогнозе спектральных характеристик колебаний грунтов.

Микрорайонирование в условиях высокой сейсмической опасности ввиду отсутствия надежных критериев оценки упруговязкого и пластического состояния среды и ее экспериментальных физических параметров требует дальнейшего развития. Существующие инструментальные методы СМР не позволяют оценить значения параметров напряженного состояния грунтов, определяющих предел прочности. Методы, использующие в своей основе линейные связи между напряжениями и деформациями, не дают полной информации для обеспечения сейсмобезопасности сооружений при сильных и катастрофических сейсмических воздействиях. Различия макросейсмических эффектов в этом случае определяются главным образом остаточными деформациями. В большей мере это относится к очаговым зонам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абедев Ю.М., Абедев М.Ю. Основы проектирования и строительства на просадочных макропористых грунтах. - М.: Стройиздат, 1968. - 272 с.
2. А.с. 1077976, СССР. Способ определения механических свойств грунта в естественном залегании.
3. А.с. 532832 СССР. Устройство для измерения деформаций.
4. Айзенберг Я.И. Статистическая расчетная модель сейсмического воздействия на сооружения // Сейсмические воздействия на гидротехнические и энергетические сооружения. - М.: Наука, 1980. - С. 5-11.
5. Аки К., Ричардо П. Количественная сейсмология. - М.: Мир, 1983. Т. I, II.-872 с.
6. Алемин А.С., Кригер Н.И., Матушкин Б.А. и др. Опыт сейсмического микрорайонирования участков, пересеченных тектоническими разрывами (на примере Северного Прииссыккулья) // Инженерно-геологическая основа сейсмического микрорайонирования. Материалы совещания 18-21 ноября 1975 г. Ташкент: Фан, 1977. - С. 207-218.
7. Алиев Л.М. Продольная волна, падающая под различными углами к нормали // Докл. АН АзССР. 1971. Т. 27. № 4.-С. 40-53.
8. Алказ В.Г. Поляризационный анализ сейсмических волн и некоторые задачи сейсмического микрорайонирования // Сейсмическое микрорайонирование. - Киминев: Штиинца, 1979. - С. 222-228.
9. Анализ колебаний грунтов при землетрясениях/О.В. Павлов, А.Ф. Дренинов, Ф.И. Иванов и др. - Новосибирск: Наука, 1983. - 97 с.
10. Антоненко Э.М. Изучение высокочастотных микросейсм в комплексе с другими методами для целей СМР // Сейсмическое микрорайонирование. - Алма-Ата: Наука, 1976. - С. 157-165.
11. Аппаратура и методика сейсмических наблюдений в СССР. - М.: Наука, 1974. - 242 с.
12. Алтикаев Ф.Ф. Сейсмические колебания при землетрясениях и варваках. - М.: Наука, 1969. - 104 с.
13. Алтикаев Ф.Ф. Учет длительности колебаний при инструментальной оценке сейсмической интенсивности // Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. - М.: Наука, 1975. - С. 234-239.
14. Алтикаев Ф.Ф., Заломский К.К., Нересов И.Л., Штейнберг В.В. Интенсивность землетрясений и количественные характеристики колебаний грунта // Сейсмическое районирование территории СССР. - М.: Наука, 1980. - С. 13-21.
15. Алтикаев Ф.Ф., Колычев В.Ф. Учет механизма очага землетрясения при прогнозе параметров сильных движений // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247. № 4. - С. 822-825.

16. Аптикаев Ф.Ф., Михайлова Н.Н. Форма спектра реакции в ускорениях для отдельного землетрясения // Макросейсмические и инструментальные исследования сильных землетрясений. - М.: Наука, 1985. - С. 142-144. - (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 27).
17. Бабаев А.М., Коджаков К.В. Мирзоев К.М. Сейсмическое районирование Таджикистана. - Душанбе: Дониш, 1978. - 68 с.
18. Бат М. Спектральный анализ в геофизике. - М.: Недра, 1980. - 535 с.
19. Белоусов В.В. К вопросу о методах сейсмического районирования // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1954. № 3. - С. 209-222.
20. Белоусов В.В. Геотектоника. - М.: Изд-во МГУ, 1976. - 334 с.
21. Бендат Дж., Нирсол А. Измерения и анализ случайных процессов. - М.: Мир, 1974. - 463 с.
22. Берстейн А. Справочник статистических решений. - М.: Статистика, 1969. - 162 с.
23. Бовенюк В.Г. Цербакова Б.Е. Обоснование систем полевых наблюдений при работе со станциями "Земля" и "Черепаха" // Прикл. геофизика. 1984. Вып. 108. - С. 3-40.
24. Богуславский Ф.М., Черная И.М. О точности метода сейсмических жесткостей // Изв. АН МССР. Сер. физ.-техн. и мат. наук, 1982. № 12. - С. 42-50.
25. Бугаев Е.Г. Особенности колебаний бортов каньонов при землетрясениях: Автореф. дис. ... канд. техн. наук. - М., 1976. - 29 с.
26. Бугаев Е.Г. Приближенная оценка влияния рельефа местности на амплитуду сейсмических волн // Сейсмическое строительство. Отечественный и зарубежный опыт. - М.: ЦНИИС, 1976. Вып. 2. - С. 25-30.
27. Бугаев Е.Г. Преобразование сейсмических колебаний в Индийском каньоне // Эпциентральная зона землетрясений. - М.: Наука, 1978. - С. 45-50. - (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 19).
28. Бугаев Е.Г., Харлов Э.М. Особенности колебаний бортов каньонов // Сейсмическое микрорайонирование. - М.: Наука, 1977. - С. 91-98.
29. Бугаевский Г.Н. Оценка приращений балльности для построения схемы сейсмического микрорайонирования // Сейсмическое микрорайонирование. - Кишинев: Штиинце, 1979. - С. 177-182.
30. Бугаевский Г.Н., Несторов А.Н., Скиляр А.М., Королев В.А. Анализ поляризационной структуры поля микросейсм для целей сейсмического микрорайонирования // Сейсмологические исследования (Использование геологогеофизических данных при изучении сейсмичности и в сейсмическом микрорайонировании). - М.: Междувуз. геофиз. комитет, 1986. - С. 100-109.
31. Быстрицкая Ю.В., Ермов И.А., Кужинев Ф.Т. и др. // Сейсмическое микрорайонирование. - М.: Наука, 1977. - С. 45-51.
32. Вальд А. Последовательный анализ. - М.: Физматиз, 1960. - 241 с.
33. Васильев Ю.И., Гвоздев А.А., Иванова Л.А. и др. Механические свойства мягкого грунта по результатам измерения напряжений и деформации. - М., 1981. - С. 1-104. Деп. в ВИНТИ № 5167-81.
34. Васильев Ю.И., Гвоздев А.А., Иванова Л.А. и др. Остаточные деформации мягкого грунта при варватах и землетрясениях // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. № 11. - С. 17-26.
35. Васильев Ю.И., Гвоздев А.А., Молотова Л.В. и др. Об условиях пластичности в мягком грунте // Там же. 1983. № 4. - С. 47-57.

36. Васильев Ю.И., Соколов В.Л., Щебро М.Н. Тарировка мембранных датчиков давления в грунте, в скважине // Там же. 1985. № 12. - С. 45-54.
37. Васильев Ю.И., Щебро М.Н. Пластические волны сдвига в грунте // Там же. 1965. № 10. - С. 65-74.
38. Васильев Ю.И., Щебро М.Н., Иванова Л.А. и др. Исследование скважинного способа измерения напряжений во взрывной волне мембранными датчиками давления // Там же. 1980. № 1. - С. 62-67.
39. Ведомственные строительные нормы. - М.: Стройиздат, 1982. - 59 с.
40. Вентцель Е.С. Теория вероятностей. - М.: Наука, 1964. - 365 с.
41. Временные нормы проектирования атомных энергетических установок для сейсмических районов (ВСН-15-78). - М.: Стройиздат. 1979. - 18 с.
42. Герагозов Дж. Оценка сейсмопасности грунтов по характеристикам колебаний, возбуждаемых ударом свободно падающего шара // Изв. АН СССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1979. № 3. - С. 51-59.
43. Герагозов Дж., Ершов И.А., Попова Е.В. Макросейсмическое обследование землетрясений 14 марта 1983 г. на территории пос. Кумдаг // Макросейсмические и инструментальные исследования сильных землетрясений. - М.: Наука, 1985. - С. 27-46. (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 26)
44. Гвоздев А.А., Зволянский Н.В., Ковшов А.Н. Сейсмические колебания земной поверхности в зависимости от местных условий // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 9.-С. 10-29.
45. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Инженерная геология и инженерная сейсмология // О.В. Павлов, В.И. Джурик, А.Ф. Дреннов и др. - Новосибирск: Наука, 1985. - 195 с.
46. Гиллер В.Г. Коган Л.А. Сейсмическое микрорайонирование по записям слабых землетрясений // Сейсмическое микрорайонирование. - Душанбе: Дониш, 1973. - С. 57-77.
47. Гогелдия Т.И., Налетваридзе Ш.Г. Применение метода конечных элементов при сейсмологическом микрорайонировании // Сейсмическое микрорайонирование. - М.: Наука, 1977. - С. 161-165.
48. Головин В.А., Кузин И.П., Минеев И.М., Савич А.И. Задачи детального сейсмомикрорайонирования и сейсмомикрорайонирования при гидротехническом строительстве // Труды Гидропроекта. 1976. Вып. 48. - С. 149-156.
49. Горянинов Н.И., Лаховицкий Ф.И. Сейсмические методы в инженерной геологии. - М.: Недра, 1979. - 140 с.
50. ГОСТ 23061-78. Грунты. Методы радиоизотопного определения объемного веса. - М.: Госстрой СССР, 1978. - 48 с.
51. ГОСТ 25100-82. Грунты. Классификация. - М.: Госстрой СССР, 1982. - 27 с.
52. Григорян С.С. Об основных представлениях динамики грунтов // Прикл. математика и механика. 1960. № 6. - С. 1057-1070.
53. Гурвич И.И. Сейсмическая разведка. - М.: Недра, 1970. - 420 с.
54. Гуревич Г.И. Деформируемость сред и распространение сейсмических волн. - М.: Наука, 1974. - 474 с.
55. Гусев А.А. Описательная статистическая модель очага землетрясения и ее приложение к оценке короткопериодного сильного движения // Вулканология и сейсмология. 1984. № 1. - С. 3-22.
56. Дарбиян С.С., Григорян В.Г. Оценка сейсмического воздействия в зави-

- симости от магнитуды и эпицентрального расстояния сильного землетрясения // Бюл. по инж. сейсмологии, 1988. Ереван. № 12. - С. 15-32.
57. Дарбинян С.С., Пирязян С.А. О прогнозе сейсмического воздействия для территории строительства Армянской АЭС // Стройт. механика и расчет сооружений. 1979. № 5. - С. 13-21.
58. Денисов Н.Н. Строительные свойства лёсса и лёссовидных суглинков. - М.-Л.: Госстройиздат, 1953. - 155 с.
59. Дженкинс Г., Ваттс Д. Спектральный анализ и его приложения. - М.: Мир, 1971. Т. I. - 316 с.
60. Дженкинс Г., Ваттс Д. Спектральный анализ и его приложения. - М.: Мир, 1972. Т. 2. - 287 с.
61. Дионсон Н., Лисон Ф. Статистика и планирование эксперимента в технике и науке (методы обработки данных). - М.: Мир, 1980 - 610 с.
62. Джурик В.И. Расчет приращений балльности по акустическим жесткостям для талых и мерзлых грунтов // Сейсмическое микрорайонирование в условиях вечной мерзлоты. - Новосибирск: Наука, 1975. - С. 35-38.
63. Джурик В.И. Влияние некоторых параметров мерзлых грунтов на их сейсмические свойства // Сейсмическое микрорайонирование. - Иркутск: 1977. - С. 116-120.
64. Джурик В.И. Прогноз изменения сейсмических свойств мерзлых грунтов при полном их оттаивании // Модели природных систем. - Новосибирск: Наука, 1978. - С. 194-201.
65. Джурик В.И. О связи между электрическими и сейсмическими свойствами грунтов для различного их состояния // Информационная основа прогноза природных процессов. - Новосибирск: Наука, 1980. - С. 148-154.
66. Джурик В.И. Прогноз изменения упругих параметров песков при переходе из мерзлого состояния в талое // Геология и геофизика. 1982, № 7. - С. 87-95.
67. Джурик В.И. Исследование упругих параметров талых и мерзлых скальных грунтов // Инж. геология. 1983, № 3. - С. 45-54.
68. Джурик В.И. Динамика сейсмических свойств скальных грунтов // Геологические и экологические прогнозы. - Новосибирск: Наука, 1984. - С. 26-35.
69. Джурик В.И. Мерзлые грунты // Сейсмическое микрорайонирование. - М.: Наука, 1984. - С. 31-40.
70. Джурик В.И. Расчет приращений балльности косвенными методами с учетом состояния грунтов // Там же. - С. 67-73.
71. Джурик В.И. Метод прогноза упругих параметров мерзлых грунтов при их оттаивании. // Инженерная геология и инженерная сейсмология зоны ЕАМ. - Новосибирск: Наука, 1985. - С. 72-97.
72. Джурик В.И. Экспериментальный способ прогноза упругих параметров грубообломочных грунтов при изменении их состояния // Сейсмические свойства грунтов. - М.: Наука, 1985. - с. 46-56.
73. Джурик В.И., Дренинов А.Ф., Иванов Ф.И. Сейсмические свойства эталонных грунтов // Геология и геофизика. 1982. № 10. - С. 103-109.
74. Динамические характеристики сейсмических волн в реальных средах. - М.: Изд-во АН СССР, 1962. - 511 с.
75. Дренинов А.Ф., Иванов Ф.И. Особенности проявления землетрясения на скальных грунтах // Геология и геофизика. 1981. № 8. - С. 92-103.

76. Ерохин Л.Ю. Распространение сейсмического сигнала в долинах с полуэллиптической границей раздела // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. № 8. - С. 60-73.
77. Ермов И.А. Сопоставление инструментальных данных о скоростях распространения волн в грунте, амплитудах и периодах для сейсмического микрорайонирования // Сейсмическое микрорайонирование. - М.: Наука, 1965. - С. 46-60.
78. Ермов И.А. Методика комплексного микрорайонирования с учетом частотной избирательности грунта на примере г. Петропавловска-Камчатского: Автореф. дис. ... канд. техн. наук. М., 1969. - 28 с.
79. Ермов И.А. Приемы интерпретации записей микросейсм // Сейсмическое микрорайонирование. - М., Наука, 1977. - С. 67-75.
80. Ермов И.А., Медведев С.В., Попова Е.В. Проект шкалы для определения интенсивности землетрясений. // Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. - М.: Наука, 1975. - С. Г1-40.
81. Ермов И.А., Небадин Н.В. Проблема конструирования шкалы интенсивности землетрясений с позиций сейсмолога // Прогноз сейсмических воздействий. - М.: Наука, 1984. - С. 78-96. (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 25).
82. Извая тектоника. - М.: Изд-во иностр. лит., 1957. - 339 с.
83. Кигунар Ф.И., Шандровский В.А. Широкополосный усилитель слабых сейсмических сигналов на базе интегральных микросхем // Опыт сейсмического микрорайонирования в Молдавии. - Кишинев: Штиинца, 1983. - С. 85-88.
84. Кубаев Н.К., Синиев А.Я. Исследование динамических свойств грунтов для оценки сейсмических воздействий // Прогноз землетрясений, Душанбе; Алма-Ата: Дониш, 1982. № 2. - С. 65-78.
85. Заградили И. Сейсмическая реакция осадочного бассейна // Эффект сильных землетрясений. - М., 1982. - С. 35-45. (Вопр. инж. сейсмологии, Вып. 22).
86. Зайцев Л.П. О колебаниях, возникающих под действием поперечных волн в пластическом слое, покрывающем упругое подупространство // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 11. - С. 13-24.
87. Зайцев Л.П. Движение упругопластического слоя на упругом подупространстве под действием поперечной сейсмической волны // Там же. 1984. № 6. - С. 20-39.
88. Зайцев Л.П. О движении среды с произвольным распределением предела пластичности по глубине под действием поперечной волны // Там же. 1985, № 9. - С. 3-23.
89. Заруба И., Менци В. Инженерная геология. - М.: Недра, 1979. - 470 с.
90. Зенкевич О. Метод конечных элементов в технике. - М.: 1975. - 239 с.
91. Иванова Т.Г., Пономарева О.Н., Штейнберг В.В. Ускорения колебаний грунта при землетрясениях // Оценка сейсмической опасности. - М.: Наука, 1983. - С. 39-51 (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 24).
92. Инструкция по инженерным изысканиям для городского и поселкового строительства (СН-211-62). - М.: Стройиздат, 1962. - 220 с.
93. Инструкция по применению сейсмомаркетинга в инженерных изысканиях для строительства (РСН-45-77). - М.: Госстрой РСФСР, 1977. - 156 с.
94. Инструкция по инженерным изысканиям для промышленного строительства (СН-225-79). - М.: Стройиздат, 1979. - 77 с.
95. Инструкция (ВСН-38-82) о составе, порядке разработки, согласования и утверждения схем проектов районной планировки, планировка и заст-

- ройка городов, поселков и сельских населенных пунктов. - М.: Стройиздат, 1983. - 39 с.
96. Бовченко В.Г., Щербакова Б.Е. Обоснование системы полевых наблюдений при работах со станциями "Земля" и "Черепаха" // Прикладная геофизика. - М.: Недра, 1984. Вып. 108. - С. 46-56.
97. Казенкин Д.Н., Антоненко Э.М. Инструментальное микросейсморайонирование по высокочастотным микросейсмам // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1960. Вып. 2. - С. 113-125.
98. Карапетян С.С., Симонян С.С. О возможности регистрации сильных и слабых землетрясений одним комплектом аппаратуры // Матер. Всесоюзн. совещ. на тему "Сейсмическое районирование территории СССР и изучение сильных землетрясений" - Кишинев: Штиинца, 1984. - С. 65-67.
99. Капцан А.Д. Ультразвуковое моделирование сейсмических воздействий с целью оценки сейсмической опасности в районах строительства гидросооружений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 10. - С. 30-35.
100. Капцан А.Д., Нашкина Н.А., Ярышев Б.И. и др. Уточнения спектральных характеристик сейсмических воздействий с использованием ультразвукового моделирования // Сейсмические воздействия на гидротехнические и энергетические сооружения. - М.: Наука, 1980. - С. 108-114.
101. Кац А.З. Сейсмическое микрорайонирование с учетом изменения параметров колебаний и напряжений с глубиной // Сейсмическое движение грунтов - М.: Наука, 1971. - С. 16-30 (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 13).
102. Каштан В.М., Ковтун А.А., Петрашев Г.И. Некоторые проблемы изучения сейсмических волновых полей на основе трехкомпонентных наблюдений // Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. - Л.: Изд-во ЛГУ, 1981. Вып. XII. - С. 55-117.
103. Квашинова А.И. Условия возникновения селевых потоков при землетрясениях. Методы исследования и расчетов сейсмостойкости гидротехнических сооружений. - М.: Стройиздат, 1982. - 178 с.
104. Кириллов А.П., Амбриашвили Ю.К. Сейсмостойкость атомных электростанций. - М.: Энергоатомиздат, 1985. - 185 с.
105. Кириллов Ф.А., Канатов В.О., Ерышанов Б.Г. Влияние вибраций на уплотнение предварительно замоченного просадочного грунта // Новые методы расчета и строительства гидротехнических сооружений. - М.: Изд-во ВНИИГИМ, 1972. - С. 29-36.
106. Ковшов А.Н. О колебании поверхностного упругопластического слоя грунта // Изв. АН СССР. Физика Земли. № 8. 1981. - С. 55-61.
107. Коган Л.А. О причинах увеличения балльности землетрясений на рыхлых грунтах // Совершенствование методов расчета и конструирования зданий и сооружений, возводимых в сейсмических районах. - Душанбе: Дониш, 1977. - С. 159-173.
108. Коган Л.А. К вопросу об увеличении балльности на рыхлых грунтах // Сейсмическое микрорайонирование в инженерных изысканиях для строительства. Всесоюз. семинар (19-23 ноября 1979 г.). - М: ЦНИИС Госстроя СССР, 1979. - С. 66-68.
109. Колесников Ю.А., Соловьев В.Н. Установка для шифрования сейсмограмм // Труды Ин-та физики Земли АН СССР. 1974. № 55. - С. 12-21.
110. Корчагин Ф.Т., Шароглазова Г.А., Чеботов С.А. Влияние Зейского водо-

- хранилища на геодинамику района // Тихоокеанская геология. 1983. № 5. - С. 73-79.
111. Корчинский И.Л. Параметры сейсмоколебаний, необходимые для расчета сооружений // Оценка сейсмической опасности. - М.: Наука, 1983. - С. 132-141 (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 24).
112. Корчинский И.Л., Кунусов Т.И., Малевская О.Я. Количественная оценка параметров ожидаемых землетрясений. - Алма-Ата: Казахстан, 1985. - 79 с.
113. Корчинский И.Л., Поляков С.В., Быховский В.А. и др. Основы проектирования зданий в сейсмических районах. - М.: Стройиздат, 1961. - С. 67-111.
114. Костин И.Х., Фраймист Н.А., Затеев В.В., Двалишвили В.В. Взаимодействие взрывных волн с выработками сложного очертания // Сборник трудов МИСИ. 1975. № 125-126. - С. 174-177.
115. Красников Н.Д. Сейсмостойкость гидротехнических сооружений из грунтовых материалов. - М.: Энергомиздат, 1981. - 240 с.
116. Кригер Н.И., Алешин А.С., Кожевников А.Д. Миндель И.Г. Сейсмические характеристики лессовых пород в связи с геологическим сооружением и техногенезом. - М.: Наука, 1980. - 102 с.
117. Кригер Н.И., Котельникова Н.Е., Лаврусевич С.И., Севостьянов В.В. Закономерности формирования просадочных свойств лессовых пород Средней Азии и южного Казахстана. - М.: Наука, 1981. - 132 с.
118. Кругляков М.И., Кузин И.П., Кузнецов Е.В. и др. Результаты детальных геолого-геофизических и сейсмических исследований участка строительства Днестровской ГАЭС. Тезисы докл. и сообщ. VIII конф. изыскателей ин-та Гидропроект им. С.Я. Жука. - М.: Изд-во Гидропроекта, 1984. - С. 169-171.
119. Кругляков М.И., Владимиров В.Г., Харлов З.М. Оценка сейсмической опасности площадки Балибинской АЭС // Геол. и геофиз. 1981. - С. 84-90.
120. Кулиев Ф.Т. Шебалин Н.В. О возможности статической интерпретации балльности // Сильные землетрясения Средней Азии и Казахстана. Душанбе: Дониш, 1970. Вып. 1. - С. 94-119.
121. Лавров И.М., Савич А.И., Павлова И.Н. и др. Основные задачи сейсмологических исследований при проектировании высоких плотин // Труды Гидропроекта. 1971. № 21. - С. 15-28.
122. Ларинов А.К., Приклонский В.А., Аманьев В.П. Лессовые породы СССР и их строительные свойства. - М.: Госгеолтехиздат, 1959. - 368 с.
123. Леонов Н.Н., Сувилова А.В., Йрцева И.С. Методика определения расчетных сейсмических воздействий на площадки строительства АЭС // Труды Гидропроекта. 1983. Вып. 89. С. 30-39.
124. Литвинов И.И. Ускоренный способ глубинного уплотнения просадочных грунтов предварительным замачиванием и энергией взрыва // Закрепление и уплотнение грунтов в строительстве. Материалы 8-го Всесоюз. совещ. 8-11 апр. 1974 г. - Киев: Будевельник, 1974. - С. 18-25.
125. Ловля С.А., Коплан Б.Л., Цейтлин Л.И. и др. Взрывное дело. - М.: Недра, 1976. - 326 с.
126. Лыкошин А.Г., Нерсесов И.Л., Павлов В.Д. и др. Методы геолого-геофизических и инженерно-сейсмометрических исследований для обоснова-

- ния проектов больших плотин // Труды координационных совещаний по гидротехнике. 1974. Вып. 94. - С. 51-62.
127. Ляйтхер В.И., Капцан А.Д. Расчетные акселерограммы, отвечающие фиксированному спектру действия // Инженерные изыскания для гидроэлектростанций Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Гидропроект, 1985. - С.18-28. (Труды Гидропроекта; № 110).
128. Ляйтхер В.И., Фролова Н.И. Статистические свойства приведенных ускорений сильных землетрясений и прогноз сейсмических условий в сложных системах // Сейсмические воздействия на гидротехнические и энергетические сооружения. - М.: Наука, 1980. - С. 16-40.
129. Малевская О.Я. Инженерный анализ акселерограмм // Макросейсмические и инструментальные исследования сильных землетрясений. - М.: Наука, 1985. - С. 144-149 (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 26).
130. Медведев С.В. Сейсмическое микрорайонирование городов. - М.: Изд-во АН СССР, 1952. - С. 47-73.
131. Медведев С.В. Инженерная сейсмология. - М.: Госстройиздат, 1962. - 284 с.
132. Медведев С.В. Международная шкала сейсмической интенсивности // Сейсмическое районирование СССР. - М.: Наука, 1968. - С. 151-164.
133. Медведев С.В. Определение интенсивности землетрясений // Эпицентральная зона землетрясений. - М.: Наука, 1978. - С. 108-116. (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 19).
134. Медведев С.В., Ершов И.А., Попова Е.В. Проект шкалы для определения интенсивности землетрясения // Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. - М.: Наука, 1975. - С. 11-39.
135. Медведев С.В., Ляминина Г.А., Полова Е.В. Основы сейсмического микрорайонирования // Сейсмическое микрорайонирование. - Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1977. - С. 4-11.
136. Миндель И.Г. Методика сейсмоакустических исследований физико-механических свойств связанных и малосвязанных грунтов // Труды ПНИИС. 1975. Вып. 35. - С. 3-35.
137. Михайлова Н.Н. Прогноз сейсмических воздействий при учете местных условий: Автограф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. - Алма-Ата, 1983. - 20 с.
138. Мусаелян А.А. деформации лессовых грунтов при циклических нагрузках // Механика грунтов. Лессовые грунты Таджикистана. - Душанбе: Дониш, 1966. Вып. 1, № 14. - С. 143-154.
139. Мусаелян А.А. Некоторый опыт возведения и эксплуатации зданий и сооружений в Таджикской ССР // Гидрогеология и инженерная сейсмология. - Душанбе: Дониш, 1975. - С. 79-89.
140. Наазаров А.Г., Дарбинян С.С. Основы количественного определения интенсивности сильных землетрясений. - Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1974 - 286 с.
141. Наазаров Г.Н., Шамшиурин В.А. Использование инженерно-геологических характеристик при сейсмическом микрорайонировании // Сейсмическое микрорайонирование. - М.: Наука, 1977. - С. 137-143.
142. Напетваридзе Ш.Г. Некоторые задачи инженерной сейсмологии. - Тбилиси: Мецниереба, 1973. - 161 с.
143. Нагматулаев С.Х., Рулев Б.Г., Харин Д.А. Результаты испытания кон-

- структур различных типов сейсмозарывными волнами // Сейсмическое движение грунта. - М.: Наука, 1970. - С. 169-188 (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 13).
144. Нерсесов И.Л., Рауткян Т.Г., Халтурин В.И., Ризниченко Ю.В. Инструкция по динамическим измерениям на сейсмограммах // Вопр. инж. сейсмологии. - М.: Изд-во АН СССР, 1961. Вып. 5.-С. 146-167.
145. Никитин В.Н. Основы инженерной сейсмики. - М.: Изд-во МГУ, 1981. - 176 с.
146. Николаев А.В. Сейсмические свойства грунтов. - М.: Наука, 1968. - 184 с.
147. Ниязов Р.А. Оползни Таджикистана, их типы и причины образования // Современные физико-геологические и инженерно-геологические явления и процессы. - Ташкент: Фан, 1971. - С. 14-31.
148. Ньюмарк Н., Розенблют Э. Основы сейсмостойкого строительства. - М.: Стройиздат, 1980. - С. 61-99.
149. Павленов В.А. Некоторые характеристики сейсмических волн, генерируемых взрывами // Молодежь - пятилетка. Материалы II науч.-техн. конф. - Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд. 1976. - С. 30-34.
150. Павленов В.А., Павлов О.В. Амплитудно-частотный метод с использованием записей взрывов // Сейсмическое микрорайонирование в условиях вечной мерзлоты. - Новосибирск: Наука, 1975. - С. 59-69.
151. Павленов В.А., Павлов О.В. Зависимость основных характеристик сейсмических колебаний мерзлых грунтов от некоторых параметров взрывов // Сейсмическое микрорайонирование. - Иркутск. Вост. Сиб. кн. изд., 1977. - С. 91-101.
152. Павленов В.А., Чечельницкий В.В. Изучение сейсмических свойств грунтов под воздействием вибрационных нагрузок // Сейсмическое микрорайонирование. - М.: Наука, 1984. - С. 102-106.
153. Павлов В.Д. Динамика сейсмических колебаний на склонах ущелий // Экспериментальная сейсмология. - М.: Наука, 1971. - С. 118-125.
154. Павлов О.В., Буна В.И., Павленов В.А., Шерепов В.Г. Опыт применения взрывов при сейсмическом микрорайонировании на вечномерзлых грунтах // Бол. по инж. сейсмологии МССС АН СССР, Ереван. 1973. № 8. - С. 31-37.
155. Павлов О.В., Павленов В.А., Джурки В.И. Применение комплексных геофизических методов для оценки сейсмической опасности вечномерзлых грунтов // Инженерно-геологическая основа сейсмического микрорайонирования. - Ташкент: Фан, 1977. - С. 171-181.
156. Павлов О.В., Джурки В.И., Дренинов А.Ф., Потапов В.А. Сейсмическая опасность крупнообломочных грунтов // Геологические и сейсмологические условия района БАМ. - Новосибирск: Наука, 1978. - С. 162-171.
157. Павлов О.В., Джурки В.И., Павленов В.А., Басов А.Д. Исследование связей геофизических параметров грунтов с параметрами сейсмических колебаний // Сейсмическое микрорайонирование. - Кинешма: Штихица, 1979. - С. 89-97.
158. Павлов О.В., Джурки В.И., Потапов В.А. и др. Геофизические методы в сейсмическом микрорайонировании // Сейсмические свойства скальных грунтов. - М.: Наука, 1985. - С. 5-20.
159. Пирузян С.А. Метод уточнения исходной сейсмической бедливости для целей микросейсморайонирования и детального сейсморайонирования //

- Материалы конференции молодых ученых Армении. - Ереван: Дело, 1967.
160. Пирязян С.А., Бабаджанян А.Г., Донабедов А.Т., Оганесян Л.Б. Блоковые строения территории Армянской АССР и сопредельных районов в связи с сейсмическим районированием // Изв. АН Арм. ССР. Наука о Земле. 1978. № 6. - С. 69-78.
161. Пирязян С.А., Шахсеварян Л.В. Методика исследования древних сооружений для оценки сейсмической опасности территории строительства промышленно-энергетических объектов // Строительство в особых условиях. - М.: ВНИИС. 1982. - С. 30-33. (Сейсмостойкое стр-во. Сер. 14; Вып. 3.)
162. Попова Е.В. Остаточные сейсмодеформации в грунтах и возможность их прогнозирования // Сейсмическое микрорайонирование. - М.: Наука, 1977. - С. 114-121.
163. Попова Е.В. Осадка сухих песков при землетрясениях // Сейсмическое микрорайонирование. - М.: Наука, 1984. - С. 205-214.
164. Попова Е.И. Сейсмогравитационные смещения грунтов // Прогноз сейсмических воздействий. - М.: Наука, 1984. - С. 153-162. (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 25).
165. Попова Е.В., Соколова Е.Л. Прогнозирование разжижения песчаных грунтов при сильных землетрясениях // Эффект сильных землетрясений. - М.: Наука, 1982. - С. 97-111. (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 22).
166. Постнов В.А. Численные методы расчета судовых конструкций. - Л.: Судостроение, 1977. - 123 с.
167. Пучков С.В. О направлениях исследований по инструментальному микрорайонированию // Сейсмические исследования для строительства. - М.: Наука, 1971. - С. 214-219. (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 14).
168. Рабинер Л., Гоулд В. Теория и применение цифровой обработки сигналов. - М.: Мир, 1978. - 848 с.
169. Ратникова Л.И. Методы расчета сейсмических волн в тонкослоистых средах. - М.: Мир, 1973. - 124 с.
170. Ратникова Л.И., Левшин А.Л. Расчет спектральных характеристик тонкослоистых сред // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1967. № 2. - С. 41-53.
171. Ратникова Л.И., Сакс М.В. Влияние скоростных и диссипативных параметров на резонансные свойства грунтов // Колебания грунта и сейсмический эффект при землетрясениях. М.: Наука, 1982. - С. 19-29. (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 23).
172. Ратникова Л.А., Штейнберг В.В., Шебалин Н.В. и др. Оценка сейсмической опасности района строительства электростанции // Инженерно-сейсмические проблемы. - М.: Наука, 1976. - С. 41-61. (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 18).
173. Ратникова Л.И., Штейнберг В.В., Бунэ В.И. Особенности колебаний слоистой толщи идеально упругого грунта // Осаговые зоны и колебания грунта. - М.: Наука, 1981. - С. 69-78. (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 21).
174. Рекомендации по сейсмическому микрорайонированию (РСМ-73) // Влияние грунтов на интенсивность сейсмических колебаний. - М.: Наука, 1973. - С. 3-34. (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 15.).
175. Рекомендации по сейсмическому микрорайонированию. - М.: Стройиздат, 1974. - 65 с.

176. Рекомендации по изучению разрывных и складчатых тектонических структур для сейсмического микрорайонирования. - М.: ЦНИИС, 1980. - 32 с.
177. Рекомендации по сейсмическому микрорайонированию при инженерных изысканиях для строительства. - М.: Госстрой СССР, 1985. - 72 с.
178. Рязанченко Ю.В. О расхождении и поглощении сейсмических волн // Труды Геофиз. ин-та АН СССР. 1956. № 35 (162). - С. 9-41.
179. Рыкунов Л.Н., Хаврошкин О.В., Чиплакова В.В. Модуляция высокочастотных микросейсм // Докл. АН СССР. 1976. Т. 238. № 2. - С. 303-306.
180. Саваренский Е.Ф. Сейсмические волны. - М.: Наука, 1972. - 293 с.
181. Савич А.И., Бугаев Е.Г., Кузин И.П. и др. Особенности сейсмического микрорайонирования участков строительства гидротехнических сооружений // Сейсмическое микрорайонирование в инженерных изысканиях для строительства. - М.: Наука, 1979. - С. 23-24.
182. Савич А.И., Колтев В.И., Замакаев А.М. Основные закономерности распределения поля естественных напряжений в массиве пород на участке плотины Ингур ГЭС по данным сейсмоакустических измерений // Геологогеофизические исследования в районе Ингурской ГЭС. - Тбилиси: Менцинереба, 1981. - С. 93-107.
183. Савич А.И., Колтев В.И., Никитин В.Н., Ищенко Э.Г. Сейсмоакустические методы изучения массивов скальных пород. - М.: Недра, 1969. - 239 с.
184. Савич А.И., Кузин И.П., Леонов Н.Н. и др. Сейсмотектоника и вопросы опасности при гидротехническом строительстве // Труды междунар. симпозиума "Проблемы инженерной геологии в гидротехническом строительстве". - Тбилиси: Менцинереба, 1979. Т. 1. - С. 80-87.
185. Савич А.И., Ищенко Э.Г. Исследование упругих и деформационных свойств горных пород сейсмоакустическими методами. - М.: Недра, 1979. - 214 с.
186. Салганик М.П. Случайный процесс для моделирования акселерограмм // Изв. АН СССР. Физика Земли 1984. № 8. - С. 78-85.
187. Салганик М.П. О моделировании сейсмических воздействий на строительные сооружения // Сильные землетрясения и сейсмические воздействия - М.: Наука, 1987. - С. 157-173. (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 28).
188. Салганик М.П., Громов М.Е., Штейнберг В.В. Синтезированные акселерограммы для имитации сейсмических воздействий интенсивностью 7, 8 и 9 баллов // Там же. - С. 174-184.
189. Савиц В.С., Богуславский Ф.И., Ганебная А.Ф., Усманова М.Ш. Влияние грунтовых условий на сейсмическую интенсивность Карпатского землетрясения (4.03.77 г.) на территории Молдавии // Опыт сейсмического микрорайонирования в Молдавии. - Кишинев: Штиинца, 1983. - С. 3-34.
190. Сейсмическое микрорайонирование в условиях вечной мерзлоты. - Новосибирск: Наука, 1975. - 67 с.
191. Сейсмическое микрорайонирование /Под ред. О.В.Павлова, В.А. Рогожиной. - М.: Наука, 1984. - 236 с.
192. Сейсмическое районирование территории СССР. - М.: Наука, 1980. - 307 с.
193. Сейсмомаркетка. Справочник геофизика. М.: Недра, 1981. 460 с.
194. Синяев А.Я. О сейсмическом воздействии взрывных нагрузок с учетом неупругих деформаций грунтов // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. - Новосибирск: Наука, 1982. № 6. - С. 71-78.

195. Синиев А.Я., Пимановский В.А. Методика и результаты измерения динамических напряжений и деформаций в грунте // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. № 6. С. 43-48.
196. Скворцов А.И. Измерение колебаний грунтов при взрывах для микрорайонирования // Сейсмическое микрорайонирование. - М.: Наука, 1977. - С. 80-85.
197. Скорик Л.А. Учет локальных флюктуаций в поле высокочастотных микроСейсм // Инженерно-сейсмические проблемы. - М., 1975. - С. 69-74. (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 18).
198. Слабые землетрясения. - М.: Иностр. лит. 1961. - 300 с.
199. Солоненко В.П. О неравномерности распределения интенсивности сотрясений на поверхности Земли при землетрясениях // Геология и геофизика. 1960. № 3. - С. 122-125.
200. Солоненко В.П. Сейсмогенное разрушение горных склонов // Докл. сов. геологов на XXIV сессии Междунар. геол. конгр. Гидрогеология и инж. геология. - М.: Наука, 1972. - С. 142-153.
201. Солоненко В.П. Шкала балльности по сейсмодислокациям// Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. - М.: Наука, 1975. - С. 121-132.
202. Солоненко В.П. Оползни и обвалы в сейсмических зонах и их прогноз // Докл. сов. геологов. на XXV Междунар. геол. конгр. Геология четверт. периода. Инж. геология - М.: Наука, 1976. - С. 172-181.
203. Солоненко В.П. Сейсмовозбудженные обвалы и земляные лавины // Геологические закономерности и взаимообусловленность развития оползней. - М.: Изд-во МГУ, 1976. Вып. II. - С. 4-18.
204. Солоненко В.П. Методика детального сейсмического районирования (сейсмогеологическое обоснование) // Детальное сейсмическое районирование. - М.: Наука, 1980. - С. 54-62.
205. Солоненко В.П. Сейсмогеологические проблемы сейсмического микрорайонирования // Сейсмическое микрорайонирование. - Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1977. - С. 11-32.
206. Строительство нормы и правила (СНиП 2.02.01-83): Основания зданий и сооружений. - М.: Стройиздат, 1985. - 40 с.
207. Строительные нормы и правила (СНиП II-60-75): Планировка и застройка городов, поселков и сельских населенных пунктов. - М.: Стройиздат, 1985. - 67 с.
208. Строительные нормы и правила: Строительство в сейсмических районах (СНиП II-7-81) - М.: Стройиздат, 1982. - 49 с.
209. Сувилова А.В., Леонов Н.Н., Сабельников А.В. и др. Количественная оценка параметров сейсмического воздействия при сейсмическом микрорайонировании для ответственных энергетических объектов // Сейсмическое микрорайонирование для ответственных энергетических объектов (Сейсмическое микрорайонирование в инженерных изысканиях для строительства). - М.: Наука, 1979. - С. 43-46.
210. Сувилова А.В. Способы моделирования расчетных сейсмических воздействий для крупных энергетических объектов // Гидротехническое строительство. - М.: Энергоиздат, 1982. № 6. - С. 59-72.
211. Сувилова А.В., Ященко Э.Н., Савич А.И., Кузин И.П.. Основные принципы

- ны детального сейсмического районирования для ГЭС и АЭС. - Там же. С. 31-37.
212. Тектонические разрывы на участках сейсмического микрорайонирования. - М.: Наука, 1982. - 136 с.
213. Тимошенко С.П., Гудвер Дж. Теория упругости. - М.: Наука, 1979. - 560 с.
214. Указания по зондированию грунтов для строительства (СН-448-72). - М.: Стройиздат, 1973. - 48 с.
215. Федоренко А.Н. Тектонические и сейсмические явления и их значение в формировании катастрофических обвалов. - М.: Изд-во МГУ, 1968. - 252 с.
216. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. - М.: Недра, 1976. - 530 с.
217. Фролова Н.И. Вероятностное задание параметров колебаний грунта при сильных землетрясениях: Автореф.: дис. ... канд. физ.-мат. наук. - М., 1983. - 179 с.
218. Хани В.Е. Общая геотектоника. - М.: Недра, 1973. - 512 с.
219. Хесин Г.Л., Попов А.И., Долбина В.И. и др. Исследование напряжений в контрфорсовых плитинах от действия сейсмической нагрузки методом фотопротяжности // Гидротехн. стр-во. 1971. № 3. - С. 26-28.
220. Чернов В.К., Соколов В.Ю. Некоторые соотношения между параметрами колебаний грунта и макросейсмической интенсивностью землетрясений // Оценка сейсмической опасности. - М.: Наука, 1983. - С. 96-107. (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 24).
221. Шарапов В.Г., Ратникова Л.И., Бунэ В.И. Об определении амплитудно-частотного состава колебаний грунтов при расчетном землетрясении // Эффект сильных землетрясений. - М.: Наука, 1982. - С. 45-51. (Вопр. инж. сейсмологии).
222. Шварц Г. Выборочный метод. - М.: Статистика, 1978. - 213 с.
223. Шебалин Н.В. Методы использования инженерно-сейсмологических данных районирования // Сейсмическое районирование СССР. - М.: Наука, 1968. - С. 95-112.
224. Шебалин Н.В. К статистическому определению интенсивности землетрясений // Труды XI Ген. ассамблеи ЕСК. - М.: Геофиз. ком. АН СССР, 1970. - С. 71-81.
225. Шебалин Н.В. О макросейсмической основе сейсмического микрорайонирования // Сейсмическое движение грунта. - М.: Наука, 1970. - С. 188-198. (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 13).
226. Шебалин Н.В. Землетрясение в Баня-Дуке (Югославия) и проблемы Оперативной службы сильных землетрясений // Геофиз. бюл. 1973. № 26. - С. 20-31.
227. Шебалин Н.В., Крестников В.И., Руставович Д.И. и др. Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 г. // Землетрясения в СССР в 1970 г. - М.: Наука, 1973. - С. 28-49.
228. Штейнберг В.В. О параметрах очагов и сейсмическом эффекте землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. № 6. - С. 18-31.
229. Штейнберг В.В. О поведении рыхлых грунтов при сильных землетрясениях // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. № 2. - С. 350-354.
230. Штейнберг В.В. Колебания поверхности Земли вблизи очагов сильных зем-

- зетрясений: Автореф. дис. ... докт. физ.-мат. наук. - М., 1985. - 32 с.
231. Штейнберг В.В., Князькин В.А. Частотные особенности колебаний межгорных долин при землетрясениях // Оценка сейсмической опасности. - М.: Наука, 1983. - С. 52-61 (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 24).
232. Aki K., Larner K.L. Surface motion of a layered medium having an irregular interface due to incident plane SH waves // J. Geophys. Res. 1970. Vol. 75, N 4. P. 933-954.
233. Anderson J., Trifunac M. On uniform risk functional which describe strong earthquake ground motion: definition, numeral estimation and an application to the Fourier amplitude of acceleration: Report II CE 77-02. Los Angeles: Univ. South Cal., 1977. 176 p.
234. Aptikaev F.F. On the correlation of MM intensity with parameters of ground shaking // Proc. VII Europ. Conf. Earthquake Eng., Greece. Athens, 1982. Vol. 2. P. 95-102.
235. Bard P.I., Bouchon M. The seismic response of sedimentfilled valleys. Pt 1. The case of incident SH waves // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1980. Vol. 70, N 4. P. 1283-1286.
236. Bard P.I., Bouchon M. The seismic response of sedimentfilled valleys. Pt 2. The case of incident P and SV waves // Ibid. P. 1921-1941.
237. Bolt B. Duration of strong ground motion // Proc. V World. Conf. Earthquake Eng. Rome, 1973. Vol. 1. P. 94-102.
238. Boore D.M., Larner K.L., Aki K. Comparison of two independent methods for the solution of wave scattering problems/response of a sedimentary basin to incident SH waves // J. Geophys. Res. 1971. Vol. 76, N 2. P. 558-569.
239. Campbell K. Near source attenuation of peak horizontal acceleration // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1981. Vol. 71, N 6. P. 2039-2070.
240. Dezfulian H., Seed H. Seismic response of soil deposits underlain by sloping boundaries // J. Soil. Mech. and Found. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng. 1970. NSM 6. P. 1893-1916.
241. Capon G. Short-period signal processing results for the large aperture seismic array // Geophysics. 1968. Vol. 33, N 3. P. 452-473.
242. Chopra A., Lopez O. Evaluation of simulated ground motions for predicting elastic response of long period structures and inelastic response of structures // Earthquake Eng. Struct. Dyn. 1979. Vol. 7, N 4. P. 383-403.
243. Esteve L., Rosenblueth E. Esperctred de temblores a distancias moderadas y grandes // Soc. Mexic. eng. seismol. boll. 1964. Vol. 2. P. 1-18.
244. Flinn E.A. Some new procedures for processing seismic records // Geophys. J. 1966. Vol. 11, N 1-2. P. 266.
245. Finn W.D.L., Byrne P.M. Estimating settlements in dry sands during earthquakes // Canad. Geotechn. J. B. 1976. Vol. 13, N 4. P. 355-363.
246. Gutenberg B. Effects of ground on earthquake motion // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1957. Vol. 47, N 3. P. 221-250.
247. Haskell N.A. Crustal reflection of plane waves on multilayered media // J. Geophys. Res. 1962. Vol. 67, N 1. P. 187-211.

248. Iwasaki T., Katayama T., Kawashima K., Saeki M. Statistical analysis of strong motion acceleration records obtained in Japan // Proc. VII Europ. Conf. Earthquake Eng., Greece. Athens, 1982. P. 705-716. Preprint.
249. Ize J., England R., Sabina F.J. Theoretical and numerical study of diffraction of waves by inhomogeneous obstacles // Comun. teon. Ser. Naranja-Invest. Mexico, 1981. N 291. P. 217-241.
250. Johnson J. Spectral characteristics of near source strong ground motion // Proc. VII World Conf. Earthquake Eng., Turkey. Istanbul, 1980. Vol. 2. P. 131-137.
251. Joyner W., Boore D. Peak horizontal acceleration and velocity from strong ground motion records including records from the I-7 Imperial Valley California earthquake // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1981. Vol. 71, N 6. P. 2011-2038.
252. Keefer R. Landslides caused by earthquakes // Bull. Geol. Soc. Amer. 1984. Vol. 95, N 4. P. 628-639.
253. King J., Tucker B. Observed variations of earthquake motion across a sediment filled valley // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1984. Vol. 74, N 1. P. 137-151.
254. Kuribayashi E., Tatsuoka F. Brief review of liquefaction during earthquakes in Japan // Soils and Found. 1975. Vol. 15, N 4. P. 81-92.
255. Kuribayashi E., Tatsuoka F., Yoshida S. Liquefaction history in Japan during the last century // Bull. Publ. Works Res. Inst. 1974. N 30. P. 17-45.
256. Liu Ying. Methods for the prediction of sand liquefaction // Proc. VII World Conf. Earthquake Eng., Turkey. Istanbul, 1980. Vol. 3. P. 105-112.
257. 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.
258. Midorikawa S. The correlation of the Japan meteorological agency intensity scale with physical parameters of strong ground motions // Proc. VII Europ. Conf. Earthquake Eng., Greece. Athens, 1982. Vol. 2. P. 103-110.
259. Murphy J., O'Brien L. Analysis of a world-wide strong motion data sample of develop and improved correlation between peak acceleration, seismic intensity and other physical parameters // Techn. Rep. US Nucl. Regul. Comm. 1978. P. 1-73.
260. Ricker N. The computation of output disturbances from amplifiers for true wavelet inputs // Geophysics. 1945. Vol. 10. N 3. P. 207-220.
261. Sanches-Sesma J., Esquivel J.A. Ground motion on alluvial valleys under incident plane SH waves // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1979. Vol. 69, N 3. P. 1107-1120.
262. 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. 391-397.
263. Seed H., Ugas C., Lysmer J. Site dependent spectra for earthquake

- resistant design // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1976. Vol. 66, N 1. P. 221-243.
264. Smith W.D. The application of finite element analysis to body wave propagation problems // Geophys. J. Astron. Soc. 1975. Vol. 42, N 4. P. 747-768.
265. Solonenko V.P. Prediction of seismically dangerous zones of Dams and Reservoirs from engineering-seismological data // Bull. Intern. Assoc. Eng. Geol. 1979. N 20. P. 106-109.
266. Stokol K.H., Chen A.T.P. Effects on site response of methods of estimating in situ nonlinear soil behavior // Proc. VII World Conf. Earthquake Eng. Turkey. Istanbul, 1980. Vol. 3. P. 447-469.
267. Tanimoto K., Noda T. Prediction of liquefaction occurrence of sandy deposits during earthquakes by a statistical method // Proc. Soc. Civ. Eng. 1976. N 256. P. 79-89.
268. Tezcan S., Seed H.B., Silver M.L. Resonant period effects in the Gediz Turkey earthquake of 1970 // Earth Eng. and Struct. Dyn. 1977. Vol. 5, N 1. P. 157-179.
269. Thompson W.T. Transmission of elastic waves through a stratified solid medium // J. Appl. Phys. 1950. Vol. 21. N 89. P. 712-733.
270. Trifunac M.D. Surface motion of semi-cylindrical alluvial valley for incident plane SH waves // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1971. Vol. 61, N 6. P. 1755-1770.
271. Trifunac M., Brady A. A study of the duration of strong earthquake ground motion // Ibid. 1975. Vol. 65, N 3. P. 581-626.
272. Vanemarke E., Lei Sh. Strong motion duration and RMS amplitude of earthquake records // Ibid. 1980. Vol. 70, N 4. P. 1293-1307.
273. Wong T.L., Trifunac M.D. Surface motion of a semi-elliptical alluvial for incident plane SH waves // Ibid. 1974. Vol. 64, N 6. P. 1389-1408.
274. Yegian M.K., Whitman R.V. Risk analysis for ground failure by liquefaction // J. Geotechn. Eng. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng. 1978. Vol. 103. N GT7. P. 921-937.
275. Yoshimi Y., Tohmo J., Tokamatsu K. Send liquefaction and related damage // Engineering seismology. Tokyo: Inst. Techn., 1982. P.175-181.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ (Е.В. Попова, В.А. Потапов)	3
ВВЕДЕНИЕ (Ф.Ф. Алтикаев, Ю.И. Баулин, Ю.И. Васильев, В.В. Севостьянов, С.А. Федоров)	5
Г л а в а 1. КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ХОЛЕБАНИЙ ГРУНТОВ ПРИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ (В.В. Штейнберг)	12
1.1. Параметризация сейсмических воздействий	12
1.2. Параметры сейсмических воздействий и балльность	14
1.3. Параметры сейсмических воздействий, магнитуды и расстояния	17
1.4. Влияние грунтовых условий на параметры воздействий	25
1.5. Методы расчета акселерограмм для инженерных целей	29
Г л а в а 2. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ СМР (А. Джураев, И.А. Ермов, Е.В. Попова, Н.В. Шебалин)	35
Г л а в а 3. ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ СМР (В.В. Севостьянов)	41
Г л а в а 4. ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ МЕТОДЫ СМР	45
4.1. Физические основы сейсмического микрорайонирования (Ф.И.Иванов, В.А.Потапов)	45
4.2. Оценка приращений балльности по записям близких слабых землетрясений (В.Г. Гильер, А.Ф. Дренков, Ф.И. Иванов, Н.Н. Дренкова, Л.А. Коган, С.А. Федоров)	50
4.3. Метод сейсмических жесткостей (В.И. Джурин, И.Г. Миндель, Е.М. Болгуолаевский, З.М. Эсепов, С.А. Абдурахманов, Р.А. Тиллябасов, А.Т. Турдуков)	70
4.4. Метод использования микросеймом (Г.Н. Бугаевский, И.А. Ермов, В.А. Павлецов, А.М. Склир, Е.Н. Черных, В.Н. Табулевич, В.В. Чечельницкий)	80

4.5. Метод использования взрывов (В.А. Навленов, В.Г. Алмаз)	86
4.6. Вспомогательные методы (В.А. Потапов, В.И. Джурик, А.И. Седых, Д. Гарагозов, З.И. Эсенов, В.И. Шмидт)	94
Г л а в а 5. РАСЧЕТНЫЕ МЕТОДЫ СМР	106
5.1. Метод расчета колебаний многослойных сред с плоскопараллельными горизонтальными границами раздела (М.В. Сако, В.В. Штейнберг)	108
5.2. Метод расчета сейсмической реакцией осадочного бассейна с полуволновой границей раздела (Л.Ю. Ерохин, В.В. Штейнберг)	117
5.3. Метод конечных элементов для расчета колеба- ний сред с произвольными границами раздела (Т.И. Гогелия)	125
Г л а в а 6. ОЦЕНКА ПРОЧНОСТНЫХ СВОЙСТВ ГРУНТОВ И ПРОГНОЗ СЕЙСМОДЕФОРМАЦИИ	130
6.1. Прогнозирование сейсмодеформаций грунтов, макросейсмика (Е.В.Попова, В.В.Севостьянов) .	131
6.2. Изучение нелинейных характеристик и прочностных свойств мягкого грунта в условиях его естест- венного залегания с целью решения задач инже- нерной сейсмологии (Ю.И.Васильев)	138
6.3. Оценка поглощающих свойств среды, изучение откольных явлений при сильных динамических воздействиях (Н.Ж.Жубаев, А.Я.Синяев, Л.К.Горбачева, А.М.Зусьман, А.Л.Кальц, А.С.Степаненко)	147
Г л а в а 7. Сейсмическое микрорайонирование в особых условиях...	151
7.1. Особенности СМР на просадочных грунтах (Л.А. Коган, В.В. Севостьянов)	151
7.2. Влияние сложного рельефа на проявление ин- тенсивности сейсмического воздействия при СМР (Е.Г. Бугаев, С.С. Карапетян, С.А. Пи- рузян, С.С. Симонян, З.И. Эсенов, Д. Гара- гозов)	154
7.3. СМР территорий, пересеченных тектоническими разрывами (С.А. Несмеянов, А.С. Алемян, И.И. Берхатов, В.Г. Бовенко, В.В. Севостья- нов, Г.А. Шмидт)	160
Г л а в а 8. ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ. ПРОГНОЗ СКОРОСТЕЙ Р И S-ВОЛН ПРИ ИЗМЕНЕНИИ СОСТОЯНИЯ ГРУНТОВ	168

8.1. Оценка сейсмичности строительных площадок на вечномерзлых грунтах (В.И. Джурик, Т.Л. Одегова).....	168
8.2. Прогноз упругих параметров при изменении состояния мерзлых грунтов (В.И. Джурик)	170
Г л а з а 9. СМР ОСОБО ВАЛЫХ И СПЕЦИАЛЬНЫХ ОБЪЕКТОВ	184
9.1. Задачи СМР при гидротехническом строительстве (А.И. Савич, А.Д. Капцан, Н.И. Калинин, М.И. Кругляков, И.П. Кузин, А.Д. Михайлов, А.В. Сувилова, Э.М. Харлов, И.С. Ярцева) ...	184
9.2. Специфические особенности СМР площадок АЭС (А.И. Савич, А.Д. Капцан, Н.И. Калинин, М.И. Кругляков, И.П. Кузин, А.Д. Михайлов, А.В. Сувилова, Э.М. Харлов, И.С. Ярцева) ...	190
9.3. Оценка сейсмической опасности тоннелей (В.И. Джурик, В.А. Павленов)	195
Г л а з а 10. РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ ПО СМР (В.В. Севостьянов, С.А. Федоров, Ю.И. Баулин, Г.А. Шмидт, Н.И. Фролова) ..	198
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (В.А. Потапов)	201
ЛИТЕРАТУРА	203

CONTENTS

FOREWORD (E.V. Popova, V.A. Potapov).....	3
INTRODUCTION (F.P. Aptikajev, Yu.I. Baulin, Yu.I. Vasiliev, V.V. Sevostjanov, S.A. Fedorov)	5
Chapter 1. QUANTITATIVE CHARACTERISTICS OF STRONG GROUND MOTIONS (V.V. Shtensteinberg)	12
1.1. Parametrization of seismic ground motions	12
1.2. Seismic ground motions parameters and intensity	14
1.3. Parameters of seismic ground motions, magnitudes and distances	17
1.4. Ground motions parameters and ground conditions	45
1.5. Accelerograms calculation methods for engineering purposes	49
Chapter 2. USING OF MACROSEISMIC DATA FOR SEISMIC MICRO-ZONING (A. Dzhuraev, I.A. Ershov, E.V. Popova, N.V. Shebalin)	35

Ch a p t e r 3. ENGINEERING-GEOLOGIC INVESTIGATIONS FOR SEISMIC MICROZONING (V.V. Sevostjanov)	41
Ch a p t e r 4. INSTRUMENTAL METHODS OF SEISMIC MICROZONATION... 45	
4.1. Physical bases of seismic microzonation	45
4.2. Estimation of intensity increments by records of near small earthquakes (V.G. Gil-ler, A.F. Drennov, F.I. Ivanov, N.N. Drennova, L.A. Kogan, S.A. Fedorov)	50
4.3. Seismic hardness methods (V.I. Dzhuric, I.G. Mindel, E.M. Boguslavskiy, E.M. Ehsenov, S.A. Abdurakhmanov, R.A. Tilljabaev, A.T. Turdukulov)	70
4.4. Microtremor method (G.N. Bugaevskiy, I.A. Ershov, V.A. Pavlenov, A.M. Skljar, E.N. Chernykh, V.N. Tabulevich, V.V. Chechel-nitskiy)	80
4.5. Explosion method (V.A. Pavlenov, V.G. Alkaz)	86
4.6. Auxiliary methods (V.A. Potapov, V.I. Dzhuric, A.I. Sedykh, D.Garagzov, E.M. Ehsenov, V.I. Yushkin)	94
Ch a p t e r 5. CALCULATION METHODS OF SEISMIC MICROZONING ... 106	
5.1. Calculation method of multilayered media with plane-parallel horizontal boundaries oscillation (M.V. Saks, V.V. Shtenberg)....	108
5.2. Calculation method of sedimentary basin with semi-elliptical boundary seismic response (L.Yu. Erkhanin, V.V. Shtenberg)	117
5.3. Finite element calculation method of media with arbitrary boundaries oscillations (T.I. Gogelia)	125
Ch a p t e r 6. ESTIMATING OF RIGIDITY GROUND CHARACTERISTICS AND PREDICTION OF GROUND SEISMIC DEFORMATIONS 130	
6.1. Seismodeformation prediction (macroseis-mis) (E.V. Popova, V.V. Sevostjanov)	131
6.2. Nonlinear and rigidity characteristics of natural lying soft grounds for engineering purposes solving (Yu.I. Vasiliev)	138
6.3. Absorbing medium properties estimation, splitting phenomena of strong ground motions investigations (N.Zh. Zhubaev, A.Ja. Sinjaev, L.K. Gorbacheva, A.M. Zusman, A.L. Calc, A.S. Stepanenko)	147

Ch a p t e r 7. SEISMIC MICROZONING FOR SPECIAL CONDITIONS ...	151
7.1. Peculiarities of seismic microzoning on volume shrinkable grounds (L.A.Kogan, V.V.Sevostjanov)	151
7.2. Complex relief influence on manifestation of strong ground motions (E.G.Bugaev, S.S.Karapetjan, S.A.Piruzjan, S.S.Simon- jan, E.M.Ehsenov, D.Garagozov)	154
7.3. Seismic microzoning of territories crossed tectonic faults (S.A.Nesmejanov, A.S.Ale- shin, I.I.Barkhatov, V.G.Bovenko, V.V.Se- vostjanov, G.A.Schmidt)	160
Ch a p t e r 8. SEISMIC DANGER OF FROZEN GROUNDS ESTIMATION AND PREDICTION OF P,S-WAVE VELOCITIES BY CHANGE OF FROZEN GROUNDS CONDITIONS	168
8.1. Estimation of construction site on frozen grounds seismicity (V.I.Dzhuric, T.L.Ode- gova)	168
8.2. Elastic parameters on change of frozen grounds conditions prediction (V.I.Dzhu- ric)	170
Ch a p t e r 9. SEISMIC MICROZONING OF ESPECIALLY IMPORTANT AND SPECIAL UNITS	184
9.1. Seismic microzoning problems on hydrotech- nical construction (A.I.Savich, A.D.Kapt- san, N.I.Kalinin, M.I.Krugljakov, I.P.Kuzin, A.D.Michajlov, A.V.Suvilova, E.M.Kharlov, I.S.Jartseva)	184
9.2. Specific features of nuclear atomic stations sites seismic microzoning (A.I.Savich, A.D.Kaptsan, N.I.Kalinin, M.I.Krugljakov, I.P.Kuzin, A.D.Michajlov, A.V.Suvilova, E.M.Kharlov, I.S.Jart- seva)	190
9.3. Tunnels seismic danger estimation (V.I.Dzhuric, V.A.Pavlenov)	195
Ch a p t e r 10. THE RESULTS OF SEISMIC MICROZONING WORKS (V.V.Sevostjanov, S.A.Fedorov, Ju.I.Baulin, G.A.Schmidt, N.I.Frolova).....	198
CONCLUZION (V.A.Potapov)	201
BIBLIOGRAPHY	203

Научное издание

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ГРУНТОВЫХ УСЛОВИЙ
НА СЕЙСМИЧЕСКУЮ АКТИВНОСТЬ

Методическое руководство
по сейсмическому микрорайонированию

Утверждено к печати Межведомственным советом
по сейсмологии и сейсмостойкому строительству
при Президиуме АН СССР

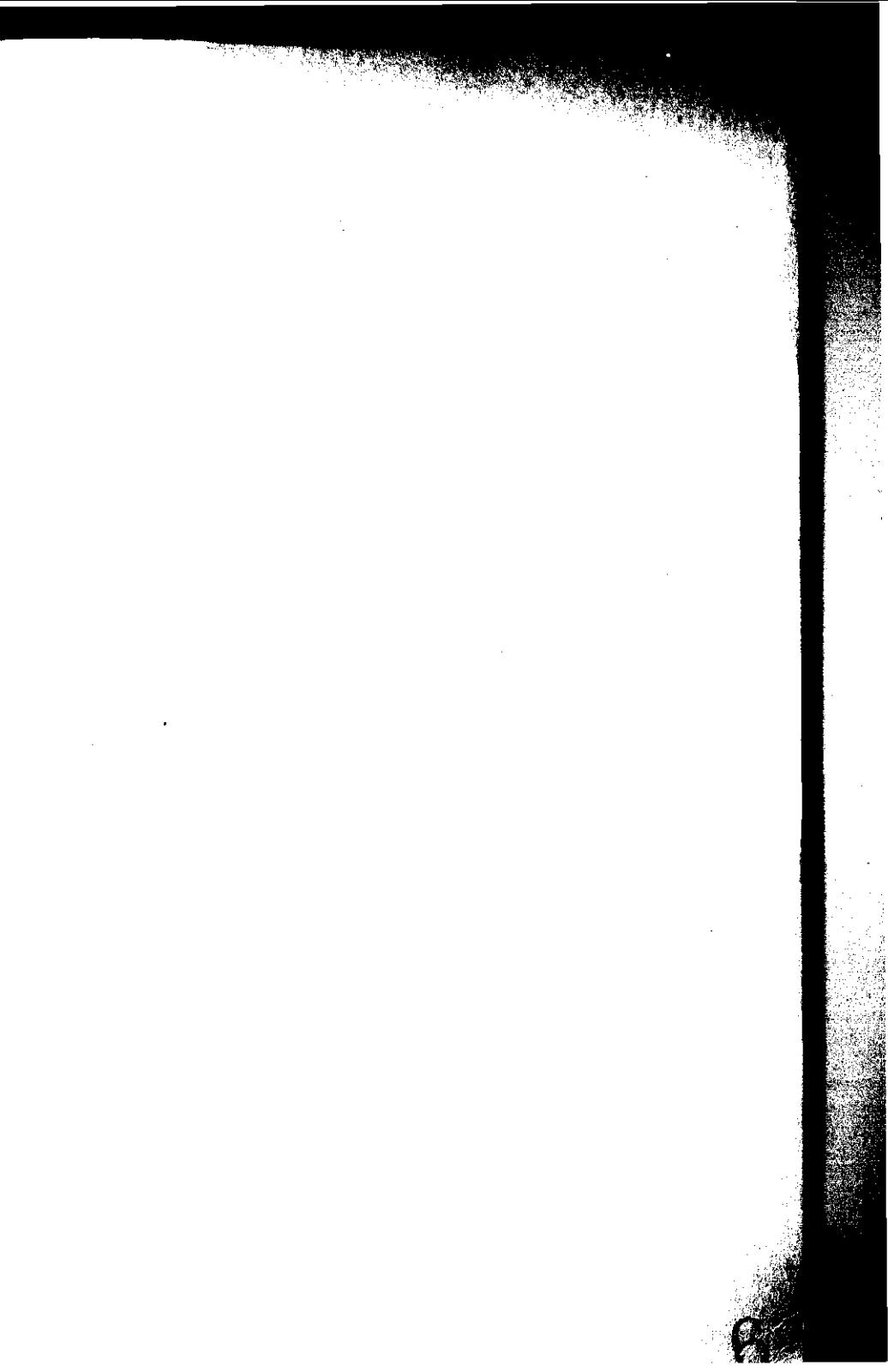
Редактор Л.Ф.Данкова. Художник А.П.Дегтярев
Художественный редактор Н.Н.Власик
Технический редактор Г.И.Астахова
Корректор И.Г.Мартынова

ИЕ № 37081

Подписано к печати 17.II.88.Т-20743. Формат 60x90¹/16
Бумага офсетная № I. Печать офсетная
Усл.печ.л. 14,0. Усл.кр.-отт. 14,4. Уч.-изд.л. 15,8
Тираж 600 экз. Тип.зак. 672-С. Цена 3р.20к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Типография МО



3 p. 20 K.