

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ ИМ. П.П. ШИРШОВА
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи



Крылов Артём Александрович

ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ НА ШЕЛЬФЕ

Специальность: 25.00.10 Геофизика, геофизические методы
поисков полезных ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:
Член-корреспондент РАН, д-р физ.-мат. наук, Лобковский Л.И.

Москва – 2016

Оглавление

Введение	5
Глава 1. Методология оценки сейсмических воздействий для площадок строительства	18
1.1. Нормативные документы	18
1.2. Структура оценки сейсмических воздействий	21
1.3. Особенности оценки сейсмических воздействий в условиях шельфа	24
1.4. Инструментальные исследования	28
1.4.1. Инструментальные исследования при проведении уточнения сейсмической опасности и сейсмического микрорайонирования	28
1.4.2. Морские шумы.....	30
1.4.3. Аппаратура.....	32
1.4.4. Система геодинамического мониторинга	34
1.4.5. Обработка сейсмограмм, ручное и автоматическое выделение вступлений сейсмических волн на записях	35
1.5. Расчетные методы	38
1.5.1. Детерминистский и вероятностный подходы. Деагрегация результатов анализа.....	38
1.5.2. Расчет искусственных акселерограмм.....	39
1.5.3. Метод сейсмических жесткостей.....	41
1.5.4. Численное моделирование отклика грунта на сейсмические воздействия	42
1.6. Выводы к главе 1	44
Глава 2. Развитие методов обработки и результаты инструментальных наблюдений с донными сейсмографами на шельфе	45
2.1. Автоматическое детектирование землетрясений на записях локальной сети донных сейсмографов	46
2.2. Апробация алгоритма автоматической обработки записей	54
2.3. Определение основных параметров землетрясений по записям локальной сети донных сейсмографов	58

2.4. Некоторые результаты инструментальных наблюдений на шельфе Черного, Каспийского, Балтийского морей, а также в районе Центральных Курил	60
2.5. Определение приращения балльности с использованием записей локальной сети донных сейсмографов.....	65
2.6. Оценки скорости распространения поперечных сейсмических волн в грунтовой толще на шельфе <i>in situ</i>	66
2.7. Выводы к главе 2	69
Глава 3. Развитие расчетных методов оценки сейсмических воздействий для площадок на шельфе	70
3.1. Традиционная вероятностная оценка сейсмических воздействий на примере Северного Каспия и ее недостатки.....	71
3.1.1. Вероятностный анализ сейсмической опасности	71
3.1.2. Деагрегация	73
3.1.3. Расчет искусственных акселерограмм без использования реальных записей	74
3.1.4. Результаты расчетов для Северного Каспия	76
3.2. Синтез акселерограмм методом эмпирической функции Грина с использованием реальных записей	81
3.2.1. Метод Ирикуры	81
3.2.2. Алгоритм расчета искусственных акселерограмм для морских площадок.....	87
3.3. Количественная оценка отклика грунта на шельфе по методу МСЖ и по методу численного моделирования с помощью программы NERA.....	99
3.3.1. Метод сейсмических жесткостей. Поправки за счет резонансов	99
3.3.2. Нелинейный анализ отклика грунта (NERA).....	100
3.3.3. Сравнение оценок отклика грунта, полученных с помощью МСЖ и NERA. Достоинства и недостатки методов	103
3.4. Численное моделирование отклика грунтов на шельфе с учетом их пористости и водонасыщенности	108

3.4.1. Алгоритм численного моделирования отклика водонасыщенного грунта с помощью нелинейного анализа	108
3.4.2. Апробация алгоритма по данным эксперимента с донными станциями на шельфе Черного моря	118
3.4.3. Сравнение сейсмического отклика связных и несвязных грунтов, характерных для суши и для шельфа	122
3.5. Выводы к главе 3	130
Заключение	131
Список литературы	133

Введение

Актуальность и степень разработанности темы исследования

В последние десятилетия в мире существенно возросли объемы морского промысла углеводородов с помощью нефтегазодобывающих платформ на шельфе. Кроме того, постоянно развивается сеть подводных трубопроводов для транспортировки углеводородов. Зачастую такие объекты располагаются в сейсмоопасных районах.

В связи с этим возникает необходимость как в оценке сейсмических воздействий для площадок будущего строительства сооружений нефтегазовой инфраструктуры на шельфе, так и в сейсмологическом мониторинге уже в процессе эксплуатации этих объектов.

Изыскательские работы, связанные с сейсмостойким строительством, регулируются нормативными документами. В России оценка сейсмических воздействий для площадок строительства в сейсмоопасных районах производится в соответствии со СНиП II-7-81* (СП 14.13330) «Строительство в сейсмических районах». Стоит отметить, что специальные требования при строительстве гидротехнических сооружений в этом документе появились лишь в редакции 2014 г. и носят весьма общий характер, причем какие-либо специальные методики для работы на шельфе не упоминаются.

Это объясняется тем, что работы по оценке сейсмических воздействий на суше и на шельфе не могут кардинально отличаться, так как в их основе лежит изучение, во многом, одних и тех же сейсмологических процессов и явлений.

В целом, методология работ по оценке сейсмических воздействий на шельфе имеет много общего с таковой на суше. Она представляет собой комбинацию инструментальных и расчетных методов. На шельфе используются многие алгоритмы и компьютерные программы, зарекомендовавшие себя в инженерных изысканиях на суше.

Однако при оценке сейсмических воздействий на шельфе возникают определенные особенности и трудности, которые отличаются от тех, которые характерны для суши.

Эти особенности связаны, во-первых, с недостатком сейсмологической информации, а также с дороговизной и техническими трудностями проведения экспедиционных наблюдений на шельфе. Неполнота каталогов землетрясений в морских районах, недостаток данных о скоростных моделях, отсутствие записей сильных движений на дне осложняют анализ сейсмической опасности для площадок строительства на шельфе. Ограниченность во времени, сложности в проведении наблюдений на подводных участках и в обработке результатов наблюдений не позволяют компенсировать этот недостаток сейсмологических данных.

Во-вторых, при инженерных сейсмологических изысканиях на шельфе необходим учет некоторых природных явлений, связанных с сейсмической активностью, например, подводных оползней, разжижения грунта, цунами, турбидитных потоков и др. Как правило, изучение этих процессов требует дополнительных специализированных работ.

Вышеперечисленные особенности работы на шельфе приводят к необходимости разработки как дополнительных расчетных методов, так и алгоритмов обработки экспериментальных данных, позволяющих учитывать эти особенности.

Донные сейсмологические изыскания проводились в Институте океанологии РАН (до 1991 г. АН СССР), крупнейшем отечественном институте в области морских исследований, с конца 70-х годов XX века, однако они были в большей мере фундаментальными, это же касается и зарубежных исследований [Соловьев, 1985, 1986, 1997]. В России прикладной характер сейсмологические изыскания на шельфе начали принимать в начале 2000-х годов в связи с активизацией нефтегазодобычи [Ковачев и др., 2002, 2003; Лобковский и др., 2002a,b; Кузин и др., 2009], хотя отдельные публикации появлялись с начала 90-х годов и были

посвящены, в основном, зарубежному опыту [Иващенко и др., 1990; Ассиновская, Нахшина, 1990]. Зарубежные публикации, касающиеся теоретических и инструментальных донных сейсмологических исследований на шельфе, весьма немногочисленны [Huerta-Lopez et al., 2003; Sumy et al., 2015; Goncharov et al., 2016]. Особенно это касается инженерных изысканий, поскольку такие работы производятся, в основном, в рамках коммерческих проектов.

Относительно недолгая история отечественных исследований в области оценки сейсмических воздействий на шельфе, практическое отсутствие доступных зарубежных работ, посвященных методологическим особенностям морских инженерных сейсмологических изысканий, на фоне активизации строительства объектов инфраструктуры морской добычи углеводородов обуславливает актуальность и перспективность этого направления исследований.

В частности, большой интерес на данный момент представляют вопросы автоматической обработки записей локальных сетей донных сейсмографов, расчета искусственных акселерограмм для морских площадок, численного моделирования отклика морского грунта на сейсмические воздействия и их применимости к инженерным изысканиям на шельфе.

Объект исследования – оценка сейсмических воздействий на шельфе.

Предмет исследования – методы численного моделирования и обработки экспериментальных данных, их апробация и особенности практического использования.

Цель и задачи исследования

Целью настоящей работы является развитие расчетных методов при количественной оценке сейсмических воздействий, а также алгоритмов обработки данных морских инструментальных наблюдений для повышения эффективности инженерных сейсмологических исследований на шельфе.

Для достижения цели были поставлены следующие основные задачи:

1. Разработать метод автоматического выявления сейсмических событий на записях локальных сетей донных сейсмографов, характеризующихся высокой степенью специфической зашумленности.
2. Исследовать проблему расчета искусственных акселерограмм для площадок строительства на шельфе и предложить подход, позволяющий улучшить результаты расчетов в условиях недостатка данных о свойствах среды распространения сейсмических волн в шельфовых районах.
3. Предложить способ применения нелинейного анализа для численного моделирования сейсмического отклика водонасыщенного грунта на шельфе в условиях недостатка инженерно-геологических данных и отсутствия записей сильных сотрясений на дне.
4. Исследовать посредством численного моделирования особенности сейсмической реакции связных и несвязных грунтов с параметрами, характерными для их залегания на суше и на шельфе.

Исходный материал

В работе использовались записи локальной сети донных сейсмографов, которая была установлена Институтом океанологии на шельфе Черного моря в рамках работ по оценке сейсмической опасности акватории строительства подводного трубопровода (проект «Южный поток»). Активно использовались также записи итальянских сетей сейсмографов, установленных на суше, находящиеся в открытом доступе [ITACA. Italian Accelerometric Archive, электронный ресурс].

Применялись данные инженерно-геологических и геофизических изысканий в районах строительства объектов нефтегазового комплекса на Черном («Южный поток») и Каспийском морях (МЛСП им. Ю. Корчагина). Кроме того, полезными оказались база данных по зонам ВОЗ Уломова [Earthquake Source Zones..., электронный каталог], доступные в литературе модели затухания сейсмических воздействий с расстоянием и др.

Основные защищаемые положения:

1. Совместный анализ длительности сейсмического сигнала и его корреляции на разных сеймостанциях и каналах, составляющий основу предложенного метода автоматического выявления сейсмических событий, дает возможность эффективно обрабатывать записи локальных сетей донных сейсмографов, полученные на шельфе, что подтверждено на реальных записях.
2. Предварительное сглаживание комплексного спектра Фурье функции Грина методом скользящего среднего приводит к снижению ее стохастичности и позволяет использовать эмпирическую функцию Грина для расчета искусственных акселерограмм проектных землетрясений для шельфовых районов в частотном диапазоне 0,1-10 Гц.
3. Применение положений теории пороупругой среды Био для сейсмического диапазона частот дает возможность для численного моделирования отклика водонасыщенного грунта на сейсмические воздействия посредством нелинейного анализа в условиях недостатка инженерно-геологических данных на шельфе.
4. В рамках принятой модели строения связных и несвязных грунтов полученная с помощью численного моделирования сейсмическая реакция грунтов с разными значениями влажности, включая эффекты резонансов и насыщения амплитуд колебаний, объясняется изменением объемной сейсмической жесткости среды.

Научная новизна

В настоящей диссертационной работе предложен подход к решению задачи обнаружения землетрясений на записях локальных сетей донных сейсмографов, который позволяет быстро обрабатывать большой объем информации при наличии сильной специфической зашумленности записей, характерной для донных наблюдений на шельфе. В доступной литературе до

сих пор не встречалось решение этой задачи применительно именно к морским инженерным сейсмологическим наблюдениям.

Обосновано применение метода эмпирической функции Грина к расчету искусственных акселерограмм, необходимых для сейсмического микрорайонирования на шельфе расчетными методами. Новым является способ предварительной обработки эмпирической функции Грина в том случае, когда в качестве нее используются записи морских микроземлетрясений.

Проблема применения нелинейного анализа для численного моделирования сейсмического отклика водонасыщенного грунта на шельфе является малоизученной. Предложен новый метод моделирования влияния пористой водонасыщенной среды на сейсмические колебания, использующий нелинейный анализ и теорию Био. Метод учитывает недостатки имеющихся подходов и нехватку исходных данных на шельфе.

В доступной литературе очень мало сведений об особенностях реакции грунтов на сейсмические воздействия на шельфе. Предложен способ численного моделирования и проведен сравнительный анализ реакции грунтов на сейсмические воздействия в рамках принятой модели строения связных и несвязных грунтов, со значениями влажности, характерными для залегания их на суше и на шельфе.

Теоретическая и практическая значимость

Область морских сейсмологических инженерных изысканий малоизучена, в открытом доступе находится весьма ограниченный объем публикаций, т.к. в основном такие работы производятся в рамках коммерческих проектов. Поэтому любые наработки в этой области имеют как практическую значимость для применения в инженерных изысканиях, так и теоретическую ценность в качестве основы для дальнейших исследований.

Все разработанные в рамках диссертационной работы методы и результаты численного моделирования могут найти применение на практике. Поскольку при инструментальных изысканиях по оценке сейсмических воздействий в районе проектирования сооружений используются сети автономных сейсмических станций, то после полевых работ необходимо обработать сразу большой объем записей.

Предложенный метод автоматического обнаружения землетрясений позволяет проводить экспресс-обработку экспериментальных данных, что часто бывает полезным при ограниченности времени на инженерные изыскания, позволяет значительно снизить трудоемкость обработки данных на шельфе.

Низкие вычислительные затраты алгоритма автоматического детектирования определяют перспективу создания системы автоматического обнаружения землетрясений в режиме реального времени, что особенно актуально ввиду развития систем геодинамического мониторинга (СГДМ) на шельфе.

Найденный способ расчета искусственных акселерограмм применим в инженерных расчетах для сейсмического микрорайонирования на шельфе при недостатке данных о среде распространения сейсмических волн в слабоизученных или слабосейсмичных шельфовых районах. Метод позволяет применять в расчетах результаты инструментальных наблюдений.

Алгоритм численного моделирования нелинейного отклика пористой водонасыщенной среды на сейсмические воздействия применим для решения задач сейсмического микрорайонирования при отсутствии инструментальных записей сильных сейсмических сотрясений на дне, редкой сетки точек бурения или их отсутствии на шельфе, трудностях в определении скоростей распространения поперечных сейсмических волн в грунтовых слоях.

Понимание особенностей реакции грунтов разных типов на сейсмические воздействия различной интенсивности на шельфе и на суше

важно при инженерных изысканиях на шельфе с помощью метода аналогий в случае трудностей в проведении исследований подводных участков.

Объем и структура работы

Диссертация состоит из введения, трех разделов, заключения, изложенных на 150 страницах, включая 52 рисунка и 7 таблиц, и списка литературы из 187 наименований.

Степень достоверности и апробация результатов

Основным подтверждением достоверности научных выводов служит апробирование разработанных методов на записях сети донных сейсмографов, а также на общедоступных записях европейских сетей сейсмографов. Результаты численного моделирования также подтверждены записями донных сейсмографов, кроме того интерпретированы с помощью известных физических явлений, многократно подтвержденных в публикациях других авторов. Достоверность проработанных теоретических выкладок и разработанных алгоритмов подтверждается публикациями в ведущих рецензируемых журналах и докладами на всероссийских и международных конференциях.

Отдельные разделы работы были представлены в тезисах и докладах на следующих конференциях: Международной научной конференции «33rd General Assembly of the European Seismological Commission» (г. Москва, 2012 г.), Международной научно-технической конференции «МСОИ-2013» (г. Москва, 2013 г.), Международном симпозиуме «Инновационные технологии в исследовании окружающей среды» (г. Ларнака, 2013 г.), Международной конференции «Инжиниринг & Телекоммуникации - En&T 2014» (г. Москва, 2014 г.), Международной научной школе академика К.Н. Трубецкого «Проблемы и перспективы комплексного освоения и сохранения земных недр» (г. Москва, 2014 г.), Всероссийской научной конференции с международным участием «Геодинамические процессы и природные

катастрофы. Опыт Нефтегорска» (г. Южно-Сахалинск, 2015 г.), Международной научно-технической конференции «МСОИ-2015» (г. Москва, 2015 г.), Международной научной конференции (Школе) по морской геологии (г. Москва, 2015 г.), 2-й Международной конференции «Инжиниринг & Телекоммуникации - En&T» (г. Москва, 2015 г.), а также на семинарах в ИО РАН, ИДГ РАН, ИФЗ РАН.

Степень личного участия автора

Исследования по теме диссертации были выполнены автором в лаборатории геодинамики, георесурсов и геоэкологии ИО РАН.

При подготовке диссертации автор принимал участие в морских экспедициях, в рамках которых проводились инженерные сейсмологические и геофизические работы для строительства и мониторинга объектов нефтегазового комплекса на шельфах Черного и Каспийского морей. Материалы этих изысканий использовались в работе при апробировании методов и численном моделировании.

Методы автоматического выявления сейсмических событий на донных записях, предварительной обработки функции Грина при расчете искусственных акселерограмм, моделирования отклика водонасыщенного морского грунта на сейсмические воздействия были разработаны лично автором.

Все расчеты в рамках апробирования разработанных методов и численного моделирования также были проведены лично автором. Полученные автором результаты использовались при выполнении работ по сейсмическому микрорайонированию и геодинамическому мониторингу по заказам компаний «Питер-Газ» и «Лукойл».

Благодарности

Автор выражает благодарность канд. физ.-мат. наук Иващенко А.И. за неоценимую консультативную помощь на всех этапах работы, канд. физ.-

мат. наук Ковачеву С.А. за ценные советы и консультации в работе с данными донных наблюдений, члену-корреспонденту РАН, д-ру физ.-мат. наук Лобковскому Л.И. за руководство в выборе направления исследования и обсуждение результатов, д-ру геол.-минерал. наук Кузину И.П. и д-ру техн. наук Левченко Д.Г. за обсуждение работы и советы в интерпретации результатов.

Публикации результатов работы

Статьи в изданиях, рекомендованных ВАК:

- 1) Лобковский Л.И., Кузин И.П., Ковачев С.А., Крылов А.А. Особенности сейсмичности района Центральных Курил до катастрофических землетрясений $M = 8.3$ (15.11.2006), $M = 8.1$ (13.01.2007) и после них // Доклады Академии наук, 2015, том 464, № 6. С. 735-739.
- 2) Крылов А.А. Некоторые аспекты донных сейсмологических исследований и мониторинга на объектах нефтегазовой добычи и транспортировки на шельфе // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе, 2015, № 9. С. 20-25.
- 3) Крылов А.А., Иващенко А.И., Ковачев С.А. Оценка сейсмической опасности нефтегазоносных шельфовых зон на примере Северного Каспия // Океанология, 2015, том 55, № 6. С. 1006-1012.
- 4) Крылов А.А. Моделирование реакции пористых водонасыщенных верхних осадков морского шельфа на сейсмические воздействия // Естественные и технические науки, 2015, № 10. С. 221-223.
- 5) Крылов А.А., Иващенко А.И., Ковачев С.А. Оценка влияния местных грунтовых условий на интенсивность сейсмических воздействий на шельфе - метод сейсмических жесткостей и нелинейный анализ сейсмического отклика // Инженерные изыскания, 2016, № 3. С. 46-52.
- 6) Ковачев С.А., Крылов А.А., Иванов В.Н., Тимашкевич Г.К., Ковачева Т.А., Хортов А.В. Сейсмичность в районе Кравцовского морского нефтегазового

месторождения в Балтийском море // Естественные и технические науки, 2016, № 4. С. 34-40.

Регистрация программ для ЭВМ:

7) Крылов А.А. SeismViewer v.1.1 Свидетельство о государственной регистрации программ для ЭВМ № 2015661170 // Роспатент, 20 октября 2015.

Тезисы докладов на конференциях:

8) Krylov A.A., Kovachev S.A., Ivashchenko A.I. Comparison of two methods for estimation of influence of local site conditions on the seismic intensity: intensity increase, and Nonlinear response analyses (NERA) // Book of abstracts, European Seismological Commission 33rd General Assembly, 19-24 August 2012, Obninsk – M.: РН “Poligrafikwik”, 2012. P. 376-377.

9) Ковачев С.А., Лобковский Л.И., Горбунов О.Н., Крылов А.А. Опыт эксплуатации системы геодинамического мониторинга на нефтегазовом месторождении им. Ю. Корчагина (Северный Каспий) // Современные методы и средства океанологических исследований: Материалы 13-ой Международной научно-технической конференции «МСОИ-2013» – М.: АПР, 2013, Том 2. С. 223-226.

10) Крылов А.А., Ковачев С.А., Иващенко А.И. Оценка сейсмической опасности для нефтегазоносных акваторий на примере Северного Каспия // Тезисы докладов Международного симпозиума «Инновационные технологии в исследовании окружающей среды», Ларнака, Кипр, 13-17 мая 2013. С. 45-46.

11) Крылов А.А., Иващенко А.И., Ковачев С.А. Сейсмологические исследования и мониторинг на территориях шельфовых месторождений // Международная конференция «Инжиниринг & Телекоммуникации - En&T 2014», Тезисы докладов. С. 245-247.

12) Крылов А.А., Ковачев С.А., Суетнова Е.И. Газонасыщенность верхнего слоя морских осадков и использование метода сейсмического просвечивания

в районе нефтяной платформы им. Ю. Корчагина // Международная научная школа академика К.Н. Трубецкого «Проблемы и перспективы комплексного освоения и сохранения земных недр». Под ред. Академика К.Н. Трубецкого – М.: ИПКОН РАН, 2014. С. 358-361.

13) Крылов А.А., Иващенко А.И., Ковачев С.А. Автоматическое обнаружение землетрясений и выделение фаз в записях системы геодинамического мониторинга на шельфовых нефтедобывающих платформах // Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска: Всероссийская научная конференция с международным участием, Южно-Сахалинск, 26-30 мая 2015 г.: сборник материалов. Владивосток: Дальнаука, 2015, Том 2. С. 423-429.

14) Ковачев С.А., Лобковский Л.И., Крылов А.А., Иващенко А.И. Система геодинамического мониторинга на нефтегазовом месторождении им. Ю. Корчагина (Северный Каспий) // Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска: Всероссийская научная конференция с международным участием, Южно-Сахалинск, 26-30 мая 2015 г.: сборник материалов. Владивосток: Дальнаука, 2015, Том 2. С. 419-423.

15) Крылов А. А., Иващенко А. И., Ковачев С. А., Лобковский Л. И. Выделение функции сейсмического источника с помощью эмпирической функции Грина // Современные методы и средства океанологических исследований: Материалы XIV Международной научно-технической конференции «МСОИ-2015», 2015, Том I. С. 224-227.

16) Крылов А. А., Иващенко А. И., Ковачев С. А., Лобковский Л. И. Использование записей слабых землетрясений для моделирования сильных движений при оценке сейсмической опасности // Современные методы и средства океанологических исследований: Материалы XIV Международной научно-технической конференции «МСОИ-2015», 2015, Том I. С. 278-282.

17) Лобковский Л.И., Кузин И.П., Ковачев С.А., Крылов А.А. Особенности зоны Бенъофа Центрально-Курильской области // Материалы 21-й

Международной научной конференции (Школы) по морской геологии, 16-20 ноября 2015, Том 5. С. 182-187.

18) Крылов А.А., Иващенко А.И., Суетнова Е.И. Моделирование реакции пористых флюидонасыщенных верхних осадков морского шельфа на сейсмическое воздействие // Материалы 21-й Международной научной конференции (Школы) по морской геологии, 16-20 ноября 2015, Том 5. С. 155-159.

19) Крылов А.А. Особенности сейсмического микрорайонирования акваторий нефтегазовой добычи и транспортировки // 2-я Международная конференция «Инжиниринг & Телекоммуникации - En&T», Тезисы докладов, 18-19 ноября 2015. С. 184-186.

Глава 1. Методология оценки сейсмических воздействий для площадок строительства

1.1. Нормативные документы

Оценка сейсмических воздействий проводится при проектировании ответственных сооружений. Необходимость в обеспечении сейсмической безопасности таких сооружений регламентируется нормативными документами. Наиболее общими отечественными документами, где обозначается требование сейсмологических исследований при строительстве, являются СП 47.13330.2012 [СП 47.13330.2012 Инженерные изыскания для строительства..., 2013] и СП 11-105-97 [СП 11-105-97 Часть I, Инженерно-геологические..., 1997].

В случае проектирования зданий и сооружений на площадках с сейсмичностью 7-9 баллов MSK-64 [Шкала сейсмической..., электронный ресурс] в России используется СНиП II-7-81* (СП 14.13330) «Строительство в сейсмических районах» [СП 14.13330 Строительные нормы и правила..., 2014]. Согласно ему, строительство на площадках с сейсмичностью более 9 баллов, как правило, не допускается. Интенсивность сейсмических воздействий для района строительства принимаются на основе комплекта карт общего сейсмического районирования России ОСР-97 [Сейсмическое районирование территории..., 2000].

В СНиП II-7-81* говорится о необходимости в уточнении сейсмичности района строительства объектов повышенной ответственности посредством специальных сейсмологических и сеймотектонических исследований, а также в сейсмическом микрорайонировании с учетом грунтовых и гидрогеологических условий. СП 31-114-2004 [СП 31-114-2004 Правила проектирования жилых..., 2005] предусматривает проведение СМР также при проектировании жилых и общественных зданий в районах с сейсмичностью 6 баллов и более.

СМР как составная часть оценки сейсмических воздействий для площадки строительства подробней описана в некоторых республиканских строительных нормах [РСН 60-86 Инженерные изыскания..., 1986; РСН 65-87 Инженерные изыскания..., 1987] и методических рекомендациях [РСМ-85 Рекомендации по сейсмическому..., 1985; МДС 22-1.2004 Методические рекомендации..., 2004]. В этих документах закреплено и описано использование различных инструментальных и расчетных методов при анализе влияния местных условий на сейсмическое воздействие.

Согласно американским стандартам [NEHRP Recommended Provisions..., 1997] процедура оценки параметров возможного сейсмического воздействия зависит от так называемого класса местных условий (Site class). Наиболее общий алгоритм предполагает использование специальных карт районирования по значениям спектрального ускорения с 5%-ым затуханием на скальном грунте и множителей, соответствующих различным классам местных условий. В европейских стандартах [EN 1998-1 European Standard..., 2004] используется аналогичный подход, с тем отличием, что в качестве наиболее общего параметра сейсмических воздействий используется пиковое ускорение PGA (Peak ground acceleration) на скальном грунте, определенное для различных сейсмических зон.

Методика оценки сейсмических воздействий, регламентированная российскими нормативными методическими документами, в целом соответствует требованиям по выбору критериев сейсмостойкого проектирования, предусмотренных американскими и европейскими стандартами.

Отдельно регулируются нормы и правила при проектировании в сейсмоопасных районах таких ответственных сооружений, как, например, АЭС [СП 151.13330.2012 Инженерные изыскания..., 2013; НП-031-01 Нормы проектирования..., 2002; РБ-019-1 Оценка сейсмической опасности..., 2002; РБ-006-98 Определение исходных..., 2000]. Инженерные изыскания для проектирования, например, ТЭС регламентируются ведомственными

строительными нормами [ВСН 34 72.111-92 Инженерные изыскания..., 1992].

СНиП II-7-81* в редакции 2014 года устанавливает специальные требования для гидротехнических сооружений, размещаемых в районах с сейсмичностью 6 баллов и более по карте ОСР-97-С. Для некоторых классов сооружений, в том числе нефтегазопромысловых, следует проводить детальное сейсмическое районирование или уточнение исходной сейсмичности с учетом сеймотектонической модели, сведений о наличии или отсутствии активных разломов и т.д. Также выполняется сейсмическое микрорайонирование инструментальными и расчетными методами. Инженерно-геологические изыскания, результаты которых используются при сейсмическом микрорайонировании, и другие инженерные исследования для строительства нефтегазопромысловых сооружений на шельфе описаны в СП 11-114-2004 [СП 11-114-2004 Инженерные изыскания на континентальном..., 2004]. Кроме того, для проектного землетрясения (ПЗ) 7 баллов и выше следует предусматривать создание системы геодинамического мониторинга [СП 14.13330 Строительные нормы и правила..., 2014; СП 58.13330.2012 Гидротехнические ..., 2012].

Международные нормы ISO 19901-2-2004 [ISO 19901-2:2004 Petroleum..., 2005] для оценки сейсмических воздействий регламентируют два вида процедур, упрощенный и детальный, выбор которых обусловлен так называемой категорией риска (Seismic Risk Category). Конкретные рекомендации по оценке сейсмических воздействий для шельфовых добывающих платформ были разработаны Американским институтом нефти [Recommended practice for..., 1993].

Нужно отметить, что из отечественных стандартов, касающихся строительства в сейсмоопасных районах, наиболее детализированными являются нормы и правила в ядерной отрасли. Оценка сейсмических воздействий для площадок строительства на морском шельфе не описана с нужной детальностью, нормы имеют весьма общий характер.

1.2. Структура оценки сейсмических воздействий

В России оценку сейсмических воздействий для площадок строительства традиционно разделяют на три этапа: общее сейсмическое районирование (ОСР), детальное сейсмическое районирование (ДСР) и сейсмическое микрорайонирование (СМР).

Карты ОСР охватывают всю территорию страны. ОСР свойственна генерализация, рассматриваются крупные сейсмоактивные зоны, геолого-геофизические явления, определяющие сейсмичность крупных районов [Оценка влияния грунтовых условий..., 1988]. ОСР-97 представляет собой комплект карт, отражающих 10%-ую (А), 5%-ую (В) и 1%-ую (С) и 0,5%-ую (D) вероятность возникновения и возможного превышения расчетной интенсивности в 50-летние интервалы времени [Сейсмическое районирование..., 2000; Уломов, 2007]. В основе карт ОСР-97 лежит методология вероятностного анализа сейсмической опасности, получившей широкое распространение благодаря публикации К.А. Корнелла [Cornell, 1968]. Исследования по составлению карт общего сейсмического районирования не остановились на ОСР-97. Постоянно ведутся работы по актуализации карт и разработке концепции общего сейсмического районирования следующего поколения [Уломов и др., 2014].

ДСР служит для уточнения оценок сейсмической опасности и определения возможных сейсмических воздействий на проектируемые сооружения. Карты ДСР имеют более крупный масштаб по сравнению с картами ОСР. ДСР призвано исследовать геолого-геофизическое строение и геодинамику конкретных районов и площадей, сейсмогенерирующие структуры (СГС), параметры сильных движений грунта [Уломов, 2015].

ДСР является самым плохо регламентированным этапом оценки сейсмической опасности площадок строительства. У ДСР до сих пор отсутствует даже официальный статус. Не существует полного свода правил, нормативных документов, порядка утверждения и т.д. [Уломов, 2015].

Задачей СМР является уточнение параметров сейсмических воздействий на площадке строительства в зависимости от местных условий – грунтовых, геоморфологических, гидрологических и геофизических [Алешин, 2010].

Оценку влияния грунта и рельефа на параметры воздействия нельзя проводить в отрыве от характеристик очаговых воздействий, т.к. влияние местных условий может быть различным в зависимости от углов подхода волн, частотного состава, их интенсивности и т.д. [Оценка влияния грунтовых..., 1988; Штейнберг и др., 1993].

Отдельного рассмотрения требуют случаи, когда площадку СМР пересекают тектонические разрывы, когда наблюдается нелинейное поведение грунтов, усиление интенсивности воздействий за счет фокусировки сейсмической энергии из-за особенностей рельефа скального основания, подстилающего массив рыхлых грунтов, дифракционные эффекты, сейсмогравитационные эффекты (оползни, обвалы и т.д.), виброползучесть грунтов и т.д. [Алешин, 2010].

В СП 151.13330.2012 [СП 151.13330.2012 Инженерные изыскания..., 2013] используется такое понятие, как уточнение общего сейсмического районирования (УОСР), более детальное, по сравнению с ОСР, исследование сейсмичности территорий, результатом которого должно быть уточнение сейсмической опасности (УСО). УСО основано на уточнении модели сейсмичности (УИС) и модели затухания интенсивности (УЗИ) с расстоянием. УИС представляет собой уточнение разломно-блоковой линеаментно-доменно-фокальной (ЛДФ) модели зон возможных очагов землетрясений (ВОЗ) на основе более детальных исследований. УСО разделяется на УСО-1 (для отдельных пунктов) и УСО-2 (для ограниченных территорий). УСО-2 представляет собой аналог ДСР в вероятностном представлении [Уломов, 2008].

В настоящей работе будет использоваться в том числе и эта терминология. Согласно [СП 14.13330 Строительные нормы и правила...,

2014] оценка сейсмических воздействий для площадок строительства гидротехнических сооружений, в том числе нефтегазопромысловых объектов на шельфе, состоит из тех же этапов, ОСР, ДСР и СМР. На рис. 1.2 изображена обобщенная универсальная блок-схема работ по оценке сейсмических воздействий для площадок строительства. При этом используются как инструментальные наблюдения, так и различные расчетные методы.



Рис. 1.2. Блок-схема основных этапов оценки сейсмических воздействий для площадок строительства (согласно [Уломов, 2008]).

1.3. Особенности оценки сейсмических воздействий в условиях шельфа

В связи с интенсификацией освоения природных ресурсов шельфа, все чаще возникает необходимость в оценке сейсмических воздействий для морских площадок. Существуют определенные особенности и трудности, которые встречаются на море и отличаются от тех, которые встречаются на суше.

За рубежом нюансы оценки сейсмических воздействий на акваториях начали исследоваться раньше, чем в СССР. В работе [Иващенко и др., 1990] представлен обзор основных зарубежных исследований по оценке сейсмических воздействий для морских площадок. Выделяются следующие различия работ на море и на суше:

- 1) Каталоги землетрясений для морских районов менее полны, чем для районов суши, особенно в области небольших магнитуд.
- 2) Трудности в достоверном определении основных параметров землетрясений. В частности, ошибки в локализации морских землетрясений обусловлены целым рядом причин: неравномерность азимутального расположения сейсмостанций, неточность скоростных моделей в морских районах, недостаток данных о распределении повреждений и других эффектов.
- 3) Подводные участки малодоступны для геологических исследований, необходимых для расшифровки деформационной истории зон тектонических нарушений на дне. Сами разломы картируются, в основном, с помощью непрерывного сейсмического профилирования (НСП), относительно быстрой, недорогой методики с высокой разрешающей способностью.
- 4) Для морских площадок в большей степени, чем для суши, характерно наличие поверхностного слоя рыхлых водонасыщенных осадков. Очень трудно определить влияние этого слоя на сейсмическое воздействие *in situ* ввиду отсутствия записей сильных движений на дне.

- 5) Записей сильных движений на дне чрезвычайно мало вследствие того, что регистрация землетрясений с помощью донных сейсмографов стоит достаточно дорого, технологически сложна и трудоемка, поэтому в основном проводятся весьма ограниченные во времени экспедиционные наблюдения.
- 6) Деятельность, связанная с добычей нефти и газа, может изменить естественную сейсмическую обстановку в окрестностях нефтедобывающего сооружения в море, вызывать значительную сейсмическую активность в районах, считавшихся асейсмичными.

В методических рекомендациях [Лобковский и др., 2003], составленных сотрудниками Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, имеющих многолетний опыт оценки сейсмической опасности на шельфе, указывается также еще на несколько нюансов работы на шельфе (некоторые из них также в работах [Кузин, 1989, 1990]):

- 7) Влияние пригрузки водного слоя толщиной до 200 м на интенсивность сотрясений дна.
- 8) Наличие рыхлых обводненных грунтов увеличивает вероятность проявления таких эффектов, как разжижение и возникновение подводных оползней. Разжижение песчаных обводненных грунтов возникает при сотрясениях 7-8 баллов и выше по шкале MSK-64 . Образование остаточных деформаций и оползней возникает при сотрясениях 4-5 баллов и выше.
- 9) Возможность возникновения гидравлического удара при высокой интенсивности сотрясений дна. В настоящее время недостаточно изучено явление гидравлического удара при сейсмическом воздействии на дно, хотя есть единичные наблюдения гидравлического удара при интенсивности сотрясений 8 баллов и выше.
- 10) Возможность возникновения волн цунами при сильных подводных землетрясениях.
- 11) Наличие экзогенных опосредованных неблагоприятных явлений, которые могут инициироваться землетрясениями: быстрых тектонических

подвижек при землетрясениях по многочисленным разломам разной ориентировки, а также оползней и турбидитных потоков на континентальном склоне.

12) Наличие эндогенных опосредованных неблагоприятных явлений, которые могут инициироваться землетрясениями: прорывов газов из накопленных в осадках газогидратов и грязевого вулканизма.

13) Возведение морских платформ для добычи нефти и газа на шельфе – весьма дорогостоящее и высокотехнологичное дело. Такие сооружения несут высокую ответственность в силу их существенной потенциальной угрозы для экологии окружающей среды.

Различным аспектам оценки сейсмической опасности морских площадок посвящен целый ряд других исследований. Например, в работе [Ассиновская, Нахшина, 1990] рассматривается проблема применимости уравнений макросейсмического поля, полученных по результатам изучения землетрясений в прибрежных районах, для оценки сейсмических воздействий на акваториях. Результаты исследования указывают на то, что для расчета амплитуд максимальных ускорений в морских грунтах вполне можно использовать соотношения, полученные по макросейсмическим и инструментальным наблюдениям на побережье. Показано, что даже несильные землетрясения ($M \sim 5$) могут вызывать значительные возмущения на водной поверхности.

В работах [Ковачев и др., 2002; Лобковский и др., 2002a] представлены результаты донных сейсмологических наблюдений и приведены оценки влияния верхней части морских осадков на параметры сейсмического сигнала. Такие расчеты необходимы при проектировании инженерных сооружений, в данном случае – подводной части газопровода «Голубой поток». Определено приращение сейсмической интенсивности в районе строительства. Данная методика сейсмического микрорайонирования, широко используемая на суше, впервые была применена в морских условиях. При этом нет необходимости в детальном изучении инженерно-

геологических свойств грунтов морского дна, т.к. их динамические характеристики определяются в естественных условиях (*in situ*).

В работах [Лобковский и др., 2002b; Ковачев и др., 2003] для того же района подводной части трубопровода «Голубой поток» решались задачи уточнения сейсмической опасности, в частности, изучались характеристики разрывных нарушений и региональной сейсмичности, выявлялись наиболее опасные сейсмоактивные зоны, строились кумулятивные графики повторяемости для изучаемого района. С помощью результатов донных сейсмологических наблюдений выполнялось выявление микросейсмичности в районе Джубги, а также определение живучести разломов разной ориентировки на шельфе, континентальном склоне и побережье.

Оценка сейсмических воздействий на слабосейсмичных акваториях была описана в работе [Кузин и др., 2009] на примере северо-западной части Северного Каспия вокруг о. Морской Иван-Караул. Особенность исследования заключалась в отсутствии на тот момент сведений о проявлении не только сильных, но и слабых землетрясений вблизи участка строительства как по инструментальным данным, так и по историческим сведениям. Поэтому был проведен тщательный анализ различных данных для выявления особенностей тектоники, потенциально опасных в сейсмическом отношении: геолого-структурных, геофизических, включая характеристики гравитационного и магнитного полей, данные глубинного сейсмического зондирования. Проведены сейсмологические наблюдения с помощью донных сейсмостанций для решения задачи сейсмического микрорайонирования динамическим методом. Эксперимент оказался уникальным из-за сверхмалых глубин моря (1-5 м), при которых на уровень сейсмических шумов влияет поверхностное волнение.

1.4. Инструментальные исследования

1.4.1. Инструментальные исследования при проведении уточнения сейсмической опасности и сейсмического микрорайонирования

Исходную информацию о сейсмичности территории либо акватории строительства представляют карты ОСР. Однако масштаб этих карт слишком мелок для учета региональных и местных особенностей, важных для оценки ожидаемых сейсмических воздействий на конкретной площадке. Поэтому на первом этапе проводится уточнение сейсмической опасности (УСО), а затем сейсмическое микрорайонирование (СМР).

Зачастую исследуемый район (особенно, если рассматривать Россию) характеризуется недостатком данных о произошедших там землетрясениях, доступна лишь информация о сейсмических событиях, зарегистрированных глобальными сетями сейсмографов, таких как Global Seismological Network (GSN) [Global Seismographic Network..., электронный ресурс], либо сетей Геофизической службы РАН [Сеть сейсмических станций..., электронный ресурс] и филиалов.

Для уточнения сейсмической опасности и сейсмического микрорайонирования необходимо проведение специальных инструментальных сейсмологических наблюдений [РСМ-85 Рекомендации по сейсмическому..., 1985; РСН 60-86 Инженерные изыскания..., 1986; РСН 65-87 Инженерные изыскания..., 1987; МДС 22-1.2004 Методические рекомендации..., 2004]. Такие исследования проводятся с помощью локальных сетей временных сейсмологических станций. При проведении изысканий на морском шельфе используются донные сеймостанции. Количество станций и их расположение должны обеспечивать получение всех данных о сейсмичности изучаемого района. Исследования включают в себя регистрацию удаленных, региональных и местных землетрясений, микроземлетрясений, микросейсм, взрывов.

В рамках УСО инструментальные инженерно-сейсмологические исследования проводятся с целью уточнения расположения и активности сейсмогенерирующих структур (СГС), особенностей сейсмического режима, уточнения графика повторяемости и каталога местных землетрясений, изучения действия среды на распространение сейсмических волн (на региональном уровне), выявления сейсмически активных разломов и блоков земной коры [Оценка влияния грунтовых условий..., 1988].

При СМР инструментальные исследования должны обеспечить оценку изменения величины приращения сейсмической интенсивности и спектрального состава сейсмических волн по отношению к эталонному грунту за счет верхней части грунтового разреза, анализ возможных сейсмических эффектов в пределах оползневых, обвальных участков, оценку влияния местных тектонических нарушений на сейсмичность площадки, оценку влияния рельефа на различные участки изучаемой площадки, определение некоторых других исходных данных для теоретических расчетов (например, скорости распространения поперечной сейсмической волны) [Ершов, 1977; РСН 60-86 Инженерные изыскания..., 1986; Алешин, 2010]. Преимущество инструментальных методов состоит в том, что динамическое поведение грунтов при сейсмических воздействиях изучается в тех же условиях, в которых будет проводиться строительство инженерных сооружений на дне моря (включая характеристики грунтов и рельеф дна моря).

Морские инструментальные сейсмологические исследования проводятся как для оценки сейсмических воздействий для площадок строительства на акваториях, так и для ряда других задач, в том числе фундаментальных.

Наиболее полный обзор отечественных и зарубежных исследований, история и перспективы развития морской сейсмологии, изысканий с помощью донных сейсмографов были представлены академиком С.Л. Соловьевым в ряде его монографий [Соловьев, 1985, 1986, 1997].

1.4.2. Морские шумы

Записи, получаемые при донных сейсмологических экспериментах, осложнены морскими шумами, обладающими целым рядом особенностей. Донные сейсмические шумы (ДСШ) сами по себе являются предметом исследований, представленных во многих публикациях [Соловьев, 1985, 1986; Островский, 1998; Kovachev et al., 2000; Левченко, 2005].

Уровень сейсмических помех на дне незначительно ниже, чем на континенте. Наиболее полное описание разных ДСШ составлено А.А. Островским в монографии [Островский, 1998]. Автор описал несколько видов донных шумов. Шумы подразделяются по происхождению на естественные, аппаратурные и антропогенные.

При донной регистрации, как и на континенте, наблюдается некоторый слабый сейсмический высокочастотный (10-100 Гц и выше) фон, даже если удастся устранить влияние большинства известных источников шума. Этот фон часто называют региональным шумом, он относится к естественным шумам. Наиболее вероятным механизмом возникновения регионального шума представляется эффект сейсмоакустической эмиссии, т.е. развитие дефектов структуры земной коры при воздействии на них длиннопериодных сейсмических процессов [Островский, 1998].

Другим видом естественных шумов являются микросейсмы (то же, что и штормовые микросейсмы). Он относится к низкочастотному участку спектра: выделяются первичные микросейсмы (период 4-10 с) и вторичные микросейсмы (период 10-20 с) [Островский, 1998].

Отдельным своеобразным видом шума являются так называемые микротолчки, короткие (длительностью ~ 0.3-3 с) импульсные сигналы не вполне ясного происхождения. Иногда их количество на записях достигает 90% от общего числа зарегистрированных событий. В результате отечественных экспериментальных исследований сделан вывод о том, что основная масса микротолчков, по-видимому, связана с проседанием дна в окрестности сейсмографа вследствие разрядки напряжений, существующих в

донных породах до постановки прибора и вызванных его ударом и весом после постановки. Однако для части микротолчков все же доминирующим является, вероятно, биологический источник.

При сейсмологических наблюдениях на суше приборы обычно устанавливаются на выходе твердых пород, однако донный сейсмограф может попасть на рыхлые морские осадки. При определенных свойствах грунта возможно проявление специфических помех и искажений сейсмического сигнала. В таких осадках высоко затухание высокочастотных составляющих сигнала. Кроме того, возникают резонансные эффекты в системе дно-прибор. Такие искажение формы сейсмического сигнала называют эффектом сцепления или каплинг-эффектом [Островский, 1998; Левченко, 2005].

Практика донных сейсмологических исследований показывает, что придонные течения также могут создавать определенные помехи. Такие помехи в значительной мере перекрывает частотный диапазон современных широкополосных сейсмографов [Левченко, 2005].

К антропогенным шумам относятся работа промышленных предприятий и транспорта (на суше), шум винтов кораблей, сигналы от пневмоисточников (на море). Аппаратурные же шумы и искажения зависят от типа датчиков и регистраторов, используемых при донных наблюдениях [Островский, 1998].

Следует также отметить особый вид сигнала от землетрясений, наблюдаемый при донной регистрации и не относящийся к морскому шуму – Т-фаза, представляющая собой гидроакустическую волну, возбуждаемую подводными и прибрежными землетрясениями. Наблюдавшиеся частоты имеют диапазон от 2 до 150 Гц и зависят от мощности, глубины и особенностей источника, добротности среды и многих других параметров. Запись Т-фазы имеет «веретенообразную» форму из-за интерференционного характера волн [Соловьев, 1986].

1.4.3. Аппаратура

История развития донных сейсмостанций и отечественных, и зарубежных, подробно описана в ряде работ [Соловьев, 1985, 1986; Островский, 1998; Левченко, 2005].

В настоящее время в ИО РАН используется несколько видов донных сейсмостанций, как собственной разработки, так и разработки ОКБ океанической техники РАН.

Например, станции типа ПН-4 конструкции ИО РАН использовались в нескольких работах по СМР на шельфе Черного и Каспийского морей. Приборы являются полностью автономными устройствами, которые можно устанавливать как на суше, так и на морское дно в буйковом варианте. Станции включают в себя вертикальные и горизонтальные сейсмоприемники, а также гидрофон. Для ориентирования сейсмических датчиков по вертикали они помещаются в карданный подвес.

Сейсмические датчики СВ-5 и СГ-5 имеют диапазон частот для регистрации колебательной скорости 3-150 Гц по уровню 0,7, собственную частоту 5 Гц, динамический диапазон 90 дБ. Гидрофон типа ГГ-7 (производство ИО РАН) имеет диапазон рабочих частот 0,3-30000 Гц, по уровню 0,7 и тот же динамический диапазон 90 дБ. Кроме того, донные сейсмографы ПН-4 оборудованы двумя горизонтальными низкочастотными электрохимическими сейсмометрами с частотным диапазоном 1-50 Гц. Электронная «начинка» сейсмографа ПН-4 помещается в стальной цилиндрический корпус весом 70 кг. Диапазон рабочих глубин корпуса составляет 0-3000 м. Максимальная продолжительность регистрации составляет 90 суток.

Сейсмографы ПН-4 устанавливаются на дно с помощью поверхностных буйковых систем. Разные способы постановки сейсмографов с буйковыми системами на дно описаны в монографии [Островский, 1998].

Последняя модификация автономного донного сейсмографа разработки ИО РАН – морская придонная станция сейсмоакустической разведки

(МПССР). МПССР имеет широкую область применения, может использоваться при пассивной сейсморазведке морских нефтегазовых месторождений, при проведении морских нефтепоисковых работ с применением 3D технологий активной сейсморазведки методами преломленных отраженных и поверхностных волн, для оценки сейсмической опасности при проектировании объектов обустройства морских нефтегазовых месторождений в составе инженерно-геологических изысканий, для сейсмологического мониторинга морских нефтегазовых месторождений, включая сейсмоэмиссионные методы.

В МПССР используется несколько блоков датчиков: низкочастотный блок молекулярно-электронных широкополосных сейсмических датчиков типа СМЕ-6011, обеспечивающий регистрацию трех компонент скорости смещения морского дна в диапазоне частот 0,01 – 40 Гц, среднечастотный трехкомпонентный блок сейсмических датчиков СВ-10 и СГ-10, который обеспечивает регистрацию скорости смещения морского дна в диапазоне частот 10-200 Гц, а также пятикомпонентный блок гидрофонов, закрепленный на прочном корпусе и предназначенный для регистрации колебаний придонного давления в диапазоне частот 0,01-1000 Гц. Прочный сферообразный корпус, изготовленный из дюралюминия, предназначен для защиты блоков электроники и сейсмических датчиков от давления столба воды, высотой 2000 м. Плотное сцепление МПССР с донным грунтом и ее ориентация на дне по вертикали, а также устройство для крепления буйрепа обеспечивает тарелочный балласт из бетона. Блок питания МПССР, состоящий из алкалайновых элементов питания (батареек), размещен в специальных обоймах и может обеспечивать автономную работу станции сроком до 6 месяцев.

1.4.4. Система геодинамического мониторинга

Отдельная модификация донных сейсмографов используется ИО РАН в системах геодинамического мониторинга (СГДМ), устанавливаемых на добывающих шельфовых платформах. Такие сейсмографы не являются автономными, питание и сбор цифровой информации осуществляется через подводные кабельные линии, идущие от приборов к платформе. Основное назначение СГДМ – обнаружение техногенных землетрясений широкого диапазона магнитуд в районах нефтегазовой добычи на шельфах морей и океанов. Кроме того, СГДМ регистрирует наклоны и виброускорения нефтедобывающей платформы, которые могут возникать в процессе эксплуатации месторождения [Лобковский и др., 2010].

Различные механизмы техногенной сейсмичности, а также примеры случаев техногенной сейсмичности описаны в работах [Кочарян, 2007; Адушкин, 2015].

Обзор индикаторов, позволяющих отличить индуцированную сейсмичность от естественной по данным сейсмологического мониторинга с помощью локальной сети сеймостанций, приведен в работе [Турунтаев, 2015].

Уже функционирующая СГДМ разработана, изготовлена и внедрена ИО РАН в 2010 году на добывающей платформе месторождения им. Ю. Корчагина в северной части Каспийского моря [Лобковский и др., 2010]. Более сложная и усовершенствованная система разработана, изготовлена и уже находится в процессе внедрения на месторождении им. В. Филановского в том же регионе Каспийского моря. Сейсмологический мониторинг также проводится на Кравцовском нефтяном месторождении (платформа D-6) в Балтийском море [Ковачев, 2008; Ковачев и др., 2016]. Существует много зарубежных публикаций, посвященных использованию микосейсмического мониторинга для оценки состояния резервуара при добыче углеводородов, например [Jure, 1998; Grechka, 2010; Maxwell, 2010].

1.4.5. Обработка сейсмограмм, ручное и автоматическое выделение вступлений сейсмических волн на записях

Работа сети донных сейсмографов приводит к необходимости обрабатывать большой объем данных. Обработка цифровых записей, поиск землетрясений на них, выделение вступлений различных сейсмических волн может выполняться как оператором, так и с привлечением автоматических средств.

Ручная визуализация и обработка сейсмограмм может производиться с помощью различного программного обеспечения (ПО) [Havskov, Ottemoller, 1999; Автоматизированное рабочее..., электронный ресурс; GeMiS for Windows..., электронный ресурс; Крылов, 2015d]. Существует ряд пособий и инструкций по вопросам ручной обработки сейсмограмм [Саваренский, Кирнос, 1949; Инструкция о порядке производства..., 1981; Borgmann et al., 2012; Конечная и др., 2013].

На сегодняшний день существует много разновидностей алгоритмов автоматического детектирования сейсмических событий (phase detectors) и более аккуратного выделения вступлений сейсмических волн (phase pickers).

Наиболее распространенным является семейство «энергетических» алгоритмов STA/LTA, в которых вычисляется отношение средних значений некоторой характеристической функции (characteristic function, CF) в скользящих коротком (short-term-average, STA) и длинном временных окнах (long-term-average, LTA). Интенсивное развитие таких алгоритмов началось после публикаций Р. Аллена [Allen, 1978, 1982], где автор в качестве характеристической функции принимал квадрат огибающей сейсмограммы. В настоящий момент существует и широко применяется множество вариаций этого алгоритма [Baer, Kradolfer, 1987; Ruud et al., 1993; Earle, Shearer, 1994; Diehl et al., 2009; Vassallo et al., 2012].

Другим способом автоматического детектирования является использование авторегрессионных моделей (AR), в которых значения временного ряда в некоторый момент линейно зависят от предыдущих

значений этого же ряда. [Takanami, Kitagawa, 1988; Sleeman, van Eck, 1999; Leonard, Kennett, 1999; Leonard, 2000].

К задаче автоматического обнаружения, классификации и выделения фаз сейсмических событий на записях привлекаются также искусственные нейронные сети. Топология таких сетей, способы машинного обучения, выделение классов входных сигналов и другие параметры при этом могут быть различными и являются предметом исследований [Romeo, 1994; Zhao, Takano, 1999; Madureira, Ruano, 2009; Kislov, Gravirov, 2010].

Для обработки записи сейсмического события и четкого выделения вступлений Р-волны и S-волны (phase pickers) широко используются также вейвлет-преобразования. Информация о поляризации и амплитудах сейсмического сигнала, содержащаяся в коэффициентах дискретного вейвлет-преобразования, позволяет идентифицировать вступления по трехкомпонентной записи с одной сейсмостанции, а также по однокомпонентной записи (при использовании многомасштабного анализа) [Anant, Dowla, 1997; Liu et al., 2000; Al-Hashmi et al., 2013; Rastin et al., 2014].

Другой класс алгоритмов, основанный на поляризационном анализе трехкомпонентных записей, является весьма распространенным для аккуратного выделения вступлений Р-волны и S-волны. Такие алгоритмы предполагают вычисление ковариационной матрицы трех компонент записей сейсмостанции и дальнейшее конструирование Р-поляризационного и S-поляризационного цифровых фильтров [Vidale, 1986; Jurkevics, 1988; Cichowicz, 1993; Park et al., 2004; Ross, Ben-Zion, 2014].

Менее распространены корреляционные методы обнаружения сейсмического события на записи, т.к. они предполагают использование некоторого набора шаблонных записей сейсмических событий. Однако корреляционные алгоритмы могут быть эффективны для обнаружения землетрясений схожего энергетического класса в пределах небольшого географического региона с помощью сетей сейсмостанций и при наличии

определенного числа шаблонных событий [VanDecar, Crosson, 1990; Gibbons, Ringdal, 2006; Нестеренко, Бухвалова, 2012].

Встречаются алгоритмы, использующие для детектирования сейсмического события анализ изменения размерности фрактального множества на сейсмических записях. Изменения в размерности связываются с переходом от шумов к полезному сигналу [Bochetti et al., 1996; Liao et al., 2010]. Еще одна разновидность алгоритмов использует расчет коэффициента эксцесса вдоль записи, который резко возрастает при переходе от гауссовского распределения шумов к негауссовскому распределению сейсмического сигнала [Ross, Ben-Zion, 2014; Baillard et al., 2014].

Для распознавания и классификации аномалий на сейсмических записях в последнее время нашли применение также алгоритмы нечеткой логики, которая, наряду с нейронными сетями, является методом искусственного интеллекта [Mauger, Dowla, 1994, Гвишиани и др., 2008].

Существуют разные методы определения основных параметров землетрясений: магнитуды [Инструкция о порядке производства..., 1981], месторасположения очага и времени в очаге [Lee, Lahr, 1975; Klein, 1978].

Определение магнитуд землетрясений по записям донных сейсмографов с использованием традиционных методов, т.е. замерам отношения A_{\max} к T , где A_{\max} - амплитуда максимальной фазы, а T - период, вызывает затруднения, т.к. зачастую отсутствуют калибровочные кривые, описывающие затухание сейсмических волн с расстоянием для исследуемых районов (особенно морских). Для расчета магнитуд землетрясений по записям в таких случаях можно использовать методику, учитывающую длительность записи сейсмических сигналов [Bisztricsany, 1958].

Сотрудниками ИО РАН и другими исследователями в результате серии экспериментов с донными сейсмографами в различных районах мирового океана были получены весьма близкие соотношения между магнитудой M_L и длительностью записи сейсмических сигналов [Соловьев и др., 1993, 1996].

1.5. Расчетные методы

1.5.1. Детерминистский и вероятностный подходы. Деагрегация результатов анализа

В рамках детерминистского анализа сейсмической опасности (ДАСО) оценивается, какой силы будет сотрясение грунта в результате прихода сейсмической волны от землетрясения заданной магнитуды, которое может произойти на близко расположенном разломе. [Палеосейсмология, 2011]. Детерминистские оценки сейсмического эффекта являются консервативными, они нередко существенно завышают величину сейсмической интенсивности, получаемую вероятностными методами [Уломов, 2008].

При вероятностном анализе сейсмической опасности (ВАСО) рассматриваются альтернативные модели сейсмических очагов, периодов повторяемости землетрясений, затухания сейсмического эффекта [Уломов, 2008]. Вероятностные алгоритмы в настоящее время лежат в основе большинства современных карт сейсмического районирования [Уломов, 2014]. Получил распространение ряд реализующих ВАСО программ: SEISRISK I, II, III [Bender, Perkins, 1982, 1987].

Главный недостаток ВАСО – невозможность расчета временных зависимостей движений грунта [McGuire, 1995]. Моделирование искусственных акселерограмм необходимо для инженерных расчетов при строительстве ответственных сооружений в сейсмоопасных районах.

Методы «деагрегации», разработанные на протяжении последних десятилетий являются попытками решить данную проблему. Деагрегация является процедурой определения основных параметров (магнитуда и расстояние до источника) таких сейсмических событий, которые вносят наибольший вклад в рассчитанные с помощью ВАСО уровни сейсмических воздействий для исследуемой площадки [McGuire, 1995; Bazurro, Cornell, 1999].

1.5.2. Расчет искусственных акселерограмм

Для инженерных расчетов в рамках СМР, т.е. для анализа влияния локальных условий на сейсмические воздействия, необходимы записи движений грунта. В некоторых случаях исследователи располагают реальными экспериментальными записями сильных движений на рассматриваемой площадке либо в других местах, где локальные и региональные геологические и тектонические условия схожи. Однако в подавляющем большинстве случаев это не так, и поэтому возникает необходимость в расчете искусственных акселерограмм.

В настоящее время существует множество различных подходов к расчетам временных рядов движений грунта. Пожалуй, самый простой из них представляет собой модификацию реальной записи землетрясения посредством умножения на определенный коэффициент, равный отношению пиковых значений моделируемого временного ряда и реальной записи. Из-за существенных различий в спектре и длительности записей землетрясений разной магнитуды устанавливаются определенные ограничения на величину коэффициента [Dussom et al., 1991; Kramer, 1996].

Еще одно семейство алгоритмов является стохастическим и оперирует только во временном представлении сигнала. Упрощенно синтез акселерограммы представляет собой перемножение стационарного сигнала (например, белый шум) и нестационарного сигнала (например, огибающая) [Shinozuka, Deodatis, 1988; Kramer, 1996].

Другое семейство алгоритмов также являются стохастическими, однако действует в частотном представлении сигнала, комбинируя амплитудный и фазовый спектр Фурье. При этом амплитудный спектр моделируемого события может рассчитываться как из спектров реальных записей [Sabetta, 1996], так и исходя из неких теоретических оценок [Boore 1983, 2003; Павленко, 2009а].

В отдельной, довольно обширной группе алгоритмов для расчета используются функции Грина. Причем, в одних случаях в качестве функции

Грина принимается некая теоретическая оценка, например, с использованием дискретных волновых чисел [Bouchon et al., 1977, 1994] или техники матричного импеданса [Гусев и др., 2009; Павлов, 2013], а в других используются реальные записи слабых сейсмических событий (эмпирическая функция Грина) [Hutchings, Wu, 1990; Miyake et al., 2003].

Активное развитие синтеза сейсмограмм с использованием записей более слабых землетрясений началось с публикации С. Хартзелла в 1978 году [Hartzell, 1978]. В этой работе сейсмограмма главного толчка рассчитывается с использованием его нескольких афтершоков.

Затем этот подход лег в основу более развитого алгоритма К. Ирикуры [Irikura, 1983]. В этой работе рассматривается классическая модель очага Хаскелла [Haskell, 1964], где очаг представляется в прямоугольном виде, сдвиговая дислокация возникает посредством распространения прямолинейного фронта вспарывания вдоль длинной стороны прямоугольника. В качестве исходной эмпирической функции Грина используется лишь один афтершок, в отличие от работы [Hartzell, 1978].

Метод Ирикуры развивался в течение долгого времени как самим автором с несколькими соавторами [Irikura, Kamae, 1994; Kamae et al., 1998], так и другими исследователями. Некоторые алгоритмы, основывающиеся на методе Ирикуры, используют так называемую гибридную функцию Грина, когда вместо реальной записи слабого события берется комбинация искусственных волновых форм, найденных различными методами [Kamae et al., 1998], либо комбинация искусственных и реальных записей [Ruiz et al., 2013]. Кроме того, во многих работах вместо упрощенной модели очага Хартзелла берется фрактальная модель распределения субочагов [Irikura, Kamae, 1994; Baumont et al., 2007; Ruiz et al., 2013].

1.5.3. Метод сейсмических жесткостей

Одним из наиболее распространенных для проведения СМР является метод сейсмических жесткостей (МСЖ). В РСН 60-86 [РСН 60-86 Инженерные изыскания..., 1986] он относится к инструментальным методам в том смысле, что для расчетов используются результаты инженерно-геологических изысканий верхних осадков.

МСЖ позволяет найти приращение макросейсмической интенсивности, используя значения сейсмической жесткости рассматриваемого слоя и эталонного грунта [РСН 65-87 Инженерные изыскания..., 1987].

В России и других странах бывшего СССР традиционным стал подход к оценке приращения интенсивности, разработанный С.В. Медведевым. Одной из главных характеристик грунтов для оценки их влияния на интенсивность сейсмических сотрясений является сейсмическая жесткость, представляющая собой произведение скорости распространения продольных сейсмических волн в грунте на его плотность [Медведев, 1962].

Изменение балльности за счет грунтов зависит не только от сейсмических жесткостей грунтового слоя и эталонного грунта, но и от залегания грунтовых вод. При высоком стоянии грунтовых вод балльность увеличивается и вводится соответствующая поправка [Медведев, 1962].

Способ оценки влияния грунтов с помощью формулы Медведева является устоявшимся. Однако этот метод активно критикуется (подробно в работе [Гусев, 2002]), т.к., во-первых, представляет влияние грунта посредством частотно-независимой поправки, а во-вторых, не принимает во внимание эффекты насыщения амплитуд колебаний и резонансов. Впрочем, что касается резонансов, то существуют методы, которые позволяют рассчитать поправку к оценке приращения балльности за счет резонансных явлений [РСМ-85 Рекомендации по сейсмическому..., 1985].

1.5.4. Численное моделирование отклика грунта на сейсмические воздействия

В приповерхностных грунтах сейсмические волны претерпевают линейные и нелинейные преобразования. Линейные преобразования связаны с переходом волн в верхние, более рыхлые слои, резонансами и топографическими эффектами. Нелинейные преобразования наблюдаются, в основном, в мягких грунтах при сильных землетрясениях, может происходить уплотнение и просадочность, либо разрыхление и приподнятие рыхлых грунтов, разжижение грунтов, остаточные деформации. В настоящее время нелинейность поведения грунтов является одним из важнейших и недостаточно изученных вопросов инженерной сейсмологии. Нелинейные эффекты зависят от состава и мощности осадочных отложений, а также от интенсивности колебаний. Вышеперечисленные линейные и нелинейные эффекты в приповерхностных грунтах существенно преобразуют форму и спектр распространяющихся сейсмических волн [Павленко, 2009b]. Нелинейное поведение грунтов под сейсмическим воздействием изучается по полевым наблюдениям [Pavlenko, Irikura, 2006], в лабораторных условиях, а также с использованием численного моделирования [Pavlenko, 2001; Pavlenko, Irikura, 2003].

В течение последних десятилетий особое развитие получило создание вычислительных алгоритмов и компьютерных программ, предназначенных для численного моделирования процесса распространения сейсмических волн сквозь грунтовую слоистую среду.

Довольно обширный и подробный обзор существующих компьютерных программ для моделирования отклика грунта на сейсмическое воздействие приводится в работе [Павленко, 2009b]. Далее будут упомянуты лишь некоторые программы из этого обзора.

В первых алгоритмах использовалась так называемая эквивалентная линейная модель для оценки реакции грунта на динамические нагрузки. В таких моделях отклик грунта аппроксимируется откликом линейной модели,

свойства которой выбираются в соответствии со средними значениями воздействия в каждой точке грунтового разреза. Эквивалентные линейные модели используются в ряде известных программ SHAKE [Schnabel et al., 1972], FLUSH [Lysmer et al., 1975], EERA [Bardet et al., 2000] и др.

Позже появились вычислительные алгоритмы, основанные на нелинейных моделях, они основываются на различных нелинейных зависимостях напряжение-деформация. Так, в программе DESRA [Lee, Finn, 1978] зависимость напряжение-деформация представлена гиперболической моделью, в программе CHARSOIL [Streeter et al., 1974] – моделью Ромберга-Осгуда, в программе NERA [Bardet, Tobita, 2001] – моделью Айвена-Мроза.

Такие программы, как DESRA, TARA [Finn et al., 1986] и ряд других построены на основе анализа эффективных напряжений. Основное уравнение, используемое в анализе эффективных напряжений, предложено Био [Biot, 1956]. Программы позволяют рассчитать возможный уровень порового давления и вероятность разжижения грунта и провести анализ поведения грунта после разжижения [Павленко, 2009b].

Согласно действующим нормам, например [РСН 60-86 Инженерные изыскания..., 1986; РСН 65-87 Инженерные изыскания..., 1987], в процессе инженерно-геологических работ необходимо выделять динамически неустойчивые разновидности грунтов, в которых при сильных землетрясениях наиболее вероятны сейсмические просадки и тиксотропное разжижение. Вероятность разжижения увеличивается при обводнении грунта. Методы оценки разжижаемости грунта при сейсмическом воздействии, в большинстве случаев, основываются на лабораторных испытаниях [ГОСТ Р 56353-2015 Грунты..., 2015]. Кроме того, применяются методы численного моделирования [Lee., Finn, 1978] а также эмпирические оценки [Штейнберг и др., 1993].

1.6. Выводы к главе 1

- Представлен обзор отечественных и зарубежных нормативных документов, касающихся оценки сейсмических воздействий на площадках.
- Описана структура работ по оценке сейсмических воздействий и выделены особенности инженерных сейсмологических изысканий на шельфе.
- Рассмотрены задачи, решаемые с помощью инструментальных исследований в море, особенности морских шумов и аппаратуры, современные методы обработки экспериментальных данных.
- Дано описание современных расчетных методов, с помощью которых исследуется широкий спектр проблем: уточнение сейсмической опасности, расчет искусственных акселерограмм, оценка влияния местных грунтовых условий на распространение сейсмической волны.
- Из представленного в данном разделе обзора можно заключить, что, несмотря на обилие нормативных документов и научных работ, затрагивающих в той или иной мере проблему оценки сейсмических воздействий на площадках строительства, основные задачи, поставленные в настоящей диссертационной работе, либо не решены, либо их решение отсутствует в свободном доступе.

Глава 2. Развитие методов и результаты инструментальных наблюдений с донными сейсмографами на шельфе

Инструментальные наблюдения являются важной составляющей оценки сейсмических воздействий для площадок строительства. На рис. 2.1 описано, как и для чего используются записи локальной сети донных сейсмографов в рамках инженерных работ на шельфе.

Первым этапом обработки инструментальных данных является поиск землетрясений на записях донных сейсмографов. Поиск землетрясений на записях и выделение вступлений сейсмических волн может происходить как вручную оператором, так и с помощью различных автоматических алгоритмов детектирования. После обнаружения землетрясений и определения их основных параметров строятся карты расположения эпицентров, вертикальные разрезы, строятся графики повторяемости, находятся функции затухания для изучаемого района, оценивается приращение макросейсмической интенсивности за счет локальных условий, уточняются характеристики грунтов на исследуемой площадке.

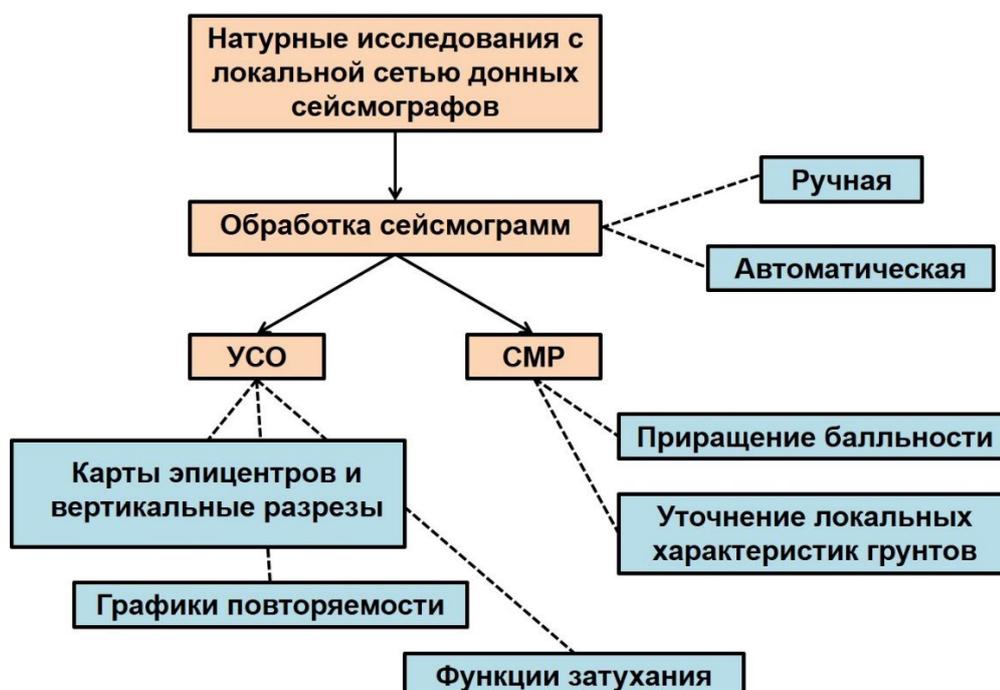


Рис. 2.1. Блок-схема использования данных инструментальных исследований.

2.1. Автоматическое детектирование землетрясений на записях локальной сети донных сейсмографов

Использование сети донных сейсмографов ставит исследователей перед проблемой обработки большого объема записей. Для решения этой задачи необходима разработка надежного алгоритма автоматического обнаружения землетрясений и выделения вступлений сейсмических волн на записях. В настоящее время известно много подобных алгоритмов, однако записи донных сейсмографов имеют целый ряд особенностей, которые делают большинство существующих алгоритмов малоэффективными:

- 1) наличие низкочастотных морских микросейсм, а также высокочастотного регионального шума (рис. 2.1.1);
- 2) обилие коротких высокоамплитудных шумовых микротолчков (рис. 2.1.2) не вполне ясного происхождения (возможно, связанных с проседанием дна в окрестности сейсмографа или с непосредственным механическим воздействием биологического источника);
- 3) наличие антропогенных шумов, таких как шумы от винтов кораблей, пневмопушек и др. (рис. 2.1.3);
- 4) наличие аппаратных шумов (рис. 2.1.4);
- 5) наличие каплинг-эффекта, который может привести к высокому затуханию высокочастотных составляющих сигнала, а также к резонансным эффектам (см. п. 1.4.2).

Например, наличие коротких высокоамплитудных импульсов делает неэффективными алгоритмы STA/LTA [Earle, Shearer, 1994] и авторегрессионные методы [Leonard, Kennet, 1999] для решения поставленной задачи, т.к. они основаны на обнаружении резких изменений амплитуды сигнала. Корреляционные методы [Gibbons, Ringdal, 2006] и нейронные сети [Zhao, Takano, 1999] хорошо применимы для обнаружения детерминированных сигналов. Для них требуется обширная база данных шаблонов возможных полезных сигналов. Такие методы больше подходят

для стационарных систем сейсмологического мониторинга, а не для кратковременных наблюдений. Поляризационный анализ [Ross, Ben-Zion, 2014], включая его совместное использование с вейвлетами [Anant, Dowl, 1997], больше подходит для уточнения при выделении и различии Р-фазы и S-фазы, чем для обнаружения землетрясений в условиях высокой фоновой и импульсной зашумленности.

Кроме того, еще одной важной характеристикой таких алгоритмов является вычислительная емкость и возможность распараллеливания. Как для экспресс-обработки записей в рамках инженерных изысканий по оценке сейсмических воздействий для площадок строительства, так и для внедрения на рабочие станции в рамках сейсмологического мониторинга необходимы быстрые, нетрудоемкие расчеты.

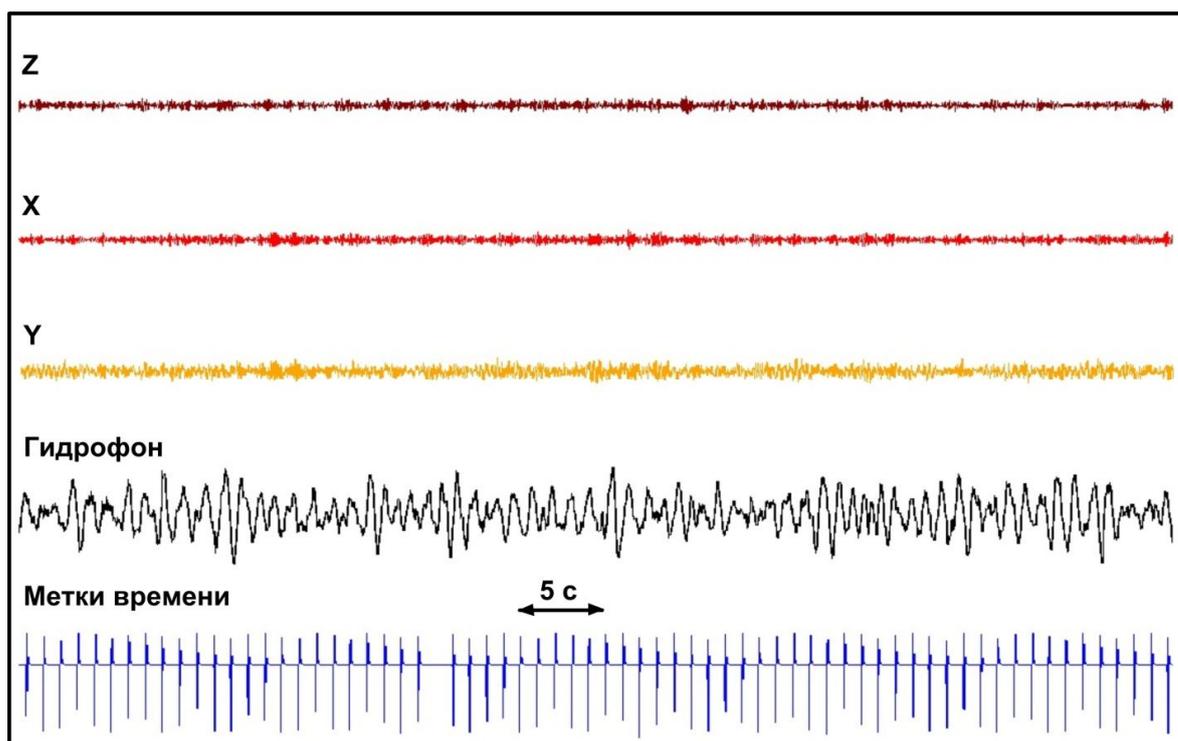


Рис. 2.1.1. Низкочастотные микросейсмы (видны на канале гидрофона) и высокочастотный региональный шум на записи донного сейсмографа.

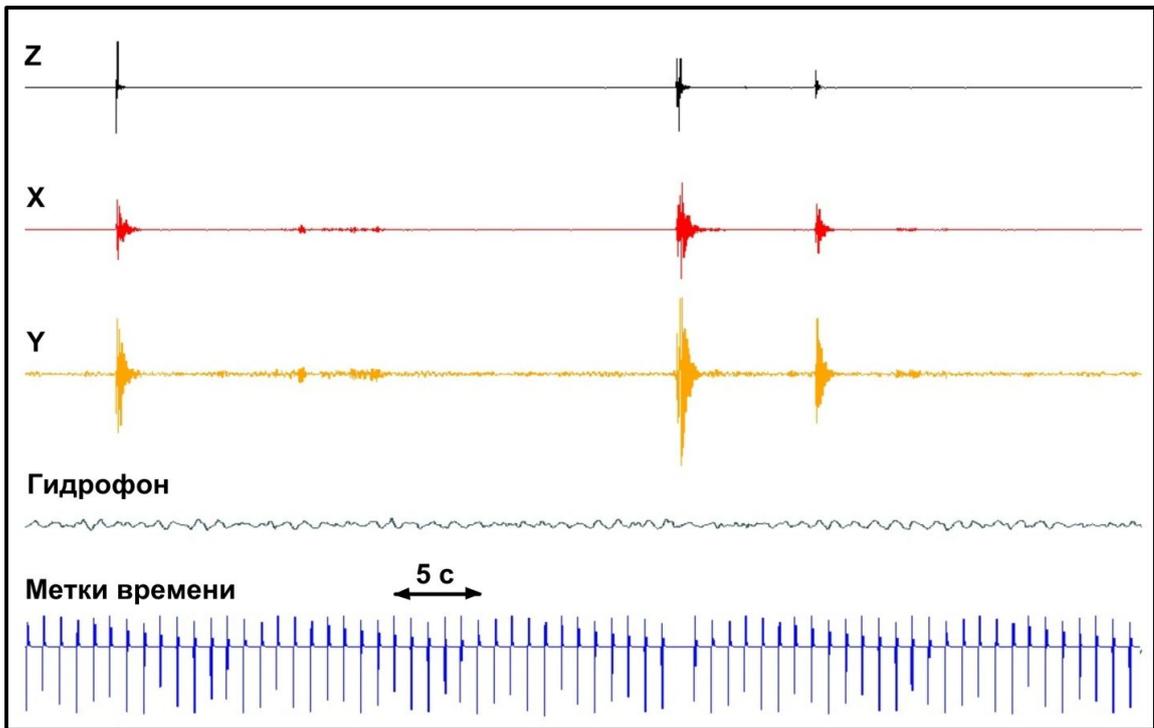


Рис. 2.1.2. Микротолчки на записи донного сейсмографа.

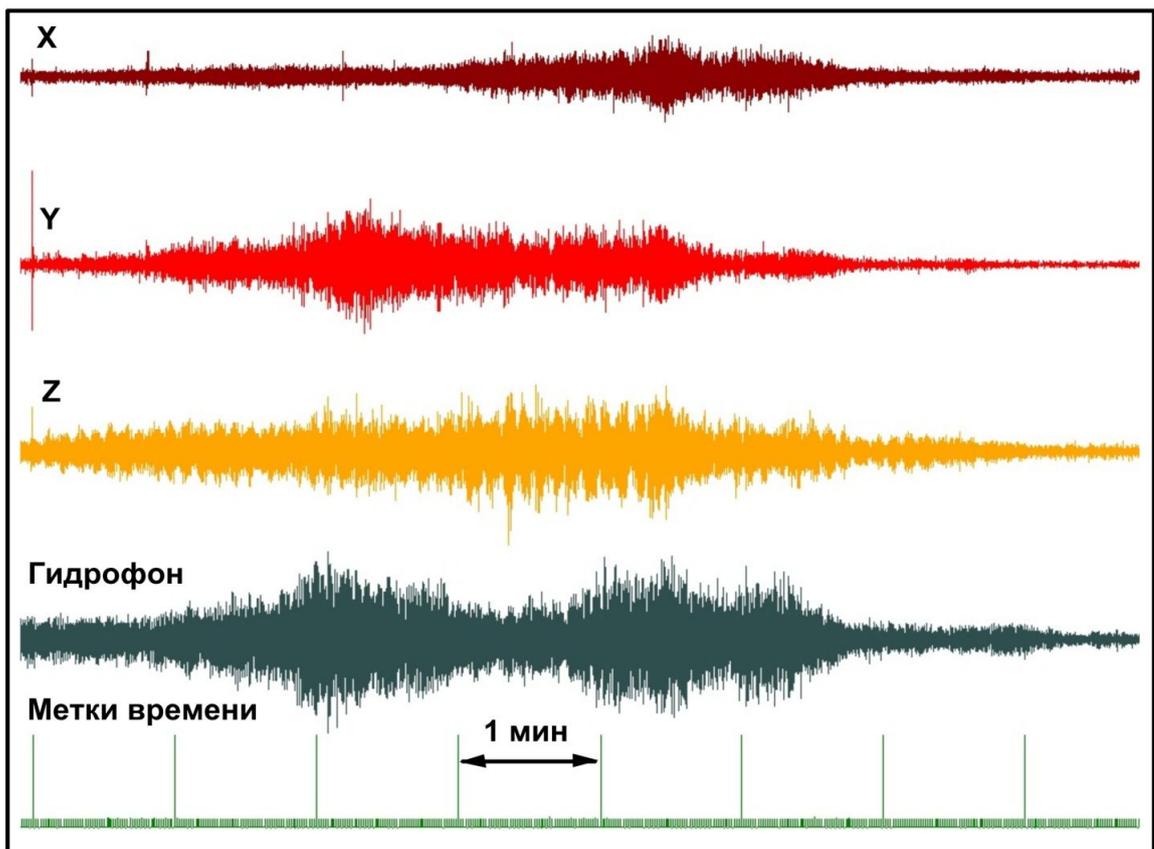


Рис. 2.1.3. Шумы винтов корабля на записи донного сейсмографа.

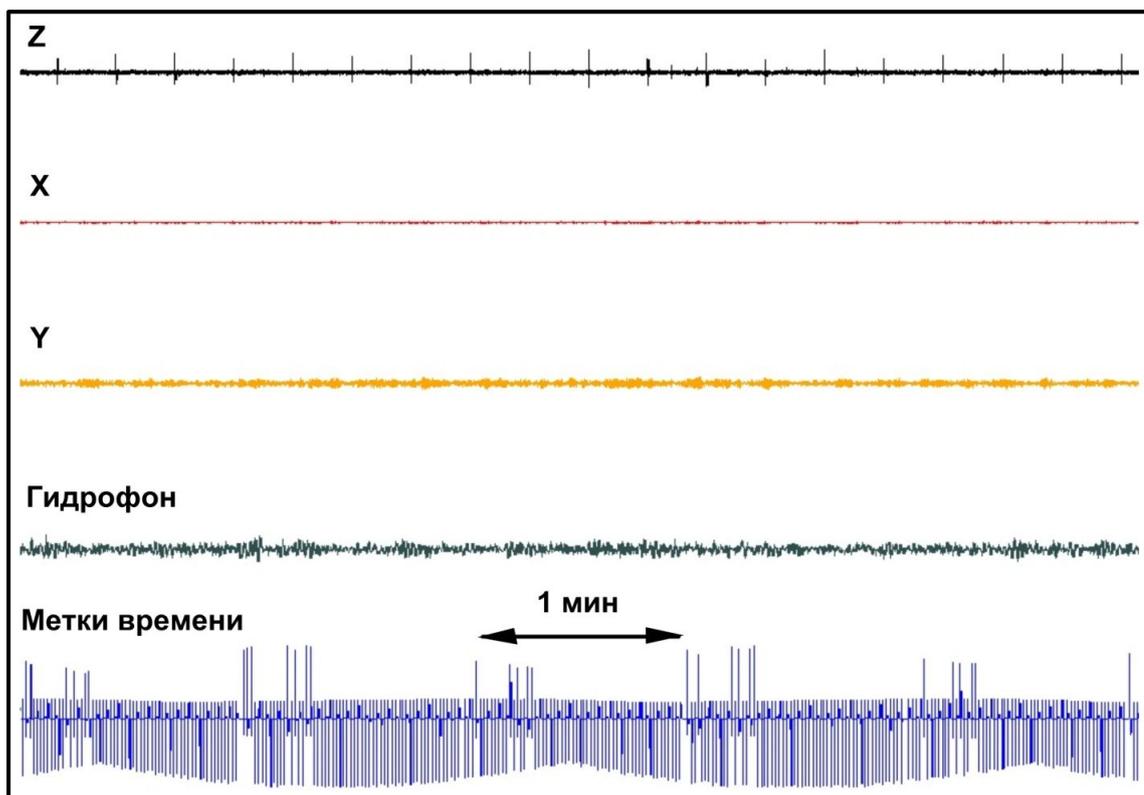


Рис. 2.1.4. Аппаратурные (на канале Z) шумы на записи донного сейсмографа.

Исходя из опыта ручной обработки записей сети донных сейсмографов, предлагается иной подход для решения поставленной задачи. Алгоритм, описанный далее, изложен автором настоящей диссертационной работы в статье [Крылов, 2015а].

Во-первых, целесообразнее разделить задачи обнаружения землетрясения и аккуратного выделения фаз, т.к. последняя особо чувствительна к наличию шумов. Во-вторых, из-за специфики донных шумов, в качестве анализируемых величин лучше брать длительность сигнала и корреляцию по сейсмографам и каналам (рис. 2.1.5). В-третьих, для дальнейшего выделения вступлений волн, использовать записи уже обнаруженных землетрясений, т.е. вырезанные отрезки непрерывной записи.

На рис. 2.1.6 представлена блок-схема алгоритма. На первом этапе для улучшения соотношения сигнал-шум используются полосовые фильтры. Они помогают снизить уровень микросейсм, регионального шума, высокочастотную часть спектра шумов от винтов кораблей.

Затем рассчитывается характеристическая функция (CF), которая описывает длительность сигнала. На этом этапе важно, чтобы огибающая не была как излишне «изрезанной», так и слишком плавной. Выбрана функция в виде максимального абсолютного значения в скользящем временном окне:

$$CF(m) = \max(|channel[i:i + P1 * F_d]|), \quad (2.1.1)$$

где $channel$ – массив отсчетов канала записи сейсмографа;

$P1$ – длительность скользящего временного окна (в секундах);

F_d – частота дискретизации;

$m = 1, 2, 3, \dots$;

$i = 1, 1+P1*F_d, 1+2*P1*F_d, \dots$ (отсчеты цифрового сигнала)

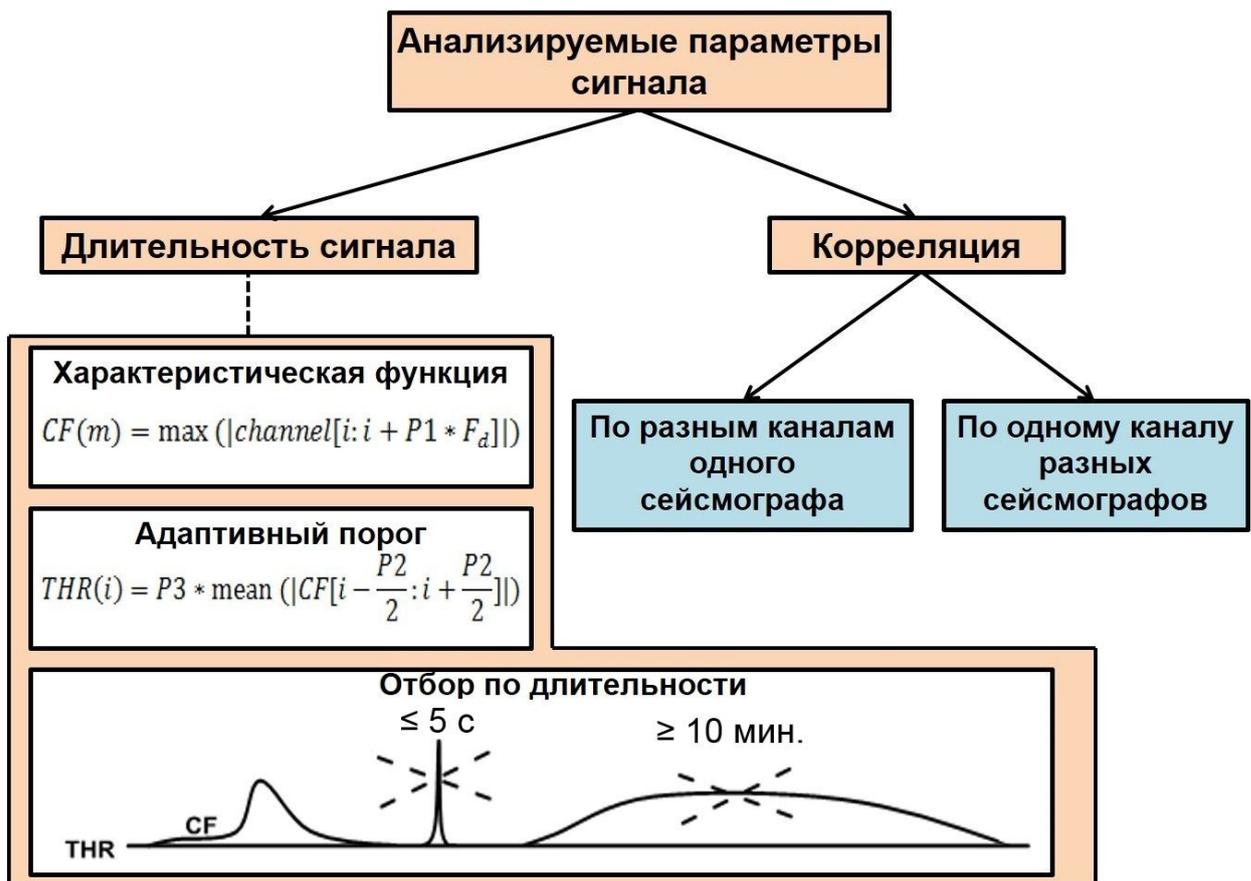


Рис. 2.1.5. Анализируемые параметры сигнала в алгоритме автоматического выявления землетрясений на записях локальной сети донных сейсмографов (про формулы и параметры расчета характеристической функции и адаптивного порога см. в тексте).

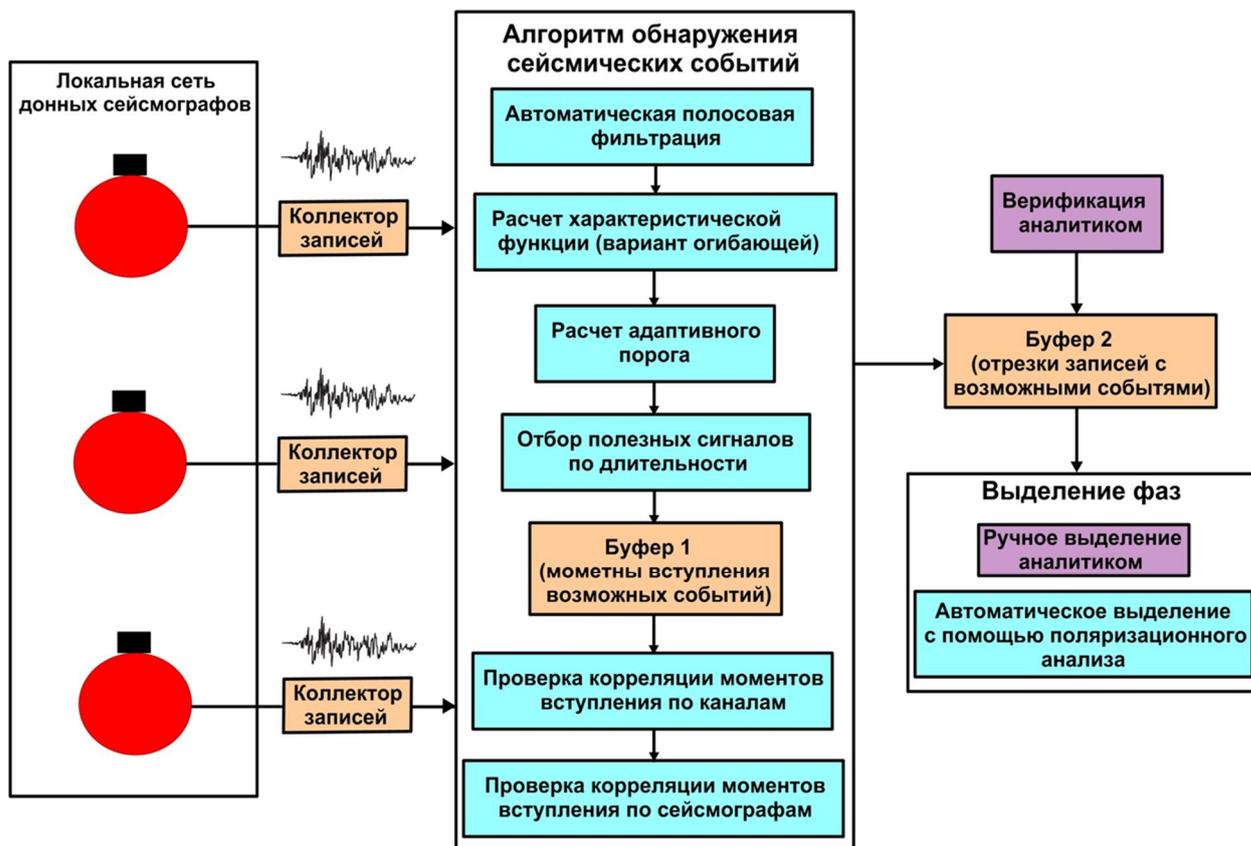


Рис. 2.1.6. Блок-схема алгоритма автоматической обработки записей сети донных сейсмографов.

Далее определяется адаптивный порог детектирования (THR) в виде среднего абсолютного значения характеристической функции по скользящему временному окну:

$$THR(m) = P3 * \text{mean}(|CF[i - \frac{P2}{2} : i + \frac{P2}{2}]|), \quad (2.1.2)$$

где $P2$ – длительность скользящего окна (в отсчетах CF);

$P3$ – поправочный множитель;

$m = 1, 2, 3, \dots ; i = P2/2+1, P2/2+2, \dots$

Применение адаптивного порога позволяет избежать ложного срабатывания детектора при плавном изменении шумов, таких как шумы винтов корабля или суточные изменения фонового шума.

Затем по характеристической функции определяется длительность сигнала на уровне адаптивного порога. Отсеиваются слишком короткие сигналы ($< P4$ отсчетов CF) и слишком длинные ($> P5$ отсчетов CF).

Времена вступления сигналов вносятся в соответствующие массивы для каждого канала и каждого сейсмографа. На следующем этапе алгоритм проверяет корреляцию между этими вступлениями по разным каналам и сейсмографам. Принимается решение о наличии сейсмического события, если сигнал подходящей длины обнаружен минимум на заданном количестве каналов ($P6$) и сейсмографов ($P7$).

В табл. 2.1.1 представлены значения параметров, которые были приняты для апробации алгоритма на реальных записях, полученных при натурных изысканиях на северо-восточном шельфе Черного моря.

Таблица 2.1.1. Значения параметров алгоритма, принятые при апробации.

P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7
2	600	1,7	3	300	2 (из 3)	2 (из 4)

Найденные таким образом сигналы вырезаются из непрерывной записи и в дальнейшем используются для аккуратного выделения Р-фазы и S-фазы с помощью поляризационного анализа трехкомпонентной записи сейсмографа. Описанный далее метод, основывающийся на расчете матрицы ковариаций, представлен в работе [Ross, Ben-Zion, 2014].

Матрица ковариаций для трехкомпонентной записи с конечным числом отсчетов рассчитывается следующим образом:

$$\sigma = \begin{pmatrix} Cov(N, N) & Cov(N, E) & Cov(N, Z) \\ Cov(E, N) & Cov(E, E) & Cov(E, Z) \\ Cov(Z, N) & Cov(Z, E) & Cov(Z, Z) \end{pmatrix}, \quad (2.1.3)$$

где N – компонента «север-юг», E – компонента «восток-запад», Z – вертикальная компонента (т.к. у донных сейсмографов горизонтальные компоненты не ориентированы по сторонам света, то в качестве N и E берутся произвольные).

Функция ковариации при этом имеет следующий вид:

$$\text{Cov}(X, Y) = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M x_i y_i, \quad (2.1.4)$$

где M – число отсчетов.

Матрица ковариации рассчитывается в скользящем временном окне определенной длительности (в нашем случае 3 с). Соответствующие собственные значения ($\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \lambda_3$) и собственные вектора ($\mathbf{u}_1, \mathbf{u}_2, \mathbf{u}_3$) матрицы σ могут быть использованы для расчета различных параметров движения частиц грунта.

Параметр, характеризующий степень линейной поляризации, рассчитывается следующим образом:

$$r = 1 - \left(\frac{\lambda_2 + \lambda_3}{2\lambda_1} \right) \quad (2.1.5)$$

Кажущийся угол падения определяется следующим образом:

$$\cos(\varphi) = u_{11} \quad (2.1.6)$$

Эти параметры используются для конструирования двух поляризационных фильтров (для определения вступления Р- и S-волны), которые применяются к трехкомпонентной записи посредством простого умножения на каждом отсчете времени (p – для вертикальной компоненты, s – для горизонтальных компонент):

$$p = r \cos(\varphi) \quad (2.1.7)$$

$$s = r[1 - \cos(\varphi)] \quad (2.1.8)$$

2.2. Апробация алгоритма автоматической обработки записей

Для апробации алгоритма использовались записи, полученные при работе сети из четырех донных сейсмографов, которые функционировали на северо-восточном шельфе Черного моря вблизи Анапы в мае-июне 2011 г.

На тестовых записях длительностью около 9 суток при ручной обработке были обнаружены сигналы от 31 землетрясения: 29 местных микроземлетрясений и 2 региональных землетрясения. Для 13 из 29 местных землетрясений удалось определить магнитуду и расположение. Значения магнитуд микроземлетрясений от 0,5 до 2. При автоматической обработке зафиксировано 33 срабатывания алгоритма, при этом 8 срабатываний оказались ложными, обнаружено 25 из 31 землетрясений. На рис. 2.2.1 изображена статистика срабатываний алгоритма на тестовых записях.

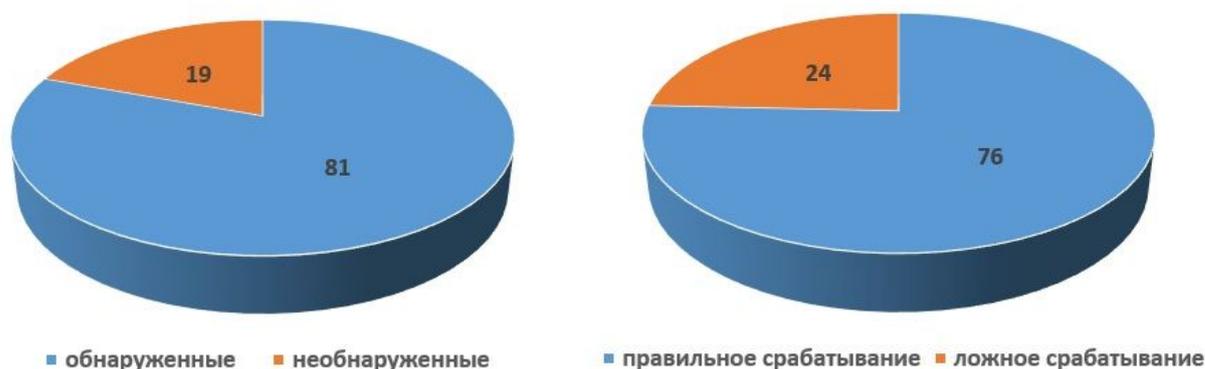


Рис. 2.2.1. Статистика срабатываний алгоритма на тестовых записях (на диаграммах процентные соотношения).

Апробация алгоритма на более длинных записях представляет техническую сложность из-за рассинхронизации временных каналов разных сейсмографов и требует предварительной коррекции входных данных.

На рис. 2.2.2-2.2.3 представлено, как блок отбора сигналов по длительности реагирует на различные виды шумов и полезных сигналов.

На рис. 2.2.4 изображен результат поляризационного анализа [Ross, Ben-Zion, 2014] трехкомпонентной записи морского микроземлетрясения после выполнения алгоритма обнаружения. Для выделения моментов

вступления Р- и S-волн на профильтрованных с помощью Р-поляризационного и S-поляризационного фильтра использовался стандартный алгоритм STA/LTA.

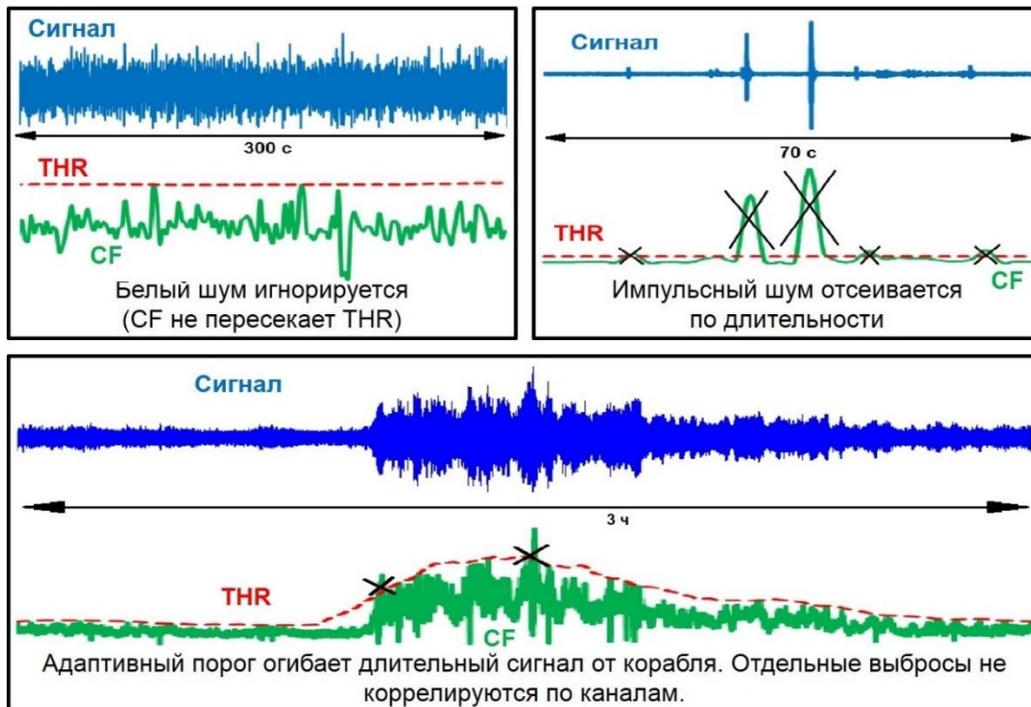


Рис. 2.2.2. Реакция блока отбора сигналов по длительности на шумовые сигналы (реальные записи).

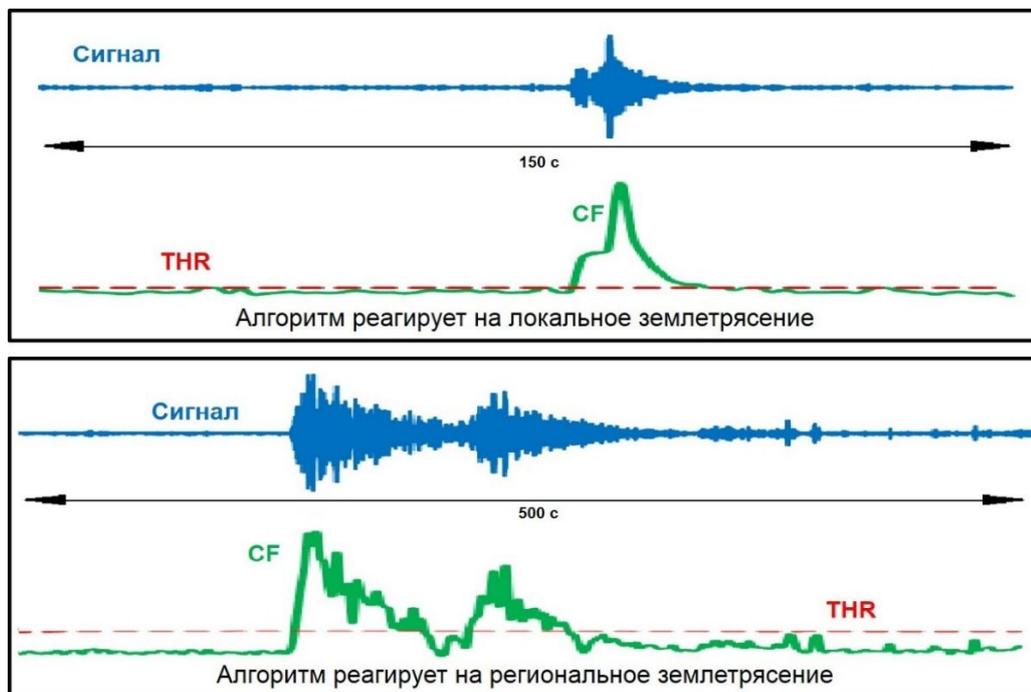


Рис. 2.2.3. Реакция блока отбора сигналов по длительности на полезные сигналы (реальные записи).

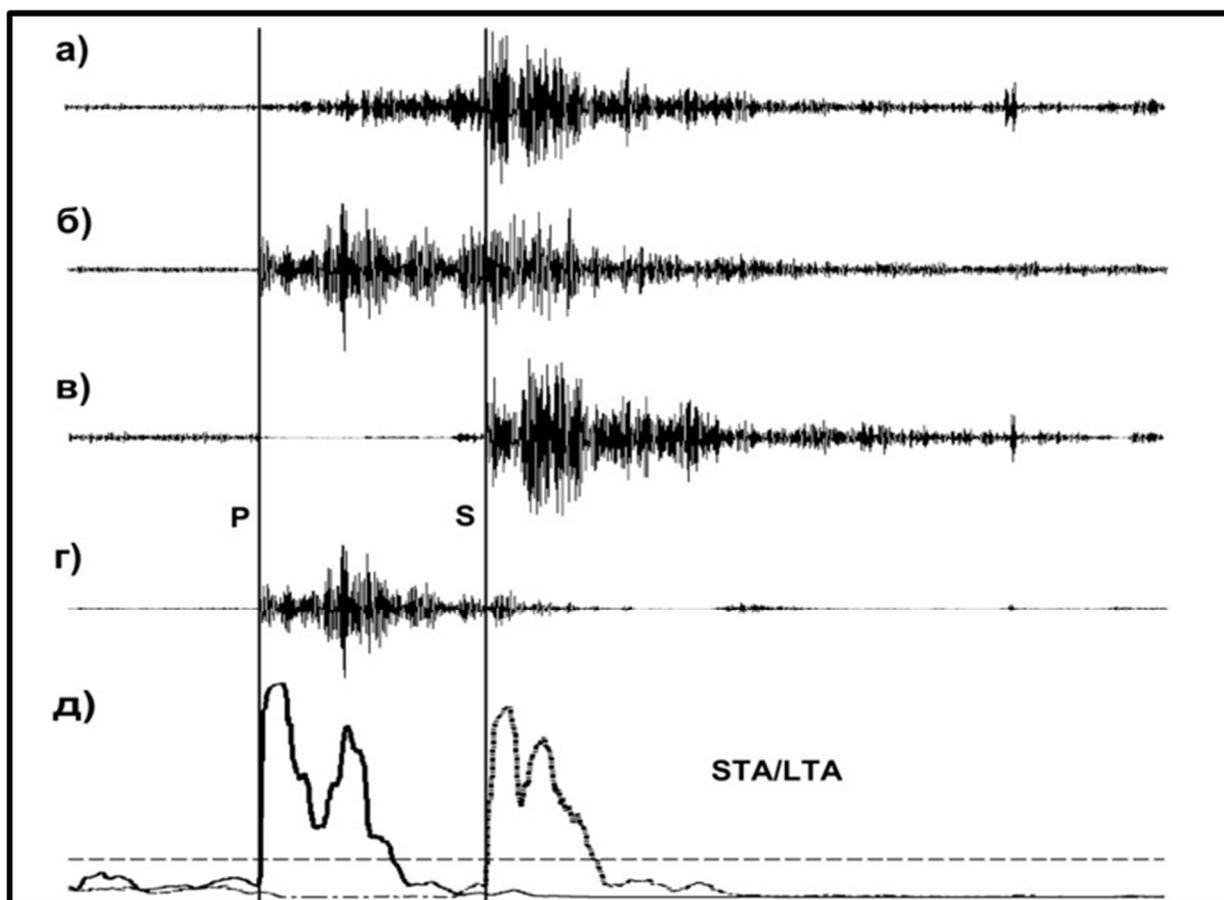


Рис. 2.2.4. Поляризационный анализ: а) горизонтальная компонента; б) вертикальная компонента; в) горизонтальная компонента после S-поляризационного фильтра; г) вертикальная компонента после P-поляризационного фильтра; д) применение алгоритма STA/LTA к поляризованным компонентам для выделения фаз (сплошная – вертикальная, пунктирная – горизонтальная) [Крылов, 2015а].

На рис. 2.2.5-2.2.6 изображены записи одного из обнаруженных локальных микроземлетрясений ($M_L = 0,5$, 05.05.11, 9:52:40 UTC, северо-восточный шельф Черного моря) и одного из обнаруженных региональных землетрясений ($M_w = 5,8$, 19.05.11, 20:15:23 UTC, Кютахья, Турция).

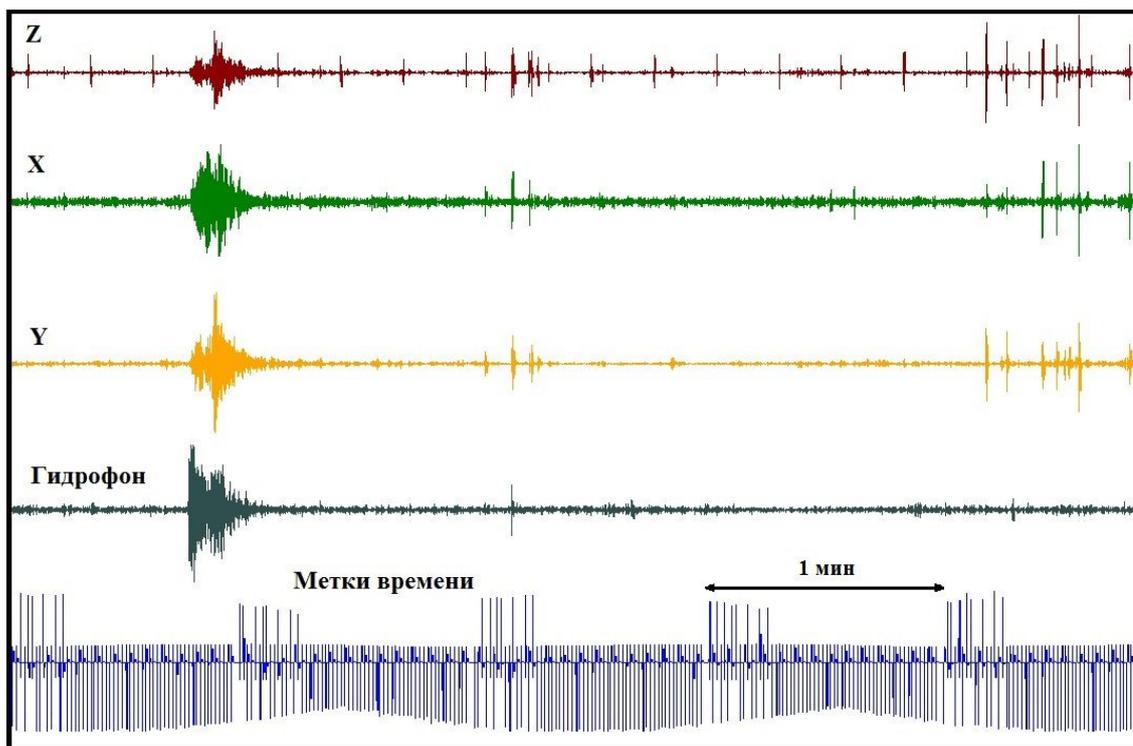


Рис. 2.2.5. Пример обнаруженного локального микроземлетрясения.

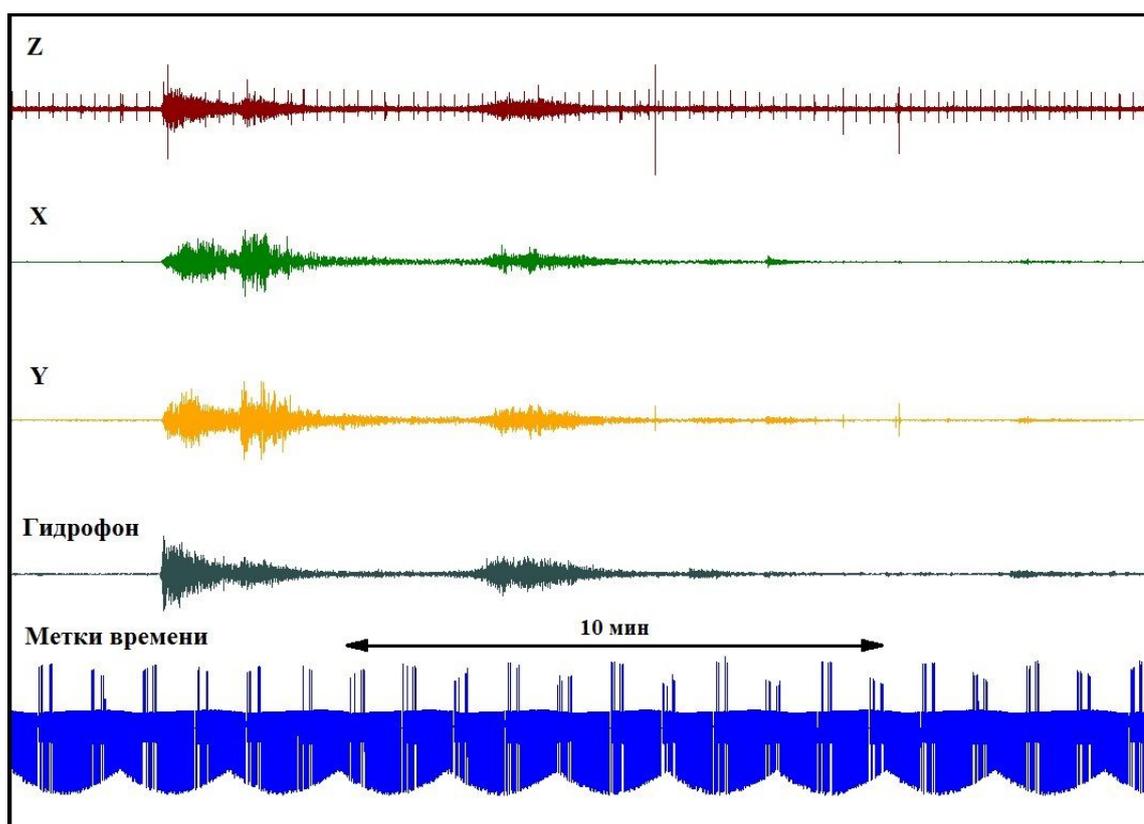


Рис. 2.2.6. Пример обнаруженного регионального микроземлетрясения.

2.3. Определение основных параметров землетрясений по записям локальной сети донных сейсмографов

После обнаружения сигналов от землетрясений на записях сети сейсмографов необходимо определение основных параметров землетрясений: местоположения гипоцентра, времени в очаге, магнитуды.

В первую очередь определяются вступления продольных (P) и поперечных (S) волн на записях. Достоверность определений их времени прихода контролируются графиком Вадати, который демонстрирует прямо-пропорциональное соотношение между временами пробега P-волн от очага к станции и разностей времени S-P для набора станций:

$$t_S - t_P = \left(\frac{V_P}{V_S} - 1 \right) \times (t_P - t_0), \quad (2.3.1)$$

где t_p и t_s - моменты вступлений продольных и поперечных волн, V_p и V_s - скорости продольных и поперечных волн соответственно, t_0 - время в очаге землетрясения.

Кроме контроля за надежностью, в выделении моментов вступления поперечных волн график Вадати позволяет определить время в очаге землетрясения и отношение скоростей продольных и поперечных сейсмических волн.

Координаты эпицентров и глубины очагов определяются с помощью метода инверсии времен пробега, впервые предложенного Гейгером [Geiger, 1912] и в настоящее время являющегося одним из самых популярных для расчета параметров гипоцентров локальных землетрясений. Используется программная реализация метода Гейгера - НУРО-71 [Lee, Lahr, 1975]. Времена вступлений продольных и поперечных волн на разных станциях, а также файлы, содержащие данные о скоростном строении земной коры и координаты сейсмических станций, являются входными данными для программы НУРО-71. С помощью этой программы рассчитываются также ошибки их вычисления и время в очаге землетрясения.

Для расчета магнитуд землетрясений (M_L) по записям локальной сети донных сейсмографов используется длительность записи сигналов (τ) в секундах. Эта методика была впервые представлена в работе [Bisztricsany, 1958] и с тех пор широко используется в международной сейсмологической практике [Lee, Lahr, 1975].

Применение традиционных методов определения магнитуды, основанные на замерах отношения A_{\max} к T , где A_{\max} - амплитуда максимальной фазы, а T - период, вызывает затруднения из-за того, что зачастую отсутствуют калибровочные кривые, описывающие затухание сейсмических волн с расстоянием в исследуемом районе.

Соотношение между M_L и τ имеет вид:

$$M_L = 3,24 \lg \tau - 3,84, \quad (2.3.2)$$

где τ - длительность коды сигнала землетрясения, т.е. время между приходом первого вступления продольной волны и время, когда амплитуда коды не более чем в 1,5 раз превышает амплитуду фонового сейсмического шума.

Это соотношение было получено в результате серии экспериментов, выполненных с помощью донных сейсмографов Института океанологии РАН в районе о. Крит в Эгейском море [Kovachev et al., 1991]. Коэффициенты полученного соотношения оказались весьма близким к постоянным в соотношениях, полученных другими исследователями в различных районах мирового океана [Soloviev, Kovachev, 1994].

2.4. Некоторые результаты инструментальных наблюдений на шельфе Черного, Каспийского, Балтийского морей, а также в районе Центральных Курил

На рис. 2.4.1 изображена карта эпицентров микроземлетрясений, зарегистрированных локальной сетью донных сейсмографов ИО РАН, функционирующих в мае-июне 2011 г. на северо-восточном шельфе Черного моря вблизи Анапы. Кроме того, на карту нанесены эпицентры землетрясений из Специализированного каталога землетрясений Северной Евразии [Специализированный каталог..., 1993] с древнейших времен до 1992 г., а также эпицентры землетрясений из каталога ГС РАН [Сеть сейсмических станций ГС РАН и филиалов, электронный ресурс] за период с 1992 г. по 2011 г. Изображенные линеаменты соответствуют базе данных о повторяемости сейсмических сотрясений различной интенсивности на территории Северной Евразии [Earthquake Source Zones..., электронный ресурс].

Система геодинамического мониторинга на месторождении им. Ю. Корчагина, установленная ИО РАН, функционирует в северной части Каспийского моря с 2010 года. Регистрируются как телесеismicкие сигналы, так и региональные и локальные землетрясения. При этом количество зарегистрированных локальных сигналов в этом регионе гораздо меньше, чем в Анапском регионе, причем нельзя однозначно утверждать о принадлежности этих сигналов именно к локальным микроземлетрясениям.

На рис. 2.4.2 изображена карта эпицентров возможных локальных микроземлетрясений в районе месторождения им. Ю. Корчагина, зарегистрированных в период с 16 июня 2012 г. по декабрь 2015 г.

Регулярный сейсмологический мониторинг ИО РАН также проводит и на Кравцовском месторождении в Балтийском море к северу от Самбийского п-ова. Там происходит добыча углеводородов с морской платформы Д6 уже на протяжении 12 лет. Результаты мониторинга показали наличие слабых землетрясений в районе платформы. На рис. 2.4.3. изображены эпицентры

землетрясений, зарегистрированных в 2008 и 2009 годах [Ковачев и др., 2016].

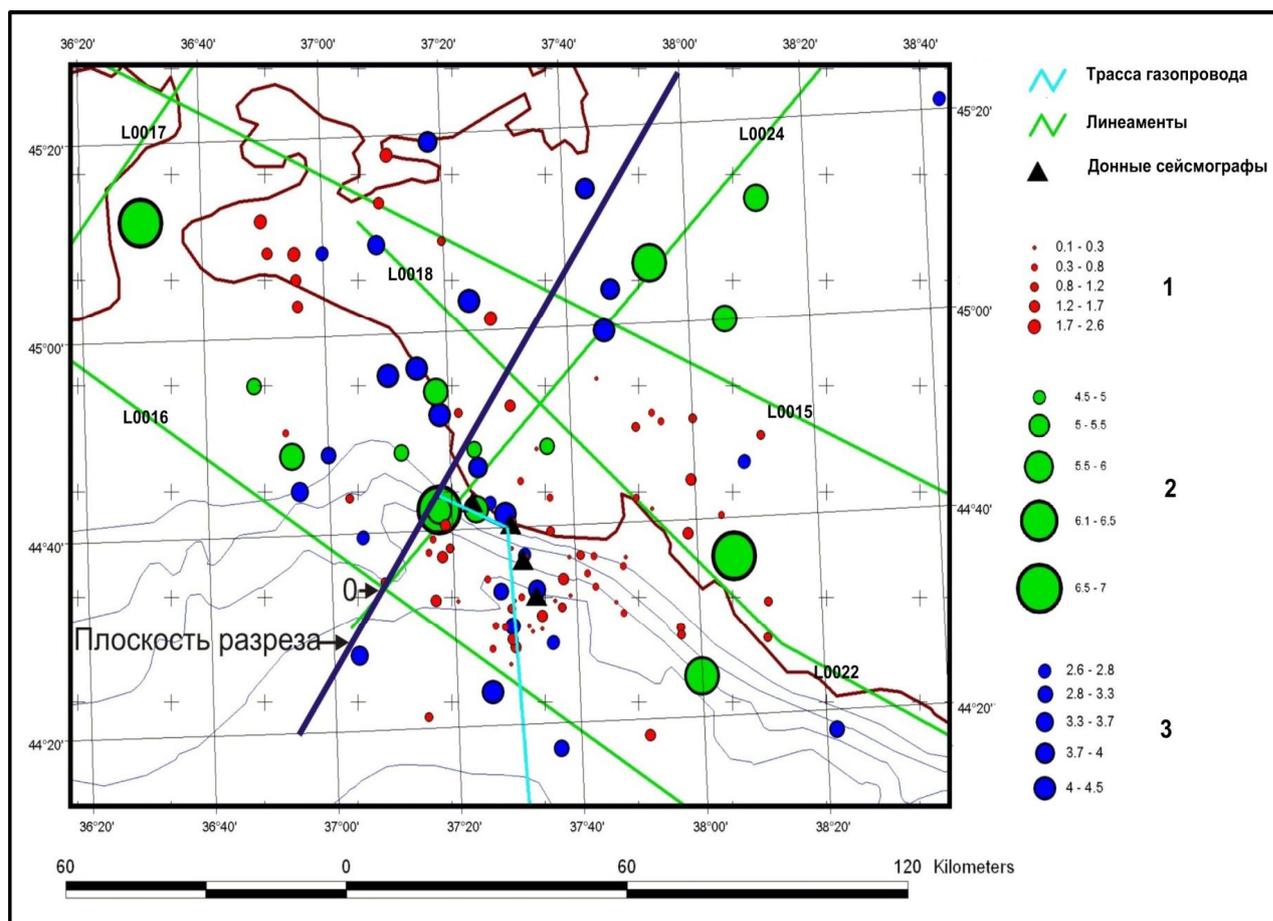


Рис. 2.4.1. Карта эпицентров землетрясений Анапского полигона: 1 - данные сейсмологических наблюдений с использованием донных сейсмографов; 2 - эпицентры землетрясений из Специализированного каталога землетрясений Северной Евразии; 3 - эпицентры землетрясений из каталога ГС РАН (на рисунке указаны соответствующие магнитуды).

В рассмотренных выше шельфовых районах глубинный разрез с проекцией очагов на вертикальную плоскость не дает четкого представления о сеймотектонической обстановке. Однако в таких областях, как, например, зона субдукции, результаты донных сейсмологических экспериментов могут выявить особенности сеймотектоники района. В 2006 году, за 2 месяца до возникновения двух сильнейших землетрясений Курильской островной дуги, 15.11.2006 ($M_w = 8.3$) и 13.01.2007 ($M_w = 8.1$) ИО РАН были проведены

детальные сейсмологические исследования с донными станциями [Ковачев и др., 2009].

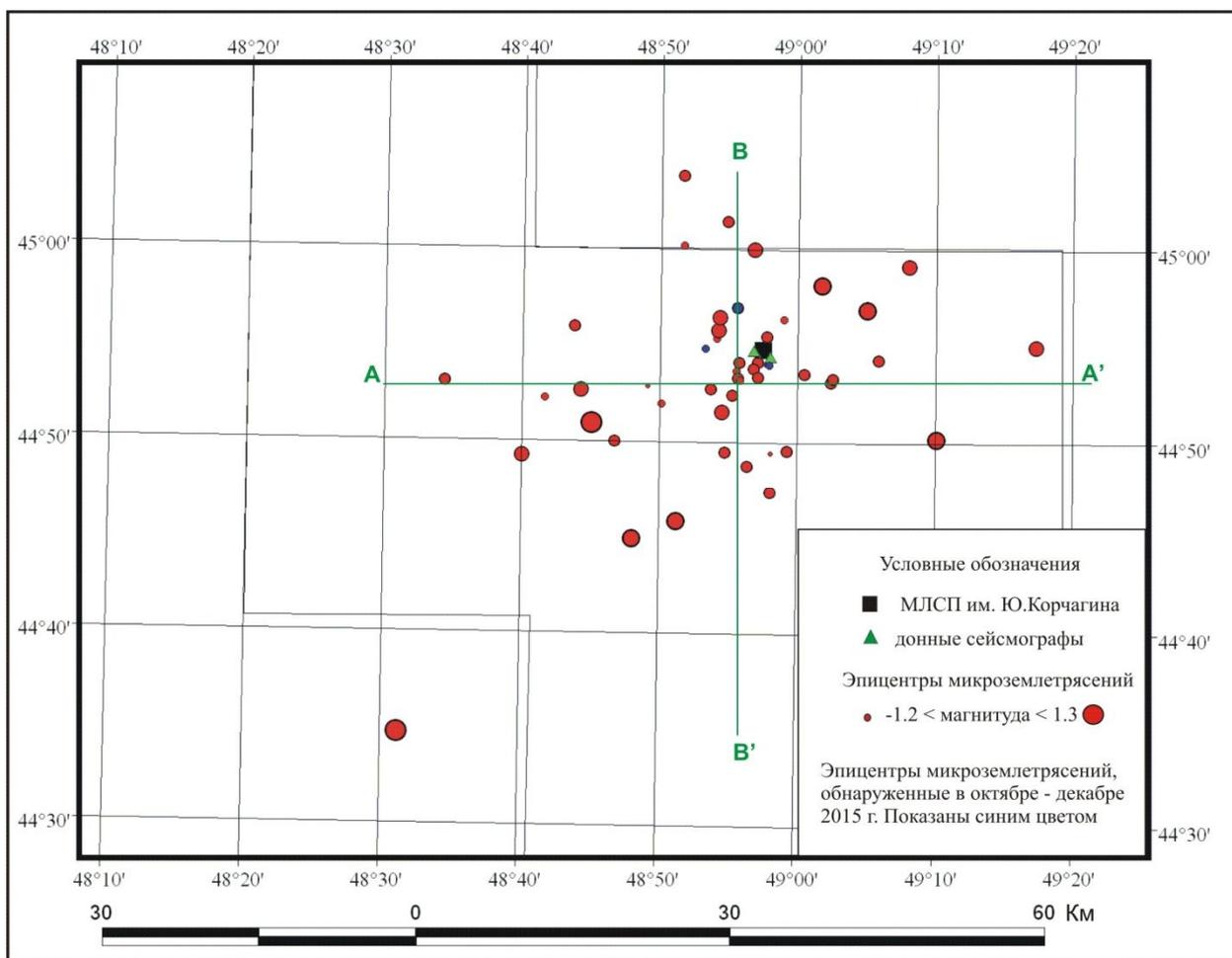


Рис. 2.4.2. Карта эпицентров местных микроземлетрясений, обнаруженных в районе месторождения им. Ю. Корчагина за период наблюдений с июня 2012 г. по декабрь 2015 г.

Основным результатом сейсмологических исследований было обнаружение раздвоения зоны Бенъофа Центрально-Курильской области. На рис. 2.4.4 видно, что наряду с основной внутренней подзоной существует внешняя менее плотная подзона, определяемая по наблюдениям донных станций. При сравнении глубинных разрезов на стадиях форшоков (1998-2006 гг.) и афтершоков (2006-2014 гг.) выявляется четкое различие между распределением гипоцентров в периоды форшоков и афтершоков. На рис. 2.4.5 видно, что в период афтершоков произошло резкое сужение границ

сейсмоактивной области вследствие исчезновения внешней подзоны и гипоцентры концентрируются преимущественно в зоне Беньофа. Такое явление в области Центральных Курил было обнаружено впервые [Лобковский и др., 2015].

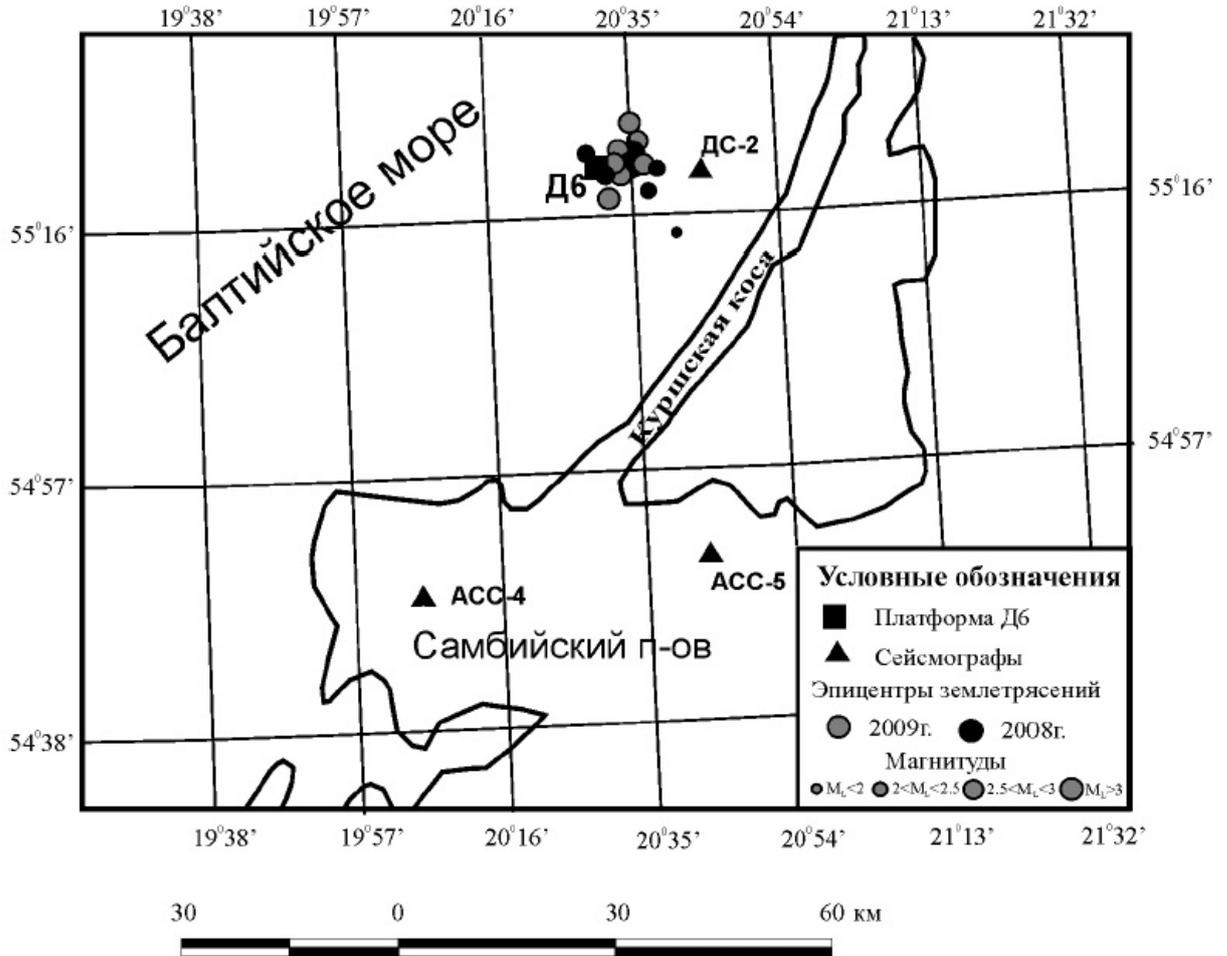


Рис. 2.4.3. Эпицентры землетрясений в районе платформы Д6 по результатам сейсмологического мониторинга в 2008 и 2009 гг. [Ковачев и др., 2016].

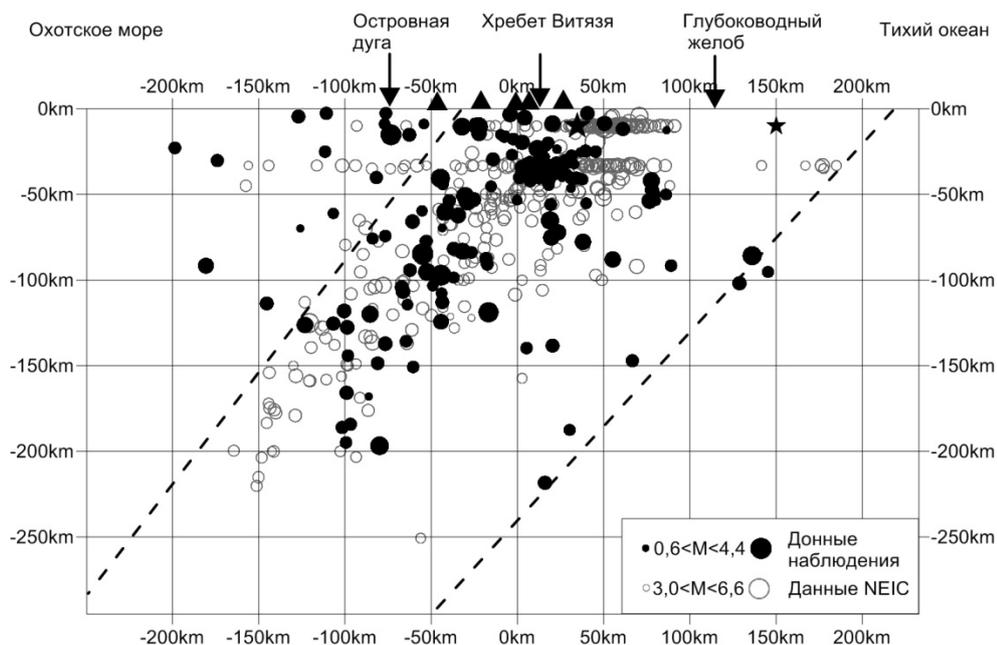


Рис. 2.4.4. Глубинный разрез через сейсмоактивную зону с проекцией очагов на вертикальную плоскость, построенный по данным донных сейсмологических наблюдений в августе-сентябре 2006 г. и данным NEIC за период 1998-2006 гг. Звездами обозначены проекции очагов землетрясений $M_w = 8.3$ (15.11.2006) и $M_w = 8.1$ (13.01.2007) [Лобковский и др., 2015].

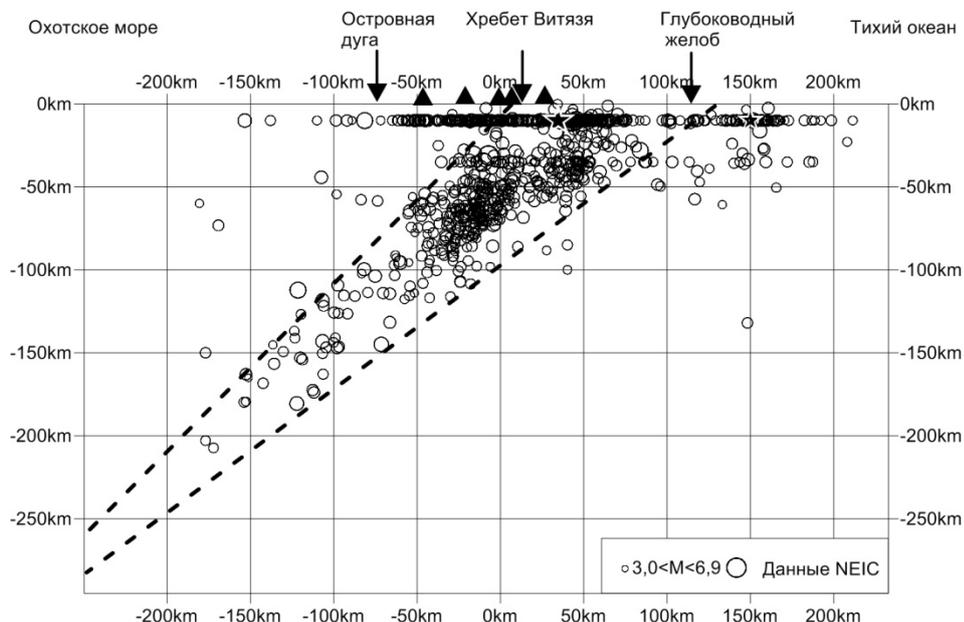


Рис. 2.4.5. Глубинный разрез через сейсмоактивную зону с проекцией очагов на вертикальную плоскость, построенный по данным NEIC за период 2006-2014 гг. Звездами обозначены проекции очагов землетрясений $M_w = 8.3$ (15.11.2006) и $M_w = 8.1$ (13.01.2007) [Лобковский и др., 2015].

2.5. Определение приращения балльности с использованием записей локальной сети донных сейсмографов

Для оценки изменений макросейсмической интенсивности можно применять записи зарегистрированных землетрясений малой энергии или микросейсм. Широко используется следующая формула для расчета приращения балльности с использованием записей землетрясений малой энергии [РСН 65-87 Инженерные изыскания для строительства..., 1987]:

$$\Delta I = 3,3 \lg \frac{\bar{A}_I}{\bar{A}_3}, \quad (2.5.1)$$

где ΔI - приращение сейсмической интенсивности (в баллах); \bar{A}_I - средняя амплитуда колебаний на исследуемом участке; \bar{A}_3 - средняя амплитуда колебаний на эталонном участке.

В том же РСН 65-87 указано, что в качестве вспомогательного следует применять метод регистрации микросейсм и использовать следующую формулу:

$$\Delta I = 2 \lg \frac{A_{max_i}}{A_{max_3}}, \quad (2.5.2)$$

где A_{max_i} и A_{max_3} - максимальные амплитуды микроколебаний соответственно на исследуемом и эталонном грунте.

В работе [Аптикаев, 1999] рекомендуются следующие формулы для оценки приращения сейсмической интенсивности по ускорениям, скоростям и смещениям:

$$\Delta I = 2,5 \lg \frac{\bar{A}_I}{\bar{A}_3} \quad - \text{ для ускорений} \quad (2.5.3)$$

$$\Delta I = 2,2 \lg \frac{\bar{A}_I}{\bar{A}_3} \quad - \text{ для скоростей} \quad (2.5.4)$$

$$\Delta I = 1,5 \lg \frac{\bar{A}_I}{\bar{A}_3} \quad - \text{ для смещений} \quad (2.5.5)$$

В работе [Ершов, 1977] показано, что значения приращения балльности, определенные по спектральным амплитудам и по максимальным амплитудам, практически не отличаются.

2.6. Оценки скорости распространения поперечных сейсмических волн в грунтовой толще на шельфе *in situ*

На морском шельфе определение скорости распространения поперечных волн в слоистых верхних осадках в условиях естественного залегания представляет определенную сложность, если при сейсмических изысканиях используется одноканальное сейсмопрофилирование. Лабораторные испытания образцов пробоотбора, а также исследования с помощью пенетрометров не дают надежного результата.

Например, при натурных инженерных изысканиях на черноморском шельфе вблизи Анапы (проведены ИО РАН в 2011 г.) помимо прочего были проведены испытания с помощью пенетрометров методом статистического зондирования (Piezo cone penetration test). Однако определение модуля сдвига и скорости поперечных волн в районе расположения характерных для этого района мягких глин прошло успешно лишь для нескольких станций.

На рис. 2.6.1 изображены результаты двух станций в районе расположения сети донных сейсмографов: а) и б) – пример неудачного определения значений модуля сдвига и скорости поперечной волны по глубине соответственно; в) и г) – пример удачного определения. Неправдоподобно заниженные значения модуля сдвига и скорости поперечной волны на рис. 2.6.1а,б, возможно, получены из-за тиксотропных свойств мягкой глины.

Если в районе расположения сети донных сейсмографов проводятся сейсмические работы с использованием пневмоисточников, то расчет скоростей поперечной волны может производиться по скоростям дисперсной волны Релея. Однако работ с пневмоисточниками на исследуемом участке анапского шельфа не было.

При проведении работ с помощью локальной сети донных сейсмографов их расстановка была выполнена таким образом, что один из них находился в районе выхода флиша на поверхность, а другие располагались на слое глины. Такое расположение датчиков позволяет

инструментально оценить приращение макросейсмической интенсивности. Если при этом зарегистрировано какое-либо равноудаленное от сейсмографов землетрясение, то появляется возможность оценить скорость распространения поперечной волны сквозь грунтовую толщу посредством сравнения спектров сейсмического сигнала и определения резонансной частоты (в случае, когда наблюдается резонанс).

Для упругого грунтового слоя на жестком полупространстве известно соотношение, выражающее условие возникновения резонанса при прохождении через него сейсмической волны [Медведев, 1962]:

$$\frac{h}{\lambda} = \frac{2n+1}{4}, \quad n = 1, 2, 3, \dots \quad (2.6.1)$$

где h – мощность грунтового слоя, λ – длина преобладающей сейсмической волны.

На рис. 2.6.2 изображены спектры горизонтальной компоненты записи землетрясения в провинции Кютахья на западе Турции, произошедшего 19 мая 2011 года в 20:15:23 (UTC). Магнитуда землетрясения $M_w = 5,8$. Записи получены сетью донных сейсмографов на черноморском шельфе вблизи Анапы, расстояние от эпицентра землетрясения до сейсмографов примерно 925 км.

В окрестности 2-го сейсмографа мощность слоя мягкой глины $h = 7$ м. Главный резонансный пик приходится на частоту $f = 2,9$ Гц. Тогда оценка скорости поперечной волны в мягкой глине по формуле (2.6.1): $V_s \approx 80$ м/с. На рис. 2.6.1г видно, что полученное значение в целом совпадает с данными удачного испытания с помощью пенетрометра.

Можно сделать вывод, что при недостатке либо низком качестве результатов инженерно-геологических испытаний уточнение оценки скорости распространения поперечных сейсмических волн в грунтовом слое на шельфе *in situ* можно проводить при помощи записей правильно расположенных донных сейсмографов.

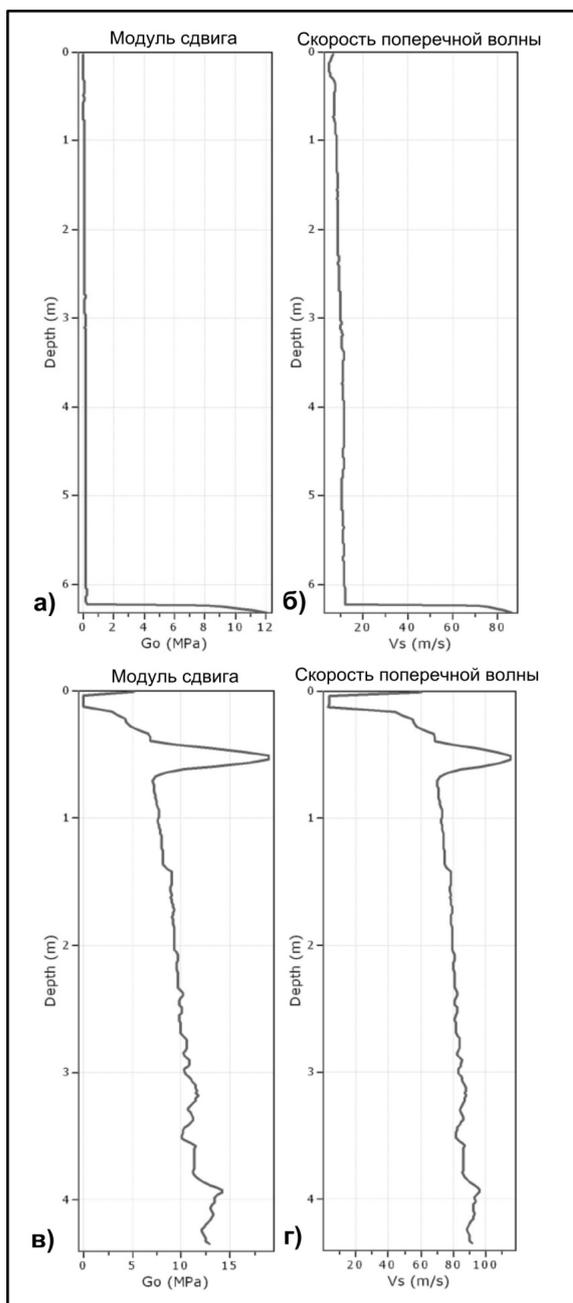


Рис. 2.6.1. Данные о модуле сдвига и скорости поперечной волны в районе расположения сети донных сейсмографов на черноморском шельфе вблизи Анапы, полученные с помощью пенетрометров. а) и б) – неудачные испытания, в) и г) – удачные испытания.

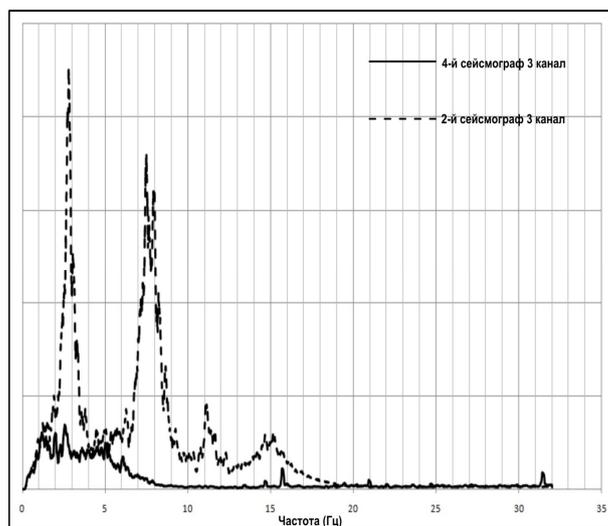


Рис. 2.6.2. Резонансы на спектрах Фурье для горизонтальной компоненты записи турецкого землетрясения 2011-05-19 20:15:23, полученной сетью донных сейсмографов на черноморском шельфе (нет подписи по оси ординат, так как записи некалиброванные).

2.7. Выводы к главе 2

- Рассмотрены основные этапы обработки инструментальных наблюдений на шельфе, а также применение их результатов для уточнения сейсмической опасности и сейсмического микрорайонирования.
- Проанализирована специфика зашумленности донных записей.
- Разработан метод автоматического детектирования сейсмических событий на записях сетей морских сейсмографов. Совместный анализ длительности сейсмического сигнала и его корреляции на разных сеймостанциях и каналах, составляющий основу предложенного метода автоматического выявления сейсмических событий, дает возможность эффективно обрабатывать записи локальных сетей донных сейсмографов, полученные на шельфе, что подтверждено на реальных записях.
- Представлены некоторые результаты инструментальных наблюдений на шельфах Черного, Каспийского и Балтийского морей, в районе Центральных Курил.

Глава 3. Развитие расчетных методов оценки сейсмических воздействий для площадок на шельфе

Одних только инструментальных наблюдений недостаточно для оценки сейсмичности площадок строительства, т.к. ввиду ограниченности во времени таких исследований, регистрируются в основном микроземлетрясения, тогда как необходимы параметры сильнейших сейсмических воздействий для рассматриваемого района.

На рис. 3.1 приведены этапы расчетов по оценке сейсмических воздействий для площадок строительства на шельфе. Первым этапом является уточнение сейсмичности, которое может выполняться посредством вероятностного или детерминистского анализа. Дезагрегация и расчет искусственных акселерограмм необходимы для дальнейшего анализа влияния локальных условий на сейсмические воздействия. Такой анализ проводится как с помощью традиционного МСЖ, так и с помощью численного моделирования. Сравнительный анализ затрагивает такие сложные явления, как насыщение амплитуд колебаний при высокой интенсивности воздействий, резонансы, зависимость отклика грунта от частоты, влияние водонасыщенности на отклик грунта.

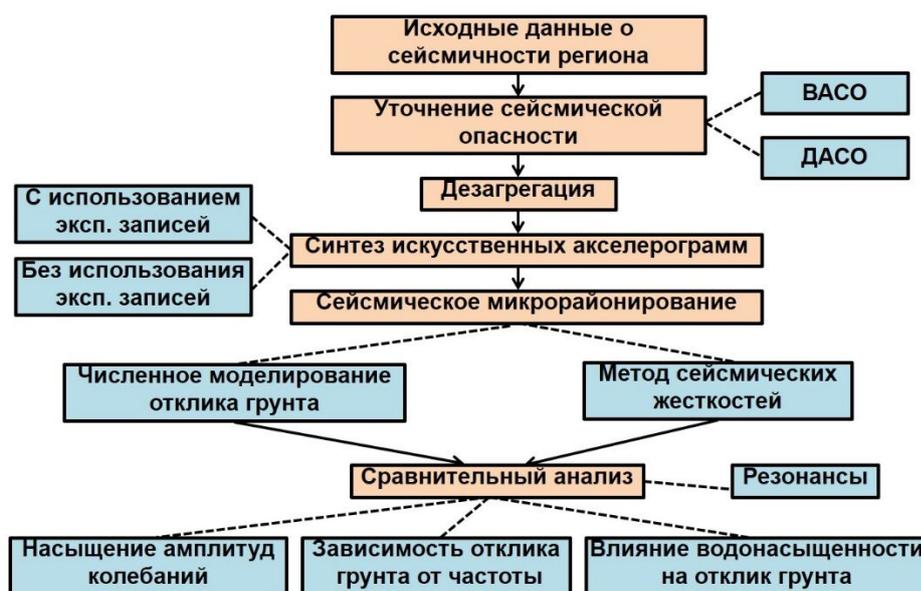


Рис. 3.1. Блок-схема методики расчетов по оценке сейсмических воздействий для площадок строительства на шельфе.

3.1. Традиционная вероятностная оценка сейсмических воздействий на примере Северного Каспия и ее недостатки

3.1.1. Вероятностный анализ сейсмической опасности

В настоящее время большинство работ по общему сейсмическому районированию, а также по уточнению исходной сейсмичности проводятся посредством вероятностного анализа сейсмической опасности. Одной из наиболее популярных и удобно применимых в инженерных расчетах программных реализаций ВАСО является SEISRISK III [Bender, Perkins, 1987]. Эта программа позволяет найти такие значения параметра движений грунта (ускорения, скорости или спектра) для каждой исследуемой точки, которые не будут превышать в заданный промежуток времени с заданной вероятностью.

Алгоритм основывается на распределении Пуассона, которое моделирует число землетрясений, произошедших в определенный промежуток времени. Сейсмические события при этом рассматриваются как независимые и происходящие с некоторой фиксированной средней интенсивностью.

Если дано распределение Пуассона с интенсивностью событий μ , тогда вероятность происшествия k событий в интервале наблюдения t :

$$P(k, t) = \frac{(\mu t)^k \exp(-\mu t)}{k!} \quad (3.1.1)$$

Вероятность, что не произойдет ни одного события в течение того же промежутка времени:

$$P(0, t) = \exp(-\mu t) \quad (3.1.2)$$

В качестве интенсивности событий μ берется число таких сейсмических событий в год, для которых заданный параметр воздействий превосходит некоторое значение. В качестве параметра сейсмических воздействий далее будет использоваться спектр реакции по ускорению $SA(T,$

5%). Пусть $Ex(SA)$ – число таких событий в год, для которых спектральное ускорение больше заданного SA . Тогда вероятность непревышения спектра реакции SA в течение времени t :

$$P(0, t) = \exp(-Ex(SA)t) \quad (3.1.3)$$

Выражение (3.1.3) можно привести к следующему виду:

$$Ex(SA) = - \frac{\ln(P(0,t))}{t} \quad (3.1.4)$$

Значение SA , удовлетворяющее выражению (3.1.4), с вероятностью $P(0,t)$ не превышает за промежуток времени t (или превышает с вероятностью $1 - P(0,t)$ в течение времени t).

В программе SEISRISK III задаются: значение вероятности непревышения P и несколько значений интервалов времени. Кривая $Ex(SA)$ находится интерполированием зависимости $Ex(SA_j)$ для набора диапазонов возможных значений спектрального ускорения $SA_{j-1} < SA < SA_j$, $1 \leq j \leq 55$.

Для расчета зависимости $Ex(SA_j)$ в свою очередь используется массив $\rho(i)$, содержащий количество событий, производящих соответствующий диапазон сейсмических воздействий:

$$Ex(SA_j) = \sum_{i=j+1}^{55} \rho(i) , \quad (3.1.5)$$

где $\rho(i)$ - число сейсмических событий, для которых уровень сейсмических воздействий в рассматриваемой точке лежит в диапазоне $SA_{i-1} < SA < SA_i$.

Формирование массива $\rho(i)$ происходит с помощью задаваемых повторяемостей землетрясений, соответствующих разным зонам ВОЗ, а также моделям затухания для исследуемого региона.

Алгоритм программы SEISRISK III позволяет принять во внимание несколько нюансов: скорректировать скачкообразное изменение уровня сейсмичности на границах двух зон ВОЗ, а также смоделировать разброс значений параметра движения грунта от событий одинаковой магнитуды и расстояния до пункта наблюдения.

3.1.2. Дезагрегация

Дезагрегация результатов ВАСО имеет две главных цели: определение вкладов отдельных зон ВОЗ в уровень сейсмичности площадки, а также определение основных параметров землетрясений, которые вносят наибольший вклад. Используемый в данной работе и описанный далее метод дезагрегации был предложен в работе [Bazurgo, Cornell, 1999] и основывается на алгоритме ВАСО.

Кратко основу ВАСО можно представить следующей формулой:

$$Ex(SA) = \sum_{i=1}^N (Ex(SA))_i = \sum_{i=1}^N \vartheta_i \left\{ \int \int I[SA > x|m, r] f_{M,R}(m, r) dm dr \right\}_i, \quad (3.1.6)$$

где ϑ_i - среднее число землетрясений в год, сгенерированных источником i для всех рассматриваемых магнитуд; m - магнитуда; r - расстояние от источника до исследуемой площадки; $I[SA > x|m, r]$ - функция-индикатор, если $\ln SA(m, r) > \ln(x)$, то $I = 1$, иначе $I = 0$; $f_{M,R,\varepsilon}(m, r, \varepsilon)$ - условная вероятность события (m, r) в источнике I (ε - параметр разброса ускорений).

Аккумуляция долей происходит во время интегрирования, каждой паре (M, R) соответствует некоторое число, определяемое формулой (3.1.7) и представляющее собой вероятность события с параметрами (M, R) в исследуемой точке:

$$P(M, R) = \frac{\sum_{i=1}^N \vartheta_i \{ I[SA > x|m, r] f_{M,R}(m, r) \}_i}{Ex(SA)} \quad (3.1.7)$$

Дезагрегация позволяет разбить вклад всех землетрясений региона в расчетное значение спектра реакции по ускорению SA в исследуемой точке на отдельные вклады землетрясений с магнитудами $M \pm \Delta M$, возникающими на расстояниях $R \pm \Delta R$ от рассматриваемой точки. Вклад оценивается как условная вероятность $P(M, R)$ того, что при землетрясениях с магнитудами $M \pm \Delta M$, возникших на расстояниях $R \pm \Delta R$, данное расчетное значение спектрального ускорения будет превышено в среднем 1 раз за T лет (за один период повторяемости в исследуемой точке).

3.1.3. Расчет искусственных акселерограмм без использования реальных записей

Для моделирования искусственных акселерограмм на исследуемой площадке существуют различные методы. В настоящей работе для расчета акселерограмм наиболее вероятных ожидаемых землетрясений используются несколько методов. Один из них описан в работе [Sabetta, Pugliese, 1996] и относится к семейству стохастических алгоритмов, действующих в частотном представлении сигнала и использующих амплитудный и фазовый спектр Фурье. При этом амплитудный спектр моделируемого события рассчитывается из соотношений, полученных с помощью спектров реальных записей набора итальянских землетрясений.

Этот метод позволяет синтезировать акселерограммы, когда известны лишь основные параметры характерного землетрясения: магнитуду M , расстояние R до источника и тип грунта. Спектры реакции акселерограмм, полученные с помощью данного метода, хорошо коррелируют с расчетными спектрами, найденными с помощью ВАСО.

Алгоритм основан на суммировании ряда Фурье, состоящего из синусоидальных колебаний с амплитудами, изменяющимися как во времени, так и по частоте, и со случайными фазами, равномерно распределенными в интервале $[0, 2\pi]$. Закон распределения изменяющихся во времени амплитуд отдельных гармоник по частотам представляется «физическим спектром» $PS(f, t)$, вид которого приближается к логнормальному.

Расчет акселерограмм производится по следующим формулам:

$$a(t) = 2 \sum_{n=1}^N C_n(t) \cos(n2\pi f_0 t + \varphi_n), \quad (3.1.8)$$

$$C_n(t) = \sqrt{2\pi f_0 PS(f_n, t)}, \quad (3.1.9)$$

где $a(t)$ – ускорение, f_0 – базовая частота, φ_n – случайные фазы.

Функция $PS(f, t)$ выражается с помощью таких параметров, как I_A – интенсивность по Ариасу, DV – эффективная длительность наиболее

интенсивных колебаний, F_c – начальная центральная частота спектра, F_b – эффективная логарифмическая ширина спектра. Эти величины, в свою очередь, могут быть получены с использованием основных параметров землетрясения: магнитуды, расстояния до источника и типа грунта. Более подробно расчеты описаны в работе [Sabetta, Pugliese, 1996].

Единичная акселерограмма подвержена случайным флуктуациям, и ее спектр реакции может заметно варьироваться. Чтобы в дальнейшем получить статистически достоверные оценки реакции грунтовой толщи, нужно рассчитывать ансамбли из некоторого числа акселерограмм, дающие более достоверный средний спектр реакции. Отдельные акселерограммы в этом случае заметно различаются между собой по форме и, в меньшей степени, по уровню спектра реакции. Тем самым моделируется изменчивость реально наблюдаемых спектров реакции при статистически устойчивых средних значениях параметров колебаний.

В расчетах с использованием данного метода рекомендуется учесть также до некоторой степени изменчивость акселерограмм, обусловленную неточным заданием их основных параметров, посредством введения стандартных отклонений некоторых переменных. В противном случае при заданных магнитуде M и расстоянии R они будут одинаковы для всех акселерограмм в ансамбле, и отдельные реализации акселерограмм будут отличаться только случайно выбранными фазами у косинусов при суммировании ряда Фурье. На самом же деле I_A , DV , F_c и F_b определены в работе [Sabetta, Pugliese, 1996] путем корреляции с параметрами M , R и «*Tun грунта*», и, значит, необходимо учитывать не только их средние значения, но и некоторый разброс, дисперсию.

Соотношения, представленные в работе [Sabetta, Pugliese, 1996], получены при использовании некоторой базы данных по сильным движениям в Италии в диапазоне магнитуд M_s от 4,6 до 6,8 и расстояний до источника меньше 100 км. Поэтому они достоверны только для указанных диапазонов входных параметров.

3.1.4. Результаты расчетов для Северного Каспия

УИС и СМР расчетными методами проводились для района месторождения им. Ю. Корчагина на севере Каспийского моря. Исследуемой площадкой является место расположения морской ледостойкой стационарной платформы (МЛСП) им. Ю. Корчагина. Результаты этих расчетов были опубликованы в работе [Крылов и др., 2015b].

УИС проводилось на основе вероятностного анализа, с помощью программы SEISRISK III [Bender, Perkins, 1987]. В качестве искомого параметра движения грунта использовался спектр реакции по ускорению SA (затухание 5 %). В вычислениях принималось значение вероятности 90% и задавались интервалы времени 10, 20, 50, 100, 200, 500 и 1000 лет.

В алгоритме используются графики повторяемости для основных зон ВОЗ в регионе (рис. 3.1.1), а также таблицы затухания движений грунта, рассчитанные по NGA (New Generation Attenuation) моделям [Abrahamson, Silva, 2008; Campbell, Bozorgnia, 2008].

Далее посредством дезагрегации находились зависимости условной вероятности P превышения расчетного значения SA от магнитуды M и расстояния R до источника. Использовались значения магнитуды M от 4,0 до 8,0 с шагом 0,5 и значения расстояния R от 0 до 1024 км с шагом 1 км.

Для расчета ансамбля наиболее вероятных акселерограмм на исследуемой площадке использовался метод, предложенный в работе [Sabetta, Pugliese, 1996].

На рис. 3.1.2 изображена кривая спектра реакции по ускорению грунта для времени ожидания $t = 500$ лет (что соответствует периоду повторяемости $T_n = 5000$ лет) для характерных спектральных периодов (периоды $T_c > 5$ с не представляют инженерного интереса). Согласно практике сейсмостойкого строительства в нашей стране и за рубежом, сейсмическая опасность, отвечающая повторяемости сотрясений 1 раз в 200–500 лет, соответствует так называемому проектному землетрясению (ПЗ). Сотрясения с повторяемостью 1 раз в 3000–5000 лет соответствуют максимальному

расчетному землетрясению (МРЗ). В настоящей работе рассматривается верхний уровень сейсмической опасности с периодом повторяемости 5000 лет.

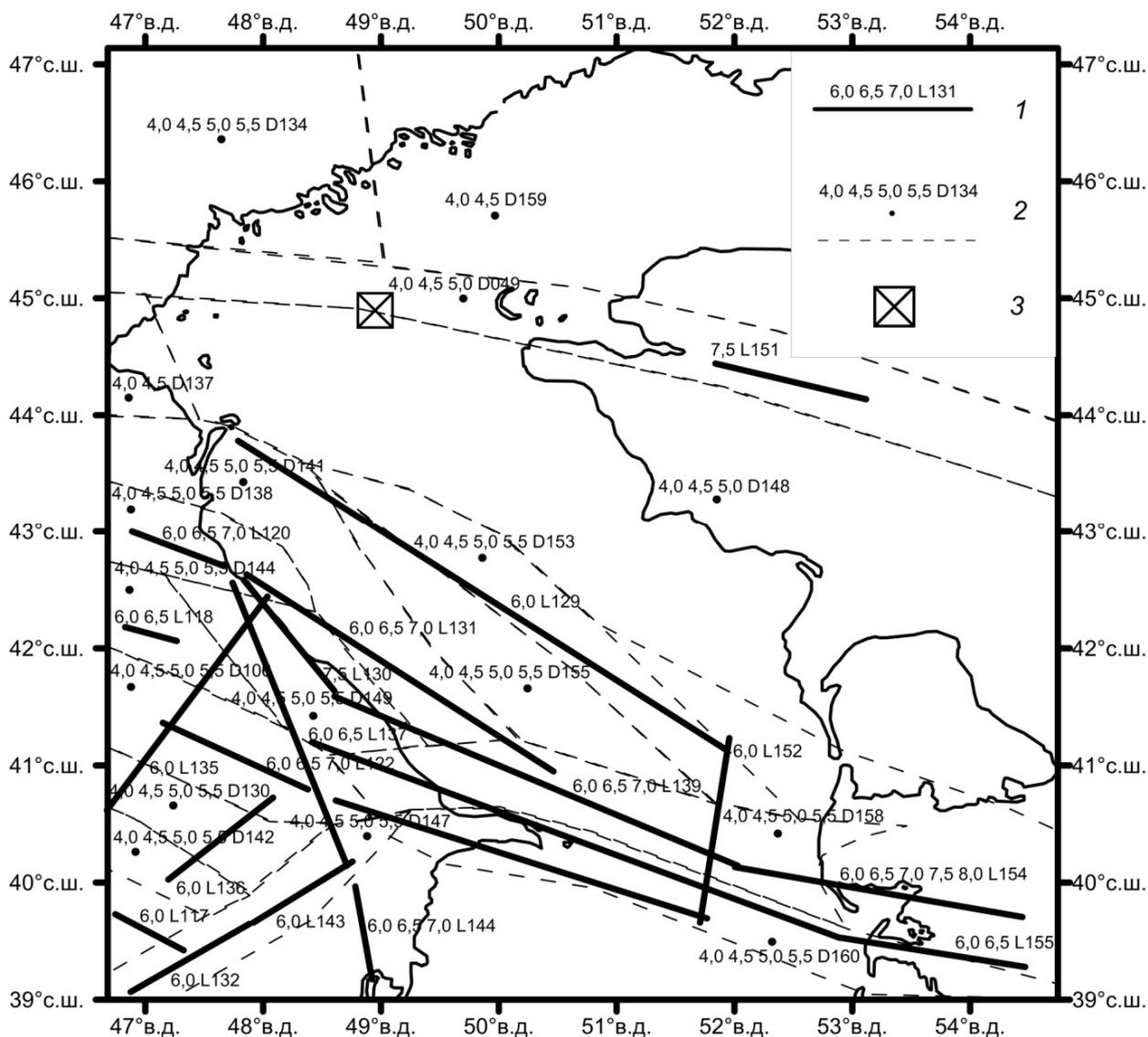


Рис. 3.1.1. Зоны ВОЗ для районов Северного и Среднего Каспия, согласно базе данных Уломова [Earthquake Source Zones..., электронный каталог]: 1—линеаменты (магнитуда, название); 2 – домены (магнитуда, название); 3 – МЛСП им. Ю. Корчагина [Крылов и др., 2015b].

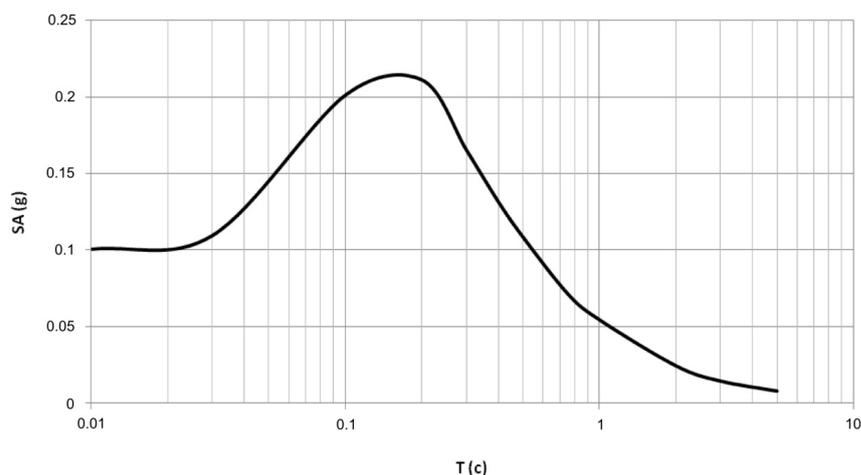


Рис. 3.1.2. Спектры реакции по ускорению грунта $SA(T, 5\%)$ для периода повторяемости 5000 лет на площадке расположения МЛСП им. Ю. Корчагина [Крылов и др., 2015b].

В результате дезагрегации результатов ВАСО выяснилось, что для спектральных периодов $T_c = 0,01-0,5$ с основной вклад в расчетное значение спектра реакции на площадке расположения МЛСП дают землетрясения с магнитудами $M = 4,0-5,0$, возникающие на небольших расстояниях $R = 0-20$ км от площадки. Это землетрясения, рассеянные по площади доменов D049 и D148 в модели зон ВОЗ (рис. 3.1.1).

На рис. 3.1.3 видно, что на спектральном периоде $T_c = 0,5$ с вклад сильных удаленных землетрясений ($M = 7,5$; $R = 225-250$ км, линеаменты L130 и L151 на рис. 3.1.1) в расчетное значение спектрального ускорения на площадке практически равняется вкладу близких землетрясений умеренной силы. С ростом периода спектра эта тенденция лишь усиливается, и на периодах $T_c = 1-5$ с вклад сильных удаленных землетрясений в расчетное спектральное ускорение становится подавляющим по сравнению с вкладом близких землетрясений умеренной силы.

Следовательно, ожидаемые сейсмические воздействия в исследуемой точке могут возникать вследствие землетрясений двух типов:

а) землетрясений с магнитудами $M = 4,0-5,0$, возникающих на расстояниях $R = 0-20$ км; вклад этих землетрясений является определяющим в области периодов спектра $T_c = 0,01-0,5$ с;

б) землетрясений с магнитудой $M = 7,5$, возникающих на расстояниях $R = 225-250$ км; вклад этих землетрясений является определяющим для расчетного спектра реакции SA в области периодов спектра $T_c > 0,5$ с.

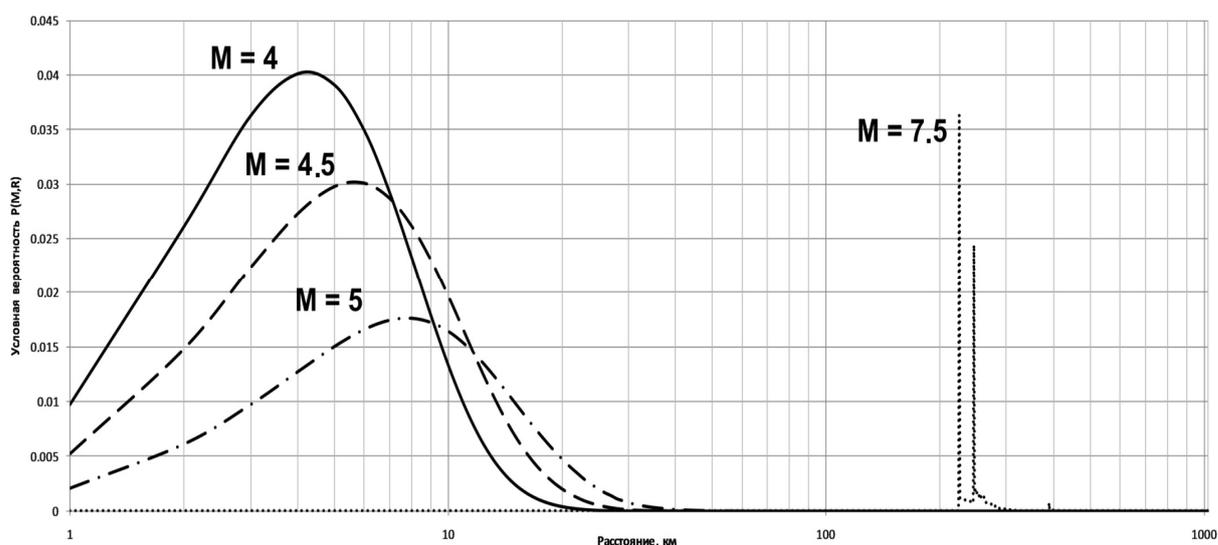


Рис. 3.1.3. Результаты дезагрегации расчетного спектра реакции SA на площадке МЛСП. Период повторяемости $T_{п} = 5000$ лет, спектральный период $T_c = 0,5$ с [Крылов и др., 2015b].

Соотношения, предложенные в работе [Sabetta, Pugliese, 1996] для синтеза акселерограмм, справедливы только для диапазона магнитуд M_s от 4,6 до 6,8 и значений эпицентрального расстояния меньше 100 км. Нельзя смоделировать этим методом акселерограммы, характерные для второй группы землетрясений ($M = 7,5$, $R = 225-250$ км), т.к. значения магнитуды и расстояния лежат вне диапазона применимости.

Чтобы учесть вторую группу землетрясений ($M = 7,5$, $R = 225-250$ км), необходимо было, изменяя дополнительные входные параметры алгоритма (интенсивность по Ариасу, эффективную длительность наиболее интенсивных колебаний, центральную частоту спектра, эффективную логарифмическую ширину спектра), добиться того, чтобы ансамбль

синтезированных акселерограмм давал средний спектр реакции как можно ближе к рассчитанному с помощью ВАСО во всем диапазоне периодов.

На рис. 3.1.4 изображен средний спектр реакции для найденного ансамбля акселерограмм и, для сравнения, также приведен расчетный спектр по результатам ВАСО. Видно, что спектр ансамбля немного отличается от расчетного, в частности, наблюдается небольшое смещение вправо. Разница в уровнях для определенного значения периода лежит в пределах 10%. По абсолютным значениям в районе пика различий практически нет, поэтому можно считать такую степень точности приемлемой. На рис. 3.1.5 изображена одна из 25 рассчитанных акселерограмм.

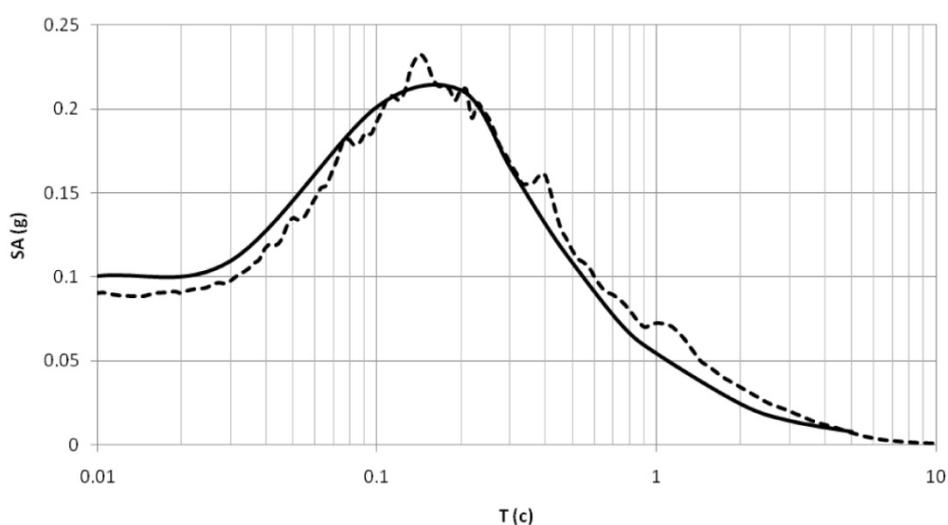


Рис. 3.1.4. Сравнение среднего спектра реакции по ускорению для ансамбля из 25 акселерограмм (пунктирная линия) и расчетного спектра реакции по результатам ВАСО (сплошная линия) [Крылов и др., 2015b].

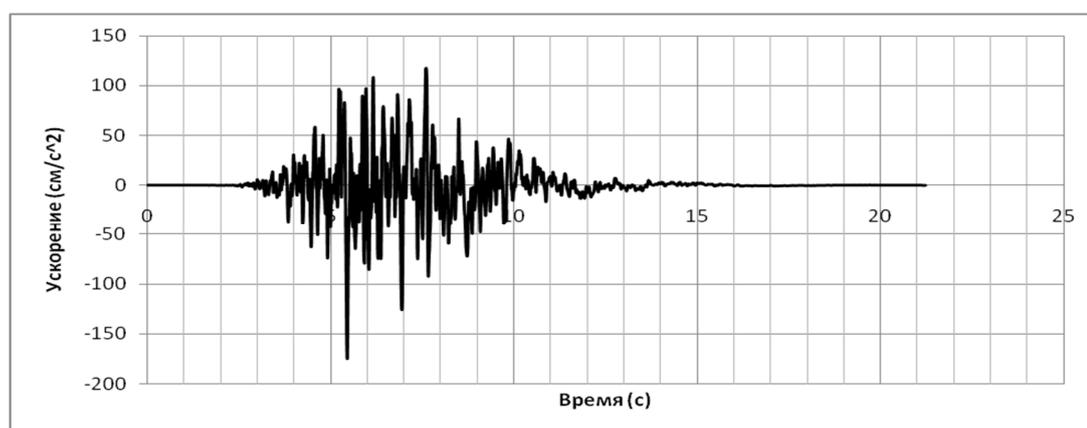


Рис. 3.1.5. Одна из 25 рассчитанных акселерограмм.

3.2. Синтез акселерограмм методом эмпирической функции Грина с использованием реальных записей

3.2.1. Метод Ирикуры

Расчет искусственных акселерограмм для площадок на шельфе имеет ряд особенностей и вызывает определенные трудности. Главную роль в этом играют сложности в проведении геолого-геофизических исследований подводных участков, а также высокая стоимость и ограниченность во времени экспедиционных наблюдений. Это зачастую приводит к недостатку достоверных исходных данных, необходимых для расчета синтетических временных рядов колебаний грунта: неизвестна модель затухания для района исследования, затруднено определение скоростей поперечной сейсмической волны в слоях осадков в условиях естественного залегания, сеть точек бурения на шельфе недостаточно плотная, либо бурение на шельфе вообще не проводилось.

Кроме того, существенную роль играет тот факт, что известные алгоритмы расчета акселерограмм имеют ряд ограничений. Например, широко используемый метод, описанный в работе [Sabetta, Pugliese, 1996], достоверен для горизонтальной компоненты записи землетрясения узкого диапазона магнитуд, эпицентральных расстояний и характеристик среды распространения волны.

Поскольку выполнение СМР на шельфе предполагает наблюдения с использованием временной сети донных сейсмографов, то представляется разумным решать проблему недостатка данных о свойствах среды распространения сейсмических волн в морских районах посредством использования методов эмпирической функции Грина, т.к. эмпирическая функция Грина является по сути импульсной характеристикой среды распространения сейсмической волны.

Среди таких алгоритмов наиболее распространенным является метод, разработанный Коджиро Ирикурой [Irikura, 1983]. Он использует для

моделирования волновой формы сильных землетрясений записи слабых землетрясений, их форшоков или афтершоков. Запись слабого события используется как эмпирическая функция Грина, т.е. отклик среды на единичный импульс. Область очага сильного землетрясения рассматривается как состоящая из определенного количества субочагов, размер которых равен размеру очага слабого события, а его волновая форма как суперпозиция эмпирических функций Грина с определенным временным лагом, который характеризует распространение разрыва по очагу и смещение по разрыву в каждой точке (рис. 3.2.1).

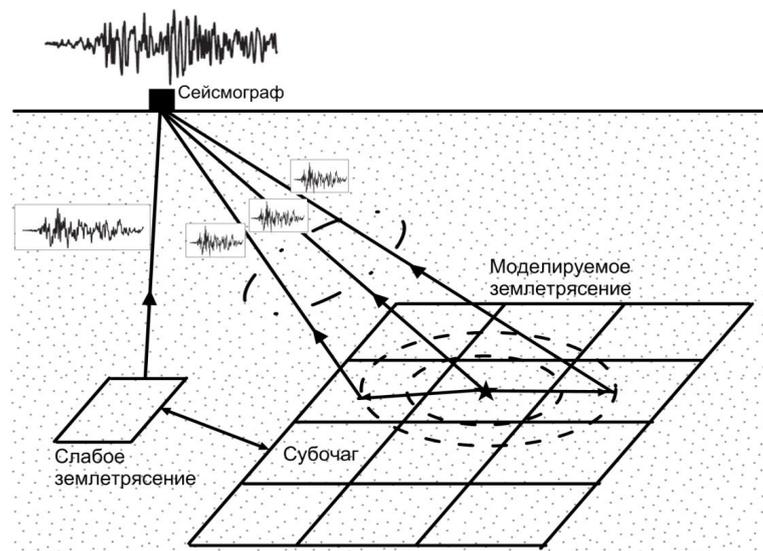


Рис. 3.2.1. Схематичное представление техники синтеза волновой формы главного толчка по афтершокам (описано в работе [Irikura, 1983]).

Волновая форма сильного события рассчитывается следующим образом:

$$U(t) = C \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \frac{r}{r_{ij}} F(t - t_{ij}) * g(t), \quad (3.2.1)$$

где

$$t_{ij} = \frac{r_{ij} - r_0}{\beta} + \frac{\xi_{ij}}{V_R}, \quad (3.2.2)$$

$$F(t) = \delta(t) + \frac{1}{n' \left(1 - \frac{1}{e}\right)} \sum_{k=1}^{(N-1)n'} \frac{1}{e^{\frac{(k-1)}{(N-1)n'}}} \delta \left[t - t_{ij} - \frac{(k-1)T}{(N-1)n'} \right], \quad (3.2.3)$$

' * ' - знак свертки; $g(t)$ – волновая форма слабого события (эмпирическая функция Грина); r , r_{ij} и r_0 – расстояния от точки наблюдения до гипоцентра слабого события, до субочага (i, j) , до точки вспарывания сильного события соответственно; ξ_{ij} – расстояние между точкой вспарывания и субочагом (i, j) ; β – скорость распространения S-волны; V_R – скорость распространения разрыва; N – отношение размеров очага сильного и слабого событий; C – константа, характеризующая отношение сбросов напряжений сильного и слабого событий; $F(t)$ – специальная фильтрующая функция, введенная Ирикурой, чтобы избежать возникновения искажений спектров моделируемых волновых форм на высоких частотах, а также чтобы учесть разницу во временах нарастания для сильного и слабого событий; T – время нарастания сильного события; n' – некая эмпирическая целочисленная константа.

Обычно рассматривается классическая модель очага Хаскелла [Haskell, 1964], где очаг представляется в прямоугольном виде, сдвиговая дислокация возникает посредством распространения прямолинейного фронта вспарывания вдоль длинной стороны прямоугольника (рис. 3.2.2). В каждой точке площадки процесс взаимного скольжения бортов начинается в момент прихода туда фронта вспарывания и продолжается в течение определенного времени – «времени нарастания» (rise time).

Для демонстрации эффективности метода Ирикуры с помощью выполненной автором программной реализации алгоритма в среде Matlab были смоделированы волновые формы трех компонент записи главного толчка известного землетрясения в итальянском городе Л'Аквила, произошедшего 6 апреля 2009 г.

Магнитуа моделируемого события $M_w = 6,3$ ($h_{\text{глуб.}} = 12$ км, $\varphi_{\text{протир.}} = 140^\circ$, $\psi_{\text{пад.}} = 46^\circ$). В качестве эмпирической функции Грина были приняты записи афтершока с магнитудой $M_w = 4,6$ ($h_{\text{глуб.}} = 7,2$ км), полученные сейсмографом АМК ($F_d = 200$ Гц, $\Delta F_{\text{фильтр.}} = 0,1 - 40$ Гц), расположенного в эпицентральной зоне главного толчка. Для верификации расчетных

акселерограмм использовались записи главного толчка с того же сейсмографа [ITACA. Italian Accelerometric Archive, электронный ресурс]. Очаги обоих землетрясений характеризуются схожим сбросовым механизмом (рис. 3.2.3).

На рис. 3.2.4 изображены результаты расчета (входные параметры моделирования приведены в табл. 3.2.1). Сравнение волновых форм, а также спектров Фурье и спектров реакции по ускорению рассчитанных акселерограмм и записей на сейсмографе АЗК продемонстрировало эффективность метода эмпирической функции Грина.

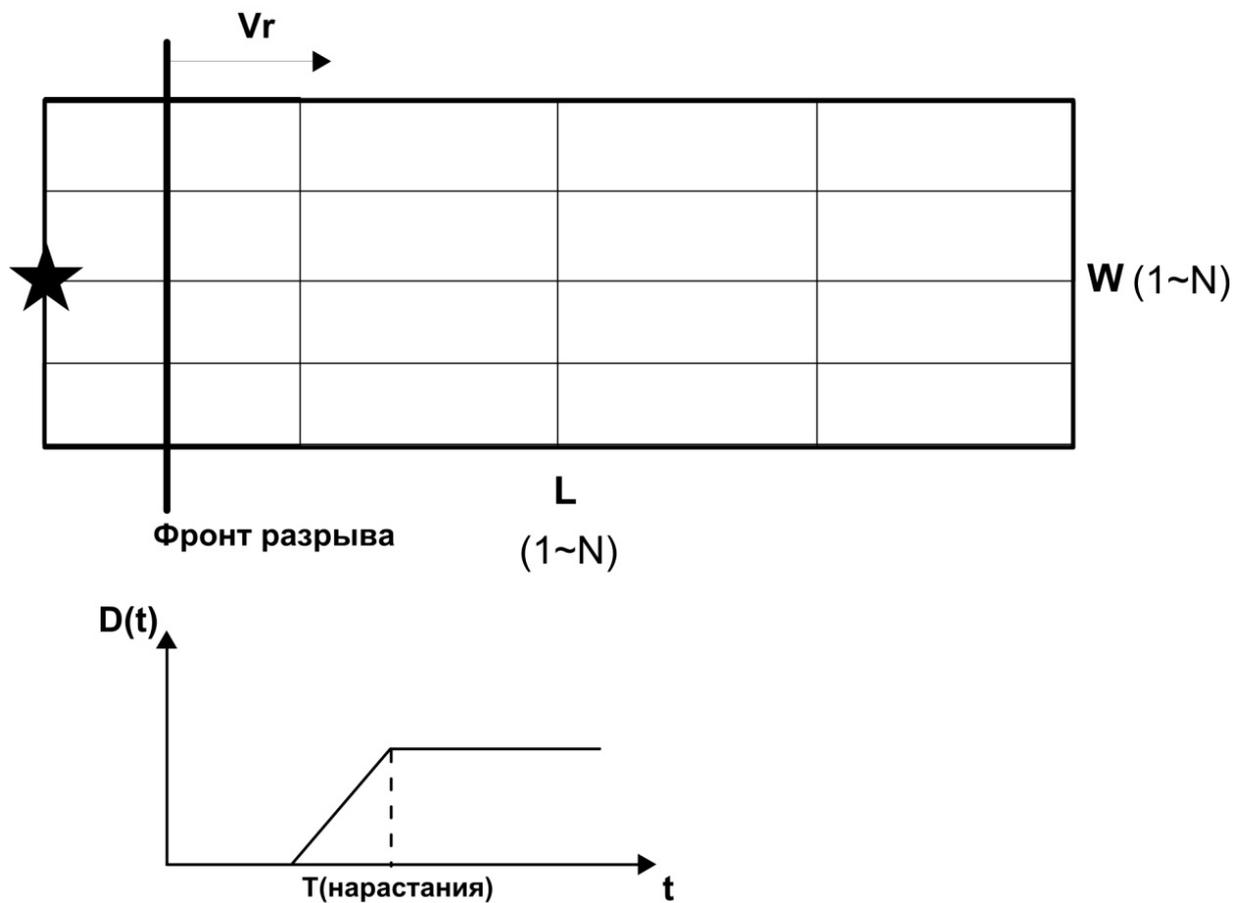


Рис. 3.2.2. Модель очага Хаскелла (V_r – скорость распространения разрыва, $D(t)$ – смещение по разрыву, звезда – точка вспарывания).

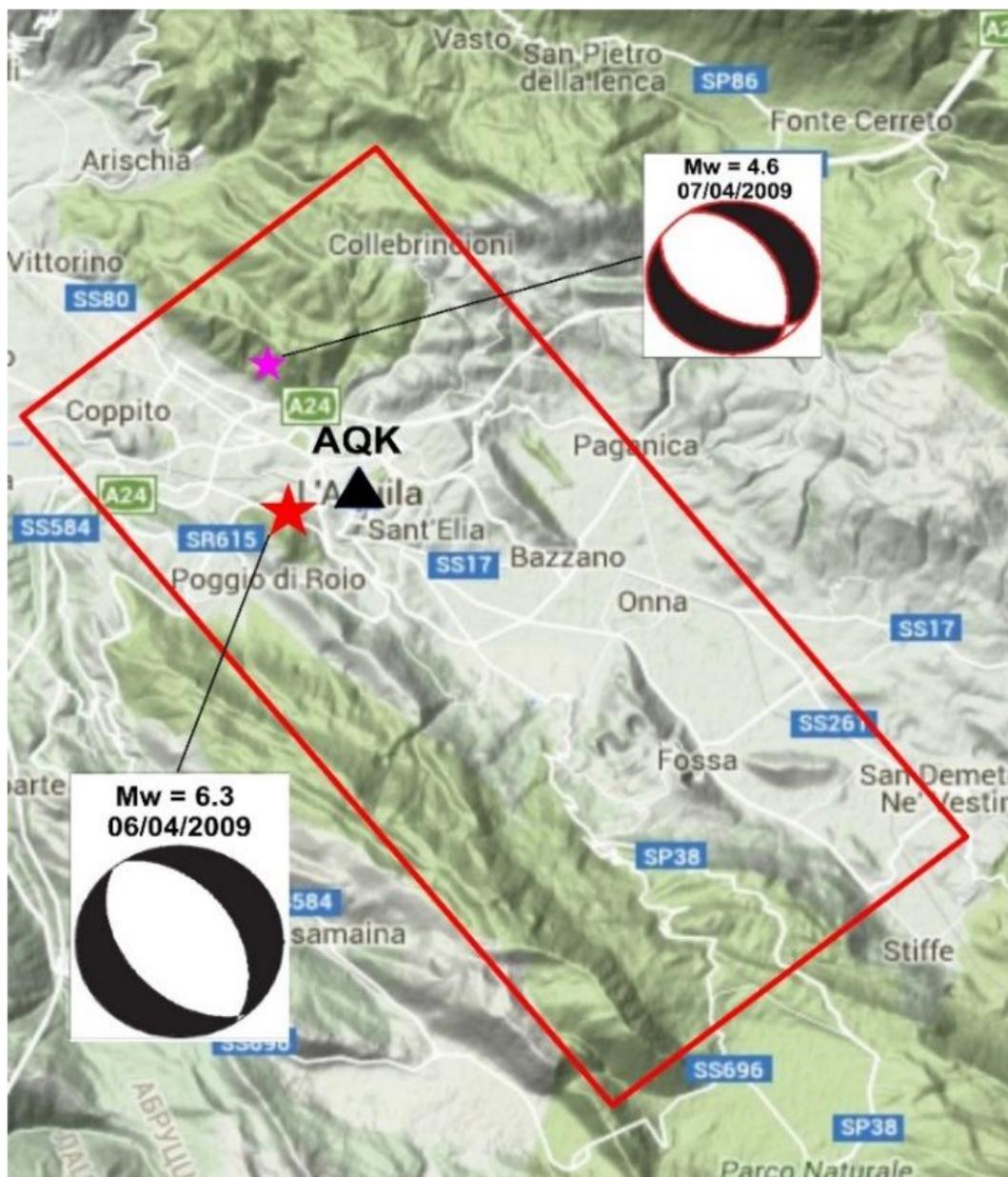


Рис. 3.2.3. Расположение эпицентральной области (красный прямоугольник) и точки вспарывания (красная звезда) главного толчка землетрясения в Л’Акуила, эпицентра его афтершока (фиолетовая звезда) [ИТАСА. Italian Accelerometric Archive, электронный ресурс].

Табл. 3.2.1. Входные параметры для моделирования методом Ирикуры.

Комп.	Функция Грина					Целевое событие					N	C	Vr	Vs	n'
	Mw	l (км)	w (км)	τ (с)	Мех-м очага	Mw	L (км)	W (км)	τ (с)	Мех-м очага					
EW	4,6	3	1,5	0,1	сброс	6,3	24	12	0,8	сброс	8	2	2,9	3,5	8
NS												1,3			
Z												1,5			

Пояснения к таблице: L, W, l, w – длина и ширина очаговой зоны целевого события и функции Грина соответственно; τ – время нарастания.

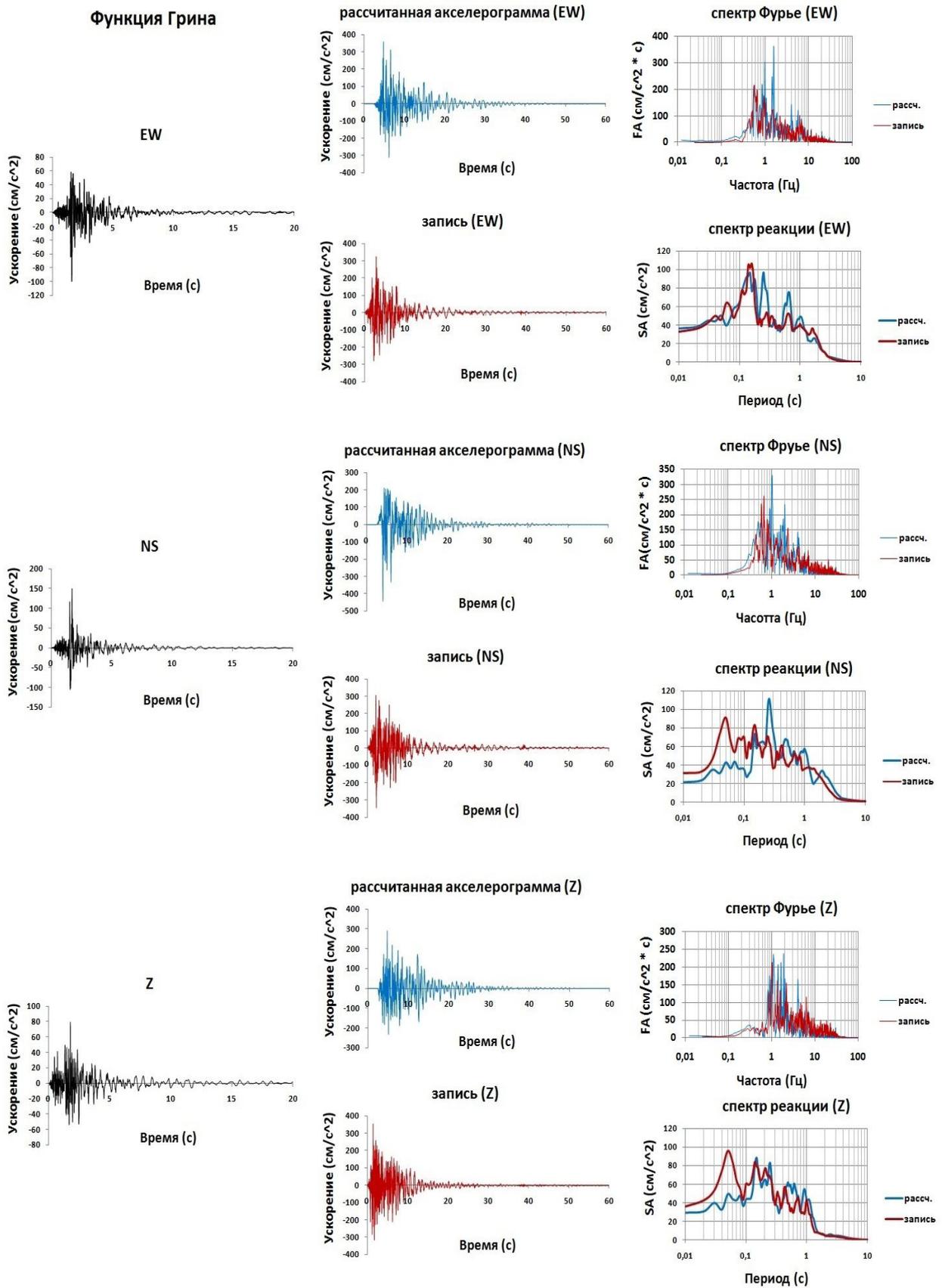


Рис. 3.2.4. Результаты моделирования акселерограмм главного толчка землетрясения в Л'Аквила (6.04.09) методом эмпирической функции Грина.

3.2.2. Алгоритм расчета искусственных акселерограмм для морских площадок

Во многих работах метод Ирикуры приводит к хорошим результатам, при этом оговариваются условия: магнитуда слабого события лишь на 1-2 меньше, чем магнитуда главного толчка, очаг слабого события локализован в очаговой области сильного события, хорошо известен механизм очага, причем он должен быть одинаковым для обоих событий. Эти условия необходимы для хорошего соответствия спектров рассчитанной акселерограммы и записи.

В работе [Hartzell, 1978] подчеркивается, что вопрос соотношения магнитуд слабого события и моделируемого события является довольно сложным: магнитуда слабого события должна быть достаточно малой, чтобы соответствовать предположению о точечном источнике и достаточно большой, чтобы шумовые помехи не вносили большое искажение. Близкая локализация обоих событий, а также рассмотрение в качестве эмпирической функции Грина именно афтершока моделируемого события позволяет с большой долей вероятности говорить о том, что механизмы обоих событий схожи. В работе [Irikura, 1994] говорится, что если магнитуда события, взятого в качестве эмпирической функции Грина, сильно мала по сравнению с моделируемым землетрясением (>2), то число субочагов получается слишком большим, и это вносит искажения в спектр рассчитанной акселерограммы.

Эти нюансы делают данный метод в исходном виде малопригодным для расчета акселерограмм в инженерных целях. Инструментальные исследования с использованием сети сейсмографов (на шельфе – донных сейсмографов) проводятся, в основном, для уточнения сейсмичности изучаемого района и оценки приращения балльности по записям зарегистрированных землетрясений или микросейсм. Поскольку продолжительность морских исследований весьма ограничена, то, как правило, регистрируются лишь землетрясения малых энергий.

Это значит, что, во-первых, если взять в качестве функции Грина морское микроземлетрясение, то, как правило, его магнитуда намного меньше, чем магнитуда моделируемого землетрясения. Во-вторых, зачастую недостаточно данных для определения механизма очага микроземлетрясения. В-третьих, такое микроземлетрясение не является афтершоком.

Поэтому применение метода эмпирической функции Грина в расчетах искусственных акселерограмм для площадок на шельфе требует его модификации. Суть изложенного ниже алгоритма представлена в работе [Крылов, 2015а].

Итак, первая особенность при применении записей сети донных сейсмографов для расчета искусственных акселерограмм на шельфе методом эмпирической функции Грина заключается в том, что очаг должен быть полностью смоделированным. Это значит, что исходными данными могут быть только магнитуда и месторасположение моделируемого события. В таком случае усовершенствованные формулы [Irikura, 1994] для совместной оценки параметров C и N с помощью спектральных ускорений и смещений обоих событий не подходит, т.к. мы не знаем заранее спектр записи моделируемого землетрясения. Зато подходит формула из работы [Irikura, 1983]:

$$\frac{M_0}{m_0} = N^3, \quad (3.2.4)$$

где M_0 , m_0 – сейсмические моменты сильного и слабого событий соответственно.

Параметр C влияет только на амплитуду акселерограммы, поэтому его можно подбирать либо в соответствии с рассчитанным с помощью ВАСО спектром, либо используя формулы для оценки пикового ускорения PGA как функции магнитуды [Штейнберг, 1993]:

$$\lg(PGA) = 0,23M_w - \lg(r) - 0,0023r - 0,89, \quad (3.2.5)$$

где r – гипоцентрального расстояние (км).

Сейсмические моменты можно оценить по магнитудам, используя, например, следующие формулы [Ekstrom, Dziewonski, 1988]:

$$\lg(M_0) = 19,24 + M_s, \quad M_s < 5,3 \quad (3.2.6)$$

$$\lg(M_0) = 30,20 - \sqrt{92,45 - 11,4 M_s}, \quad 5,3 \ll M_s \ll 6,8 \quad (3.2.7)$$

$$\lg(M_0) = 16,14 + 1,5 M_s, \quad M_s > 6,8 \quad (3.2.8)$$

Для оценки размеров очага также можно использовать формулы зависимости от магнитуды, например, из известной работы [Wells, Coppersmith, 1994]:

$$\lg(L) = a + bM_w, \quad (3.2.9)$$

$$\lg(W) = c + dM_w, \quad (3.2.10)$$

где L – длина разрыва (км); W – ширина разрыва (км); a , b , c , d – коэффициенты, разные для разных механизмов очага либо средние для всех.

Для оценки времени нарастания τ_{rise} и скорости распространения разрыва v_r можно пользоваться рекомендованными в работе [Irikura, 1983] формулами:

$$\tau_{rise} = \frac{16S^{1/2}}{7\pi^{3/2}\beta}, \quad (3.2.11)$$

где S – площадь очаговой зоны, β – скорость поперечной волны.

$$v_r = 0,72\beta \quad (3.2.12)$$

Вторая особенность при применении записей сети донных сейсмографов для расчета искусственных акселерограмм на шельфе методом эмпирической функции Грина заключается в том, что магнитуда морского микроземлетрясения, как правило, намного меньше магнитуды моделируемого события (больше, чем на 2). Кроме того, микроземлетрясение не является афтершоком моделируемого события, а также неизвестен механизм очага.

Чтобы проверить, можно ли применять метод эмпирической функции Грина в таких условиях, были рассчитаны акселерограммы главного толчка землетрясения в Л'Акуила (6.04.09) с магнитудой $M_w = 6,3$, когда в качестве эмпирической функции Грина принято землетрясение, произошедшее 21.05.11 в эпицентральной зоне моделируемого события, имеющее магнитуду $M_L = 3,3$ ($h_{глуб.} = 8,6$ км) и неизвестный механизм очага (см. рис. 3.2.5). Записи слабого и моделируемого событий получены с сейсмографа АQК ($F_d = 200$ Гц, $\Delta F_{фильтр.} = 0,1 - 40$ Гц) [ITACA. Italian Accelerometric Archive, электронный ресурс].

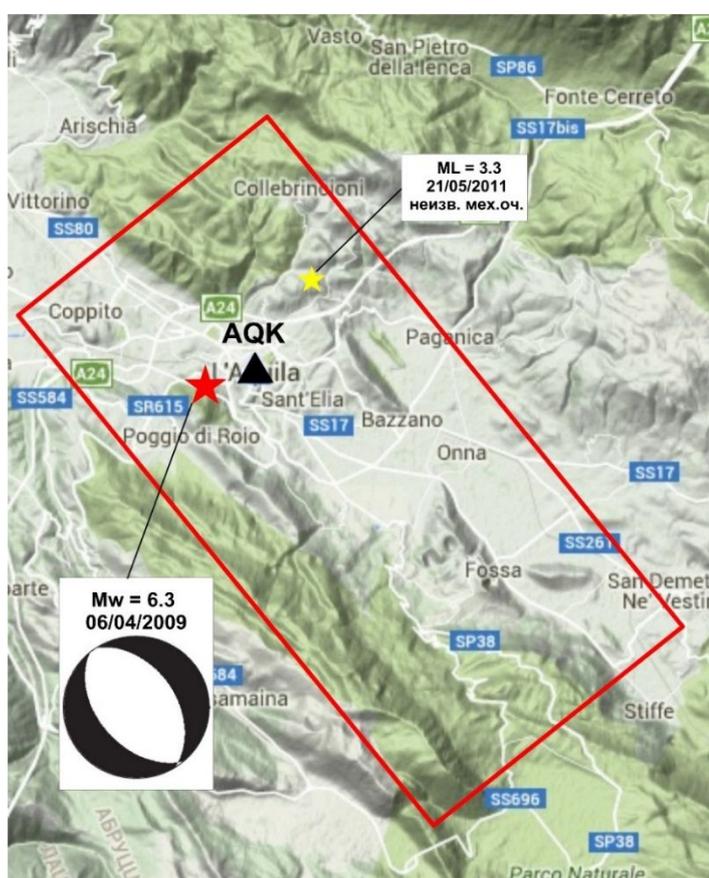


Рис. 3.2.5. Расположение эпицентральной области (красный прямоугольник) и точки вспарывания (красная звезда) главного толчка землетрясения в Л'Акуила, эпицентра слабого события (желтая звезда) [ITACA. Italian Accelerometric Archive, электронный ресурс].

На рис. 3.2.6 изображены результаты сравнения спектров Фурье и спектров реакции SA рассчитанных акселерограмм и записей (входные

параметры моделирования приведены в табл. 3.2.2). Видно, особенно при сравнении спектров реакции, что они довольно значительно расходятся, моделирование можно признать неудачным.

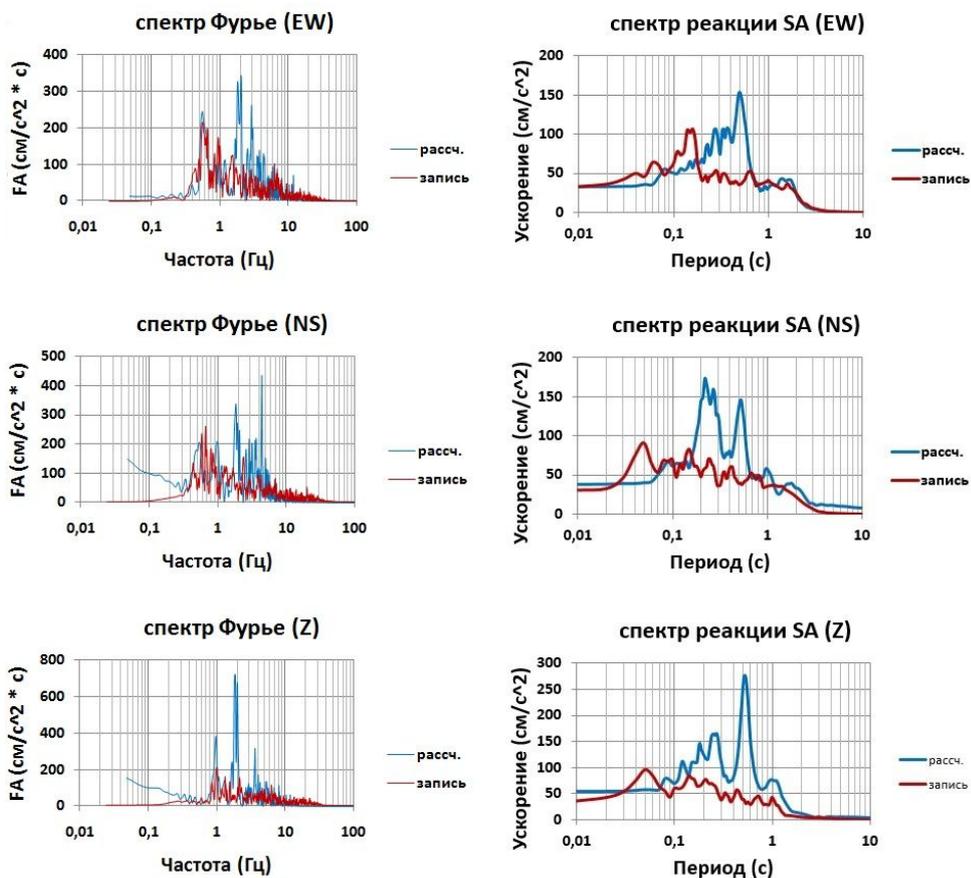


Рис. 3.2.6. Результаты моделирования акселерограмм главного толчка землетрясения в Л'Акуила (6.04.09) методом эмпирической функции Грина, в качестве которой принято землетрясение $M_L = 3,3$ (21.05.11).

Табл. 3.2.2. Входные параметры для моделирования методом Ирикуры.

Комп.	Функция Грина					Целевое событие					N	C	Vr	Vs	n'
	Ml	l (км)	w (км)	τ (с)	Мех-м очага	Mw	L (км)	W (км)	τ (с)	Мех-м очага					
EW	3,3	1,6	0,8	0,05	неизв.	6,3	24	12	0,8	сброс	15	4	2,9	3,5	15
NS												4			
Z												4			

Пояснения к таблице: L, W, l, w – длина и ширина очаговой зоны целевого события и функции Грина соответственно; τ – время нарастания.

С учетом данных результатов, сделан вывод, что эмпирическая функция Грина нуждается в предварительной обработке, в качестве которой выбрано сглаживание комплексного спектра Фурье (быстрое преобразование

Фурье – БПФ) функции Грина методом скользящего среднего. После сглаживания с помощью обратного преобразования Фурье рассчитывается новая функция Грина. Таким образом сглаживается не только амплитудный спектр, но и фазовый.

На рис. 3.2.7 изображены результаты расчета искусственных акселерограмм того же землетрясения в Л’Акуила и с той же функцией Грина, но с предварительным сглаживанием (входные параметры для моделирования приведены в табл. 3.2.3). Видно, что спектры рассчитанных акселерограмм и записей соответствуют намного лучше, чем на рис. 3.2.6.

Табл. 3.2.3. Входные параметры для моделирования со сглаживанием.

Комп.	Функция Грина					Целевое событие					N	C	Vr	Vs	Парам. сглаж.	n'
	Ml	l (км)	w (км)	τ (с)	Мех-м очага	Mw	L (км)	W (км)	τ (с)	Мех-м очага						
EW	3,3	1,6	0,8	0,05	неизв.	6,3	24	12	0,8	сброс	15	9	2,9	3,5	5	15
NS												8			7	
Z												7			7	

Пояснения к таблице: L, W, l, w – длина и ширина очаговой зоны целевого события и функции Грина соответственно; τ – время нарастания; параметр сглаживания – число точек, по которому ведется усреднение в скользящем окне.

Сглаживание амплитудного и фазового спектра Фурье при этих вычислениях продемонстрировано на рис. 3.2.8. Видно, что сглаживание комплексного спектра приводит к заметному уменьшению уровня амплитудного спектра в диапазоне до 10 Гц, а также к более пологой форме фазового спектра.

Улучшение качества результатов расчета искусственных акселерограмм после предварительного сглаживания комплексного спектра функции Грина, возможно, связано с тем, что при этом снижаются стохастические характеристики спектров слабого землетрясения. Вследствие этого корректируется высокочастотный участок спектра моделируемой акселерограммы, связанный в большой степени с наличием малых субочагов в очаговой зоне.

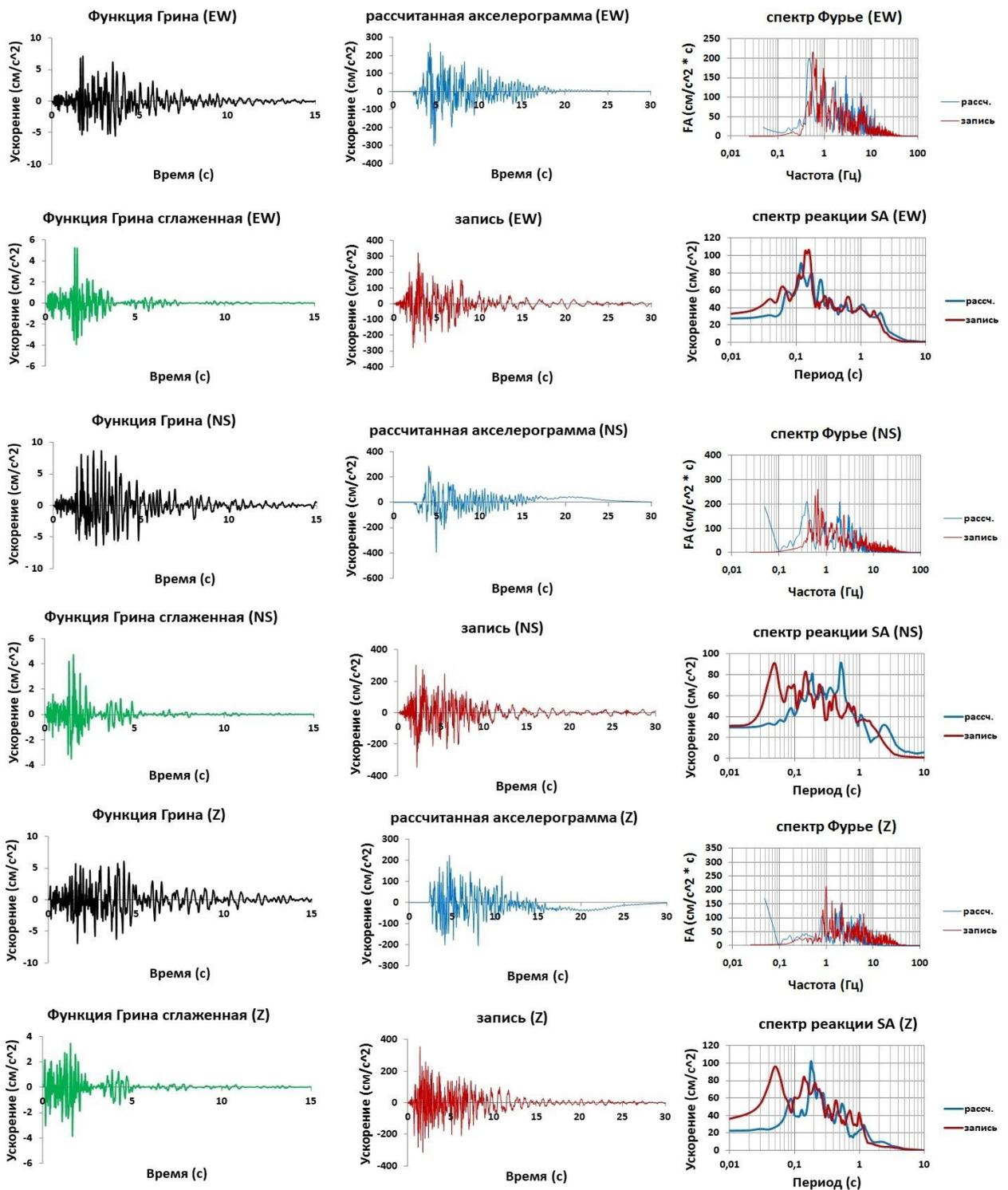


Рис. 3.2.7. Результаты моделирования акселерограмм главного толчка землетрясения в Л'Аквила (6.04.09) с предварительным сглаживанием функции Грина, в качестве которой принято землетрясение $M_L = 3,3$ (21.05.11).

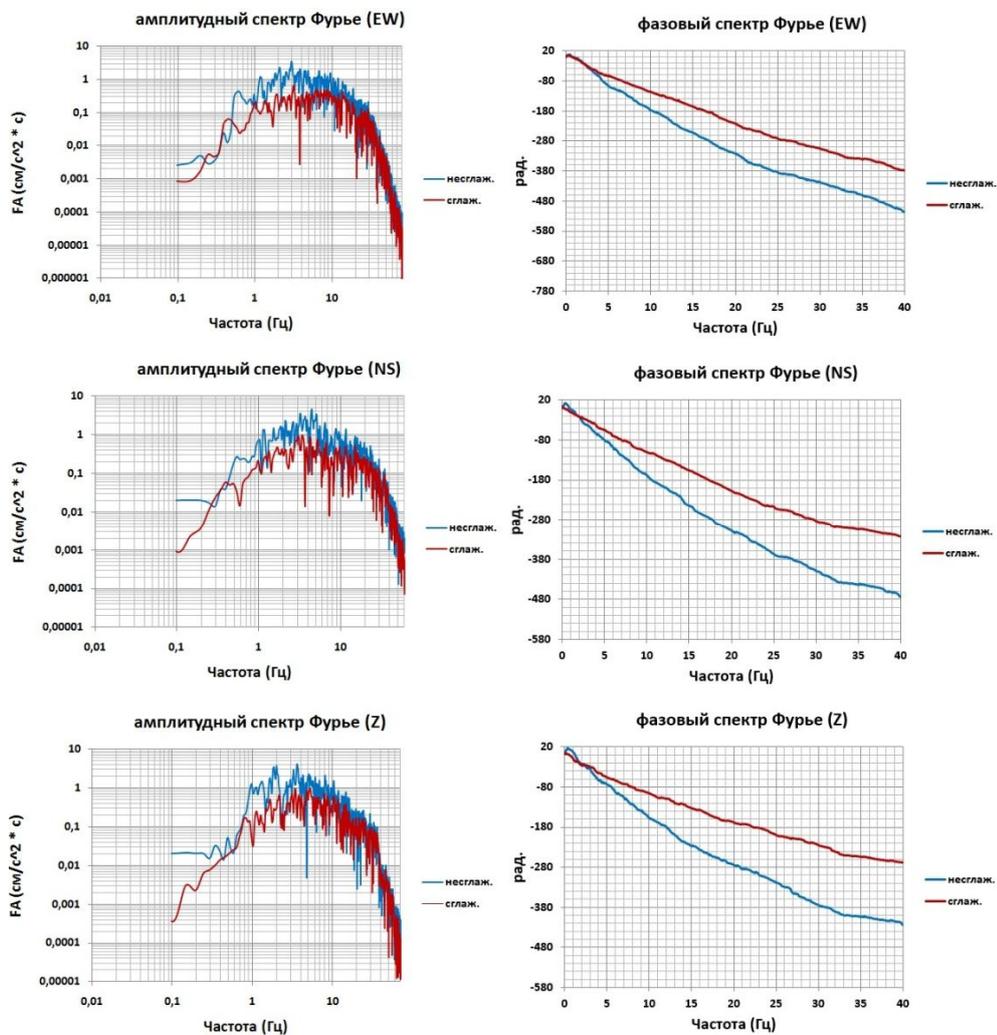


Рис. 3.2.8. Сравнение амплитудного и фазового спектра Фурье функции Грина до и после сглаживания комплексного спектра.

В работах, посвященных применению метода эмпирической функции для расчета синтетических акселерограмм, говорится о хороших результатах моделирования в диапазоне частот 0,1-10 Гц [Irikura, 1994; Poiata et al., 2012]. Согласно [Miyake et al., 2003] область генерирования сильных движений, т.е. часть общей области разрыва, характеризующаяся высокими скоростями скольжения по разрыву, приводит к сильным колебаниям грунта в околоочаговой области с частотами как раз до 10 Гц.

Расчеты в настоящей диссертационной работе также демонстрируют хорошие результаты в диапазоне частот 0,1-10 Гц (рис. 3.2.9). Этот частотный диапазон, в основном, и рассматривается в инженерных сейсмологических работах для строительства.

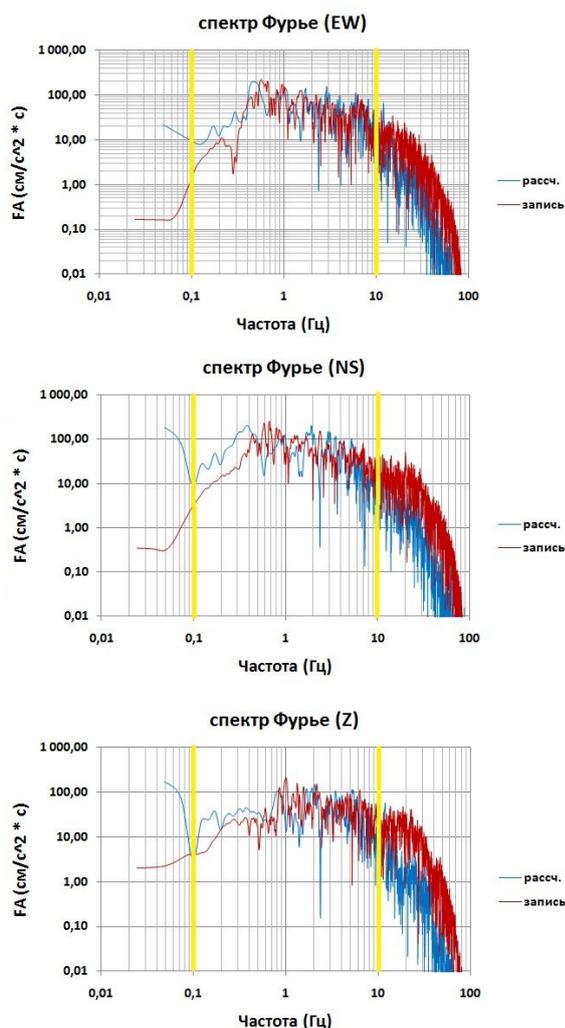


Рис. 3.2.9. Сравнение амплитудного спектра Фурье искусственных акселерограмм и записей в логарифмическом масштабе по обеим осям (желтые линии ограничивают диапазон частот, на которых наблюдается наилучшее соответствие спектров).

Стоит отметить, что расчеты были проведены с использованием записей сейсмографа АҚК, расположенного в эпицентральной зоне главного толчка землетрясения в Л'Акуила. В эпицентральной зоне тип подвижки в очаге значительно влияет на уровень сейсмических колебаний [Аптикаев, 2012]. Тот факт, что при неизвестном механизме очага эмпирической функции Грина после предварительной ее обработки были получены хорошие результаты расчета искусственных акселерограмм, говорит о том, что сглаживание комплексного спектра Фурье позволяет в какой-то степени нивелировать влияние типа подвижки в очаге на сейсмические колебания.

Сглаживание также корректирует искажение спектров рассчитанных акселерограмм из-за большого числа субочагов, получаемого вследствие большой разницы в значениях магнитуды слабого и моделируемого события. В отдельных работах, например в [Irikura, 1994], чтобы избежать таких искажений, вводится фрактальное распределение субочагов.

Исходя из расчетов для землетрясения в Л'Акуила, представленных на рис. 3.2.7, можно сделать вывод о том, что предварительная обработка функции Грина может позволить применять записи морских микроземлетрясений для расчета искусственных акселерограмм проектного землетрясения на шельфе. Апробация алгоритма непосредственно на записях донного эксперимента в районе анапского шельфа Черного моря затруднена в связи с отсутствием записей сильных локальных землетрясений с донных сейсмографов для верификации.

На рис. 3.2.10 изображена блок-схема алгоритма расчета искусственных акселерограмм с использованием записей сети донных сейсмографов, основанная на вышеизложенных рассуждениях и выводах, состоящая из трех основных блоков, отвечающих за выбор записи слабого события, которая принимается в качестве эмпирической функции Грина, за предварительную обработку функции Грина для ее применимости в дальнейших расчетах, и собственно за расчет акселерограммы.

Еще одной особенностью при применении записей сети донных сейсмографов для расчета искусственных акселерограмм на шельфе методом эмпирической функции Грина является тот факт, что такой расчет возможен лишь для одного значения эпицентрального расстояния. Т.е. исходную функцию Грина можно применять лишь в том случае, когда ее эпицентр находится в эпицентральной зоне моделируемого события. Однако может возникнуть необходимость в расчете акселерограммы от землетрясения на той же зоне ВОЗ, но на другом расстоянии. В этом случае необходим алгоритм соответствующего преобразования функции Грина.

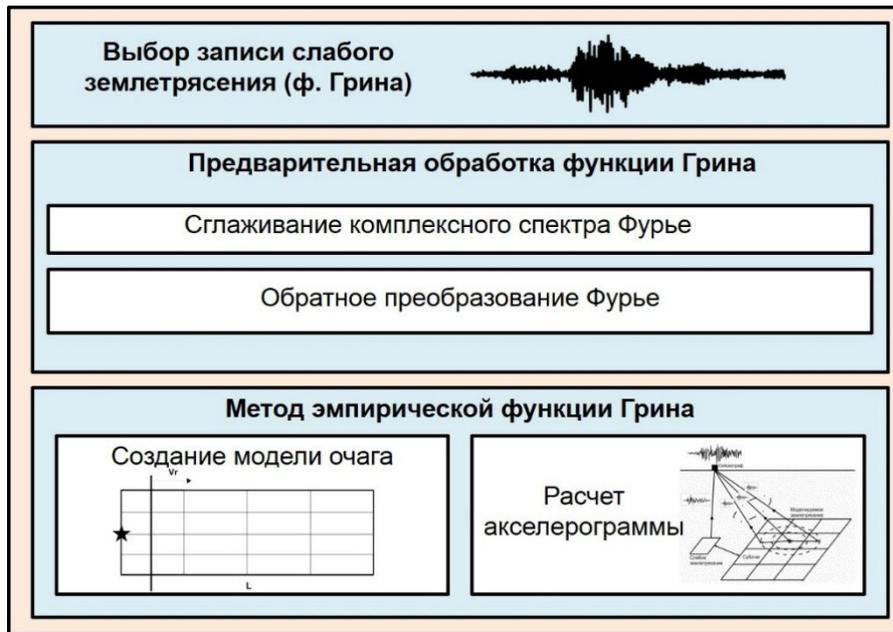


Рис. 3.2.10. Блок-схема алгоритма расчета искусственных акселерограмм для морских площадок с использованием записей сети донных сейсмографов.

Сигнал от землетрясения и его спектр можно представить следующим образом [Clinton, 2004]:

$$x(t) = s(t) * p(t) * c(t) * i(t), \quad (3.2.13)$$

$$X(f) = S(f)P(f)C(f)I(f), \quad (3.2.14)$$

где $x(t)$ - зарегистрированный сигнал, $s(t)$ – функция источника, $p(t)$ – функция среды распространения сигнала, $c(t)$ – функция локальных грунтовых условий, $i(t)$ – функция регистрирующей аппаратуры; $X(f)$, $S(f)$, $P(f)$, $C(f)$, $I(f)$ – соответственно их спектры Фурье.

Сейсмограмму также можно представить в виде свертки функции источника с функцией Грина $g(t)$:

$$x(t) = s(t) * g(t), \quad g(t) = \delta(t) * p(t) * c(t) * i(t) \quad (3.2.15)$$

Эффект среды распространения как функцию частоты f и гипоцентрального расстояния R можно представить следующим образом [Boore, 2003; Павленко, 2009а; Bindi et al., 2009; Poiata et al., 2012]:

$$P(f, R) = \frac{A}{R} \exp(Bf^{1-C}R), \quad (3.2.16)$$

где A, B, C – константы, зависящие от среды распространения сейсмической волны в исследуемом регионе.

Т.к. искусственные акселерограммы необходимы для дальнейшего изучения влияния локальных грунтовых условий на сейсмическое воздействие, то они рассчитываются для базового грунта. Тогда для частотного диапазона, соответствующего АЧХ датчиков, регистрирующих слабое событие (эмпирическую функцию Грина), справедливы выражения:

$$g(t) \approx p(t), \quad (3.2.17)$$

$$G(f, R) \approx P(f, R) = \frac{A}{R} \exp(Bf^{1-C}R), \quad (3.2.18)$$

где $G(f, R)$ – спектр функции Грина (для расстояния R).

Константы A, B, C , в выражении (3.2.18) для исследуемого региона можно определить с помощью нелинейного регрессионного анализа. Определяются константы нелинейной функции $G(f, R)$, при которых она наилучшим образом приближает спектр зарегистрированного слабого события. В программной среде *Matlab* для нелинейного регрессионного анализа применяется алгоритм Левенберга-Марквардта [Seber, Wild, 2003]. При определенных A, B и C функцию $G(f, R)$ можно рассчитать для произвольного R . «Изрезанность» спектра можно получить, перемножив $G(f, R)$ со спектром белого шума, зарегистрированного тем же датчиком [Booge, 2003]. Затем с помощью обратного преобразования Фурье находится функция $g(t)$ для нового гипоцентрального расстояния.

Однако применимость такого алгоритма требует определенных существенных допущений, например, об однородности среды распространения сейсмических волн, а также дополнительного исследования, которое бы показало в каких диапазонах изменения эпицентрального расстояния такое допущение возможно. В рамках настоящей диссертационной работы этот вопрос не затрагивается.

3.3. Количественная оценка отклика грунта на шельфе по методу МСЖ и по методу численного моделирования с помощью программы NERA

3.3.1. Метод сейсмических жесткостей. Поправки за счет резонансов

В 70-х годах С.В. Медведевым была предложена формула, связывающая приращение балльности из-за локальных свойств грунта относительно эталонного с сейсмическими жесткостями локального z_i и эталонного $z_{эт}$ грунтов [Медведев, 1962]:

$$\Delta I = 1,67lg \frac{z_{эм}}{z_i} \quad (3.3.1)$$

Формула (3.3.1) справедлива для грунтов, находящихся в условиях естественной влажности, при высоком стоянии грунтовых вод балльность увеличивается, и вводится соответствующая поправка. В случае, если грунт состоит из нескольких слоев с различными скоростями распространения сейсмических волн и плотностями, то в формуле (3.3.1) учитывается средняя жесткость для пачки слоев, суммарную толщину которой следует принимать близкой к 10 м [Медведев, 1962]. При необходимости мощность расчетной толщи принимается другой обоснованной, но не более 20 м [РСН 60-86 Инженерные изыскания..., 1986].

Способ оценки влияния грунтов с помощью формулы Медведева является устоявшимся. Однако этот метод активно критикуется (подробно в работе [Гусев, 2002]), т.к., во-первых, представляет влияние грунта посредством частотно-независимой поправки, а во-вторых, не принимает во внимание эффекты насыщения амплитуд колебаний и резонансов. Впрочем, что касается резонансов, то существуют методы, которые позволяют рассчитать поправку к оценке приращения балльности за счет резонансных явлений.

В РСМ-85 [РСМ-85 Рекомендации по сейсмическому..., 1985] приведен следующий способ оценки резонансов в МСЖ: приращение за счет резонансных явлений $dI(res)$ приближенно оценивается по отношению

жесткостей слоя грунта и подстилающих пород вблизи границы раздела ($m_i = \rho_i v_i / \rho_0 v_0$), а также по отношению мощности слоя грунтов H к длине продольной или поперечной волны $\lambda_i = v_i T_i$, соответствующей преобладающему периоду T_i волны в слое мощностью H ($S_i = H / (v_i T_i)$).

Аппроксимацию данных таблицы для определения приращения балльности из-за резонансов в РСМ-85 можно описать следующей зависимостью:

$$K = \frac{2}{1+m_i} / \sqrt{1 + 2 \frac{1-m_i}{1+m_i} \cos(4\pi S_i) + \left(\frac{1-m_i}{1+m_i}\right)^2} \quad (3.3.2)$$

$$\Delta I_{\text{рез}} = \frac{\lg K}{0.4} \quad (3.3.3)$$

Приращение за счет резонансных явлений в слое грунта учитывается в суммарном приращении балльности в том случае, если период, на котором проявляется резонанс $T(\text{рез})$, соответствует периодам интенсивных колебаний сильных землетрясений, ожидаемых в исследуемом районе.

3.3.2. Нелинейный анализ отклика грунта (NERA)

Алгоритм нелинейного анализа NERA хорошо описывает поведение грунтовых однородных вязко-упругих слоев при динамических воздействиях (рис. 3.3.1) и сводится к численному решению уравнения движения частиц при распространении поперечных SH-волн методами конечных разностей [Bardet, Tobita, 2001]:

$$\rho_i \frac{\partial^2 d_i}{\partial t^2} + \eta \frac{\partial d_i}{\partial t} = \frac{\partial \tau_i}{\partial z_i}, \quad (3.3.4)$$

где ρ_i - плотность грунта i -го слоя, d_i - горизонтальное смещение в i -м слое, z_i - глубина залегания i -го слоя, t - время, τ_i - сдвиговое напряжение в i -м слое, η - коэффициент затухания на единицу массы.

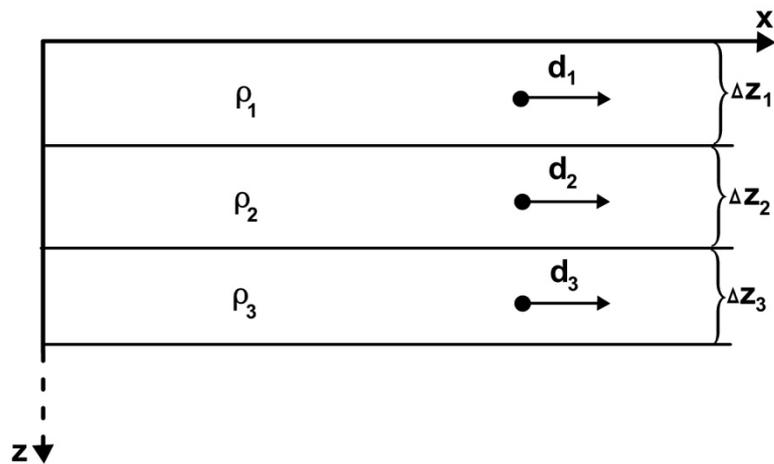


Рис. 3.3.1. Схема пространственной дискретизации слоистой среды.

Поперечные волны распространяются вертикально в одномерной слоистой толще осадков, в пределах которой слои предполагаются горизонтально однородными, бесконечно протяженными по горизонтали и испытывающими только горизонтальные смещения, передаваемые от коренного основания.

Для описания нелинейного поведения грунта в NERA используется модель Айвена-Мроза [Bardet, Tobita, 2001], в которой нелинейные кривые напряжение-деформация моделируются с помощью цепочки из n механических блоков, имеющих различные жесткости k_i и сопротивления скольжению R_i (рис. 3.3.2).

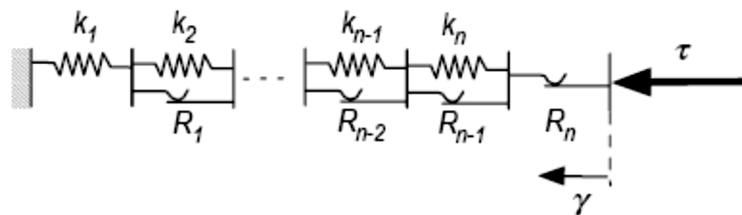


Рис. 3.3.2. Схематическое представление модели напряжение-деформация Айвена-Мроза (из работы [Bardet, Tobita, 2001]).

Блоки имеют возрастающие сопротивления скольжению (т.е. $R_1 < R_2 < \dots < R_n$). Первоначально остаточные напряжения во всех блоках равны нулю. В процессе монотонного нагружения i -ый блок трогается с места и начинает скользить, когда сдвиговое напряжение τ достигает значения R_i . После этого

i -ый блок продолжает сохранять положительное остаточное напряжение, равное R_i .

На рис. 3.3.3 изображена гистерезисная кривая напряжение-деформация, соответствующая модели Айвена-Мроза.

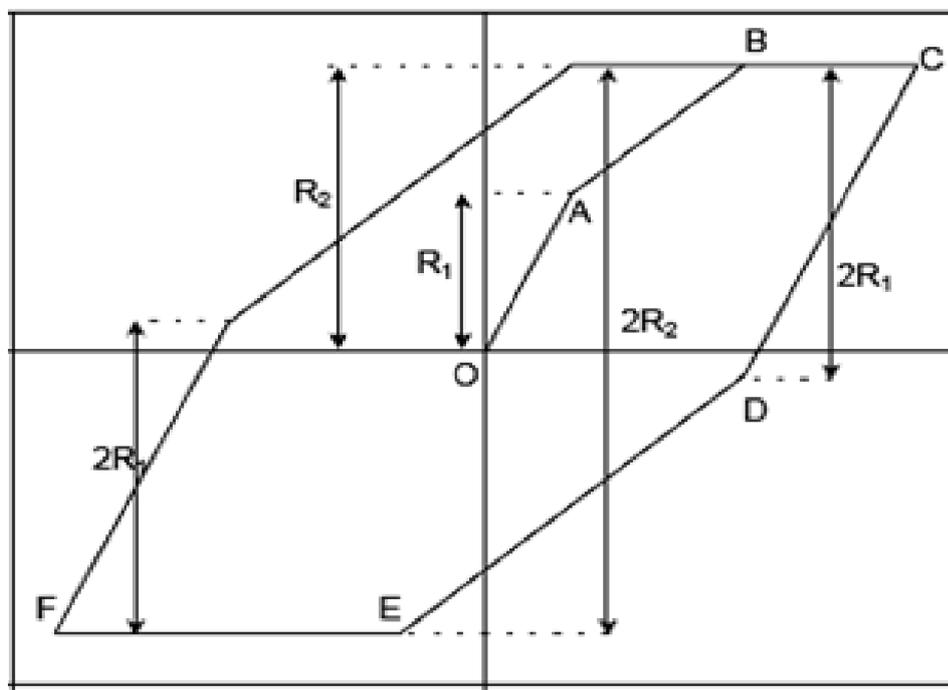


Рис. 3.3.3. Кривая напряжения-деформации в процессе цикла нагружения-разгрузки (из работы [Bardet, Tobita, 2001]).

В качестве входных данных для программы NERA необходим входной сигнал в виде акселерограммы реального землетрясения либо искусственной акселерограммы, а также свойства среды: мощности, плотности и скорости распространения сдвиговой волны для всех слоев грунта в исследуемой точке, тип материала среды (песчаный, глинистый, скальный и т.п.) и кривые изменения нормированного модуля сдвига G/G_{\max} в зависимости от испытываемой материалом относительной деформации ε (в %).

Программа NERA позволяет найти временные зависимости ускорения, скорости и смещения частиц грунта в разных слоях толщи, спектры реакции, спектры Фурье, коэффициенты усиления.

3.3.3. Сравнение оценок отклика грунта, полученных с помощью МСЖ и NERA. Достоинства и недостатки методов

Для сравнения МСЖ и NERA использовались данные инженерно-геологических работ в районе строительства российского сектора подводного газопровода «Южный поток» на черноморском шельфе вблизи Анапы, проведенных ИО РАН в 2011 г. Более подробно представленный ниже материал изложен в работе [Крылов и др., 2016].

Расчеты, проведенные по геологическим разрезам верхних осадков в вышеуказанном районе, позволили продемонстрировать некоторые важные эффекты. Первый из них – эффект насыщения амплитуд колебаний в среде при сильных сейсмических воздействиях [Гусев, 2002], второй – резонансы. Также подробного рассмотрения заслуживает частотная зависимость поведения грунтовых слоев при сейсмическом воздействии. Данные эффекты удобны для сравнения разных подходов в СМР, выявления областей применимости, преимуществ и недостатков.

В расчетах использовалась основанная на NERA программа, созданная авторами в среде Matlab для адаптации к практическим расчетам по ансамблям акселерограмм. В качестве входных сигналов использовались искусственные акселерограммы, рассчитанные по методу, описанному в работе [Sabetta, Pugliese, 1996].

Расчеты были проведены для трех значений мощности слоя мягкой глины: минимальной 3 метра, максимальной 14 метров и промежуточной 10 метров. Велось усреднение по 20 метрам верхних осадков.

На рис. 3.3.4 изображены аппроксимирующие кривые зависимости максимального ускорения, скорости и смещения на поверхности слоя от максимального исходного воздействия на основании слоя. Кроме того, с помощью программы NERA были получены средние по ансамблю акселерограмм спектры Фурье, спектры реакции и коэффициенты усиления спектральных величин в грунтовых слоях.

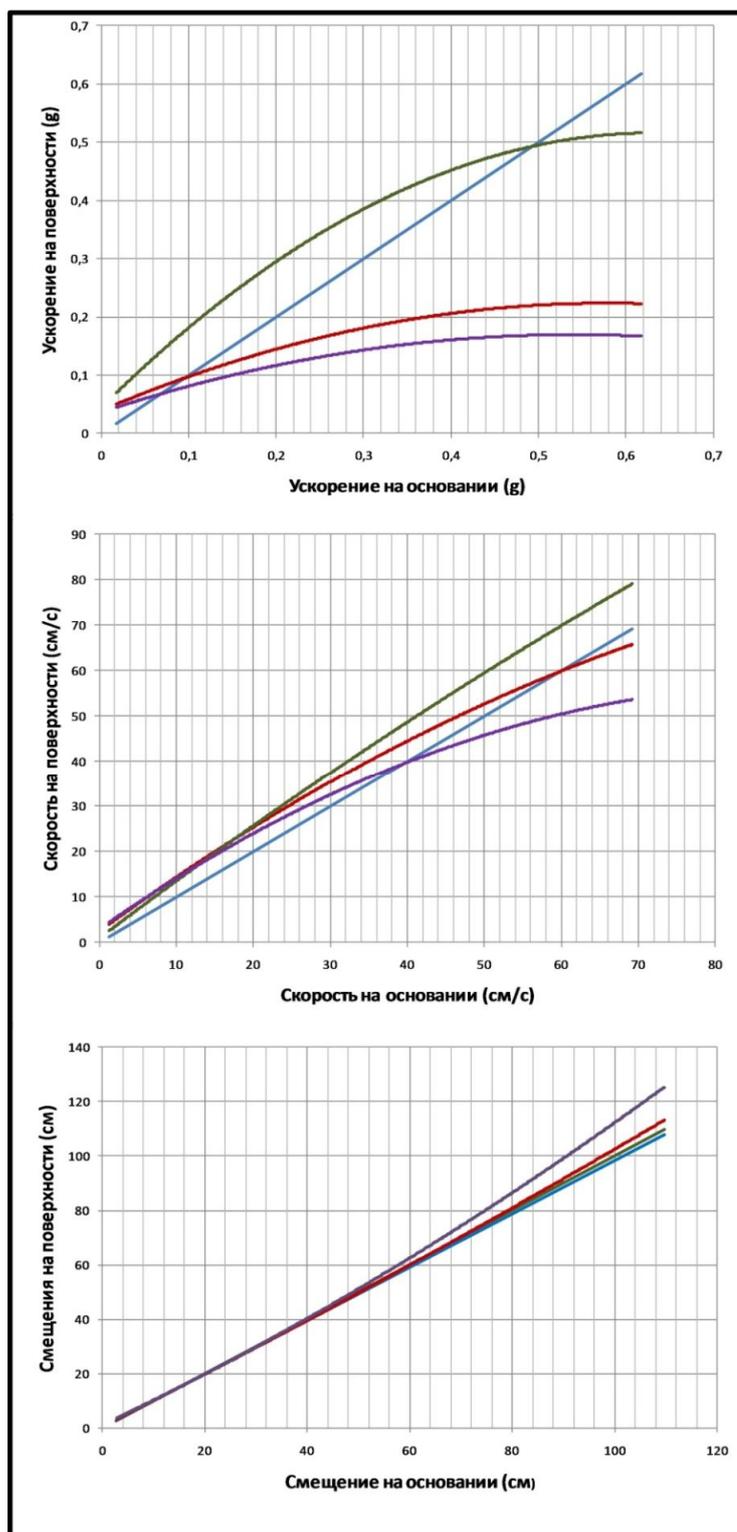


Рис. 3.3.4. Зависимости (полиномиальная аппроксимация) амплитуд ускорений, скорости и смещений на поверхности грунтового слоя (мощность слоя: 3 м – зеленая линия, 10 м – красная линия, 14 м – фиолетовая линия) от исходного максимального воздействия на основании слоя (голубая линия)

[Крылов и др., 2016].

На рис. 3.3.5а показаны результаты оценки приращения интенсивности за счет резонансов по формулам (3.3.2)-(3.3.3) для разных мощностей слоя мягкой глины и разной интенсивности исходных воздействий. Преобладающие периоды определены по кривым коэффициентов усиления. На рис. 3.3.5б показаны кривые максимального коэффициента усиления по ускорению kSA , определенного с помощью программы NERA. Вид кривых коэффициентов усиления по скорости и смещению идентичен кривой kSA .

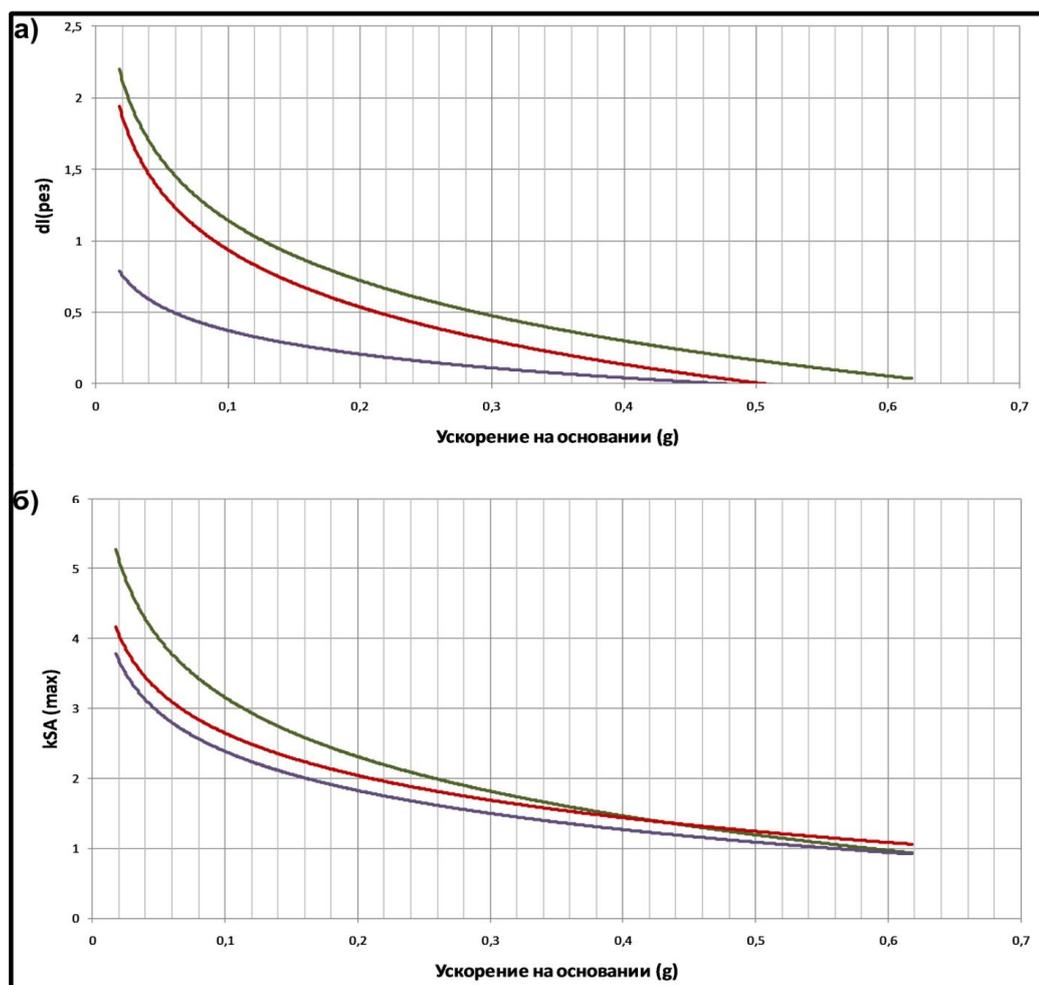


Рис. 3.3.5. Оценка резонансных эффектов: (а) – зависимость (логарифмическая аппроксимация) приращения интенсивности из-за резонансов от максимальных ускорений на основании; (б) – зависимость (логарифмическая аппроксимация) коэффициента усиления по спектральному ускорению от максимальных ускорений на основании; (мощность слоя: 3 м – зеленая линия, 10 м – красная линия, 14 м – фиолетовая линия) [Крылов и др., 2016].

На рис. 3.3.4 видно, что кривые ускорений идентичны представленным в работе [Гусев, 2002] для грунтов разных категорий. Это можно объяснить тем, что в нашем случае при разных мощностях слоя мягкой глины средняя акустическая жесткость по верхним 20 метрам осадков различается: чем больше мощность слоя глины, тем меньше средняя жесткость.

Амплитуды ускорений начинают насыщаться практически сразу, кривые скоростей при этом насыщаются медленней, чем кривые ускорений, а кривые смещений даже не начинают насыщаться в данном диапазоне исходных воздействий на основании.

Как уже упоминалось ранее, реакция грунта сильно зависит от частоты колебаний. Это хорошо видно на спектрах реакции Фурье и спектрах реакции. Причем, реакция грунта различается на разных частотных диапазонах [Крылов и др., 2016]. Зависимость соотношения амплитуд колебаний различных грунтов от частотного диапазона является известным фактом, подтвержденным как расчетными, так и экспериментальными данными [Гусев, 2002].

Разрушительный эффект землетрясений нарастает с падением жесткости грунта [Гусев, 2002]. Приращение интенсивности, рассчитанное по формуле (3.3.1), при этом тоже возрастает логарифмически, т.к. формула представляет собой эмпирическую зависимость приращения балльности от средней жесткости по слою. Однако при этом в выражении (3.3.1) не находят отражение нелинейность поведения грунта, резонансные явления, зависимость реакции грунта от частоты.

На рис. 3.3.5 видно, что зависимости приращения интенсивности за счет резонансов от максимального ускорения на основании для разных значений мощности слоя имеют схожий характер с кривыми коэффициентов усиления в области преобладающего периода.

Можно сформулировать несколько выводов по результатам численного моделирования:

1) Нелинейный анализ NERA учитывает эффект насыщения амплитуд волн, резонансы и частотную зависимость эффекта грунта.

Рост разрушений в данном случае лучше характеризуют смещения, хотя из инструментальных данных известно, что они также могут коррелировать как с ускорениями, так и со скоростями [Гусев, 2002].

2) Значение приращения интенсивности, найденное по формуле (3.3.1), увеличивается с ростом мощности слоя, как и разрушительный эффект. Однако выражение (3.3.1) не отражает того, что эффект грунта существенно зависит от частоты колебаний, резонансов и нелинейности. Дополнительная поправка для резонансов по формулам (3.3.2)-(3.3.3) частично компенсирует этот недостаток.

3) На спектрах, полученных с помощью NERA, видно, что при моделировании с данными характеристиками грунтовых слоев на разных периодах преобладают разные эффекты: на малых периодах – насыщение амплитуд колебаний, на больших периодах – усиление воздействий вследствие падения импеданса, на промежуточных периодах – резонансные явления. Эти результаты подтверждаются инструментальными и расчетными данными из литературы.

4) Резонансы хорошо описываются как дополнительной оценкой приращения балльности по формулам (3.3.2)-(3.3.3), так и расчетом спектров реакции и коэффициентов усиления с помощью NERA.

В целом можно сказать, что влияние грунтовых условий на распространение сейсмической волны – достаточно сложное явление, и исследования нужно проводить, используя комплекс методов. При этом главную роль при теоретических оценках все же следует отводить современным алгоритмам численного моделирования.

3.4. Численное моделирование отклика грунтов на шельфе с учетом их пористости и водонасыщенности

3.4.1. Алгоритм численного моделирования отклика водонасыщенного грунта с помощью нелинейного анализа

При расчетах по СМР на шельфе основной сложностью является определение влияния грунтовых слоев на сейсмические воздействия на шельфе *in situ*. На рис. 3.4.1 представлены предпосылки к разработке специального алгоритма численного моделирования отклика водонасыщенного грунта морских площадок на сейсмические воздействия.

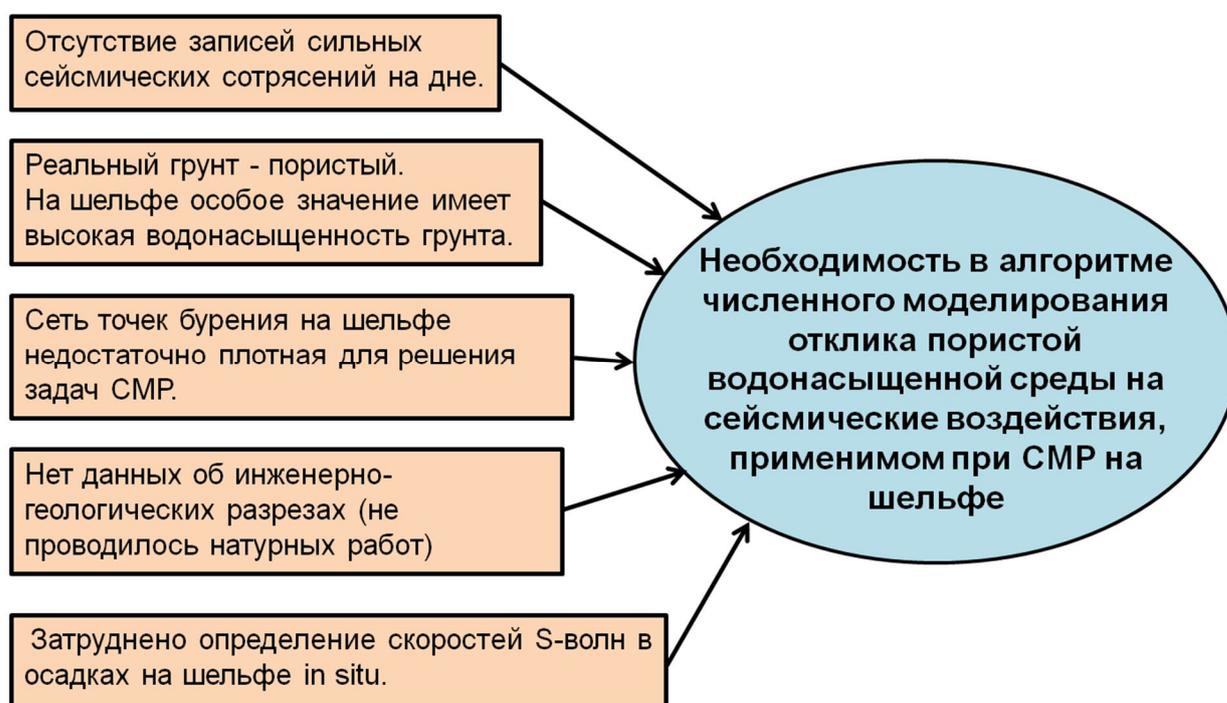


Рис. 3.4.1. Предпосылки к разработке специального алгоритма численного моделирования отклика водонасыщенного грунта морских площадок на сейсмические воздействия.

Алгоритм NERA использует вязко-упругую модель поведения грунта, однако в действительности грунты имеют пористую структуру, причем такие параметры, как плотности минеральной части и скелета, влажность, пористость, степень водонасыщения, пластичность и др. определяют свойства грунтов при их динамическом нагружении.

В основе подавляющего большинства публикаций, рассматривающих распространение волн в пористой флюидонасыщенной среде, лежит теория Био [Biot, 1956, 1962a, 1962b]. Она описывает двухфазную модель среды, состоящую из жесткого пористого каркаса и флюида, заполняющего поры. По Био фундаментальным свойством упруго-пористой насыщенной среды является то, что в таких средах могут распространяться две продольные волны, быстрая и медленная, а также поперечная волна. Уравнения Био, аналогично уравнениям упругой среды, состоят из уравнений закона Гука и уравнений движения среды [Ковтун, 2011].

Линейная теория Био подразумевает несколько допущений: соединенность пор (единое поровое пространство), изотропность (пористость и проницаемость неизменна во всех направлениях), рассеивание пренебрежимо мало (длина волны велика по сравнению с размерами пор), скелет пористой среды упругий (его деформации малы, график напряжение-деформация имеет линейный вид). Тогда уравнения движения среды имеют вид [Biot, 1962b]:

$$\frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} = \rho \ddot{u}_i + \rho_f \ddot{w}_i, \quad (3.4.1)$$

$$\frac{\partial p_f}{\partial x_i} - \rho_f \ddot{u}_i = \tilde{Y} \dot{w}_i, \quad (3.4.2)$$

$$w_i = \phi (u^f - u_i), \quad (3.4.3)$$

$$\tilde{Y} = \frac{\eta}{k(\omega)}, \quad (3.4.4)$$

где u – смещение каркаса, w – смещение частицы флюида относительно каркаса, ρ – общая плотность пористой среды, ρ_f – плотность флюида, p_f – поровое давление, ϕ – пористость, u^f – смещение жидкой фазы, η – коэффициент динамической вязкости, $k(\omega)$ – динамическая проницаемость (зависит от частоты).

Для связи упругих параметров пористой среды многие авторы пользуются уравнениями Гассмана [Gassmann, 1951]. Теория Гассмана

базируется на предположении, что относительное движение жидкости и скелета имеет пренебрежимо малое влияние на распространение сейсмических волн во флюидонасыщенных породах. Это предположение обосновано для низких частот, Био определяет границу низкочастотной области следующим образом [Уайт, 1986]:

$$f < 0,1 \frac{\eta\phi}{2\pi k\rho_f}, \quad (3.4.5)$$

Где η - динамическая вязкость флюида, k - проницаемость горной породы.

В этом интервале результаты Био находятся в соответствии с выводами из теории Гассмана. В разных источниках значение граничной частоты варьируется. Для большинства реальных горных пород граничная частота существенно выше 2-3 кГц [Марфин, Овчинников, 2012]. Согласно работе [Avseth et al., 2005] граничная частота лежит в пределах 1-20 кГц. В работе [Mavko et al., 2009] утверждается, что наиболее точные результаты уравнения Гассмана дают на частотах меньше 100 Гц. При таких частотах флюид успевает перетекать в пределах порового пространства, чтобы компенсировать градиенты порового давления, возникающие при прохождении сейсмической волны. Из этого следует, что теория Гассмана хорошо применима к сейсмологии.

По Гассману, т.к. флюид и частицы скелета движутся вместе, плотность пористой среды можно получить следующим образом:

$$\rho = \phi\rho_f + (1 - \phi)\rho_s, \quad (3.4.6)$$

где ρ_s - плотность минеральной части (формула для связного грунта).

Таким образом, для моделирования прохождения SH-волны сквозь пачку слоев, сложенных из пористых водонасыщенных пород, можно сочетать подход, предложенный в NERA [Bardet, Tobita, 2001] для пространственной и временной дискретизации, а также моделирования нелинейного поведения грунта, с уравнениями движения пористой среды Био с учетом допущений, применяемых в теории Гассмана для низких частот.

Теория Био больше используется в ультразвуковой области, в литературе встречается утверждение, что в области низких частот (1-1000 Гц) теория Био дает более низкие значения затухания и дисперсии, чем экспериментальные данные [Ковтун, 2011].

Согласно теории Био, распространение волн через флюидонасыщенные породы вызывает малые макроскопические флюидные потоки. При частотах ниже критической f_B это ламинарное течение Пуазейля:

$$f_B = \frac{\pi\eta}{4d^2\rho_f}, \quad (3.4.7)$$

где d – диаметр пор.

В интервале частот до 100 Гц затухание «глобального потока» Био пренебрежимо мало, тем более оно связано с распространением не поперечной (рассматриваемой в СМР), а продольной волны, когда через однородный пористый слой создается поток, перпендикулярный волновому фронту, из области сжатия в область дилатации [Ковтун, 2011].

Кроме макроскопических потоков Био в литературе часто упоминаются «локальные потоки», которые могут вызвать дополнительное затухание в реальных средах. Локальный поток возникает в отдельной поре вследствие ее деформации в процессе прохождения волны. Однако моделирование этого явления является сложной задачей, т.к. приходится иметь дело с параметрами индивидуальных пор [Ковтун, 2011]. Поэтому при теоретических расчетах для СМР моделирование локальных потоков представляется нецелесообразным.

Если в среде есть гетерогенности в масштабе пористой среды и они много меньше, чем длина проходящей сейсмической волны, то возможен еще один дополнительный механизм затухания. В осадочном бассейне таким источником гетерогенности является слоистость осадков, которая и является предметом изучения СМР. Р-волна, у которой длина значительно больше, чем толщина слоистой грунтовой пачки, будет сжимать и расширять одновременно множество слоев. Каждый слой имеет различные свойства

сжимаемости, поэтому изменение порового давления в смежных слоях будет различным и посредством диффузии будет стремиться к равновесному. На малых частотах процесс флюидной диффузии является медленной волной Био, возникающей на границе раздела посредством модовой конверсии из падающей быстрой Р-волны [Wenzlau, 2009].

Однако данный механизм затухания связан именно с распространением продольных волн сквозь слоистую среду. В СМР же моделируется прохождение поперечной SH-волны, т.к. именно с ней связаны наибольшие разрушения.

Основные допущения к элементарному объему пористой породы, связанные с рассматриваемым в сейсмологии диапазоном частот до 100 Гц: во-первых, на низких частотах при прохождении волны успевают компенсироваться градиенты порового давления, во-вторых, нет относительного движения флюида и матрицы, и, в-третьих, нет движения порового флюида за пределы элементарного грунтового объема. Выдавливание флюида из элементарного объема влечет за собой повышение порового давления в соседних элементах. Этот механизм может иметь лавинный характер и при определенных условиях привести к эффекту разжижения [Озмидов, 2014]. Разжижение не рассматривается в рамках данной модели.

С учетом вышеперечисленных допущений уравнения движения Био принимают вид (для каждого слоя):

$$(\phi\rho_f + (1 - \phi)\rho_s) \frac{\partial^2 d}{\partial t^2} = \frac{\partial \tau}{\partial z} \quad (3.4.8)$$

$$\frac{\partial p_f}{\partial x} = \rho_f \frac{\partial^2 d}{\partial t^2} \quad (3.4.9)$$

Сравнивая выражение (3.4.8) с основным уравнением NERA (3.3.4), видно, что они похожи, за исключением выражения для средней плотности слоистой среды. Таким образом, для учета пористости и насыщенности среды распространения поперечной сейсмической волны на низких частотах

достаточно использовать уравнение (3.4.8) вместо (3.3.4) в алгоритме NERA. Пространственная и временная дискретизация уравнения движения среды, как и граничные условия на поверхности и на основании грунтовой пачки, можно оставить неизменными.

Следует подробнее остановиться еще на некоторых нюансах, связанных с недостатком данных о свойствах грунтовых слоев на шельфе *in situ*. В настоящее время типичным описанием поведения грунта являются модели, которые опираются на гистерезисные зависимости напряжение-деформация [Павленко, 2009b]. В NERA гистерезисная кривая задается через параметры, описывающие ее форму, а именно, максимальное значение модуля сдвига G_{max} и кривую, характеризующую уменьшение модуля сдвига с ростом деформации $G/G_{max}(\gamma)$ (кривая снижения модуля сдвига). Расчет максимального модуля сдвига производится с помощью значения скорости распространения поперечной сейсмической волны и плотности грунта по формуле:

$$G_{max} = \rho V_s^2 \quad (3.4.10)$$

Предполагается, что плотность и скорость достоверно известны, однако при работе на шельфе определение этих параметров *in situ* напрямую зависит от объема инженерно-геологических и геофизических работ. Особенно это касается скорости, при отсутствии многоканального сейсмопрофилирования ее определение можно провести с помощью работ с пневмопушками либо при сравнении спектров сейсмического сигнала от удаленного сильного землетрясения на поверхности грунтовой пачки и выходе базового грунта на поверхность (при условии, что наблюдаются резонансы).

Во флюидонасыщенной среде при отсутствии либо недостатке данных *in situ* о ее характеристиках значение максимального модуля сдвига можно оценить, используя различные эмпирические соотношения. Оценка максимального модуля сдвига на конкретном примере будет рассмотрена в п. 3.4.3.

Для кривой снижения модуля сдвига тоже известны различные эмпирические соотношения для недренированных условий в ненарушенных образцах.

В работе [Yasuda, Yamaguchi, 1985] предложена следующая обобщенная эмпирическая зависимость:

$$\frac{G}{G_{max}} = (A_1 + A_2 \lg D_{50}) \sigma'_m{}^{(B_1 + B_2 \lg D_{50})}, \quad (3.4.11)$$

где D_{50} - средний размер частиц грунта, σ'_m - среднее эффективное напряжение, параметры A_1 , A_2 , B_1 , B_2 определены эмпирически для разных значений сдвиговой деформации и среднего размера частиц грунта.

Другая известная формула имеет следующий вид [Ishibashi, Zhang, 1993]:

$$\frac{G}{G_{max}} = K(\gamma, PI) (\sigma'_m)^{m(\gamma, PI) - m_0}, \quad (3.4.12)$$

где:

$$K(\gamma, PI) = 0,5 \left\{ 1 + \tanh \left[\ln \left(\frac{0,000102 + n(PI)}{\gamma} \right)^{0,492} \right] \right\},$$

$$m(\gamma, PI) - m_0 = 0,272 \left\{ 1 - \tanh \left[\ln \left(\frac{0,000556}{\gamma} \right)^{0,4} \right] \right\} \exp(-0,0145 PI^{1,3}),$$

$$n(PI) = \begin{cases} 0 & \text{для } PI = 0 \\ 0,37 \times 10^{-6} PI^{1,404} & \text{для } 0 < PI < 15 \\ 7,0 \times 10^{-7} PI^{1,976} & \text{для } 15 < PI < 70 \\ 2,7 \times 10^{-5} PI^{1,115} & \text{для } PI > 70 \end{cases},$$

PI - индекс пластичности.

Т.е. вид кривой $G/G_{max}(\gamma)$ в недренированных условиях прежде всего зависит от среднего сжимающего напряжения (рис. 3.4.2а,б), а также индекса пластичности (рис. 3.4.2в) или среднего размера частиц грунта (рис. 3.4.2г) (Слабо зависит от коэффициента пористости, следовательно, слабо зависит от плотности сложения).

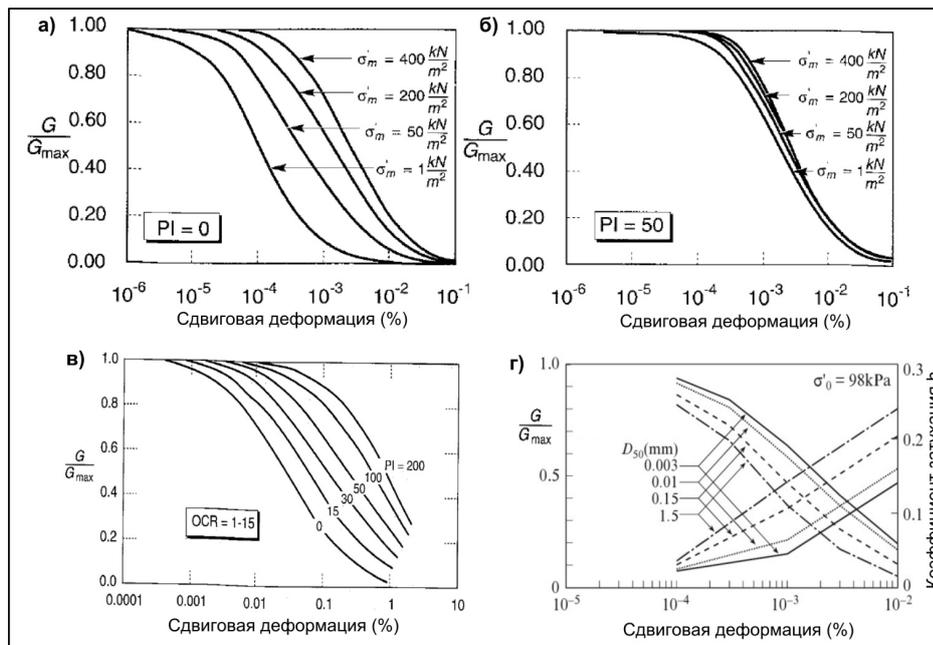


Рис. 3.4.2. Вид кривых снижения модуля сдвига в зависимости от а) эффективного сжимающего напряжения для непластичного грунта [Ishibashi, Zhang, 1993] и б) пластичного грунта [Ishibashi, Zhang, 1993], в) индекса пластичности [Vucetic, Dobry, 1991], г) среднего размера частиц грунта [Yasuda, Yamaguchi, 1985].

При проведении расчетов для грунтовых слоев на морском шельфе можно считать, что эффективные напряжения в этом случае не отличаются от таковых на суше, т.к. гидростатическое давление компенсируется поровым давлением [Towhata, 2008].

В работе [Kramer, 1996] говорится о возможной зависимости кривой снижения модуля сдвига от пористости, геологического возраста, цементации, скорости деформирования. Однако в эмпирических формулах из разных работ по оценке $G/G_{max}(\gamma)$ в недренированных условиях на ненарушенных образцах эти параметры отсутствуют, что говорит о том, что, скорее всего, их влияние на кривую снижения модуля сдвига минимально.

Еще один параметр, сильно влияющий на кривую $G/G_{max}(\gamma)$, – число циклов нагружения N . $G/G_{max}(\gamma)$ снижается с ростом N для глин (рис. 3.4.3), а для песков может возрастать в дренированных условиях (за счет уплотнения) и уменьшаться в недренированных условиях [Kramer, 1996].

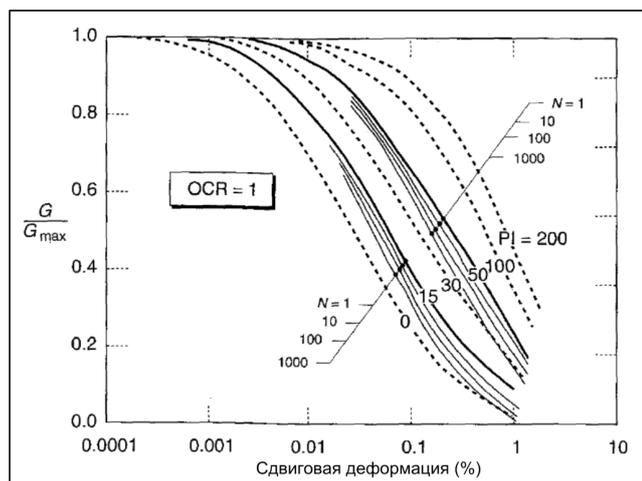


Рис. 3.4.3. Вид кривых снижения модуля сдвига в зависимости от числа циклов нагружения [Vucetic, Dobry, 1991].

Для связных грунтов модуль сдвига зависит от числа циклов нагружения [Kramer, 1996]. Деградация грунта в недренированных условиях с ростом числа циклов нагружения и амплитуды сдвиговой деформации хорошо демонстрируется видом зависимости напряжение-деформация (рис. 3.4.4).

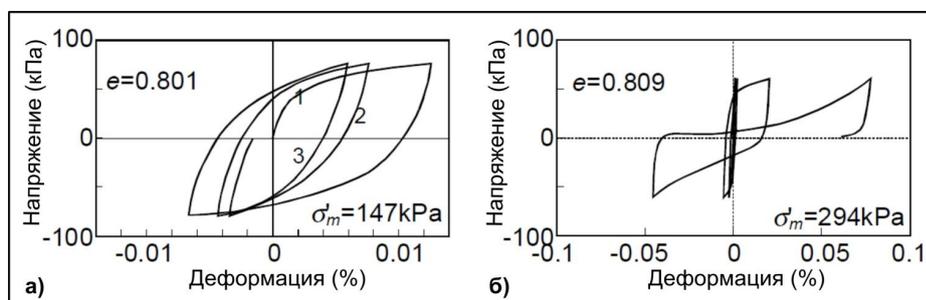


Рис. 3.4.4. Зависимости напряжение-деформация в дренированных (а) и недренированных (б) условиях [Towhata, 1989].

При землетрясениях пиковые значения амплитуд часто наблюдается в начале сильных движений, поэтому важно исследовать поведение грунта в первых циклах нагружения [Павленко, 2009b]. Максимальные же деформации, для которых надежно можно определить зависимость $G(\gamma)$, обычно имеют порядок 10^{-2} . Деформации выше этого уровня рассматриваются в основном при исследовании разжижения грунтов [Павленко, 2009b]. Эффект разжижения требует проведения специальных

изысканий, выходящих за пределы объема работ по СМР [ГОСТ Р 56353-2015 Грунты. Методы..., 2015].

Обобщая вышесказанное, можно сделать вывод, что для теоретических расчетов в рамках СМР по численному моделированию прохождения SH-волны сквозь верхние осадки, расположенные на морском шельфе и состоящие из пористых флюидонасыщенных грунтовых слоев, можно использовать кривые снижения модуля сдвига $G/G_{max}(\gamma)$, аналогичные тем, что используются в программе NERA для вязко-упругого поведения грунта. Значения максимального модуля сдвига G_{max} можно определить по эмпирическим зависимостям от параметров пористой грунтовой среды, доступным в литературе.

На рис. 3.4.5 изображена блок-схема разработанного алгоритма численного моделирования отклика пористой водонасыщенной среды на сейсмические воздействия (суть алгоритма кратко описана в статье [Крылов, 2015с]).

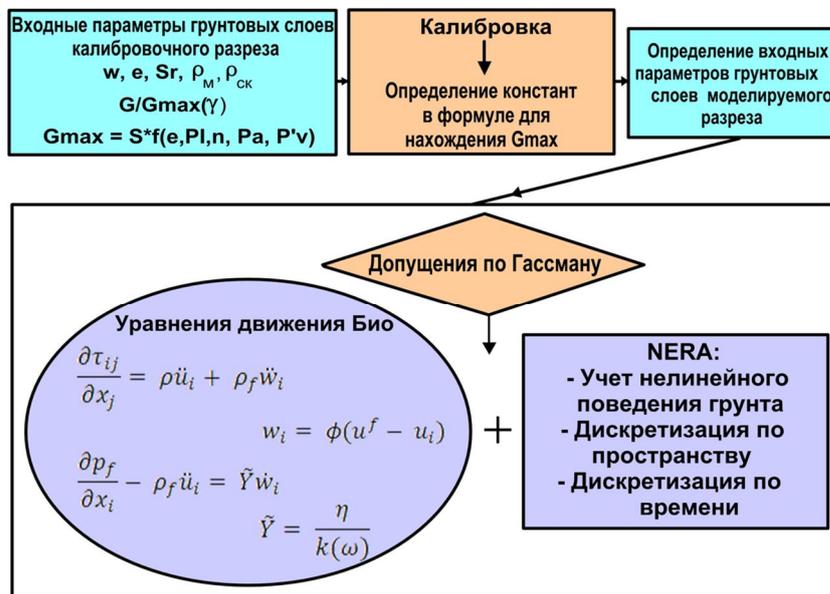


Рис. 3.4.5. Блок-схема алгоритма численного моделирования отклика пористой водонасыщенной среды на сейсмические воздействия (w – влажность грунта, e – коэффициент пористости, S_r – коэффициент водонасыщенности, ρ_m – плотность минеральной части, $\rho_{ск}$ – плотность скелета, P_a – атм. давление, P'_v – эффективное вертикальное напряжение).

3.4.2. Апробация алгоритма по данным эксперимента с донными станциями на шельфе Черного моря

Разработанный алгоритм был апробирован с использованием записей донных сейсмографов и результатов инженерно-геологических изысканий, полученных на шельфе Черного моря вблизи Анапы в 2011 г.

Параметры грунтовой модели верхней части геологического разреза в этом районе описаны в п. 4.9. Кратко: слой мягкой глины мощностью 3-14 м ($V_s = 80$ м/с, $\rho = 1,54$ г/см³), подстилающийся отложениями флишевой толщи ($V_s = 1200$ м/с, $\rho = 2,6$ г/см³). Другие физико-механические параметры глины приведены в табл. 3.4.1.

Табл. 3.4.1. Показатели физико-механических свойств глины черноморского шельфа в районе Анапы

Влажность, %			Показатели пластичн.		Плотность, г/см ³			Коеф. пористости, e	Полная влагоемк., W_{II}	Коеф. водо-насыщ., S_r
W (Прир.)	W_L	W_p	I_p	I_L	ρ_s	ρ	ρ_d			
74,7	51,3	27,9	23,4	2,0	2,71	1,54	0,88	2,08	0,77	1

Донные сейсмографы были установлены таким образом, что один из них стоял на выходе полускальной флишевой породы, остальные – на поверхности слоя мягкой глины различной мощности.

Расчеты с помощью разработанного алгоритма производились по калибровочному разрезу (в соответствии с блок-схемой на рис. 3.4.5) в районе постановки сейсмографа № 3. В его окрестности мощность слоя глины составила 5,5 м.

В качестве входной акселерограммы для моделирования использовалась запись S-волны турецкого землетрясения в провинции Кютахья, произошедшего 19 мая 2011 г. в 20:15:23 UTC, зарегистрированная

сейсмографом № 4. Результаты моделирования верифицировались с записями сейсмографа № 3.

На рис. 3.4.6 сравниваются волновые формы, спектры Фурье и спектры реакции S-волны смоделированной акселерограммы и реальной записи землетрясения, полученной сейсмографом № 3. Небольшое смещение пика на спектрах может быть обусловлено ошибкой в определении мощности слоя глины непосредственно под сейсмографом. При этом эмпирическая зависимость максимального модуля сдвига G_{max} от параметров грунта имеет следующий вид (такое соотношение используется для морских глин в работе [Kagawa, 1992]):

$$G_{max} = \frac{358-3,8PI}{0,4+0,7e} (\sigma'_0) \quad (3.4.13)$$

В качестве целевого разреза для моделирования был выбран разрез в окрестности сейсмографа № 5, характеризующийся мощностью слоя мягкой глины 14 м.

На рис. 3.4.7 сравниваются волновые формы, спектры Фурье и спектры реакции S-волны смоделированной акселерограммы и реальной записи землетрясения, полученной сейсмографом № 5. Видно, что в спектрах смоделированной акселерограммы более выражены резонансные пики. Такая картина может быть обусловлена чересчур контрастной границей между флишевым основанием и слоем мягкой глины. В реальности может наблюдаться некий градиент жесткости. В таком случае спектр будет более размытым, как в случае со спектрами реальной записи.

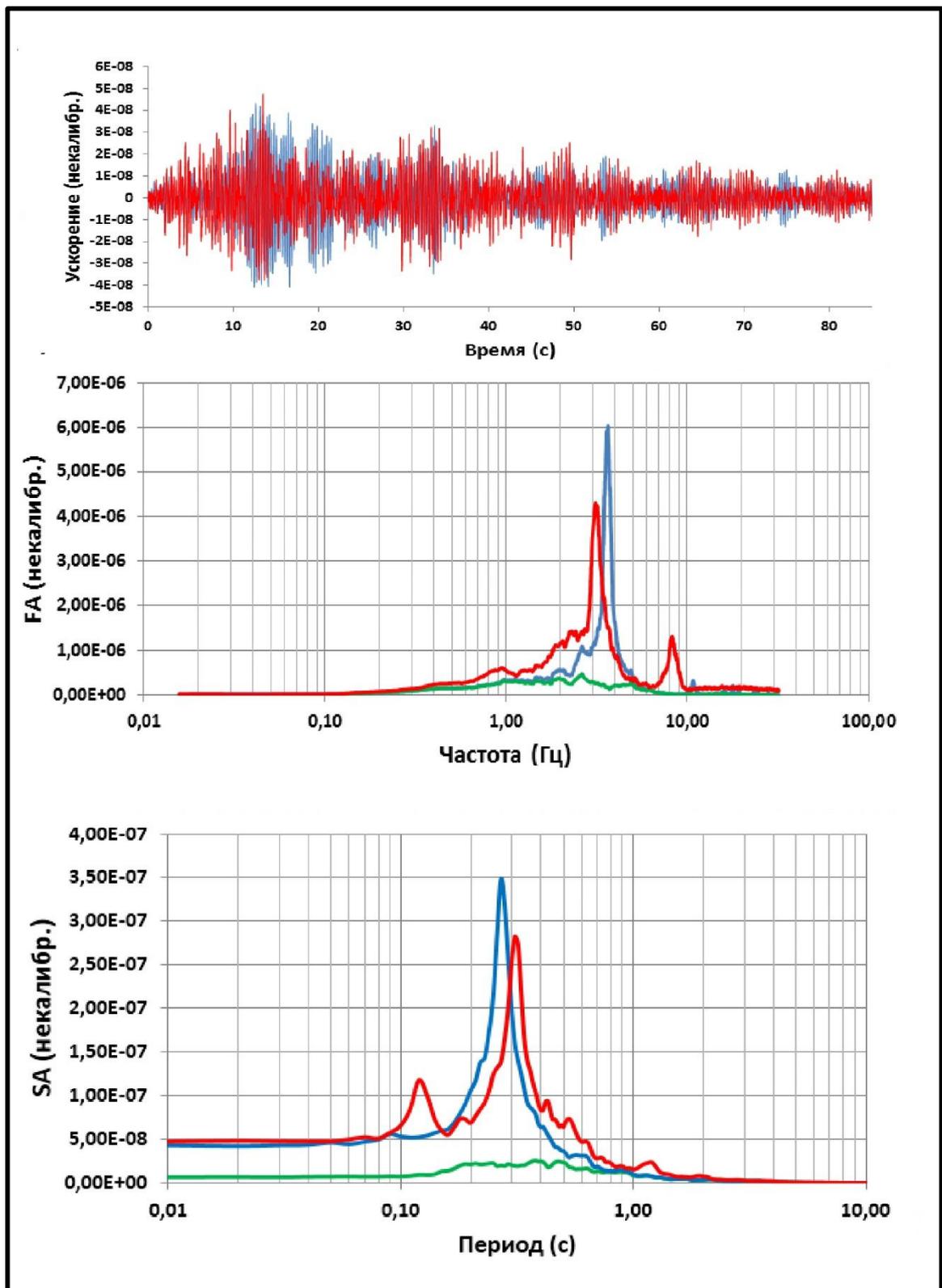


Рис. 3.4.6. Результаты апробации алгоритма на записях донных сейсмографов, полученных на шельфе Черного моря. Расчеты по калибровочному разрезу. Зеленая линия соответствует записи на выходе скальной породы, красная линия – записи на поверхности слоя мягкой глины мощностью 5,5 м, синяя линия – смоделированной акселерограмме.

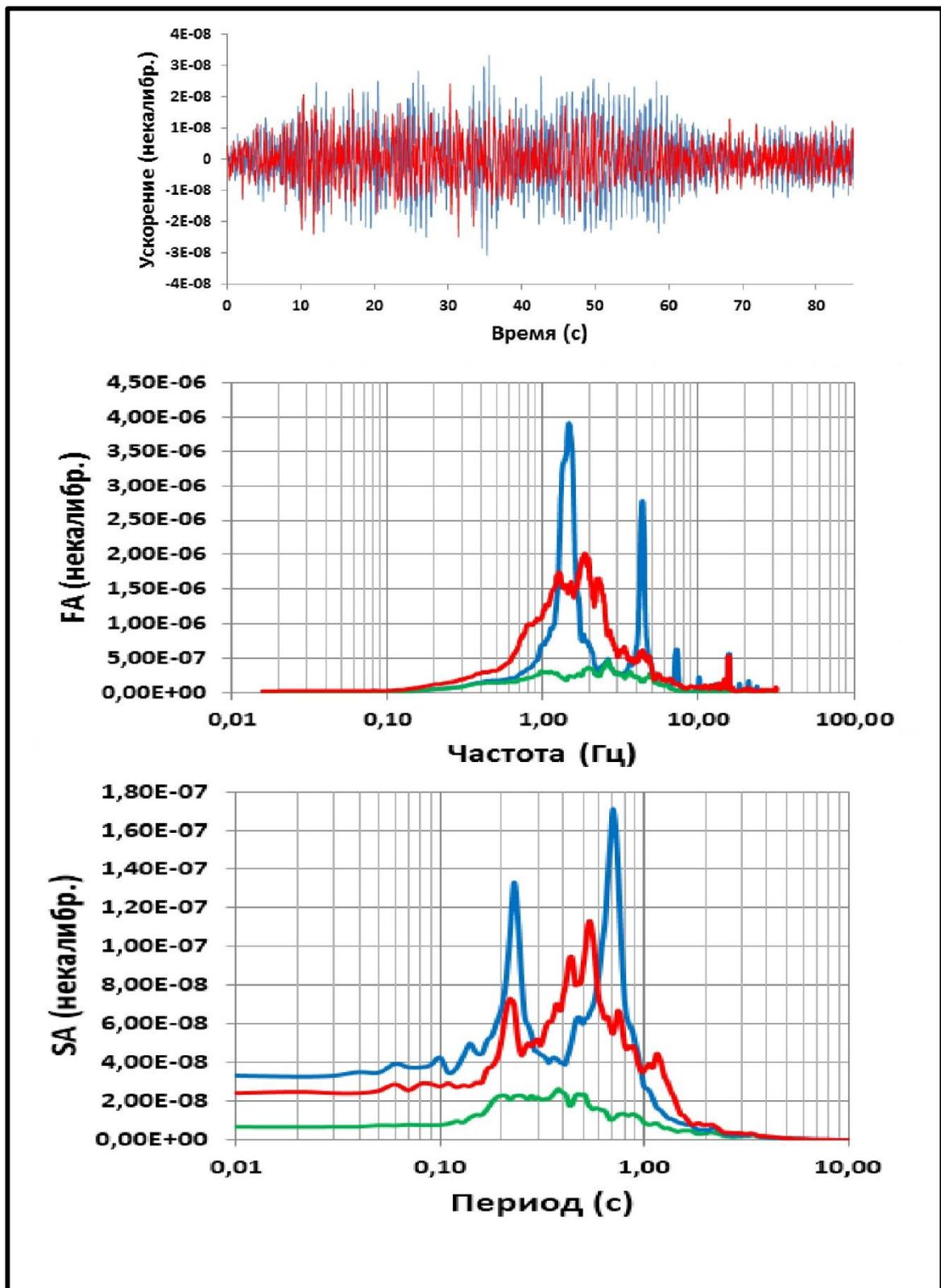


Рис. 3.4.7. Результаты апробации алгоритма на записях донных сейсмографов, полученных на шельфе Черного моря. Расчеты по целевому разрезу. Зеленая линия соответствует записи на выходе скальной породы, красная линия – записи на поверхности слоя мягкой глины мощностью 5,5 м, синяя линия – смоделированной акселерограмме.

3.4.3. Сравнение сейсмического отклика связных и несвязных грунтов, характерных для суши и для шельфа

С помощью алгоритма численного моделирования отклика пористой водонасыщенной среды проведен сравнительный анализ сейсмического отклика связных и несвязных грунтов, характерных для суши и для шельфа.

Для этого кроме инженерно-геологических данных с черноморского шельфа использовались также грунтовые модели, полученные на месторождении им. Ю. Корчагина на севере Каспийского моря [Отчет ИО РАН по договору..., 2010; Отчет КФ ИО РАН о выполнении..., 2012]. Для района месторождения им. Ю. Корчагина характерны два вида грунтового разреза (табл. 3.4.2): в районе установки ЛСП-1 (Разрез №1) и в районе мангышлакского вреза (древнее русло) на месторождении (Разрез №2).

По данным табл. 3.4.2 видно, что для данной акватории характерны песчаные и илистые грунты. Последний слой принят за базовый грунт второй категории по сейсмическим свойствам в соответствии со СНиП-7-81*, к кровле которого прикладывалось исходное сейсмическое воздействие.

В табл. 3.4.3 приведены параметры, определяющие физико-механические свойства грунтов в районе месторождения.

Параметры из табл. 3.4.1, 3.4.2 и 3.4.3 в дальнейшем использовались для моделирования пористых водонасыщенных слоев грунтовой толщи.

Различие в строении элементарного объема связного и несвязного грунта при разных значениях влажности схематически проиллюстрировано на рис. 3.4.8. Представлена приближенная идеализированная модель, исходя из общих свойств связных (наличие сил сцепления) и несвязных (наличие только сил трения) грунтов [Пьянков, 2008]. Для связного грунта увеличение влажности влечет за собой увеличение объема порового пространства, и, следовательно, коэффициента пористости при неизменном коэффициенте водонасыщенности. Для несвязного грунта, наоборот, увеличение влажности не приводит к увеличению коэффициента пористости, но влечет за собой рост заполненности порового пространства водой:

$$W = \frac{S_r e \rho_f}{\rho_s}, \begin{cases} e \neq const, S_r = 1 = const & \text{для связных грунтов} \\ e = const, S_r \neq const & \text{для несвязных грунтов} \end{cases} \quad (3.4.14)$$

где W - влажность, S_r - коэффициент водонасыщенности, e - коэффициент пористости, ρ_s - плотность минеральной части, ρ_f - плотность поровой воды.

Табл. 3.4.2. Инженерно-геологические разрезы в районе месторождения им. Ю. Корчагина.

Разрез № 1				
№ слоя	Наименование грунта	Плотность (г/см ³)	Скорость поперечной волны (м/с)	Мощность слоя (м)
1	Песок гравелистый, насыщенный водой (ИГЭ-2а)	1,97	280	0,7
2	Песок пылеватый, насыщенный водой (ИГЭ-3)	1,94	300	1,5
3	Песок пылеватый, насыщенный водой (ИГЭ-5а)	1,95	320	Базовый грунт
Разрез № 2				
1	Песок гравелистый, насыщенный водой (ИГЭ-2а)	1,97	280	0,6
2	Ил глинистый (ИГЭ-4)	1,59	150	1,8
3	Ил глинистый (ИГЭ-4)	1,69	160	4,5
4	Песок пылеватый, насыщенный водой (ИГЭ-5а)	1,95	320	Базовый грунт

Табл. 3.4.3. Нормативные показатели физико-механических свойств грунтов в районе месторождения им. Ю. Корчагина.

Номер ИГЭ	Наименование грунта	Плотность, г/см ³			Кэф. пористости, e	Влажность, %			Показатели пластичности		Степень влажности
		ρ	ρ_d	ρ_s		W (Природная)	W _L	W _p	I _p	I _L	
2а	Песок гравелистый	1,97	1,52	2,75	0,81	30,0					1,00
3	Песок пылеватый	1,94	1,50	2,68	0,79	29,3					1,00
4	Ил глинистый	1,59	1,01	2,68	1,85	70,0	54,2	33,4	20,8	1,76	1,00
5а	Песок пылеватый	1,95	1,52	2,67	0,75	28,2					1,00

В случае несвязных грунтов объемная плотность считается по формуле:

$$\rho = \rho_{\text{ск}}(1 + W), \quad (3.4.15)$$

где $\rho_{\text{ск}}$ - плотность скелета.

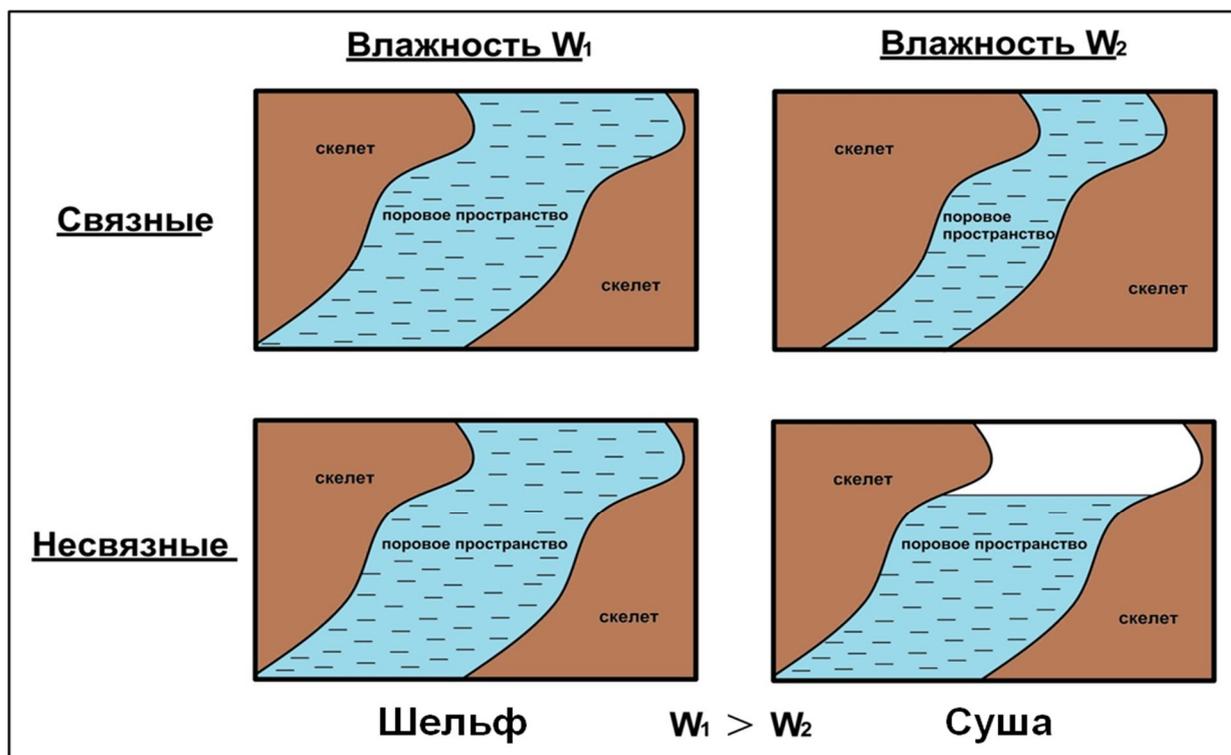


Рис. 3.4.8. Схематичное представление элементарного объема связного и несвязного грунта при разных значениях влажности.

Для расчетов были составлены 6 грунтовых профилей. Рассмотрены песчаные, илистые и глинистые грунты с параметрами пористой среды, характерными для залегания грунтовой толщи на суше и на морском шельфе (рис. 3.4.9). Другие параметры, такие как плотность минеральной части, плотность скелета, коэффициент пористости, взяты из табл. 3.4.1, 3.4.2, 3.4.3. В качестве базового грунта был выбран флиш (грунт I категории согласно СНиП-7-81*).

В литературе приводится много эмпирических соотношений для максимального модуля сдвига. Т.к. нам известны данные инженерно-геологических и сейсмологических изысканий для верхних осадков

отдельных участков Северного Каспия и северо-восточной части Черного моря, то представляется возможность подобрать соотношения, наиболее подходящие для исследуемых глинистых, песчаных и илистых грунтов.

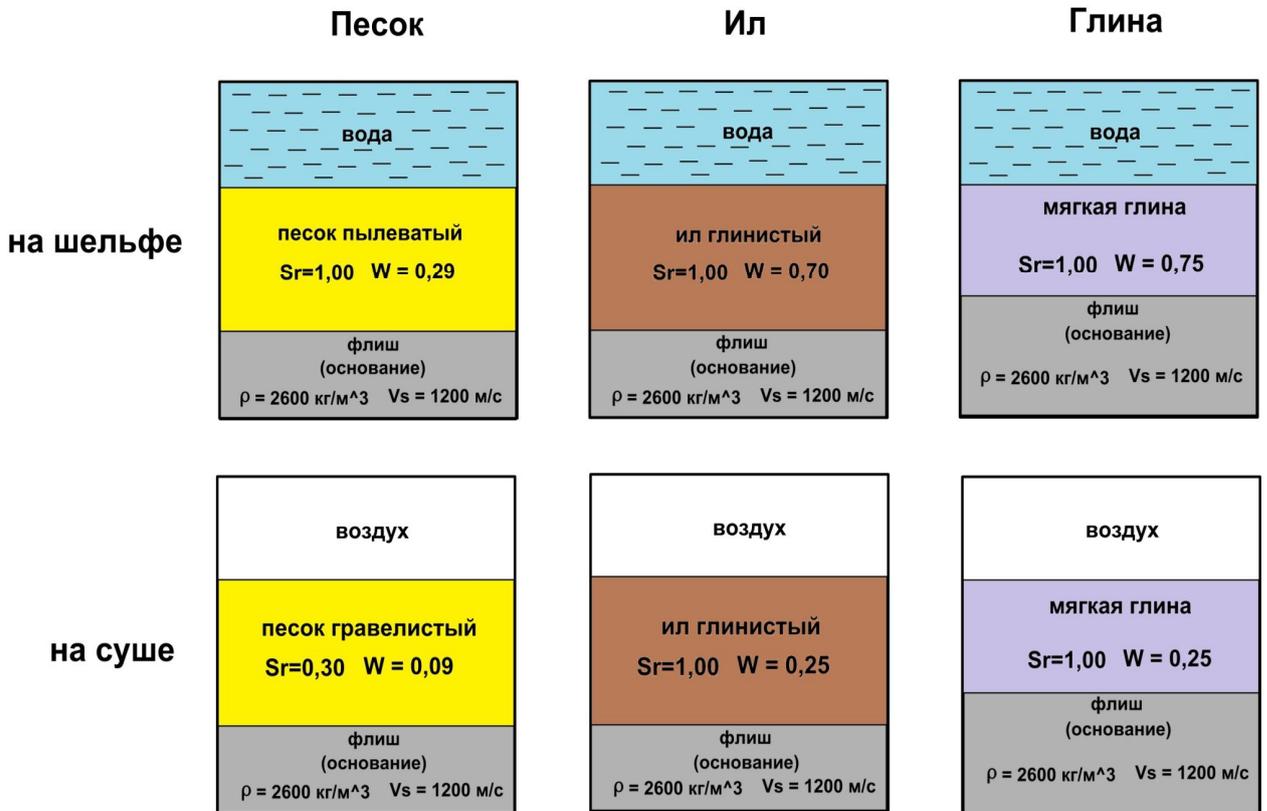


Рис. 3.4.9. Грунтовые модели, использованные в расчетах (мощности грунтовых слоев: 2,2 м для песка; 6,3 м для ила; 5,5 м для глины).

Общая форма выражения для модуля сдвига глинистых грунтов имеет следующий вид [Vrettos, Savidis, 1999]:

$$G_{max} = S * F(e, PI) p_a^{1-n} (\sigma'_0)^n \quad (3.4.16)$$

где S – коэффициент жесткости, $F(e, PI)$ – функция коэффициента пористости и индекса пластичности, p_a – атмосферное давление, σ'_0 – среднее эффективное сжимающее напряжение, n – некий коэффициент.

Рассмотрим сначала мягкие глины северо-восточного шельфа Черного моря. Для них по известной плотности и скорости поперечных волн с помощью формулы (3.4.10) найдено значение максимального модуля сдвига

$G_{max} = 9,86$ МПа. Для такого значения подходит эмпирическое выражение [Kagawa, 1992]:

$$S = 1, \quad n = 1, \quad F(e, PI) = \frac{358 - 3,8PI}{0,4 + 0,7e} \quad (3.4.17)$$

При этом выражение для среднего эффективного сжимающего напряжения [Massarsch, 1979]:

$$\sigma'_0 = \frac{(1+2K_0)}{3} \sigma'_v, \quad K_0 = 0,0042PI + 0,44 \quad (3.4.18)$$

где σ'_v – вертикальное эффективное напряжение. Т.к. на шельфе гидростатическое давление уравновешивается поровым, то $\sigma'_v \approx p_a$.

С помощью формул (3.4.16)-(3.4.18) для мягких глин было найдено значение $G_{max} = 9,88$ МПа. Значит, формулы (3.4.16)-(3.4.18) подходят для оценки максимального модуля сдвига таких мягких глин и могут в дальнейшем использоваться для моделирования.

Для глинистых илов выражения (3.4.16)-(3.4.18) приводят к заниженным значениям. Поэтому больше подходят соотношения [Hardin, 1978]:

$$S = 625, \quad n = 0,5, \quad F(e) = \frac{1}{0,3 + 0,7e^2} \quad (3.4.19)$$

Однако значение коэффициента жесткости $S = 625$ также дает заниженные результаты. Поэтому было принято значение $S = 1,9 * 625 = 1187,5$. Тогда и формула (3.4.10), и выражения (3.4.16), (3.4.18), (3.4.19) дают значение $G_{max} = 35,78$ МПа. Разницу в значениях S можно объяснить тем, что соотношения (3.4.19) подходят для мелкозернистых грунтов, однако большое содержание органических веществ в илистых грунтах повышают их прочность.

Для песка согласно работе [Towhata, 2008]:

$$G_{max} = 700 \frac{(2,17 - e)^2}{1 + e} (\sigma'_0)^{0,5} \left(\frac{\text{кгс}}{\text{см}^2} \right) \text{ для круглого песка} \quad (3.4.20)$$

$$G_{max} = 330 \frac{(2,97-e)^2}{1+e} (\sigma'_0)^{0,5} \left(\frac{\text{кгс}}{\text{см}^2} \right) \text{ для угловатого песка} \quad (3.4.21)$$

Для параметров пылеватого и гравелистого песков, насыщенных водой, характерных для Северного Каспия в окрестности МЛСП им. Ю. Корчагина, выражение (3.4.21) требует коррекции (песок угловатый, неправильной формы):

$$G_{max} = 770 \frac{(2,97-e)^2}{1+e} (\sigma'_0)^{0,5} \left(\frac{\text{кгс}}{\text{см}^2} \right) \text{ для гравелистого песка} \quad (3.4.22)$$

$$G_{max} = 870 \frac{(2,97-e)^2}{1+e} (\sigma'_0)^{0,5} \left(\frac{\text{кгс}}{\text{см}^2} \right) \text{ для пылеватого песка} \quad (3.4.23)$$

С помощью формул (3.4.22) и (3.4.10) для гравелистого песка было получено значение $G_{max} = 154$ МПа. Для пылеватого песка с помощью формул (3.4.23) и (3.4.10) было получено значение $G_{max} = 174$ МПа.

Формулы (3.4.16)-(3.4.19) и (3.4.22)-(3.4.23) были использованы для моделирования реакции связных и несвязных пористых грунтов на прохождение поперечной сейсмической волны при разных значениях влажности, характерных для залегания грунта на суше и на шельфе.

Для каждого грунтового профиля расчеты проводились на разных уровнях исходного воздействия. Входные акселерограммы синтезировались по методу [Sabetta, Pugliese, 1996] для трех наборов основных параметров моделируемого землетрясения: ($M = 4,5, R = 20$ км), ($M = 6,0, R = 10$ км), ($M = 7,0, R = 10$ км). Поскольку единичная акселерограмма подвержена случайным флуктуациям, для каждого случая был рассчитан ансамбль из 5 акселерограмм, чтобы получить статистически более достоверные оценки реакции грунтовой толщи.

На рис. 3.4.10 изображены полученные спектры реакции по ускорению $SA(\tau, 5\%)$ для песка, глины и ила при разных уровнях исходного воздействия. В каждом случае сопоставляются спектры сейсмического сигнала на основании грунтовой толщи со спектрами при залегании грунтовой толщи на суше и на шельфе.

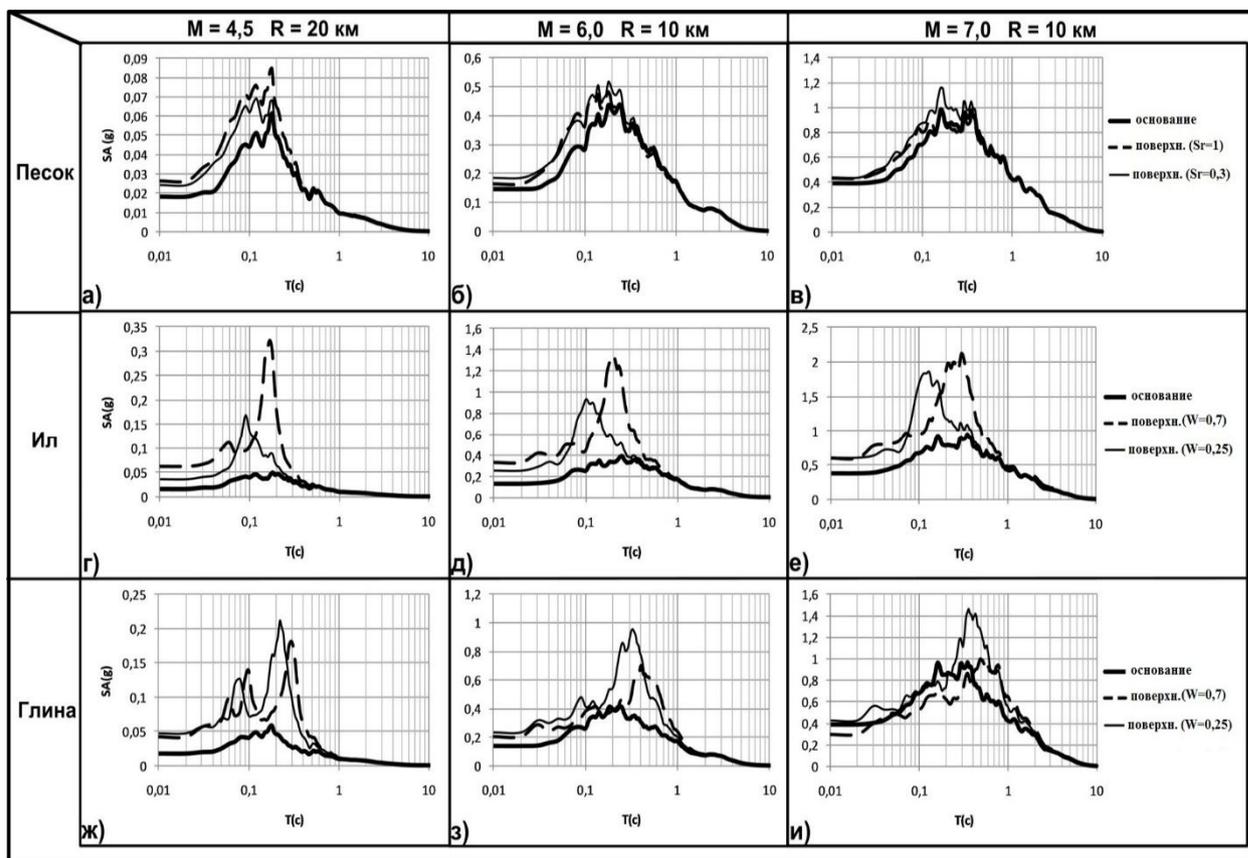


Рис. 3.4.10. Спектры реакции по ускорению $SA(\tau, 5\%)$. Сплошная жирная линия – на основании грунтовой толщи, сплошная тонкая линия – на поверхности грунтовой толщи на суше, пунктирная линия – на поверхности грунтовой толщи на шельфе.

На рис. 3.4.10а-в видно, что спектры для песка при разных значениях коэффициента водонасыщения различаются незначительно. Однако спектр для $S_r = 1$ изменяется сильнее при увеличении интенсивности исходного воздействия (эффект насыщения амплитуд).

На рис. 3.4.10г-е видно, что для глинистого ила сейсмический эффект интенсивнее при более высоком значении влажности. При увеличении исходного воздействия эффект насыщения амплитуды сейсмической волны наблюдается в большей степени для более влажного грунта, как и для песка.

В случае мягкой глины (рис. 3.4.10ж-и) оказалось, что уровень спектра для менее влажного грунта немного выше, но насыщение амплитуд колебания происходит, как и в двух предыдущих случаях, быстрее для более влажного грунта.

Разницу в поведении спектров для песчаных и глинистых грунтов можно объяснить тем, что для илистых грунтов происходит большее падение объемной сейсмической жесткости грунта с увеличением влажности. Граница между флишем и илом становится более контрастной, наблюдается резонанс. Глина мягкой консистенции является настолько слабым грунтом, что даже при относительно малых исходных воздействиях амплитуда ускорений на поверхности на шельфе уже в состоянии насыщения – она немного ниже, чем амплитуда ускорений на суше.

Таким образом, реакция связных и несвязных грунтов с влажностью, характерной для шельфа, объясняется соответствующим значением объемной сейсмической жесткости. Как и на суше, наблюдаются эффекты резонансов и насыщения амплитуд колебаний.

3.5. Выводы к главе 3

- Рассмотрены основные этапы расчетов по оценке сейсмических воздействий для площадок строительства на шельфе.
- Проведены УИС и СМР расчетными методами для добывающей платформы им. Ю. Корчагина на Северном Каспии.
- Исследована проблема расчета искусственных акселерограмм для площадок на шельфе. Предварительное сглаживание комплексного спектра Фурье функции Грина методом скользящего среднего приводит к снижению ее стохастичности и позволяет использовать эмпирическую функцию Грина для расчета искусственных акселерограмм проектных землетрясений для шельфовых районов в частотном диапазоне 0,1-10 Гц.
- Проведен сравнительный анализ МСЖ и нелинейного анализа сейсмического отклика грунта на материале северо-восточного шельфа Черного моря.
- Предложен способ применения нелинейного анализа для численного моделирования сейсмического отклика водонасыщенного грунта на шельфе. Применение положений теории пороупругой среды Био для сейсмического диапазона частот дает возможность для численного моделирования отклика водонасыщенного грунта на сейсмические воздействия посредством нелинейного анализа в условиях недостатка инженерно-геологических данных на шельфе.
- Посредством численного моделирования исследованы особенности сейсмической реакции грунтов на шельфе и суше. В рамках принятой модели строения связных и несвязных грунтов полученная с помощью численного моделирования сейсмическая реакция грунтов с разными значениями влажности, включая эффекты резонансов и насыщения амплитуд колебаний, объясняется изменением объемной сейсмической жесткости среды.

Заключение

Основные результаты работы сформулированы в защищаемых положениях. Ниже представлены наиболее существенные выводы, сделанные по итогам изложенного в каждом разделе диссертации:

- В настоящей диссертационной работе выполнен обзор отечественных и зарубежных нормативных документов, касающихся оценки сейсмических воздействий на площадках, современных методов обработки экспериментальных данных, расчетных методов, с помощью которых исследуется широкий спектр проблем: уточнение сейсмической опасности, расчет искусственных акселерограмм, оценка влияния местных грунтовых условий на распространение сейсмической волны. Описана структура работ по оценке сейсмических воздействий и выделены особенности инженерных сейсмологических изысканий на шельфе. Рассмотрены задачи, решаемые с помощью инструментальных исследований в море, особенности морских шумов и аппаратуры. Из представленного обзора можно заключить, что, несмотря на обилие нормативных документов и научных работ, затрагивающих в той или иной мере проблему оценки сейсмических воздействий на площадках строительства, основные задачи, поставленные в настоящей диссертационной работе, либо не решены, либо их решение отсутствует в свободном доступе.

- Рассмотрены основные этапы обработки инструментальных наблюдений на шельфе, а также применение их результатов при уточнении сейсмической опасности и сейсмическом микрорайонировании. Проанализирована специфика зашумленности донных записей. Представлены некоторые результаты инструментальных наблюдений на шельфах Черного, Каспийского и Балтийского морей, районе Центральных Курил. Разработан метод автоматического детектирования сейсмических событий на записях сетей морских сейсмографов. Совместный анализ длительности сейсмического сигнала и его корреляции на разных сейсмостанциях и каналах, составляющий основу предложенного метода

автоматического выявления сейсмических событий, дает возможность эффективно обрабатывать записи локальных сетей донных сейсмографов, полученные на шельфе, что подтверждено на реальных записях.

- Рассмотрены основные этапы расчетов по оценке сейсмических воздействий для площадок строительства на шельфе. Проведены УИС и СМР расчетными методами для добывающей платформы им. Ю. Корчагина на Северном Каспии. Выполнен сравнительный анализ МСЖ и нелинейного анализа сейсмического отклика грунта на материале северо-восточного шельфа Черного моря. Исследована проблема расчета искусственных акселерограмм для площадок на шельфе. Предварительное сглаживание комплексного спектра Фурье функции Грина методом скользящего среднего приводит к снижению ее стохастичности и позволяет использовать эмпирическую функцию Грина для расчета искусственных акселерограмм проектных землетрясений для шельфовых районов в частотном диапазоне 0,1-10 Гц. Предложен способ применения нелинейного анализа для численного моделирования сейсмического отклика водонасыщенного грунта на шельфе. Применение положений теории пороупругой среды Био для сейсмического диапазона частот дает возможность для численного моделирования отклика водонасыщенного грунта на сейсмические воздействия посредством нелинейного анализа в условиях недостатка инженерно-геологических данных на шельфе. Посредством численного моделирования исследованы особенности сейсмической реакции грунтов на шельфе и суше. В рамках принятой модели строения связных и несвязных грунтов полученная с помощью численного моделирования сейсмическая реакция грунтов с разными значениями влажности, включая эффекты резонансов и насыщения амплитуд колебаний, объясняется изменением объемной сейсмической жесткости среды.

Список литературы

Автоматизированное рабочее место (АРМ) сейсмолога // URL: http://www.ceme.gsras.ru/ceme/wsg_arm.htm

Адушкин В.В., Турунтаев С.Б. Техногенная сейсмичность – индуцированная и триггерная. – М.: ИДГ РАН, 2015. 364 с.

Алешин А.С. Сейсмическое микрорайонирование особо ответственных объектов. – М.: Светоч Плюс, 2010. 304 с.

Аптикаев Ф.Ф. Проблемы создания шкалы сейсмической интенсивности нового поколения. // Вулканология и сейсмология, 1999, № 4-5. С. 23-28.

Аптикаев Ф.Ф. Инструментальная шкала сейсмической интенсивности. – М.: ООО «Наука и образование», 2012. 176 с.

Ассиновская Б.А., Нахшина Л.П. Некоторые проблемы сейсмического районирования акваторий // Сейсмическое районирование шельфа. – Владивосток, ДВО АН СССР, 1990. С. 130-138.

ВСН 34 72.111-92 Инженерные изыскания для проектирования тепловых электрических станций. – М.: Минтопэнерго РФ, 1992. 122 с.

Гвишиани А.Д., Агаян С.М., Богоутдинов Ш.Р. Определение аномалий на временных рядах методами нечеткого распознавания // Доклады академии наук, 2008, том 421, № 1. С. 101-105.

ГОСТ Р 56353-2015 Грунты. Методы лабораторного определения динамических свойств дисперсных грунтов – М.: Стандартинформ, 2015. 39 с.

Гусев А.А. О сейсмологической основе норм сейсмостойкого строительства в России // Физика Земли, 2002, № 12. С. 56-70.

Гусев А.А., Гусева Е.М., Павлов В.М. Моделирование движения грунта при Петропавловском землетрясении 24.11.1971 ($M = 7.6$) // Физика Земли, 2009, № 5. С. 29-38.

Ершов И.А. Использование инструментальных данных о слабых землетрясениях для микрорайонирования // Сейсмическое

микрорайонирование. – М.: Наука, 1977. С. 144-151.

Иващенко А.И., Ким Ч.У., Федоришин М.С. Определение сейсмической опасности на шельфе (обзор зарубежных исследований) // Сейсмическое районирование шельфа. – Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 5-22.

Инструкция о порядке производства и обработки наблюдений на сейсмических станциях единой системы сейсмических наблюдений СССР. – М.: Наука, 1981. 274 с.

Ковачев С.А., Кузин И.П., Лобковский Л.И. Первый опыт сейсмического микрорайонирования морского дна с помощью донных сейсмографов // Вулканология и сейсмология, 2002, № 4. С. 1-6.

Ковачев С.А., Кузин И.П., Лобковский Л.И. Детальные сейсмологические наблюдения на центральном участке шельфа и континентального склона северо-восточной части Черного моря с помощью донных станций // Физика Земли, 2003, № 1. С. 21-27.

Ковачев С.А. Результаты сейсмологических наблюдений на западе Калининградской области и на акватории Балтийского моря // Физика Земли, 2008, № 9. С. 20-31.

Ковачев С.А., Кузин И.П., Лобковский Л.И. Морские сейсмологические наблюдения в районе Центральных Курил перед катастрофическими землетрясениями в ноябре 2006 г. ($M = 8,3$) и январе 2007 г. ($M = 8,1$) // Физика Земли, 2009, № 9. С. 48-65.

Ковачев С.А., Крылов А.А., Иванов В.Н., Тимашкевич Г.К., Ковачева Т.А., Хортов А.В. Сейсмичность в районе Кравцовского морского нефтегазового месторождения в Балтийском море // Естественный и технические науки, 2016, № 4. С. 34-40.

Ковтун А.А. Об уравнениях модели Био и их модификациях // Вопросы геофизики, 2011, Выпуск 44. СПб., (Ученые записки СПбГУ; №444). С. 3-26.

Конечная Я.В., Иванова Е.В., Шахова Е.В. Основы теории и практики обработки цифровых сейсмических записей: Руководство по обработке

телесеismicких землетрясений на записях станций архангельской сети. – Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 88 с.

Кочарян Г.Г., Турунтаев С.Б. Введение в геофизику месторождений углеводородов : [учеб. пособие] – Москва : МФТИ, 2007. 347 с.

Крылов А.А. Некоторые аспекты донных сейсмологических исследований и мониторинга на объектах нефтегазовой добычи и транспортировки на шельфе // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе, 2015а, № 9. С. 20-25.

Крылов А.А., Иващенко А.И., Ковачев С.А. Оценка сейсмической опасности нефтегазоносных шельфовых зон на примере Северного Каспия // Океанология, 2015b, том 55, № 6. С. 1006-1012.

Крылов А.А. Моделирование реакции пористых водонасыщенных верхних осадков морского шельфа на сейсмические воздействия // Естественные и технические науки, 2015с, № 10. С. 221-223.

Крылов А.А. SeimViewer v.1.1 Свидетельство о государственной регистрации программ для ЭВМ № 2015661170 // Роспатент, 20 октября 2015d.

Крылов А.А., Иващенко А.И., Ковачев С.А. Оценка влияния местных грунтовых условий на интенсивность сейсмических воздействий на шельфе — метод сейсмических жесткостей и нелинейный анализ сейсмического отклика // Инженерные изыскания, 2016, № 3. С. 46-52.

Кузин И.П. Обзорное сейсмическое районирование шельфов северных окраинных морей СССР (на примере моря Лаптевых) // Морская сейсмология и сейсмометрия. [Отв. ред. С.Л. Соловьев] – М.: Ин-т океанологии, Москва, 1989. 150 с.

Кузин И.П. О сейсмическом районировании шельфов (на примере Охотского моря) // Сейсмическое районирование шельфа. — Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 66-98.

Кузин И.П., Ковачев С.А., Лобковский Л.И. Об оценке сейсмической опасности и сейсмическом микрорайонировании участков строительства

морских сооружений на слабосейсмичных акваториях // Вулканология и сейсмология, 2009, № 2. С. 67-80.

Левченко Д.Г. Регистрация широкополосных сейсмических сигналов и возможных предвестников сильных землетрясений на морском дне. – М.: Научный мир, 2005. 240 с.

Лобковский Л.И., Кузин И.П., Ковачев С.А. Сейсмическое микрорайонирование шельфа, континентального склона и прилегающей части восточно-черноморской впадины // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря [отв. ред. А.Г. Зацепин, М.В. Флинт] – М.: Наука, 2002а. С. 380-389.

Лобковский Л.И., Кузин И.П., Ковачев С.А. Детальные сейсмологические исследования с донными сейсмографами у кавказского побережья Черного моря // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря [отв. ред. А.Г. Зацепин, М.В. Флинт] – М.: Наука, 2002б. С. 373-380.

Лобковский Л.И., Кузин И.П., Ковачев С.А. Методические рекомендации для оценки сейсмической опасности морских сооружений на шельфе и проект ведомственных норм по сейсмическому микрорайонированию участков строительства // Отчет о научно-исследовательской работе по договору № 229 от 01.03.2003 между ООО «Лукойл-Нижневожскнефть» и Институтом океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 2003. 48 с.

Лобковский Л.И., Ковачев С.А. Система геодинамического мониторинга нефтегазодобычи на шельфе на примере морского нефтегазового месторождения имени Ю. Корчагина // Защита окружающей среды в нефтегазовом комплексе, 2010, № 10. С. 11-14.

Лобковский Л.И., Кузин И.П., Ковачев С.А., Крылов А.А. Особенности сейсмичности района Центральных Курил до катастрофических землетрясений $M = 8,3$ (15.11.2006 г.), $M = 8,1$ (13.01.2007 г.) и после них // Доклады академии наук, 2015, том 464, № 6. С. 735-739.

Марфин Е.А., Овчинников М.Н. Упругие волны в насыщенных пористых средах: [Учебно-методическое пособие] – Казань: Казанский университет, 2012. 28 с.

МДС 22-1.2004 Методические рекомендации по сейсмическому микрорайонированию участков строительства транспортных сооружений // МИИТ. – М.: ФГУП ЦПП, 2004. 24 с.

Медведев С.В. Инженерная сейсмология – М.: Госстройиздат, 1962. 284 с.

Нестеренко М.Ю., Бухвалова А.В. Методика обработки сейсмограмм сети сейсмостанций в районах нефтегазодобычи // Бюллетень Оренбургского научного центра УрО РАН (электронный журнал), 2012, №1. С. 1-8.

НП-031-01 Нормы проектирования сейсмостойких атомных станций – Госатомнадзор России, 2002. 25 с.

Озмидов О.Р. Оценка риска сейсмического разжижения грунтов геологического основания объектов олимпийского строительства в г. Сочи // Вестник Российской академии естественных наук, 2014, № 1. С. 48-54.

Островский А.А. Донные сейсмозксперименты. – М.: Наука, 1998. 255 с.

Отчет ИО РАН по договору № 4577 между ООО “ЛУКОЙЛ-ВолгоградНИПИморнефть” и ИО РАН “Корректировка инженерно-геологических разрезов и карт глубин моря по трассам подводных трубопроводов от райзерного блока (РБ) месторождения им. В. Филановского до ЛСП-1 месторождения им. Ю. Корчагина”, Москва, 2010.

Отчет КФ ИО РАН о выполнении второго этапа по договору № 12V0474 между ООО “ЛУКОЙЛ-Нижневолжскнефть” и ИО РАН “Обработка материалов сейсмологических наблюдений на геодинамическом полигоне месторождения им. Ю. Корчагина”. Астрахань, 2012.

Оценка влияния грунтовых условий на сейсмическую опасность. Методическое руководство по сейсмическому микрорайонированию [отв. ред. О.В. Павлов] / В.И. Джурик, В.В. Севастьянов, В.А. Потапов и др. – М.:

Наука, 1988. 224 с.

Павленко О.В. Изучение характеристик излучения и распространения сейсмических волн на Северном Кавказе посредством моделирования акселерограмм зарегистрированных землетрясений // Физика Земли, 2009а, № 10, С. 38-48.

Павленко О.В. Сейсмические волны в грунтовых слоях: нелинейное поведение грунта при сильных землетрясениях последних лет. – М.: Научный мир, 2009б. 260 с.

Павлов В.М. Алгоритм расчета синтетических сейсмограмм в слоистом полупространстве с применением матричного импеданса // Физика Земли, 2013, № 1, С. 26-35.

Палеосейсмология [Коллектив авторов под ред. Д.П. Мак-Калпина: в 2-х томах. Том 2. Пер. с англ. И.А. Басов, И.Ю. Лободенко, А.Л. Стром] – М.: Научный мир, 2011. 400 с.

Пьянков С. А. Механика грунтов : учебное пособие [С. А. Пьянков, З. К. Азизов] // Ульянов. гос. техн. ун-т. – Ульяновск : УлГТУ, 2008. 103 с.

РБ-006-98 Определение исходных сейсмических колебаний грунта для проектных основ. – М.: Росатомнадзор, 2000. 77 с.

РБ-019-1 Оценка сейсмической опасности участков размещения ядерно- и радиационно опасных объектов на основании геодинамических данных. – М.: Росатомнадзор, 2002.

РСМ-85 Рекомендации по сейсмическому микрорайонированию при инженерных изысканиях для строительства. – М.: Госстрой СССР, 1985. 73 с.

РСН 60-86 Инженерные изыскания для строительства. Сейсмическое микрорайонирование. Нормы производства работ. – М.: Госстрой СССР, 1986. 32 с.

РСН 65-87 Инженерные изыскания для строительства. Сейсмическое микрорайонирование. Технические требования к производству работ. – Госстрой РСФСР – М.: 1987. 30 с.

Саваренский Е.Ф., Кирнос Д.П. Элементы сейсмологии и сейсмометрии – М.: Гостехтеоретиздат, 1949. 343 с.

Сейсмическое районирование территории Российской Федерации — ОСР-97. Карта на 4-х листах (Гл. ред. Страхов В. Н., Уломов В. И.), ОИФЗ РАН. — М.: НПП Текарт, 2000.

Сеть сейсмических станций ГС РАН и филиалов // URL: <http://www.ceme.gsras.ru/ceme/net.htm>

Соловьев С.Л. История и перспективы развития морской сейсмологии. – М.: Наука, 1985. 152 с.

Соловьев С.Л. Сейсмологические донные наблюдения в СССР и за рубежом. – М.: Наука, 1986. 120 с.

Соловьев, С.Л. Ковачев С.А., Кузин И.П., Воронина Е.В. Микросейсмичность Эгейского и Тирренского морей по наблюдениям донных сейсмографов. – М.: Наука 1993. 160 с.

Соловьев С.Л., Ковачев С.А. Определение магнитуд микроземлетрясений по донным сейсмологическим наблюдениям // Физика Земли, 1996, Том 32, № 5. С. 26-30.

Соловьев С.Л. Достижения и проблемы морской сейсмологии. – М.: Наука, 1997. 329 с.

СП 11-105-97. Часть I. Инженерно-геологические изыскания для строительства. Общие правила производства работ. – М.: Госстрой России, 1997. 45 с.

СП 11-114-2004 Инженерные изыскания на континентальном шельфе для строительства морских нефтегазопромысловых сооружений – М.: Госстрой России, 2004. 92 с.

СП 14.13330 (СНиП II-7-81*) Строительные нормы и правила. Ч. II. Гл. 7. Строительство в сейсмических районах. – М.: ФАУ ФЦС, 2014. 133 с.

СП 151.13330.2012 Инженерные изыскания для размещения, проектирования и строительства АЭС. Часть I. – М.: Госстрой России, 2013. 186 с.

СП 31-114-2004 Правила проектирования жилых и общественных зданий для строительства в сейсмических районах. – М.: ФГУП ЦНС, 2005. 47 с.

СП 47.13330.2012 (СНиП 11-02-96) Инженерные изыскания для строительства. Основные положения. – М.: Госстрой России, 2013. 115 с.

СП 58.13330.2012 (СНиП 33-01-2003) Гидротехнические сооружения. Основные положения. – М.: Минрегион России, 2012. 44 с.

Специализированный каталог землетрясений Северной Евразии с древнейших времен до 1993 г. (под ред. Н.В.Кондорской и В.И.Уломова). Система баз банков НЦ ЗФФИ по наукам о Земле. Гос. рег. № 0229703356, 1993.

Турунтаев С.Б., Коновалов А.В., Слинькова Е.О. Оценка влияния разработки месторождений углеводородов шельфа о. Сахалин на статистические параметры сейсмического режима // Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтеюганска: Всероссийская научная конференция с международным участием, Южно-Сахалинск, 26-30 мая 2015 г.: сборник материалов. Владивосток: Дальнаука, 2015, Том 2. С. 460.

Уайт Д.Э. Возбуждение и распространение сейсмических волн. Пер. с англ. О.В. Павловой и С.В. Гольдина. Редактор пер. Н.Н. Пузырев – М.: Недра, 1986. 261 с.

Уломов В.И. О программно-математическом обеспечении построения карт вероятностного сейсмического районирования по методологии ОСР-97 // Геофизические исследования, 2007, вып. 7. С. 29-52.

Уломов В.И. О технологии актуализации карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений, 2008, № 5. С. 14-20.

Уломов В.И., Перетокин С.А., Медведева Н.С., Акатова К.Н., Данилова Т.И. Сейсмологические аспекты общего сейсмического районирования территории Российской Федерации (карты ОСР-97, ОСР-2012, ОСР-2014) //

Вопросы инженерной сейсмологии, 2014, Т. 41, № 4. С. 5-24.

Уломов В.И. К вопросу о стандартизации норм и правил сейсмического районирования для сейсмостойкого строительства в Российской Федерации // Инженерные изыскания, 2015, № 10-11. С. 6-11.

Шкала сейсмической интенсивности MSK-64 // URL: <http://web.archive.org/web/20120118025236/http://ocean.phys.msu.ru/courses/geo/lectures-addons/13/MSK-64.pdf>

Штейнберг В.В., Сакс М.В., Аптикаев Ф.Ф. и др. Методы оценки сейсмических воздействий (пособие) // Задание сейсмических воздействий. Вопросы инженерной сейсмологии, 1993, Вып. 34. С. 5-93.

Abrahamson N.A., Silva W.J. Summary of the Abrahamson & Silva NGA ground-motion relations // Earthquake Spectra, 2008, V. 24 (1). P. 67–97.

Al-Hashmi S., Rawlins A., Vernon F. A Wavelet Transform Method to Detect P and S-Phases in Three Component Seismic Data // Open Journal of Earthquake Research, 2013, No 2. P. 1-20.

Allen, R. V. Automatic earthquake recognition and timing from single traces // Bull. Seism. Soc. Am., 1978, V. 68. P. 1521-1532.

Allen, R. V. Automatic phase pickers: Their present and future prospects // Bull. Seism. Soc. Am., 1982, V. 72. P. 225-242.

Anant K.S., Dowla F.U. Wavelet Transform Methods for Phase Identification in Three-Component Seismograms // Bull. Seism. Soc. Am., 1997, V. 87, No 6. P. 1598-1612.

Avseth P., Mukerji T., Mavko G. Quantitative Seismic Interpretation: Applying Rock Physics Tools to Reduce Interpretation Risk // United Kingdom at the University Press, Cambridge, 2005. 359 p.

Baer M., Kradolfer U. An automatic phase picker for local and teleseismic events // Bull. Seism. Soc. Am., 1987, V. 77, No 4. P. 1437-1445.

Baillard C., Crawford W.C., Ballu V., Hilbert C., Mangeney A. An Automatic Kurtosis-Based P- and S-Phase Picker Designed for Local Seismic Networks // Bull. Seism. Soc. Am., 2014, V. 104, No 1. P. 394-409.

Bardet, J. P., Ichii, K., and Lin, C. H. EERA, A computer program for Equivalent linear Earthquake site Response Analysis of layered soils deposits // University of Southern California, 2000. 38 p.

Bardet J.P. and Tobita T. NERA, A Computer Program for Nonlinear Earthquake Site Response Analyses of Layered Soil Deposits // University of Southern California, 2001. 44 p.

Baumont D., Bernard P., Berge-Thierry C. New approach in the kinematic k^{-2} source model for generating physical slip velocity functions // Geophys. J. Int., 2007, V. 171. P. 739–754.

Bazurro P., Cornell C.A. Disaggregation of seismic hazard // Bull. Seism. Soc. Am., 1999, V. 89, No 2. P. 501-520.

Bender B., Perkins D.M. SEISRISK II: a computer program for seismic hazard estimation // U.S. Geological Survey Open-File Report 82-293, 1982. 103 p.

Bender B., Perkins D.M. SEISRISK III: a computer program for seismic hazard estimation // U.S. Geological Survey Bulletin, 1987. 48 p.

Bindi D., Pacor F., Luzi L., Massa M., Ameri G. The Mw 6.3, 2009 L'Aquila earthquake: source, path and site effects from spectral analysis of strong motion data // Geophys. J. Int., 2009, V. 179. P. 1573–1579.

Biot M.A. Theory of Propagation of Elastic Waves in a Fluid-saturated Porous Solid // J. Acoust. Soc. Am., 1956, V. 28, No. 2. P. 168–191.

Biot M.A. Mechanics of deformation and acoustic propagation in porous media // Journal of Applied Physics, 1962a, V. 33, No. 4. P. 1482-1498.

Biot M.A. Generalized theory of acoustic propagation in porous dissipative media // The Journal of the Acoustical Society of America, 1962b, V. 34, No. 5. P. 1254-1264.

Bisztricsany, E. A., A new method for the determination of the magnitude of earthquakes // Geofiz. Kozl., 1958. P. 69-76.

Bochetti F., Dentith M.D., List R.D. A fractal-based algorithm for detecting first arrivals on seismic traces // Geophysics, 1996, V. 61, No 4. P. 1095-1102.

Boore D.M. Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra // Bull. Seism. Soc. Am., 1983, V. 73, No 6. P. 1865-1894.

Boore D.M. Simulation of ground motion using the stochastic method // Pure appl. geophys., 2003, V. 160. P. 653-676.

Bormann P., Klinge K., Wendt S. Data Analysis and seismogram interpretation // New Manual of Seismological Observatory Practice – NMSOP, 2012, Chapter 11, 126 c.

Bouchon M., Aki K. Discrete wave-number representation of seismic-source wave fields // Bull. Seism. Soc. Am., 1977, V. 67, No 2. P. 259-277.

Bouchon M., Coutant O. Calculation of Synthetic Seismograms in a Laterally Varying Medium by the Boundary Element-Discrete Wavenumber Method // Bull. Seism. Soc. Am., 1994, V. 84, No 6. P. 1869-1881.

Campbell K.W., Bozorgnia Y. NGA ground motion model for the geometric mean horizontal component of PGA, PGV, PGD and 5% damped linear elastic response spectra for periods ranging from 0.01 to 10 s. // Earthquake Spectra, 2008, V. 24 (1). P. 139–171.

Cichowicz A. An automatic S-phase picker // Bull. Seism. Soc. Am., 1993, V. 83, No 1. P. 180-189.

Clinton J.F. Modern Digital Seismology – Instrumentation, and Small Amplitude Studies in the Engineering World // California Institute of Technology, Pasadena, California, 2004. 273p.

Cornell C.A. Engineering risk in seismic analysis // Bull. Seism. Soc. Am. 1968, V. 54. P. 1583-1606.

Diehl T., Deichmann N., Kissling E., Husen S. Automatic S-wave picker for local earthquake tomography // Bull. Seism. Soc. Am., 2009, V. 99, No 3. P. 1906-1920.

Dussom K.B., Hadi-Hamou T., Bakeer R. QUAKE: an expert system for the selection of design earthquake accelerogram // Computers and structures, 1991, V. 40, No 1. P. 161-167.

Earle P.S., Shearer P.M. Characterization of Global Seismograms Using an Automatic-Picking Algorithm // Bull. Seism. Soc. Am., 1994, V. 84, No 2. P. 366-376.

Earthquake Source Zones of Northern Eurasia - GSHAP Region 7 [Ulomov V.I.] // URL: http://www.seismo.ethz.ch/static/gshap/neurasia/source_zones.ans.

Ekstrom G. and Dziewonski A.M. Evidence of bias in estimation of earthquake size // Nature, 1988, V. 332. P. 319-323.

EN 1998-1 EUROPEAN STANDARD NORME EUROPÉENNE EUROPÄISCHE NORM, December 2004. 231 p.

Finn W.D.L., Yogendrakumar M., Yoshida N. and Yoshida M., TARA-3: A Program for Nonlinear Static and Dynamic Effective Stress Analysis // Soil Dynamics Group, Univ. of British Columbia, Vancouver 1986.

Gassmann, F. Über die Elastizität poröser Medien // Viertel. Naturforsch. Ges. Zürich, 1951, V. 96. P.1 – 23.

Geiger L. Probability method for determination of earthquake epicenters from the arrival times only // Bul. St. Louis Univ., 1912, V. 8. P. 60–71.

GeMiS for Windows - программы для регистрации, визуализации и анализа экспериментальных данных // URL: <http://gemis.euro.ru>.

Gibbons S., Ringdal F. The detection of low magnitude seismic events using array-based waveform correlation // Geophys. J. Int., 2006, V. 16. P. 149-166.

Global Seismographic Network (GSN) // URL: <http://www.iris.edu/hq/programs/gsn>.

Goncharov A., Cooper A., Chia P., O'Neil P. A new dawn for Australian ocean-bottom seismography // The Leading Edge, 2016, V. 35, No. 1. P. 99-104.

Grechka V. Data-acquisition design for microseismic monitoring // The Leading Edge, March 2010. P. 278-282.

Hartzell S.H. Earthquake aftershocks as Green's functions // Geophysical Research Letters, 1978, V. 5, No. 1. P. 1-4.

Haskell N.A. Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults // Bull. Seism. Soc. Am., 1964, V. 54, No. 6. P.

1811-1841.

Havskov J., Ottemoller L. SEISAN earthquake analysis software // Seismological Research Letters, 1999, T. 70, №. 5. P. 532-534.

Huerta-Lopez C., Pulliam J., Nakamura Y. In Situ Evaluation of Shear-Wave Velocities in Seafloor Sediments with a Broadband Ocean-Bottom Seismograph // Bulletin of the Seismological Society of America, 2003, V. 93, No. 1. P. 139–151.

Hutchings L., Wu F. Empirical Green's Functions From Small Earthquakes: A Waveform Study of Locally Recorded Aftershocks of the 1971 San Fernando Earthquake // Journal of Geophysical Research, 1990, V. 95, No. B2. P. 1187-1214.

Irikura K. Semi-Empirical Estimation of Strong Ground Motions During Large Earthquakes // Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., 1983, V. 33, Part 2, No 298. P. 63-104.

Irikura K., Kamae K. Estimation of strong ground motion in board-frequency band based on a seismic source scaling model and empirical Green's function technique // Annali di Geofisica, 1994, V. 37, No. 6. P. 1721-1743.

Ishibashi I., Zhang X. Unified dynamic shear moduli and damping ratios of sand and clay // Soil and Foundations, 1993, V. 33, No. 1. P. 182-191.

ISO 19901-2:2004 Petroleum and natural gas industries – Specific requirements for offshore structures – Part 2: Seismic design procedures and criteria, 2005. 58 p.

ITACA. Italian Accelerometric Archive // URL: <http://itaca.mi.ingv.it>.

Jupe A., Cowles J., Jones R. Microseismic monitoring: listen and see the reservoir // World Oil, December 1998. P. 171-174.

Jurkevics A. Polarization analysis of three-component array data // Bull. Seism. Soc. Am., 1988, V. 78, No 5. P. 1725-1743.

Kagawa T. Moduli and damping factors of soft marine clays // J. Geotech. Eng., ASCE., 1992, V. 118. P. 1360-1375.

Kamae K., Irikura K., Pitarka A. A technique for simulating strong ground

motion using hybrid Green's function // Bull. Seism. Soc. Am., 1998, V. 88, No. 2. P. 357-367.

Kislov K.V., Gravurov V.V. Neural network techniques for earthquake detection in high noise // Электронный научный журнал «Исследовано в России», January 2010. P. 837-848. URL: <https://www.researchgate.net/publication/279200156>

Klein, F. W. Hypocenter location program HYPOINVERSE // U.S. Geol. Surv. Open-File Report., 1978. P. 78-694.

Kovachev S.A., Kuzin I.P., Shoda O.Yu., Soloviev S.L. Attenuation of S-waves in the lithosphere of the Sea of Crete according to OBS observation // Physics of the Earth and Planetary Interiors, 1991, № 69. P. 101-111.

Kovachev S.A., Demidova T.A., Sonkin A.V. On the oscillations of ocean bottom seismographs excited by bottom currents // Volc. Seis., 2000, V. 21. P. 741-751.

Kramer S.L. Geotechnical Earthquake Engineering // Prentice Hall, Upper Saddle River, N.J. 1996. 653 p.

Lee W.H.K., Lahr J.C. HYPO71 (revised): A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes // U.S. Geological Survey Open-File Report 75-311, June 1975. 116 p.

Lee M.K.W., Finn W.D.L. DESRA-2, dynamic effective stress response analysis of soil deposits with energy transmitting boundary including assessment of liquefaction potential // Soil Mech. Series, 38, Department of Civil Engineering, Univ. of British Columbia, Vancouver, 1978.

Leonard, M., and Kennett, B. L. N. Multi-component autoregressive techniques for the analysis of seismograms // Phys. Earth Planet Int., 1999. V. 113. P. 247-263.

Leonard M. Comparison of Manual and Automatic Onset Time Picking // Bull. Seism. Soc. Am., 2000, V. 90, No. 6. P. 1384–1390.

Liao B., Chen C., Sheu T. Using a Fractal Analysis and Polarization Method for Phase Identification in Three-Component Seismograms // Terr. Atmos. Ocean.

Sci., 2010, V. 21, No. 5. P. 791-805.

Liu X., Zhou H., Shen P., Yang X., Ma Y., Li H. Identification method of seismic phase in three-component seismograms on the basis of wavelet transform // *Acta Seismologica sinica*, 2000, V. 13, No 2. P. 136-142.

Lysmer J., Udaka T., Tsai C.-F., Seed H.B. FLUSH – A computer program for approximate 3-D analysis of soil-structure interaction problems // Report No. EERC 75-30, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, 1975.

Madureira G., Ruano A.E. A neural network seismic detector // *Acta Technica Jaurinensis*, 2009, V. 2, No 2. P. 159-170.

Massarsch, K. R. 1979. Lateral earth pressure in normally consolidated clay // *European conference on soil mechanics and foundation engineering*, 7, Brighton, Sept. 1979. Proceedings, V. 2. P. 245-249.

Maurer W.J., Dowla F.U. Seismic event interpretation using fuzzy logic and neural networks // Technical Report, Lawrence Livermore National Lab., CA.; Department of Energy, Washington, DC (Source Agency: Technical Information Center Oak Ridge Tennessee), 1994.

Mavko G., Mukerji T., Dvorkin J. *The Rock Physics Handbook: Tools for Seismic Analysis of Porous Media* // United States of America by Cambridge University Press, New York, 2009. 511 p.

Maxwell S. Microseismic: growth born from success // *The Leading Edge*, March 2010. P. 338-343.

McGuire R.K. Probabilistic Seismic Hazard Analysis and Design Earthquakes: Closing the Loop // *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1995, V. 85, No 5. P. 1275-1284.

Miyake H., Iwata T., Irikura K. Source Characterization for Broadband Ground-Motion Simulation: Kinematic Heterogeneous Source Model and Strong Motion Generation Area // // *Bull. Seism. Soc. Am.*, 2003, V. 93, No. 6. P. 2531-2545.

NEHRP Recommended Provisions for Seismic Regulation for New Building

and Other Structures, FEMA 302, 1997. 337 p.

Park J., Kim W., Baag C. Phase identification analysis using directionality and rectilinearity functions in three component seismograms // *Geosciences Journal*, 2004, V. 8, No. 2. P. 199–209.

Pavlenko O.V. Nonlinear Seismic Effects in Soils: Numerical Simulation and Study // *Bull. Seism. Soc. Am.*, 2001, V. 91, No. 2. P. 381-396.

Pavlenko O.V., Irikura K. Estimation of Nonlinear Time-dependent Soil Behavior in Strong Ground Motion Based on Vertical Array Data // *Pure appl. geophys.*, 2003, V. 160. P. 2365-2379.

Pavlenko O.V., Irikura K. Nonlinear Behavior of Soils Revealed from the Records of the 2000 Tottori, Japan, Earthquake at Stations of the Digital Strong-Motion Network Kik-Net // *Bull. Seism. Soc. Am.*, 2006, V. 96, No. 6. P. 2131-2145.

Poiata N., Koketsu K., Vuan A., Miyake H. Low-frequency and broad-band source models for the 2009 L'Aquila, Italy, earthquake // *Geophys. J. Int.*, 2012, V. 191. P. 224–242.

Rastin S.J., Unsworth C.P., Gledhill K.R. Applying Haar and Mexican Hat Wavelets to Significantly Improve the Performance of the New Zealand GeoNet P-Phase Picker for the 2008 Matata Region Swarm // *Bull. Seism. Soc. Am.*, 2014, V. 104, No 3. P. 1567-1577.

Recommended practice for planning, designing and constructing fixed offshore platforms-load and resistance design. First edition // American Petroleum Institute, July 1, 1993.

Romeo G. Seismic signals detection and classification using artificial neural networks // *Annali di Geofisica*, 1994, V. 37, No 3. P. 343-353.

Ross Z. E., Ben-Zion Y. Automatic picking of direct P, S seismic phases and fault zone head waves // *Geophys. J. Int.*, 2014, V. 199. P. 368-381.

Ruiz J. A., Baumont D., Bernard P., Berge-Thierry C. Combining a Kinematic Fractal Source Model with Hybrid Green's Functions to Model Broadband Strong Ground Motion // *Bull. Seism. Soc. Am.*, 2013, V. 103, No. 6.

P. 3115-3130.

Ruud B.O., Lindholm C.D., Husebye E.S. An exercise in automating seismic record analysis and network bulletin production // *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1993, V. 83, No 3. P. 660-679.

Sabetta, F. and Pugliese, A. Estimation of Response Spectra and Simulation of Nonstationary Earthquake Ground Motions // *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 1996, V. 86. P. 337–352.

Schnabel, P. B., Lysmer, J., and Seed, H. B. SHAKE: A Computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites // Report No. UCB/EERC-28 -72/12, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, 1972. 102p.

Seber, G. A. F., and C. J. Wild. *Nonlinear Regression* // Hoboken, NJ: Wiley-Interscience, 2003. 792 p.

Shinozuka M., Deodatis G. Stochastic process models for earthquake ground motion // *Journal of Probabilistic Engineering Mechanics*, 1988, V. 3, No 3. P. 187-221.

Sleeman, R., and van Eck, T. (1999). Robust automatic P-phase picking: an on-line implementation in the analysis of broadband seismogram recordings // *Phys. Earth Planet. Int.*, 1999, V. 113. P. 265-275.

Soloviev S.L., Kovachev S.A. On the determination of local magnitudes of near earthquakes from OBS observations // *Acta geophysica Polonica*, 1994, V. XLII, No. 4. P. 273-280.

Streeter V.L., Wylie E.B., Richart F.E. Soil motion computations by characteristics method // *Am. Soc. Civil Eng., J. Geotech. Eng. Div. Proceedings*, 1974, V. 100. P. 247-263.

Sumy D. F., Lodewyk J.A., Woodward R.L., Evers B. Ocean-Bottom Seismograph Performance during the Cascadia Initiative // *Seismological Research Letters*, 2015, V. 86, No. 5. P. 1238-1246.

Takanami, T., and Kitagawa, G. A new efficient procedure for estimation of onset times of seismic waves // *J. Phys. Earth*, 1988, V. 36. P. 267-290.

Towhata I. Geotechnical Earthquake Engineering // Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2008. 684 p.

VanDecar J.C., Crosson R.S. Determination of teleseismic relative phase arrival times using multi-channel cross-correlation and least squares // Bull. Seism. Soc. Am., 1990, V. 80, No 1. P. 150-169.

Vassallo M., Satriano C., Lomax A. Automatic picker developments and optimization: a strategy for improving the performances of automatic phase pickers // Seismological Research Letters, 2012, V. 83, No 3. P. 541-554.

Vidale J.E. Complex polarization analysis of particle motion // Bull. Seism. Soc. Am., 1986, V. 76, No 5. P. 1393-1405.

Vrettos C., Savidis S. Shear modulus and damping for Mediterranean sea clays of medium plasticity // Earthquake Geotechnical Engineering, Seco e Pinto (ed.), Balkema, Rotterdam, ISBN 90 5809, 1999, V. 116, No . 3. P. 71-76.

Vucetic M., Dobry R. Effect of soil plasticity on cyclic response // Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, 1991, V. 117, No. 1. P. 89-107.

Wells D.L., Coppersmith K.J. New Empirical Relationships among magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement // Bull. Seism. Soc. Am., 1994, V. 84, No. 4. P. 974-1002.

Wenzlau F. Poroelastic Modelling of Wavefields in Heterogeneous Media // Doctoral dissertation, Universität Karlsruhe, 2009. 139 p.

Yasuda, S. and Yamaguchi, I. Dynamic soil properties of undisturbed samples // 20th Ann. Conv. JSSMFE, Nagoya, 1985. P. 539–542.

Zhao Y., Takano K. An Artificial Neural Network Approach for Broadband Seismic Phase Picking // Bull. Seism. Soc. Am., 1999, V. 89, No 3. P. 670-680.