

В. И. МЯЧКИН

**ПРОЦЕССЫ
ПОДГОТОВКИ
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ЛЕНИНА
ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ им. О. Ю. ШМИДА

В. И. МЯЧКИН

550.34

ПРОЦЕССЫ
ПОДГОТОВКИ
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

2480



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1978



Мячкин В. И. Процессы подготовки землетрясений. М., «Наука», 1978, 232 с.

Монография представляет собой обобщение результатов исследований по сейсмическому просвечиванию и по физике процессов, происходящих с веществом Земли в окрестности очага землетрясения.

В книге приведены теория процессов подготовки землетрясений, характеристики изменения во времени и пространстве некоторых геофизических предвестников, подробно изложена методика и результаты долговременных исследований по сейсмическому просвечиванию очаговых зон.

Издание рассчитано на геофизиков и геологов.
Табл. 17. Ил. 164. Библиогр. 275 назв.

Ответственный редактор
академик М. А. САДОВСКИЙ

Виктор Иосифович Мячкин

ПРОЦЕССЫ ПОДГОТОВКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Утверждено к печати ордена Ленина
Институтом физики Земли им. О. Ю. Шмидта Академии наук СССР

Редактор издательства С. С. Матвеев. Художник Ю. Н. Ноздрин
Художественный редактор Т. П. Поленова. Технический редактор Л. И. Куприянова
Корректор И. А. Талалай

ИБ № 6093

Сдано в набор 22.11.77. Подписано к печати 18.05.78. Т-09228. Формат 60×90^{1/16}.
Бумага типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Печать высокая. Усл. печ. л.
14,5. Уч.-изд. л. 15,5. Тираж 1300. Тип. зак. 937. Цена 1 р. 80 к.

Издательство «Наука», 117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94а
1-я типография издательства «Наука», Ленинград, В-34, 9 линия, дом 12

М $\frac{20802-226}{055(02)-78}$ 77-77

© Издательство «Наука», 1978 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Умение предсказать, как будет протекать во времени какой-либо процесс, свидетельствует о том, что область науки, изучающей этот процесс, достигла уровня, позволяющего обобщать различные факты, обнаруживать аналогии между, казалось бы, различными явлениями, строить физические и математические модели — иными словами, уровня, позволяющего создавать некие теоретические представления о прогнозируемом процессе.

Хорошим примером этому может быть развитие работ по прогнозу момента землетрясения. Уже более половины столетия крупнейшие сейсмологи знали, что возможность предсказания момента землетрясения не вызывает сомнений, так как накопление огромных количеств упругой энергии не может протекать без каких-либо изменений свойств окружающей среды. Наблюдение за этими изменениями открывает путь к обнаружению явлений, предвещающих землетрясение. Очевидным было и то, что все процессы, протекающие в твердой среде, должны быть достаточно устойчивыми и сравнительно медленными и что их будет легче регистрировать, чем, например, процессы в атмосфере, определяющие погоду. С давних пор сейсмологи искали и находили изменения свойств горной породы, предвещающие землетрясения. Обнаруживаемые многочисленные и различные по своей физической природе предвестники, однако, как правило, не завоевывали общего признания, так как не меньшее число свидетельств доказывало необязательность их появления перед каждым землетрясением. Потребовались годы для совершенствования техники наблюдения различных предвестников, накопления достаточного материала.

Предлагаемая монография является систематическим изложением теории, основанной на современном понимании очаговой зоны, разработанной автором в сотрудничестве с Б. В. Костровым, Г. А. Соболевым и О. Г. Шаминой и названной ими теорией лавинно-неустойчивого трещинообразования.

Особую ценность книге придает то, что автор уделил большое внимание рассмотрению на основе этой теории тех изменений во времени, которые претерпевает горная порода в очаговой зоне. В результате им были сформулированы задачи натуральных исследований, разработана их методика и собран уникальный экспериментальный материал, доказывающий справедливость принятых теоретических предпосылок.

Автором рассмотрены подробно только предвестники, связанные с вариациями сейсмических скоростей. Однако работа выполнена так, что в достоверности зарегистрированных вариаций скоростей не может возникнуть никаких сомнений. Поэтому результаты описанных в ней экспериментов являются убедительным до-

казательством изменчивости свойств горной породы в области очаговой зоны. В этом смысле работа В. И. Мячкина впервые намечает новые пути как в изучении изменений состояния земных недр, так и в создании основ метода прогноза момента землетрясения, основанные на изучении вариаций сейсмических скоростей*. Надо думать, что идеи, изложенные в описываемой работе, на долгое время сохранят свое значение. Методы, которыми пользовался автор, анализируя природу вариаций скоростей, будут широко применены и для анализа предвестников иной физической природы. В частности, несомненно сохранится успешно использованный В. И. Мячкиным метод комбинирования качественных теоретических выводов с результатами опытных наблюдений (этим методом можно разделить предвестники на долгосрочные и краткосрочные, что крайне важно для оперативного прогноза времени землетрясения). Прямым вкладом в дело организации прогноза является тщательная разработка экспериментов по сейсмическому просвечиванию очаговой зоны Камчатской области. Для всех, кто будет пользоваться методом сейсмического просвечивания при обнаружении зон подготовки землетрясения, работа В. И. Мячкина явится источником ценных методических рекомендаций, способных сберечь много времени и труда.

Обширны и интересны сведения, приводимые автором о моделировании процессов разрушения. Конечно, сейчас нельзя безоговорочно говорить об адекватности лабораторных моделей и распространять результаты экспериментов на натуру. Но чрезвычайное сходство многих характерных свойств процессов в модели и реальном очаге позволяет надеяться на перспективность лабораторного изучения вариаций свойств земных недр. Поэтому изучение зависимости процесса разрушения от масштабов процесса крайне важно и приведенные результаты лабораторных исследований несомненно принесут пользу исследователям, которые продолжают работы в этом направлении.

Отметим наиболее важную особенность предложенной модели лавинно-неустойчивого трещинообразования. Она позволяет не только объяснять обнаруженные предвестники, но и предсказывать еще не исследованные явления, предвещающие и сопровождающие землетрясения. Так, например, автор на основе этой модели предположил существование форшоков и афтершоков с подвижками, обратными по знаку главному толчку. Предсказание относительно афтершоков уже оправдалось. В последнее время показано, что ряд эффектов можно оценить количественно.

Работа В. И. Мячкина — новаторская, многое в ней не может считаться завершенным, кое-что вызывает сомнения, при ее чтении возникает ряд новых вопросов, она заставляет иной раз спорить с автором, и в этом ее дополнительная ценность.

Академик *М. А. Садовский*

* В СССР первые работы по широкому поиску предвестников, в том числе и сейсмических скоростей в очаговой зоне, велись и ведутся под руководством И. Л. Нерсесова (ИФЗ АН СССР) на геофизическом полигоне в Гарме.

ВВЕДЕНИЕ

Современный этап развития сейсмологии характерен интенсивным изучением физических процессов в очагах землетрясений, формированием нового направления — физики очага землетрясений. Это направление основано на 1) достижениях классической сейсмологии (характеристиках излучения и распространения упругих волн, определении параметров очагов землетрясений), 2) данных геологии и геофизики о строении и тектонических процессах в земных недрах и 3) результатах физики и механики разрушения.

На этом этапе наряду с развитием традиционных методов изучения землетрясений (в первую очередь пространственно-временных характеристик сейсмического режима) все большее значение приобретают методы, позволяющие установить изменения физико-механического состояния вещества земных глубин, где происходят землетрясения.

Одним из таких методов является сейсмическое просвечивание — исследование изменений напряженного состояния и степени нарушенности («трещиноватости») горных масс с помощью сейсмических волн, возбуждаемых источниками с известными параметрами излучения. Сейсмические волны несут информацию о многих физико-механических особенностях свойств среды на пути их распространения и, по крайней мере в принципе, являются одним из лучших объектов для распознавания изменений этих свойств.

Сама идея использования главной сейсмической характеристики среды — скорости распространения волн для изучения напряжений в земных недрах и прогноза землетрясений — возникла почти одновременно со становлением сейсмологии на рубеже XIX—XX вв. (Имамура, Кевеслигети, Голицын). В 1949 г. академик Г. А. Гамбурцев предложил и осуществил первые методические эксперименты по сейсмическому просвечиванию с помощью взрывов. В 1962—1965 гг. эти эксперименты были продолжены в Комплексной сейсмологической экспедиции (КСЭ) ИФЗ АН СССР под руководством И. Л. Нерсесова.

В работах, проведенных до начала наших исследований, не было зарегистрировано изменений времен пробега волн, превы-

шающих ошибки наблюдений. Одновременно в 1950—1960-х годах были получены первые результаты по предваряющим изменениям отношения скоростей продольных и поперечных волн V_P/V_S от слабых землетрясений, очаги которых располагались вблизи эпицентра главного сейсмического события (Миямото, Нерсесов, Кондратенко и др.). Известная противоречивость и неполнота данных не позволяли с уверенностью установить, какая из скоростей (V_P или V_S) ответственна за изменение отношения V_P/V_S , происходят ли эти изменения за счет изменения характеристик среды или изменений ориентации источника.

Распространенные представления о преимущественно упругом деформировании пород перед землетрясением, о пороговом характере самого явления почти полностью исключали из рассмотрения эффекты, связанные с прогрессирующим трещинообразованием перед разрушением.

В 1953—1963 гг. автором были обнаружены и исследованы эффекты изменений характеристик упругих волн в массиве горных пород в процессе нагружения и разрушения пород. Установлена связь резких изменений скоростей волн с растрескиванием массива (совместно с С. Д. Виноградовым), определена повышенная чувствительность динамических параметров волн и общей формы записи к изменениям напряженного состояния и трещиноватости пород. Эти экспериментальные закономерности, обобщения, проведенные с привлечением результатов других исследований, и представления об общности процессов подготовки разрушения на различных масштабных уровнях послужили основанием для проведения долговременных проверочных исследований идей и практических возможностей сейсмического просвечивания.

Исследования проведены как составная часть возобновленных в СССР в 1965 г. по инициативе и под руководством академика М. А. Садовского широких поисковых работ по предвестникам землетрясений, физическим основам и методике прогноза землетрясений. Полевые наблюдения проведены в 1966—1974 гг. на Камчатском полигоне Дальневосточной экспедицией по изучению физики и предвестников землетрясений (ДВЭ ИФЗ) под научным и организационным руководством автора. Первым этапом в 1966—1968 гг. была разработка оптимального варианта системы наблюдений при сейсмическом просвечивании в условиях Камчатки с учетом достижений ГСЗ и требования максимально возможной точности измерений и повторяемости условий эксперимента. Одновременно со стационарными наблюдениями (при совершенствовании методики) проведены лабораторные и теоретические исследования некоторых вопросов деформирования и разрушения твердых тел, особенностей распространения сейсмических волн в этих условиях. С 1970 г. в секции физики очага и предвестников землетрясений ИФЗ АН СССР начаты работы по применению законов механики разрушения к описанию процессов подготовки землетрясений.

В монографии проведено обобщение результатов исследований по физике очага и сейсмическому просвечиванию, выполненных под руководством и при участии автора. Основное содержание работы может быть сформулировано следующим образом: развитие физических представлений и разработка качественной теории процессов подготовки землетрясений (глава 1); обобщение некоторых исследований зависимости характеристик распространения упругих волн от напряженного состояния и степени трещиноватости горных пород как основы сейсмического просвечивания (глава 2); разработка системы и методики наблюдений (глава 3); исследование пространственно-временных вариаций кинематических и динамических параметров упругих волн в земной коре у восточного побережья Камчатки и геофизическая интерпретация этих вариаций с использованием развитых представлений о подготовке землетрясений (глава 4).

Основное отличие данной работы от других исследований, связанных с проблемой прогноза землетрясений, заключается в попытке последовательного использования достижений физики разрушения для построения модели процесса подготовки землетрясения, для разработки методики наблюдений и их геофизической интерпретации.

Полевые наблюдения на Камчатке выполнены в основном сотрудниками лаборатории напряженного состояния и процессов разрушения сектора сейсмологии. Без их напряженного, творческого и часто самоотверженного труда по организации и проведению наблюдений, по обработке и осмыслению результатов настоящая работа не была бы завершена. На всех этапах полевых работ принимали участие ст. инж. А. М. Паленов, м. н. с. Р. П. Соловьева, с. н. с. В. Б. Преображенский, м. н. с. Н. А. Долбилкина, механик В. С. Ткаченко, ст. инж. О. А. Максимов, в завершающих исследованиях — м. н. с. Г. С. Кушнир и м. н. с. О. Д. Воевода и многие другие. Большинство научных публикаций и разработок по сейсмическому просвечиванию выполнены с участием указанных сотрудников, а по теоретическим и лабораторным исследованиям — с м. н. с. С. И. Зубковым, м. н. с. О. Д. Воеводой, ст. инж. А. М. Паленовым. Автор приносит глубокую благодарность всему коллективу лаборатории, всем другим своим соавторам и в первую очередь с. н. с. Б. В. Кострову.

Считаю своим приятным долгом выразить признательность за помощь, советы и поддержку на начальном, самом трудном этапе экспедиционных работ чл.-кор. АН СССР Ю. В. Ризниченко, чл.-кор. АН СССР С. А. Федотову, д-ру физ.-мат. наук С. М. Звереву, канд. физ.-мат. наук Л. С. Вейцман.

В заключение выражаю искреннюю благодарность академику М. А. Садовскому, постоянная поддержка и внимание которого ко всему комплексу экспедиционных и лабораторных работ, обсуждение научных аспектов сейсмического просвечивания и физики подготовки землетрясений обеспечили проведение и завершение исследований, описанных в настоящей работе.

ПРОЦЕССЫ ПОДГОТОВКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

За последнее десятилетие в сейсмологии все более проявляется переход от классического этапа — изучения строения Земли по сейсмическим данным и исследования особенностей распространения сейсмических волн — к исследованию процессов в самом очаге землетрясения [65, 126, 147, 195, 199, 202]. В работах [86—106], выполненных при участии автора, было показано, что в развивающемся новом направлении — физике очага землетрясений — наименее разработанным в настоящее время является раздел физики подготовки землетрясений, важный для их прогнозирования. Физические представления о разрушении больших горных масс, привносимые в геофизику из механики разрушения, их проверка геофизическими и геологическими фактами и развитие на основе обобщения этих фактов применительно к реальным моделям конкретных геологических сред — единственный путь создания теории подготовки землетрясений и практических программ прогноза землетрясений. В этой главе кратко излагаются основы исторических и современных подходов к прогнозу землетрясений, главные факты о предвестниках землетрясений и работы автора и его коллег по некоторым вопросам физики землетрясений.

§ 1. ПРОБЛЕМА ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ПОИСКИ ПРЕДВЕСТНИКОВ

В постановке и развитии проблемы прогноза в нашей стране условно можно выделить три главных этапа.

I. Формулировка проблемы как главной задачи, возникшей в сейсмологии, и определение основных путей ее решения (инструментальное изучение самих землетрясений и поиски предвестников), связанные с именами А. П. Орлова, И. В. Мушкетова и Б. Б. Голицына [34].

II. Постановка первых в мире комплексных работ по прогнозу по инициативе и под руководством Г. А. Гамбурцева в 1949—1955 гг., в результате которых были определены на многие годы вперед конкретные направления исследований [29].

III. Возрождение проблемы и развертывание с 1964—1965 гг. по инициативе и под руководством М. А. Садовского широкого

фронта работ в масштабе всей страны: от создания прогностических полигонов до разработки физических основ и моделей процессов разрушения больших горных масс [151, 152, 166].

Уже на первом этапе проблема рассматривалась как комплексная, успех ее связывался с развитием всей геофизики и смежных наук. В качестве возможных предвестников рассматривались медленные движения земной поверхности, изменения скоростей упругих волн и электромагнитного поля Земли, дебита и температуры источников, феномен звука при землетрясениях и поведение животных.

Однако за первую половину XX в., несмотря на отдельные попытки ученых Японии и других стран, не было получено серьезных результатов, которые убедительно свидетельствовали бы о существовании предвестников.

На втором этапе Г. А. Гамбурцев сформулировал основные физические предпосылки прогноза и во главе большого коллектива [29] осуществил в Средней Азии («в естественной лаборатории» Гармского района и других местах) большой комплекс наблюдений (исследования наклонов, сейсмоакустических шумов, сейсмического режима слабых толчков, скорости распространения упругих волн, электрического и магнитного полей Земли, а также изучение строения сейсмических зон). Особое значение Гамбурцев придавал применению метода ГСЗ именно в сейсмоактивных районах как для изучения особенностей сейсмических зон и их связей с сейсмической активностью, так и для определения изменения поля скоростей сейсмических волн. Почти по всем проблемам физики землетрясений, включенным в программу исследований*, в настоящее время достигнуты хорошие результаты: пространственное взаимоотношение между зонами слабых землетрясений и очагами (гипоцентрными областями) сильных; появление высокочастотных слабых толчков и показатели сейсмичности или асейсмичности; отличие «живых» и «мертвых» разломов; динамические характеристики очагов как показатели сейсмичности; характер движений в очагах. Постановка этих работ оказала огромное влияние на прогресс сейсмологии и геофизики в целом в нашей стране.

В 1952—1962 гг. под руководством Ю. В. Ризниченко [138, 141, 142] были проведены исследования горных ударов и других процессов в шахтах, рассматривавшихся как аналоги процессов, предвещающих и сопутствующих землетрясениям. Были установлены изменения характеристик полей искусственных и естественных сейсмических волн в ультразвуковом и акустическом диапазонах перед динамическими явлениями — горными ударами и толчками в кромке целиков и забоев.

В начале 60-х годов в США и Японии были разработаны национальные программы, включавшие разработку инструменталь-

* Рукописный архив академика Г. А. Гамбурцева.

ных средств, установку больших сетей приборов, геолого-геофизическое исследование разломов земной коры, лабораторные и теоретические исследования, а также инженерную сейсмологию для предотвращения последствий землетрясений.

Третий этап прогностических исследований был начат ИФЗ АН СССР включением проблемы прогноза в план исследований и проведением первой Всесоюзной конференции, на которой были обобщены имеющиеся к тому времени отечественные и зарубежные результаты [127, 152]. После Ташкентского землетрясения 1966 г. была отмечена необходимость развития методов поиска предвестников землетрясений на геофизических полигонах в Казахской, Киргизской, Таджикской и Узбекской ССР. В ИФЗ АН СССР была разработана «Программа работ по поискам предвестников землетрясений», одобренная Междугосударственным советом по сейсмологии и сейсмостойкому строительству при Президиуме АН СССР [127]. В настоящее время работы по прогнозу землетрясений в СССР ведутся институтами АН СССР и академиями наук союзных республик.

Большое значение для развития проблемы имела Ассамблея Международного геодезического и геофизического Союза (август 1971 г., Москва). На Ассамблее выяснилось, что наибольшие успехи по поиску предвестников землетрясений имеет Советский Союз, несмотря на значительное превосходство США и Японии в аппаратуре. Успехи СССР стимулировали интенсивную направленную обработку наблюдений и подготовку новых исследований в США. За 1973 и 1974 гг. опубликовано большое число работ, повторяющих и дополняющих результаты СССР. В 1974 г. в Ташкенте был проведен Международный симпозиум по прогнозу землетрясений (председатель Е. Ф. Саваренский) [166]. Симпозиум показал, что фронт работ по поиску предвестников землетрясений и их физическому обоснованию серьезно расширился. В решение проблемы включились страны социалистического лагеря.

Проведены первые совместные работы на Гармском полигоне, в учреждениях США и СССР, готовится к печати первый сборник совместных исследований. (В 1973—1974 гг. разработана конкретная программа сотрудничества.)

Многие видные советские сейсмологи, геологи и геофизики в большей или меньшей степени приняли участие в разработке различных разделов проблемы, в том числе и ее физических основ: геологические и тектонофизические аспекты формирования разрывов в земной коре (В. В. Белоусов, М. В. Гзовский [32, 33]), физика совокупности очагов землетрясений — пространственно-временной режим (Ю. В. Ризниченко [143]), физические процессы течения горных масс (В. А. Магницкий, Ю. В. Ризниченко [79, 140]), применение ЭВМ-методов для анализа предвестников и выявления критериев опасности сильных землетрясений (В. И. Кейлис-Борок [31]), связи деформаций земной поверх-

ности с тектоническими процессами и изменения силы тяжести (Ю. Д. Буланже, В. А. Магницкий [16] и многие другие).

Особый вклад в развитие и организацию прогностических исследований в нашей стране внес И. Л. Нерсесов [109]. Под руководством И. Л. Нерсесова Гармский полигон ИФЗ АН СССР стал первым в мире полигоном долговременных стационарных наблюдений всестороннего комплекса геофизических, геологических и геодезических методов, и не случайно, что именно здесь впервые получены многие надежные прогностические результаты, послужившие толчком для бурного развития проблемы прогноза в 70-е годы.

Большое значение имели исследования С. А. Федотова по сейсмическому циклу [172] и построенному на его основе долгосрочному сейсмическому прогнозу для Курило-Камчатской зоны. На Камчатском полигоне разработан специфический комплекс прогностических методов [159] и впервые поставлены работы по пробному оперативному прогнозу землетрясений [228].

В настоящее время, кроме многочисленных публикаций в периодической печати, имеется целый ряд сборников статей и материалов международных и внутрисоюзных конференций и симпозиумов, по которым можно проследить и нарастающий размах работ по прогнозу, и эволюцию физических представлений [166, 177, 178, 195, 202, 231, 260]. Поэтому ниже лишь кратко перечисляются основные достижения последних лет по полевым исследованиям разными методами и несколько подробнее освещаются исследования по измерениям скоростей сейсмических волн. Тенденции развития физики очага землетрясений рассматриваются в следующем параграфе.

Поиски прогностических признаков (аномалий характеристик различных геофизических полей в период, предшествующий сильному землетрясению).

Пространственно-временной ход сейсмичности. Изучение совокупности слабых землетрясений показывает [109], что сейсмическое поле в Гармском районе ТаджССР является резко дифференцированным по плотности эпицентров. Обнаружены изменения этого сейсмического фона во времени и его связь с геологическими структурами. Фон сначала растет в течение 7—8 лет, а затем в течение некоторого времени перед сравнительно сильными землетрясениями (10^{13} — 10^{15} дж) отмечаются характерные периоды затишья в области будущего землетрясения. За длительный срок наблюдается постепенная переориентация осей напряжений в очагах слабых предшествующих толчков. Непосредственно перед сильным толчком изменяется ориентация осей напряжений сжатия. Эта стадия захватывает существенно меньший район по сравнению с долгосрочной стадией упорядочения. Размер этого района и время существования аномалий зависят от силы готовящегося толчка. Замечено изменение соотношения энергий высоко- и низкочастотных волн перед сильными землетрясениями. Отме-

чена корреляция этих закономерностей с геодезическими измерениями, изменениями отношения скоростей упругих волн и электромагнитными наблюдениями. Сделан вывод, что совокупность независимых признаков может существенно повысить надежность прогноза землетрясений.

Предложен и исследуется в качестве прогностического критерия параметр θ , характеризующий отношение амплитуд продольных и поперечных волн [125], проверяется сейсмостатистический метод изменения вероятности возникновения сильных землетрясений после других сильных событий [40]. Изменение величины γ , характеризующей наклон графика повторяемости, было установлено советскими учеными при исследовании горных ударов в шахтах [142, 145] и землетрясений в Таджикистане [83]. В настоящее время этот результат подтвержден на четырех случаях калифорнийских землетрясений средней силы [245].

Электромагнитные поля. В Гармском районе ТаджССР с 1967 г. продолжают наблюдения за изменениями кажущихся удельных электрических сопротивлений с помощью генератора постоянного тока мощностью 26 *квт*. В отдельные интервалы времени длительностью 2—3 месяца наблюдались уменьшения кажущегося сопротивления, каждый раз сопровождавшиеся землетрясениями с энергиями от 10^8 до 10^{13} *дж*. Предложено объяснение эффекта за счет уменьшения прочности пород при вносом жидкости или увеличением порового давления на глубине [8]. Там же в 1973 г. состоялись испытания сверхмощного магнитогиродинамического генератора постоянного тока. Ввод в действие МГД-генератора позволит исследовать временные изменения электрического сопротивления на больших базах и больших глубинах, что открывает важные перспективы как по выделению предвестников, так и по выяснению их физической природы.

На Камчатке в районе протяженностью около 500 *км* с 1967 г. ведутся наблюдения по электротеллурическому методу [158, 159]. Обнаруженные изменения уровня электротеллурического поля имеют бухтообразную форму и начинаются за 1—2 недели до землетрясений с амплитудой $M \geq 5$. Аналогичное возмущение поля перед землетрясением с энергией порядка 10^{17} *дж* наблюдалось в районе протяженностью в несколько сот километров. Не исключается возможность возникновения аномалии под действием ряда землетрясений меньших энергий. В целом корреляция времени землетрясений и проявления аномалий сложная в связи с высокой сейсмической активностью района и неполной ясностью природы эффекта [158, 159]. Поиски предвестников по изменениям естественных электрических и магнитных полей проводятся и в США на разломе Сан-Андреас. Значимых изменений в этих наблюдениях перед землетрясениями с энергией 10^{12} *дж* не обнаружено.

Эффект, полученный с протонными магнитометрами в 1968 г. [210], остается пока единственным в своем роде.

Наблюдения за деформациями и наклонами земной поверхности. Эти методы исследований (наиболее распространенные) имеют значительно более длинную историю. Многие видные ученые высказывали мнение, что изучение деформаций земной поверхности наряду с изучением самой сейсмичности является наиболее перспективным направлением прогностических исследований [15, 257, 258]. В литературе последних двух десятилетий неоднократно появлялись сенсационные сообщения об обнаружении четких предвестников землетрясений, особенно по наклонам земной поверхности. Однако последующий анализ показал, что сложность характера деформаций земной поверхности (особенно при наблюдениях на малых базах), многочисленные виды помех требуют разветвленных измерительных систем с большими базами, необходимых для однозначного сопоставления деформаций и наклонов земной поверхности с землетрясениями [75, 119]. В связи с этим большее число публикаций 1973—1974 гг. относится к развитию измерительной аппаратуры, методики и системы наблюдений, способов обработки данных.

В СССР установлена связь смещений систем реперов (повторные нивелировки), свидетельствующих о возрастании скорости деформации в районе полигона (Гарм), с изменением сейсмического фона, подтверждена известная из зарубежных работ характерная особенность — изменение знака движения поверхности перед сейсмическим толчком [75]. По наблюдениям с единственным деформографом [75] показано, что по данным одной станции не представляется возможным получить информацию о предвестниках землетрясений. Вместе с тем отмечена связь изменений характера деформаций с наиболее сильным землетрясением на расстоянии около 100 км. Проведен ряд усовершенствований аппаратуры и методики наклономерных наблюдений (Институт сейсмологии АН УзССР, ИФЗ АН СССР). В настоящее время в Курило-Камчатской зоне начаты эксперименты с измерением смещений на базах порядка 100 км с применением лазера (Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР, СахКНИИ ДВНЦ АН СССР).

В США и Японии проводятся детальные наблюдения за деформациями на малых и больших базах при использовании больших групп приборов и разветвленных систем наблюдений, включающих повторные высокоточные уровенные измерения с помощью лазеров, наблюдения на поверхности Земли и в скважинах [245]. Особое внимание в США уделяется исследованиям ползучести по разлому Сан-Андреас. Получены данные о связи «мягкой» подвижки по разлому с землетрясением энергией 10^{11} Дж [245]. В Японии подтверждены данные прошлых лет об изменении знака деформации перед землетрясением и связи времени аномального хода деформаций с энергией землетрясения на больших площадях.

Геохимия, дебит источников, уровень воды. Планомерные геохимические исследования по проблеме прогноза ведутся в на-

стоящее время только в СССР (Институт сейсмологии АН УзССР и ТИССС АН ТаджССР) после открытия в 1968 г. узбекскими учеными прямой связи между количеством радона в термальных скважинах и временем наступления неглубоких землетрясений [166, 171]. Развивается сеть наблюдений, совершенствуются методика и аппаратура. В публикациях имеются лишь отдельные сообщения об изменениях дебита источников, связанных с землетрясениями чаще как их следствие. В Австралии отмечен случай подъема уровня воды в скважине за 1,5 час до землетрясения с энергией 10^{15} дж на расстоянии 110 км [114]. В Японии ведутся систематические наблюдения за уровнем моря (в 1964 г. перед Ниигатским землетрясением с энергией 10^{16} дж средний уровень был пониженным в течение 5 лет и возрос после землетрясения) [239].

Контроль за землетрясениями. В США продолжают исследования по влиянию на сейсмическую активность закачки воды в скважины и полости от ядерных взрывов [245]. Отмечается усиление сейсмической активности, связываемое с понижением прочности пород из-за проникновения воды в поры и трещины горного массива.

В СССР ставятся сейсмические и геофизические наблюдения на водохранилищах в сейсмоактивных районах. На Нурекской ГЭС обнаружено отмечавшееся и для других районов мира существенное увеличение числа и энергии землетрясений после подъема уровня воды до 100 м и снижение активности после уменьшения уровня. Проблема взаимодействия водохранилищ и сейсмичности поставлена как международная в рамках ЮНЕСКО.

Геологические и гравиметрические критерии опасности сильных землетрясений. Это направление не имеет прямой связи с прогнозом времени землетрясений, но необходимо для прогноза мест наиболее сильных землетрясений. В СССР ведется разработка тектонофизических представлений и критериев сейсмической опасности для составления унифицированных сейсмологических каталогов. Установлены корреляционные связи нарушений изостатического равновесия с сейсмичностью для ряда районов СССР, являющиеся дополнительным критерием для целей сейсмического районирования и физических аспектов прогноза землетрясений.

Как в СССР, так и в США начало развиваться новое направление в геофизике — палеосейсмология [115]. Возможно, что палеосейсмологические исследования помогут в проблеме прогноза.

Исследования характеристик распространения упругих волн. Сейсмические волны содержат информацию о свойствах среды (и соответственно об их изменениях) на пути своего распространения. Поэтому еще на рубеже XIX—XX вв. сейсмологи предложили использовать наблюдения за изменениями скоростей для прогноза землетрясений. Первой европейской публикацией на эту

тему была работа венгерского сейсмолога Кевеслигети [240]. Он полагал, что скорости упругих волн с увеличением напряжений убывают до определенного предела, который соответствует максимально возможному «натяжению» внутренних слоев Земли. Затем происходит землетрясение, после которого скорость сначала возрастает, проходит через некоторый максимум и вновь начинает убывать. Этот процесс Кевеслигети назвал «сейсмическим гистерезисом» и пытался проверить его существование на примерах японских землетрясений, ссылаясь на эксперименты 1895—1897 гг. японского сейсмолога М. Имамура, который измерял кажущиеся скорости волн от близких землетрясений на треугольнике сейсмических станций *. Б. Б. Голицын в «Лекциях по сейсмометрии» пишет: «Гипотеза Кевеслигети далеко не представляет из себя нечто законченное и цельное, но имеет несомненное значение как первая попытка поставить вопрос о предсказании землетрясений, представляющий громадную практическую важность, на строго научное основание» [34, с. 211—212].

Следующая попытка установить изменения скоростей перед землетрясениями и горными ударами была предпринята в 1940—1950 гг. независимо японскими [229, 250] и советскими сейсмологами [29, 142]. При этом японские ученые продолжили «традиционный» способ исследования (с использованием естественных источников — землетрясений), а советские ученые [29] работали с искусственными источниками возбуждения колебаний.

Наиболее известна в нашей стране работа Миямото [229], который изучал вариации годографа продольных волн до и после сильного землетрясения в Фукуи ($M=7,2$, $H=33$ км) 28.VI 1948 г. на ряде японских сейсмических станций, расположенных в непосредственной близости к эпицентру землетрясения. По усредненному годографу продольных волн и отклонениям от него утверждается, что аномалии времен пробега волн (до 2—3 сек) возникли по крайней мере за пять месяцев до землетрясения и носили систематический характер. Области различных знаков первых вступлений во время сильного землетрясения характеризовались различными знаками предвещающих аномалий (уменьшением или увеличением времен пробега соответственно). После землетрясения аномалия сменила знак и исчезла через полгода после события. Оценок возможных ошибок определения времен не приведено. Это вызвало множество сомнений в достоверности результатов работы. Однако закономерный характер поведения аномальных времен на отдельных станциях, невозможность объяснения аномалий станционными особенностями и, главное, приуроченность аномалий в пространстве и во времени к сильному зем-

* Х. Кавасуми в [147] утверждает, что «проф. Имамура предсказал в 1905 г. катастрофическое землетрясение Канто 1923 г.». К сожалению, нам не удалось найти статью Имамуры, на которую ссылается автор, чтобы понять, использовались ли для этого скорости сейсмических волн.

летрясению позволили Миямото предположить существование связи аномалий с подготовкой сильного землетрясения, причем зона подготовки в таком случае охватывала область радиусом 150 км вокруг эпицентра землетрясения. Исследования других японских ученых [235, 246], изучавших вариации годографов продольных волн и отношений скоростей продольных и поперечных волн V_P/V_S по графикам Вадати, подтвердили предположение об изменчивости этих параметров и связи этой изменчивости с сейсмическим процессом, но конкретные выводы разных работ противоречивы. Малое число наблюдений и их недостаточная надежность были, вероятно, источником этих противоречий, вызвавших некоторое разочарование в самом методе. Этому способствовали также предположения [168] о чрезвычайно малой величине возможного эффекта, оцениваемого только по зависимости скоростей упругих волн от напряжений (гл. 2).

Дальнейшее развитие этого направления проведено в СССР под руководством И. Л. Нерсесова, поставившего систематические исследования аномалий скоростей продольных и поперечных волн, в особенности их отношения V_P/V_S . Первоначально наблюдения проводились за слабыми местными землетрясениями с энергией $E \geq 10^6$ дж. Был рассмотрен большой статистический материал — 856 землетрясений Хаитской зоны Гармского района с глубинами очагов 5—30 км и эпицентрными расстояниями 1—75 км. Результаты обработки с учетом возможных экспериментальных ошибок показали, что V_P и V_P/V_S меняются во времени и пространстве. Возникновение аномальных значений V (всегда уменьшение на величину до 12%) и V_P/V_S (также уменьшение на величину ~6%) совпадает с местами будущих относительно более сильных землетрясений и по времени предшествует им. Нормальные и аномальные графики Вадати (рис. 1) демонстрируют несомненное различие между этими двумя совокупностями данных. Впервые отмечена зависимость времени появления аномалии и площади, на которой она наблюдается, от энергии готовящегося землетрясения. Дальнейшее детальное изучение показало, что отношение V_P/V_S является не только функцией координат эпицентров и времени, но и функцией глубины очага [109]. При этом каждому относительно более сильному землетрясению ($E=10^{10} \div 10^{13}$ дж) предшествует бухтообразное уменьшение значений V_P/V_S (рис. 2) в районе, примыкающем к эпицентру будущего землетрясения. Величины изменений V_P/V_S составляют 2—5% в разных случаях и не зависят от энергии землетрясений.

Исследования с искусственными источниками впервые в мире были начаты академиком Г. А. Гамбурцевым [29] в районе Северного Тянь-Шаня в 1949—1950 гг. как часть комплекса работ по прогнозу. Взрывы проводились в озерах Иссык-Куль и Кара-Куль и регистрировались на Алма-Атинской геофизической станции. Непосредственной целью первых работ было решение методических задач: выяснение оптимальных условий возбуждения

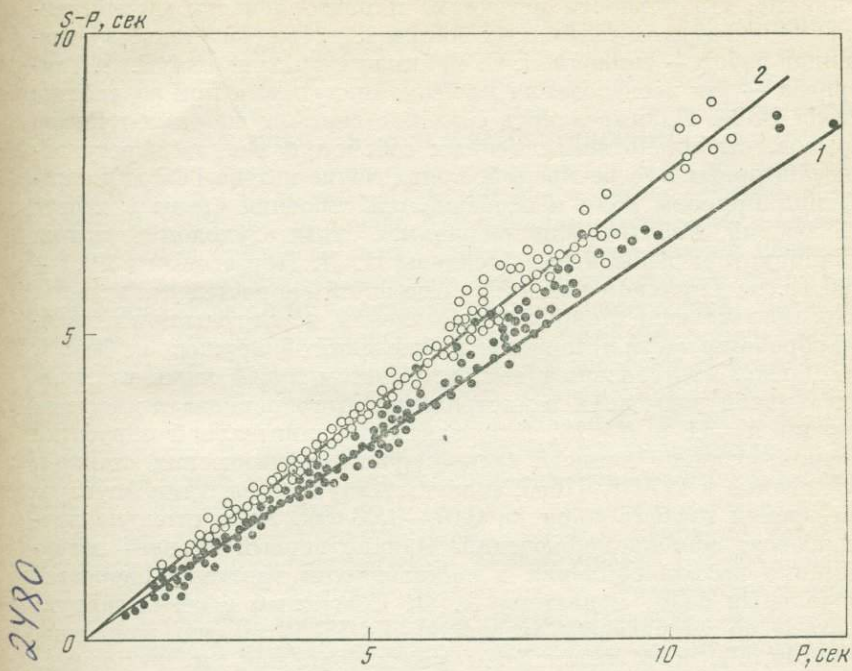


Рис. 1. Сводные графики Вадати до (1) и после (2) сильных землетрясений [63]

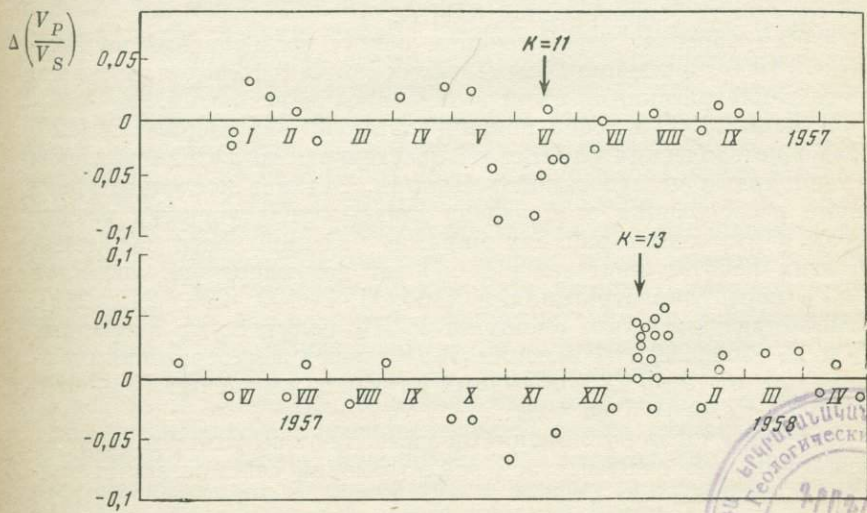


Рис. 2. Графики вариации V_P/V_S в Гармском районе [156]



и приема, стабильности источника и повторяемости записи, выделение на записях глубинных волн и т. д. По свидетельству участников работ — записям П. С. Вейцман и выступлений Г. А. Гамбурцева — эти исследования не были «попутными при разработке метода ГСЗ». Планировалось создание системы опорных пунктов взрывов, стабильно закрепленных сейсмоприемников и регулярных повторных просвечиваний, привлечение метода ГСЗ для определения природы волн и особенностей строения среды в местах наблюдений. Работы были прерваны в связи с уходом из жизни их инициатора и были возобновлены И. Л. Нерсесовым в 1963—1965 гг. на Гармском полигоне. Аномалий скоростей продольных волн, превышающих ошибки наблюдений, в эти годы при первичной обработке части материалов наблюдений обнаружено не было*. Это могло быть связано с тем, что трассы лучей лишь частично захватывали зоны двух землетрясений этого периода с классами энергии $K=11$ и $K=12$. Результаты дополнительной обработки с использованием записей стационарных сейсмических станций, доложенные в 1974 г. [166], свидетельствуют о наличии флуктуаций времен пробега порядка $0,07-0,08$ сек, незначительно превышающих ошибки наблюдений. Однако первый вариант интерпретации вызвал сомнения в достоверности вариаций скоростей продольных волн, и поэтому А. Н. Семеновым была выдвинута гипотеза об уменьшении отношения V_P/V_S 1) за счет изменения скорости V_S , а в дальнейшем рассматривалась и продолжает изучаться возможность объяснения уменьшения V_P/V_S за счет анизотропии скоростей V_S в среде и 2) из-за переориентации в пространстве площадок разрывов слабых землетрясений. Такое же объяснение дано в 1973 г. Гуптой [245] при обработке результатов невадских землетрясений (США).

Таким образом, перед началом наших исследований на Камчатке в 1966 г. сведения об изменениях скоростей продольных волн перед землетрясениями были весьма противоречивыми.

К концу 1960-х годов появились только два сообщения [220, 224] о методических работах по просвечиванию в США и начале стационарных исследований в Японии. В самое последнее время новые исследования этой задачи предприняты учеными разных стран в различных районах мира. В большей части сообщений об этих работах подтверждается факт возникновения аномалий V_P/V_S перед землетрясениями [166, 194, 199, 200, 245, 260]. Отмечается также, что аномалии V_P/V_S сопутствуют аномалиям V_P и V_S [254, 260]. Изменения V_P/V_S перед землетрясениями составляют от 5 до 22% в разных случаях, изменения V_P — от 8 до 20%, V_S — от 5 до 10%.

Меньшее число публикаций представляют результаты работ по просвечиванию очаговых зон землетрясений сейсмическими вол-

* Доклад И. Л. Нерсесова на I сессии Совета по прогнозу землетрясений ИФЗ АН СССР 17. I 1967 г.

нами, источником которых является взрыв [198, 220, 224, 228]. В этих работах исследуются вариации времен пробега продольных волн t_p . Изменений t_p , значительно превосходящих ошибки наблюдений, не обнаружено.

§ 2. ФИЗИКА ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Достижения сейсмологии в изучении очага землетрясений и его параметров, данные геологии и геофизики о строении Земли и тектонических процессах в ее недрах, развитие физики разрушения материалов синтезируются в настоящее время в новом направлении сейсмологии — физике очага землетрясений. Развитие этого направления, являющееся естественным следствием общего прогресса наук о Земле, необходимо как физическая основа для решения фундаментальных проблем современной геофизики и в первую очередь для народнохозяйственных задач: прогноза времени сильных землетрясений, расчета их воздействия на поверхность Земли и сооружения, создания новых методов сейсмического районирования.

Интерес к очагу землетрясений, как и к проблеме предсказания времени его возникновения, возник вместе с самой сейсмологией. В 1910 г. Рейд предложил гипотезу, связывающую землетрясение с разрушением материала Земли. Развитие сейсмологии, особенно открытие в 30-х годах nodальных линий, позволило начать прямое исследование параметров очагов землетрясений. Широко известны классические работы Байерли, В. И. Кейлис-Борока, А. В. Введенской, Х. Хонда и других, явившиеся основой для получения информации об очаге из сейсмологических наблюдений. Указанные в § 1 идеи Г. А. Гамбурцева по изучению физики землетрясений, работы ученых ИФЗ АН СССР и других мировых геофизических центров позволили получить многосторонние физические характеристики землетрясений: энергетические, пространственно-временные связи, изменения характеристик среды и др. Развита тектонофизическая представления о формировании разрывов в земной коре. Предложена и развита макроскопическая теория сейсмического течения горных масс. На основе соединения результатов механики разрушений и достижений сейсмологии развита теория очага землетрясений. В последнее десятилетие в результате широких поисковых исследований по предвестникам землетрясений и лабораторных экспериментов по физике разрушения получены фундаментальные данные по процессам подготовки землетрясений.

Анализ и некоторое обобщение этих достижений в [93] позволили в первом приближении очертить рамки физики очага землетрясений, наметить классификацию ее разделов и указать некоторые позиции, являющиеся, по нашему мнению, ключевыми для дальнейшего развития этой области науки.

Понятие «очаг землетрясения» трактуется в сейсмологической литературе весьма разнообразно. Эти определения включают такие крайности, как некоторую точку (гипоцентр) с соответствующими координатами и область (объем), околонтуренную координатами афтершоков.

Учитывая современные представления сейсмологии и механики разрушения, очаг тектонического землетрясения можно определить как динамически движущийся разрыв непрерывного материала Земли, возникающий под действием напряжений, накопленных в процессе сдвиговых тектонических деформаций. Этот разрыв проходит по некоторой поверхности*.

Изучение динамики и квазистатики процессов развития и заживления разрывов и составляет предмет физики очага землетрясений. По существу физика очага землетрясения — это физика разрушения горных масс в условиях земных недр. Очевидно, что очаг землетрясения как процесс быстрого распространения разрыва не может быть понят и физически описан без выяснения условий его возникновения и исчезновения. Поэтому физика очага должна описывать не только процесс землетрясения, но и процессы подготовки землетрясения и его последствие. Соответственно можно выделить три раздела, имеющие специфические особенности и методы исследования: 1) физика подготовки землетрясения, 2) физика происходящего землетрясения, 3) физика остаточных явлений.

Подобный подход к классификации сейсмического процесса предлагался ранее Касахара [226]. Он разделял его на стадии: предсейсмическую, главную (разрывную), и постсейсмическую. Сходные стадии в формировании тектонических разрывов выделял М. В. Гзовский [32]. Позднее Рац и Чернышев [131], «модернизовав» классификацию Гзовского, стадии формирования тектонических разрывов поставили в соответствие «схеме, принятой в настоящее время в физике», и рассматривали: 1) равномерное растрескивание во всем объеме деформируемого тела, 2) сгущение и слияние трещин, 3) образование и разрастание магистрального разрыва (у М. В. Гзовского объединены первые две стадии и в конце добавлена стадия замедленного разрастания образовавшегося разрыва). В нашей классификации по определению стадия равномерного растрескивания по объему в физике очага землетрясения формально может не рассматриваться, хотя и является существенной для понимания причин землетрясений.

В наибольшей степени физические представления о разрушении, результаты механики динамического распространения разрыва используются в настоящее время при описании и изучении происходящего землетрясения. Теория этого раздела физики

* Мы ограничиваемся указанным механизмом землетрясений и не рассматриваем возможности землетрясений другого типа, например, связанных с изменением удельного объема в результате фазовых переходов.

очага землетрясений наиболее разработана и является ключевым моментом для понимания процессов подготовки и заживления разрывов. Окончательно решен вопрос о точечном источнике волн, эквивалентном очагу землетрясений, введены описания очага в физических терминах, таких, как ориентация и размеры площадки разрыва, величина снятого напряжения, распределение подвижки по поверхности разрыва и др. [65, 67, 68]. Выяснены возможности определения этих величин из сейсмических наблюдений.

Для описания очага в целом на основе длиннопериодных наблюдений оказалась удобной дислокационная модель, которая позволила ввести в сейсмологию новую характеристику очага — сейсмический момент и его обобщение — тензор сейсмического момента очага [57, 67]. Сейсмический момент является мерой вклада данного землетрясения в среднюю деформацию или, если сейсмичность связана с движением по отдельному разлому, в среднюю подвижку по разлому [67]. Таким образом, определяя сейсмические моменты для совокупности землетрясений, можно изучать связь сейсмичности с тектоническим процессом и особенности процесса на стадиях подготовки сильного землетрясения. На этом пути можно надеяться получить более «чистые» предвестники деформационного типа. Сейсмический момент дает возможность оценить некоторые интегральные характеристики очага при независимой оценке размеров площадки разрыва, которая может быть проведена по наблюдениям на поверхности Земли, макросейсмическим данным [189] и размерам области афтершоков. Величины снимающихся напряжений в очаге неглубоких землетрясений оказались поразительно низкими, от единиц до сотни бар. Снимаемые напряжения порядка нескольких килобар для глубоких землетрясений отчасти можно объяснить увеличением прочности и однородности материала с глубиной, но возможна и недооценка размеров очагов глубоких землетрясений.

Сейсмическое излучение (его направленность, распределение амплитуд и частот P - и S -волн, энергия) связано с параметрами разрыва (формой и размером, скоростью распространения, условиями взаимодействия берегов разрыва). Здесь заложены глубокие принципиальные возможности для изучения особенностей излучения в зависимости от строения и физических характеристик среды различных сейсмоактивных районов, а следовательно, и прогноза особенностей разрушительного воздействия землетрясений. Экспериментальное изучение прочности горных пород и характеристик трения в условиях, соответствующих процессам в очагах землетрясений, интенсивно проводится во многих лабораториях мира, особенно в США [205, 218]. Теория здесь сталкивается с большими математическими трудностями. Объяснения формы спектров в работах [197, 213] неудовлетворительны, так как основываются на гипотезах, не имеющих прямого физического смысла и экспериментальной физической базы.

Заметим также, что изучение физической природы разрыва при различных термодинамических условиях чрезвычайно важно также и для предсейсмического и постсейсмического этапов, так как определяет скорость процессов в целом и соотношение излучаемой и теряющейся энергии.

Исследованиям остаточных явлений в зоне очагов сильных землетрясений посвящено очень много работ как экспериментальных, так и теоретических. Однако механика деформирования сред, содержащих разрывы, используется здесь еще не в полной мере, несмотря на ряд фундаментальных исследований в этой области [128, 170, 190]. Важным обстоятельством для понимания постсейсмического этапа является то, что остановка разрыва оказывается растянутой во времени. У концов разрыва за счет концентрации напряжений резко ускоряется рост дефектов, возникают новые землетрясения — афтершоки. Поведение среды у концов разрыва аналогично поведению материалов в условиях быстро приложенной нагрузки. На необходимость изучения афтершоков для физики землетрясения обращено серьезное внимание В. И. Уломовым. В его работах [170, 171] изучено и объяснено распределение афтершоков в разных частях очаговой зоны, именно с этих позиций обнаружены сейсмические предвестники крупных афтершоков, использованные для официального предупреждения о крупных повторных ударах.

Обратим внимание, что известное в сейсмологии различие энергетических классов и времени проявления афтершоков, сопровождающих землетрясения одинаковых энергий, объясняется с позиций механики разрушения. Остановка разрыва на прочностном барьере, за которым находится зона высоких напряжений, должна приводить к длительному процессу с крупными афтершоками. Выход разрыва в зону низких средних напряжений вызывает его остановку без существенных остаточных явлений. При этом афтершоковые процессы должны быть существенно различны в различных частях объема пород, в котором произошло землетрясение. Вблизи плоскости разрыва могут возникать «вялые» афтершоки обратной подвижки. Это экспериментально обнаружено в последнее время при детальных исследованиях последствий Дагестанского землетрясения, проведенных под руководством Н. В. Шебалина.

Наименее разработанными в физике очага являются вопросы подготовки землетрясений. По-видимому, первой сводной работой в этом направлении является монографический сборник [177], содержащий как оригинальные, так и обзорные статьи по теории, лабораторному и полевому эксперименту сотрудников секции физики очага и предвестников ИФЗ АН СССР. Исследования советских и зарубежных ученых, выполненные в последние годы по этим вопросам, были доложены на Ташкентском международном симпозиуме [166] и опубликованы в [202, 203, 235]. Здесь мы коротко остановимся на истории основных представлений.

Долгое время в геологии и геофизике главное внимание уделялось осредненным связям между напряжениями и деформациями, возникновение землетрясения связывалось с понятием критического напряжения, предела прочности горных пород. Роль трещин и дефектов учитывалась лишь в «среднем»: диссипация потенциальной энергии упругих напряжений в реологических моделях среды [49, 50], вклад в среднюю тектоническую деформацию [65, 139], в сейсмическое течение горных масс [67]. Неоднородность поля напряжений связывалась главным образом с различием скоростей деформаций участков земной коры или концентрацией напряжений на геологических неоднородностях. Тектонофизические представления М. В. Гзовского [32], К. И. Кузнецовой [72], подчеркивавшие роль систем подготовительных разрывов, в 1960-е годы не получили должного развития.

Из господствовавших в это время представлений о пороговом характере явления землетрясения, типа хрупкого разрушения горных пород, монотонности медленно нарастающих напряжений нельзя было ожидать каких-либо резких изменений и особенностей в геофизических полях и деформациях горных масс. Это отразилось в высказываниях ряда крупных ученых о возможностях решения проблемы прогноза: «В настоящее время непосредственный физический анализ основ прогноза практически невозможен; . . . в области прогноза землетрясений научного подхода пока не существует. . .» (М. Бот, 1966); «Землетрясение наступает внезапно и совершенно закономерно, на вид чисто случайно» (Ф. Д. Стейси, 1964); «Главным в программе прогноза землетрясений должна быть регистрация с максималльно достижимой точностью всех явлений, которые могут оказаться предвестниками. . . Это грубо эмпирический подход, при котором неизбежна бесплодная работа, но он оправдан тем, что у нас нет достоверной теории землетрясений» (Ф. Пресс, В. Брейс, 1966).

Серьезное продвижение в понимании процессов подготовки землетрясения достигнуто только в последние пять лет как результат осмысления данных о предвестниках землетрясений на основе достижений механики разрушения, выяснения роли трещинообразования как основного фактора в подготовке разрывов на разных масштабных уровнях. Анализу разрушения тел ростом трещин и базирующимся на нем теориям посвящены последующие параграфы. Здесь мы только приведем обобщенную схему деформирования горных пород в условиях всесторонних давлений с дополнительной осевой нагрузкой, предложенную в работе [217] известными исследователями Д. Григгсом и Д. Хандиным еще в 1960 г. (рис. 3). Хорошо видно, что диаграммы переходного типа разрушения, которые, по-видимому, более всего отвечают сдвиговому характеру тектонического землетрясения, имеют ярко выраженный участок падения напряжений с увеличением деформации перед разрушением. Эта особенность стадии предразрушения для условий квазистатических нагрузок и отсутствия

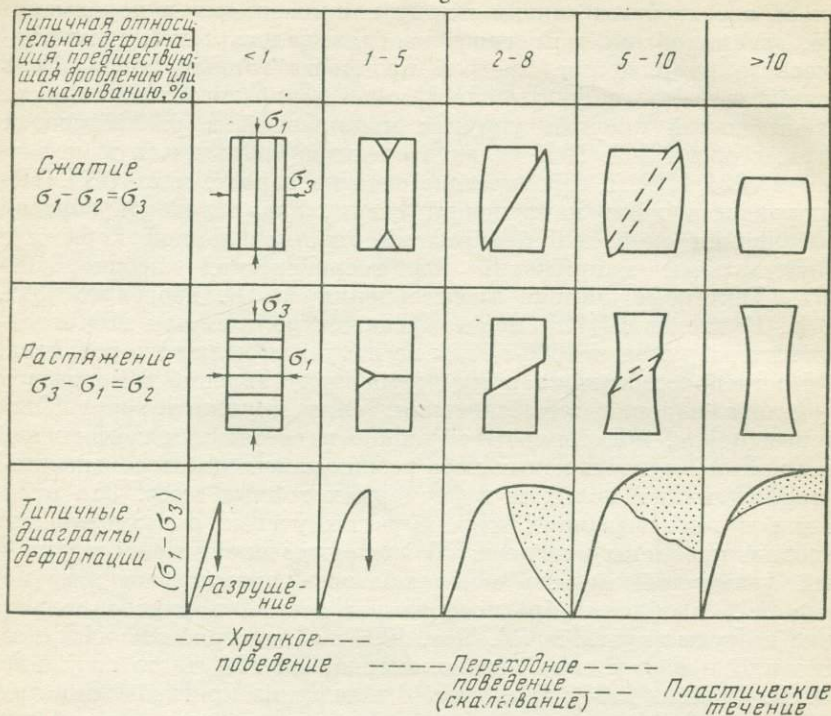


Рис. 3. Схема деформирования горных пород [217]

свободных границ разрушающегося объема в недрах Земли должна учитываться при построении любых моделей подготовки землетрясений.

Приведенное краткое рассмотрение физики очага землетрясений не претендует на полноту. Оно преследовало цель служить введением, быть обоснованием последующего изложения и подчеркнуть важность использования результатов механики разрушения в сейсмологии.

§ 3. ПРИМЕНЕНИЕ РЕОЛОГИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ДЛЯ ОЦЕНОК НАПРЯЖЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ В СЕЙСМИЧЕСКОМ ЦИКЛЕ

В фундаментальных работах В. А. Магницкого [79, 80] показано, что реология, как и другие «феноменологические теории, не может вскрыть полностью физическую природу явлений», однако реологические модели достаточно хорошо отвечают большой группе реальных сред и в ряде случаев позволяют «интерпретировать основные свойства материала земных глубин и основные механические

особенности геотектонических процессов» [80]. Например, при использовании моделей Максвелла и Шведова в [79] получены близкие к действительности оценки периодов катастрофических землетрясений, даны объяснения асейсмичности платформенных областей Земли. Ю. В. Ризниченко [140] ввел понятие «сейсмического течения горных масс» и показал, что в «нулевом приближении» в больших пространственно-временных областях разрывные сейсмические деформации могут быть описаны как непрерывное течение несжимаемой ньютоновской жидкости. В последнее время Е. В. Артюшковым [5] успешно развиваются

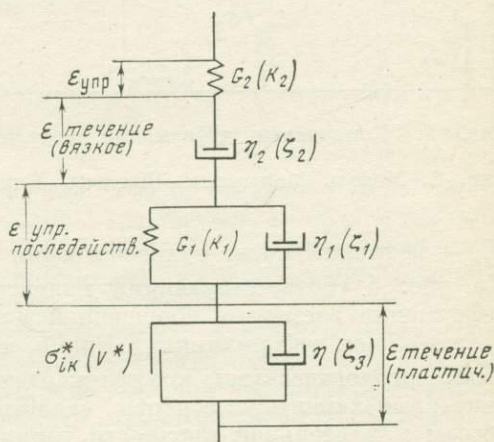


Рис. 4. Обобщенная реологическая модель горных пород для формоизменения и изотропного сжатия (растяжения)

подходы к оценке величин и характера напряжений в земных глубинах с учетом различия реологических свойств пород земных недр. Ниже излагаются некоторые результаты по применению реологических моделей, полученные под руководством и при участии автора [49—53].

Обобщенная реологическая модель горных пород для формоизменения и изотропного сжатия (растяжения) представлена на рис. 4. Она составлена из известных моделей Бюргерса—Шведова—Бингама (модель БШБ). Элементы этой модели: G_2 — гуконская (мгновенная) упругость, η_2 — максвелловская (релаксационная) вязкость, G_1 — релаксационная упругость, η_1 — вязкость последействия (кельвиновская), σ^* — элемент прочности Сен-Венана, η_3 — пластическая вязкость. (Параллельное соединение элементов G_1 и η_1 описывает деформации упругого последействия.) Элементы вязкости обобщенной модели в зависимости от величины моделируемых напряжений могут рассматриваться как вязкости диффузионного, диффузионно-разрывного или чисто разрывного (сейсмического) течений горных масс. На рис. 5 показано изменение общей деформации такой модели во времени при условии мгновенного приложения $\sigma_{xy} = \text{const} > \sigma_{xy}^*$, где

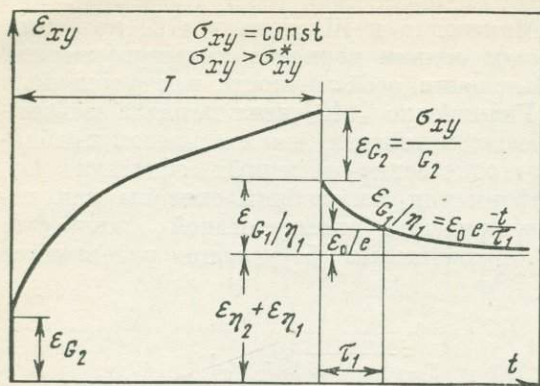


Рис. 5. Компоненты деформации модели БШБ

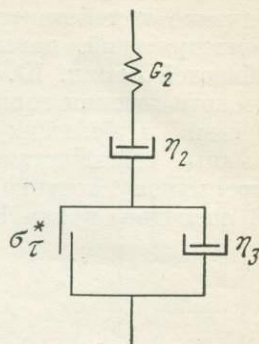


Рис. 6. Модель Максвелла—Шведова—Бингама с падающей прочностью

σ_{xy}^* — величина силы сухого трения на элементе Сен-Венана. На рис. 4 соответствующими индексами обозначены величины деформации элементов обобщенной модели, из которых складывается общая деформация ε_{xy} . Видно, что модель БШБ с постоянными реологическими коэффициентами качественно описывает некоторые характерные черты, свойственные тектоническим процессам и длительной прочности горных пород.

Мгновенный сброс напряжений, соответствующий динамическому разрыву («землетрясению»), происходит через интервал времени T , зависящий от величин σ_{xy} , σ_{xy}^* и реологических коэффициентов. После «разрыва» происходит упругое последствие и сохраняется остаточная деформация.

Представляет интерес проанализировать качественно связь $\sigma_{\tau} = f(\varepsilon)$ в случае падения со временем величины прочности σ_{τ}^* , что моделирует потерю несущей способности образца или массива горной породы. Воспользуемся для этого более простой моделью Максвелла—Шведова—Бингама (рис. 6), деформируемой с постоянной скоростью $\dot{\varepsilon} = \text{const}$. Пусть элемент Шведова—Бингама включается в фиксированный момент t_1 после начала деформирования модели и σ_{τ}^* изменяется по закону $\sigma_{\tau}^* = \sigma_0^* (1 - \beta t_2)$, где $\beta = \text{const}$; $t_2 = t - t_1$. При условии $\eta_3 \ll \eta_2$ ($\tau_3 \ll \tau_2$, где τ — соответствующие периоды релаксации) напряжения в модели с момента t_1 будут развиваться по закону

$$\sigma_{\tau} = \sigma_0^* (1 - \beta t_2) + \sigma_0^* \frac{\beta \eta_3}{G_2} (1 - e^{-t_2/\tau_3}), \quad (1.1)$$

где $\tau_3 = \eta_3/G_2$. При малых скоростях деформации $\dot{\varepsilon}$ время $t_2 \gg \tau_3$, тогда

$$\sigma_{\tau} = \sigma_0^* (1 - \beta t_2). \quad (1.2)$$

При больших $\dot{\epsilon}$ имеем $t_2 \ll \tau_3$ и, воспользовавшись разложением в ряд Тейлора функции e^{-t/τ_3} , получаем

$$\sigma_\tau = \sigma_0^* (1 - \beta t_2) + \sigma_0^* \beta \tau_3 [1 - (1 - t_2/\tau_3)] + \dot{\epsilon} = \sigma_0^* \quad (1.3)$$

До момента включения элемента Шведова—Бингама деформировалась лишь модель Максвелла ($G_2 - \eta_2$), поэтому в момент t_1 имеем

$$\sigma_\tau = \eta_2 \dot{\epsilon}_0 (1 - \epsilon^{-t_1/\tau_2}), \quad (1.4)$$

где $\tau_2 = \eta_2/G_2$. При $t_1 \gg \tau_2$ получаем

$$\sigma_\tau = \eta_2 \dot{\epsilon}_0. \quad (1.5)$$

Если же $\tau_1 \ll \tau_2$, то из (1.4) по формуле Тейлора получаем

$$\sigma_\tau = G_2 \dot{\epsilon}_0 t_1, \quad (1.6)$$

что равносильно деформированию модели по закону Гука. Зависимости $\sigma_\tau = f(t)$ (равносильные зависимости $\sigma_\tau = f(\epsilon)$, так как $\epsilon = \text{const}$), получающиеся при различных соотношениях скоростей деформации и реологических коэффициентов (времени релаксации), показаны на рис. 7.

Нетрудно заметить, что полученные кривые хорошо соответствуют всем видам реальных наблюдений на образцах (см. рис. 3), за исключением пластической деформации с упрочнением. Из рис. 7, *a—в* видно, что с уменьшением скорости деформации $\dot{\epsilon}$ и ростом времени $t = t_1 + t_2$ возрастает время t_2 , степень проявления вязких и квазипластических свойств модели и величина падения напряжений перед разрушением. Это хорошо коррелируется с экспериментами на образцах [217]. Однако мы не вправе забывать, что условие разрушения введено для модели произвольно. И поэтому следует лишь говорить, что с помощью такой модели описывается зависимость деформации от напряжения для реальных пород, но не объясняется и не выводится закон разрушения.

Рассмотрим теперь некоторые результаты количественных оценок временного хода сдвиговых напряжений, деформаций и энергетических характеристик в очаговых зонах землетрясений за весь период T повторения землетрясений с помощью моделей Бюргерса (*a*) и Бюргерса—Шведова—Бингама (*б*) (рис. 8). В первой из этих моделей напряжения растут вплоть до момента разрыва («землетрясения»), определяемого величиной критического напряжения, во второй напряжения могут и падать на некотором временном интервале перед разрушением, как и в модели Максвелла—Шведова—Бингама, рассмотренной выше (эти модели не очень значительно различаются лишь по количественным результатам). При расчете используются реологические коэффициенты, определенные по опытам на образцах горных пород. Примеры сопоставления теоретических и экспериментальных

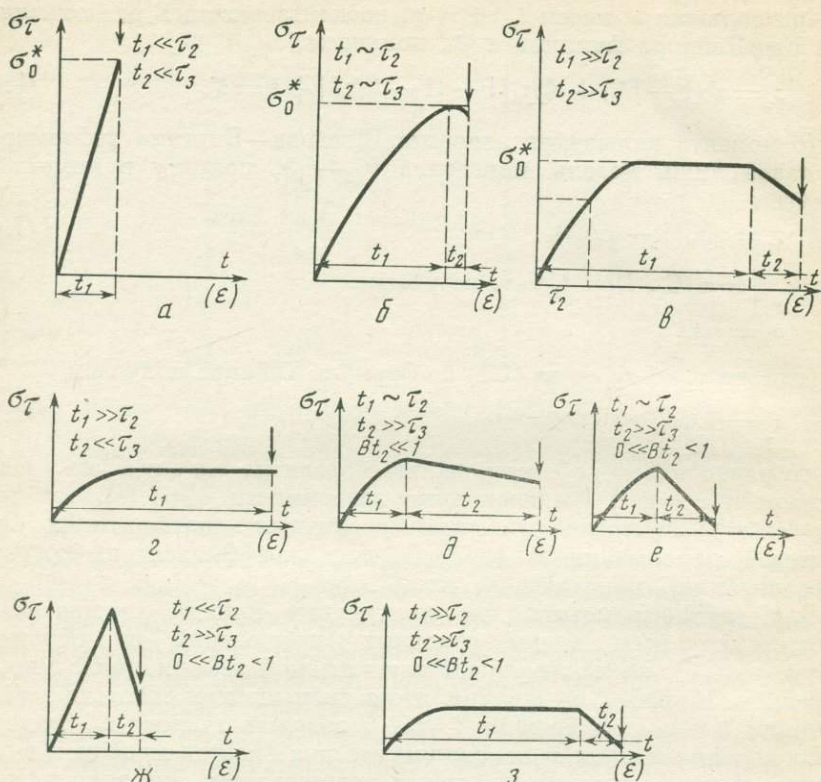


Рис. 7. Диаграммы $\sigma - \epsilon$ при различных соотношениях скоростей и реологических коэффициентов

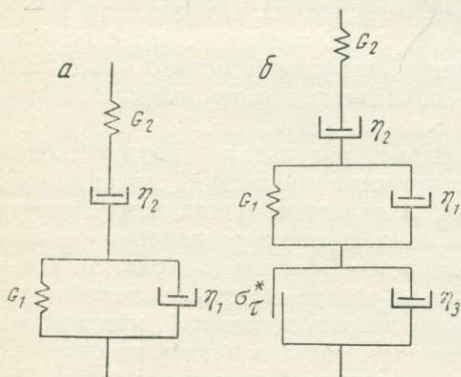


Рис. 8. Модели Бюргера (а) и Бюргера—Шведова—Бингама с падающей прочностью (б)

данных приведены на рис. 9. Полученные коэффициенты экстраполированы в область скоростей деформаций, наблюдаемых в сейсмоактивных районах, и могут рассматриваться лишь как грубое приближение. При возможных ошибках такой экстраполяции не имело смысла учитывать и масштабный эффект.

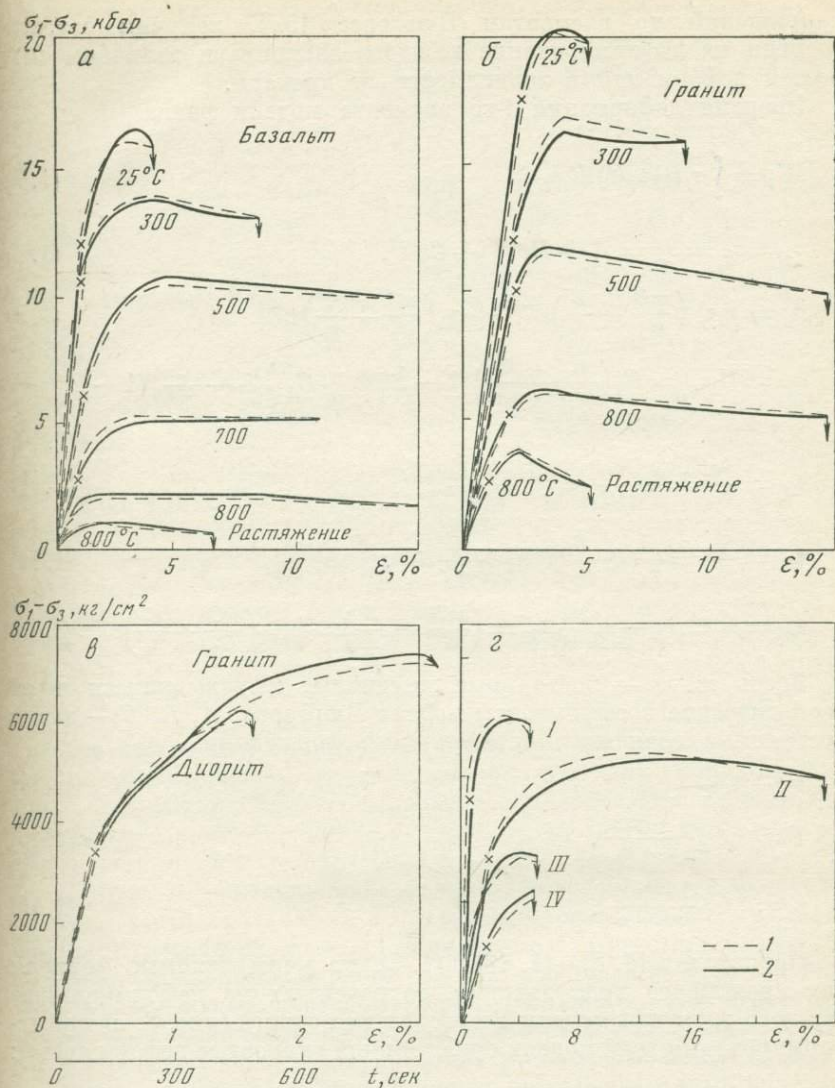


Рис. 9. Теоретические (1) и экспериментальные (2) зависимости напряжений для образцов горных пород

I — доломит, $\sigma_2 = \sigma_3 = 10^3$ бар, 24° С; II — песчаник, $\sigma_2 = \sigma_3 = 2 \cdot 10^3$ бар, 150° С; III — известняк, $\sigma_2 = \sigma_3 = 500$ бар, 75° С; IV — глинистый сланец, $\sigma_2 = \sigma_3 = 10^3$ бар, 150° С

Решения дифференциальных уравнений деформирования моделей Б и БШБ при постоянной скорости деформации позволяют рассчитать временной ход напряжений $\sigma_\tau(t)$ [50]. Используя этот результат, а также законы распределения деформаций и

напряжений по элементам Бюргера [52], получим затраты энергии на деформирование каждого элемента и величины скорости деформаций в зависимости от времени.

Энергия деформации i -го элемента модели равна

$$W_i = \int_0^t \sigma_i(t) \dot{\varepsilon}_i(t) dt, \quad (1.7)$$

$$\sigma_{\tau} = \sigma_{G_2} = \sigma_{\tau_{12}} = A + B e^{-mt} + C e^{-nt}, \quad (1.8)$$

$$\sigma_{\tau_{11}} = \tau_{11} \varepsilon_{\tau_{11}} \left(\frac{mB}{G_2} - \frac{B}{\tau_{12}} \right) e^{-mt} + \tau_{11} \left(\frac{nC}{G_2} - \frac{C}{\tau_{12}} \right) e^{-nt}, \quad (1.9)$$

$$\sigma_{G_1} = G_1 \varepsilon_{G_1} = G_1 \left(\frac{B}{G_2} - \frac{B}{\tau_{12} m} \right) (1 - e^{-mt}) + G_1 \left(\frac{C}{G_2} - \frac{C}{\tau_{12} n} \right) (1 - e^{-nt}), \quad (1.10)$$

$$\dot{\varepsilon}_{G_2} = \frac{\dot{\varepsilon}_{G_2}}{G_2} = -\frac{mB}{G_2} e^{-mt} - \frac{nC}{G_2} e^{-nt}, \quad (1.11)$$

$$\dot{\varepsilon}_{\tau_{12}} = \frac{\sigma_{\tau_{12}}}{\tau_{12}} = \frac{A}{\tau_{12}} + \frac{B}{\tau_{12}} e^{-mt} + \frac{C}{\tau_{12}} e^{-nt}, \quad (1.12)$$

$$\dot{\varepsilon}_{G_1} = \dot{\varepsilon}_{\tau_{11}} = \dot{\varepsilon}_0 - \varepsilon_{G_2} - \dot{\varepsilon}_{\tau_{12}} = \left(\frac{mB}{G_2} - \frac{B}{\tau_{12}} \right) e^{-mt} + \left(\frac{nC}{G_2} - \frac{C}{\tau_{12}} \right) e^{-nt}. \quad (1.13)$$

Здесь m , n — постоянные величины, выражающиеся через реологические коэффициенты модели Бюргера; A , B , C — также постоянные величины, определяемые формулами

$$A = \tau_{12} \dot{\varepsilon}_0, \quad (1.14)$$

$$B = \dot{\varepsilon}_0 G_2 \frac{1 - \tau_{12} n}{n - m}, \quad (1.15)$$

$$C = \dot{\varepsilon}_0 G_2 \frac{1 - \tau_{12} m}{m - n}. \quad (1.16)$$

Подставляя (1.8)–(1.13) в (1.7), получим искомые формулы для временного хода энергий, затраченных на деформирование каждого элемента модели Бюргера для сдвига (рис. 8, а) при деформировании всей модели с постоянной скоростью деформации $\dot{\varepsilon}_0$:

$$W_{G_2}(t) = \int_0^t \sigma_{G_2}(t) \dot{\varepsilon}_{G_2}(t) dt = \frac{AB}{G_2} (e^{-mt} - 1) + \frac{B^2}{2G_2} (e^{-2mt} - 1) + \frac{CB}{G_2} [e^{-(m+n)t} - 1] + \frac{AC}{G_2} (e^{-nt} - 1) + \frac{C^2}{2G_2} (e^{-2nt} - 1), \quad (1.17)$$

$$W_{G_1}(t) = \left(\frac{-G_1 B^2 - GCB}{G_2^2} + \frac{2B^2 G_1 + CBG_1}{G_2 \tau_{12} m} - \frac{B^2 G_1}{m^2 \tau_{12}^2} + \frac{CBG_1}{\tau_{12} G_2 n} - \frac{CBG_1}{mn \tau_{12}^2} \right) (e^{-mt} - 1) + \left(\frac{G_1 B^2}{2G_2^2} - \frac{G_1 B^2}{G_2 \tau_{12} m} + \right.$$

$$\begin{aligned}
& + \frac{B^2 G_1}{2m^2 \tau_{12}^2} (e^{-2mt} - 1) + \left[\frac{G_1 CB}{G_2^2} - \frac{2CBG_1}{G_2 \tau_{12} (m+n)} - \right. \\
& - \frac{CBG_1 m}{\tau_{12} G_2 n (m+n)} + \frac{CBG_1}{\tau_{12}^2 n (m+n)} - \frac{BCG_1 n}{\tau_{12} m G_2 (m-n)} + \\
& \left. + \frac{BCG_1}{\tau_{12}^2 m (m+n)} \right] [e^{-(m+n)t} - 1] + \left(\frac{-G_1 BC - C^2 G_1}{G_2^2} + \right. \\
& + \frac{BCG_1 + 2G_1 C^2}{G_2 \tau_{12} n} + \frac{BCG_1}{\tau_{12} m G_2} - \frac{BCG_1}{\tau_{12}^2 mn} - \frac{C^2 G_1}{n^2 \tau_{12}^2} \left. \right) (e^{-nt} - 1) + \\
& + \left(\frac{G_1 C^2}{\tau_{12} G_2^2} - \frac{C^2 G_1}{n G_2 \tau_{12}} + \frac{C^2 G_1}{2n^2 \tau_{12}^2} \right) (e^{-2nt} - 1), \quad (1.18)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
W_{\tau_2}(t) = & \frac{A_2}{\tau_{12}} t + \frac{B^2}{2m\tau_{12}} (1 - e^{-2mt}) + \frac{C^2}{2n\tau_{12}} (1 - e^{-2nt}) + \\
& + \frac{2AB}{m\tau_{12}} (1 - e^{-mt}) + \frac{2AC}{n\tau_{12}} (1 - e^{-nt}) + \frac{2BC}{(m+n)\tau_{12}} [1 - e^{-(m+n)t}], \quad (1.19)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
W_{\tau_1}(t) = & \left(-\frac{\tau_{11} m B^2}{2G_2^2} + \frac{\tau_{11} B^2}{G_2 \tau_{12}} - \frac{\tau_{11} B^2}{2m\tau_{12}^2} \right) (e^{-2mt} - 1) + \\
& + \left(-\frac{\tau_{11} n C^2}{2G_2^2} + \frac{\tau_{11} C^2}{G_2 \tau_{12}} - \frac{\tau_{11} C^2}{2n\tau_{12}^2} \right) (e^{-2nt} - 1) + \\
& + \left[-\frac{2\tau_{11} mn BC}{G_2^2 (m+n)} + \frac{2n_1 BC}{\tau_{12} G_2} - \frac{2BC\tau_{11}}{\tau_{12}^2 (m+n)} \right] [e^{-(m+n)t} - 1]. \quad (1.20)
\end{aligned}$$

Для построения оценочных кривых временного хода энергетических характеристик, величин деформаций и их скоростей в период подготовки сильного корового землетрясения примем, что $\tau_{11} = \tau_{12} = 10^{21}$ пуаз, $G_2 = 3 \cdot 10^{11}$ дин/см², $G_1 = 0,75 \cdot 10^{11}$ дин/см². Скорость деформации $\dot{\epsilon} = 5 \cdot 10^{-14}$ сек⁻¹.

На рис. 10 представлены результаты расчетов по формулам (1.11)–(1.13), (1.17)–(1.20) и интегрирования формул (1.11)–(1.13). В известной мере эти результаты соответствуют представлениям, изложенным в работе Ю. В. Ризниченко [143], о двух этапах развития очаговой зоны большого землетрясения. По Ю. В. Ризниченко, на первом этапе (после окончания афтершоков предыдущего землетрясения) происходит постоянное упрочнение горных массивов в условиях пониженных тектонических напряжений. Этому соответствует развитие в массиве в основном упругих деформаций. С возрастанием напряжений процесс упрочнения заканчивается и начинается второй этап (постоянное разупрочнение), связанный с различными формами течения горных пород, приводящими к усилению фоновой сейсмичности. Термины «упрочнение» и «разупрочнение» в настоящее время представляются недостаточно однозначными, однако в целом нет сомнений, что эти представления отражают основные черты сейсмического

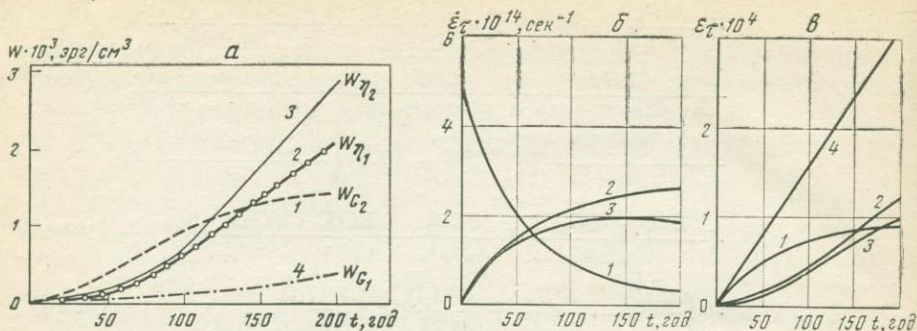


Рис. 10. Временной ход потенциальной и диссипативной энергии (а), скоростей упругих и неупругих деформаций (б), упругих и неупругих деформаций (в) в период подготовки катастрофического землетрясения

цикла. Вместе с тем ни реологические модели, ни общие представления об упрочнении—разупрочнении и сейсмическом цикле не описывают по существу механизма формирования землетрясения. Результаты расчетов (рис. 10, а, в) показывают, что для принятой модели в период подготовки сильного землетрясения временной ход упругих деформаций и их потенциальной энергии (кривые 1) носит релаксационный характер. Релаксация происходит за счет диффузионно-разрывных процессов и как бы затягивает момент возникновения сильного землетрясения [143]. Если интерпретировать релаксационную вязкость γ_2 модели Бюргерса (рис. 8, а) как эффективную макроскопическую вязкость сейсмического течения по Ю. В. Ризниченко [140], то работа деформирования элемента вязкости γ_2 , описываемая кривой W_{γ_2} (рис. 10, а), представляет собой поток энергии фоновой сейсмичности в период подготовки сильного землетрясения. Теоретический временной ход выделения энергии фоновой сейсмичности в период подготовки катастрофического землетрясения (рис. 10, а, кривая 3), так же как и наблюдаемый (по данным С. А. Федотова [172]), характеризуется длительным периодом (около 60 лет) низкой сейсмической активности (период стабилизации сейсмического режима), после чего следует период заметного нарастания сейсмической активности (период форшоков), который характеризуется возрастающей во времени скоростью выделения сейсмической энергии (см. формулу (1. 12)).

Из рис. 10, а видно, что релаксирующая модель Бюргерса, предложенная в качестве реологической модели вещества очаговой зоны, хорошо описывает сглаженный характер сейсмического фона сейсмического цикла, предложенного С. А. Федотовым [172]. Периоду низкой сейсмической активности соответствует начальный период деформирования модели Бюргерса, в течение которого основной вклад в общую деформацию модели

вносит упругая деформация, неупругая деформация незначительна и, следовательно, незначительна диссипация энергии.

Усилению фоновой сейсмичности перед сильным землетрясением соответствует усиление со временем роли неупругой деформации в общей деформации модели Бюргера. При этом неупругая деформация модели Бюргера развивается с возрастающей скоростью (кривая 2, рис. 10, в), что отображает происходящее с возрастающей скоростью накопление диффузионно-разрывных деформаций при приближении сильного землетрясения. Следовательно, диссипация энергии, обусловленная этой неупругой деформацией, происходит в модели Бюргера также с возрастающей скоростью (кривая 3, рис. 10, а), что отображает происходящий в стадии форшоков процесс выделения сейсмической энергии с возрастающей скоростью. Процесс возрастания скорости неупругой деформации в модели Бюргера, деформируемой с постоянной скоростью деформации, сопровождается уменьшением скорости упругой деформации (кривая 1, рис. 10, б) и, следовательно, замедлением возрастания потенциальной энергии упругих напряжений (кривая 1, рис. 10, а), что соответствует замедлению роста потенциальной энергии упругих напряжений в период подготовки сильного землетрясения.

Таким образом, на основании полученных в работе [52] результатов можно считать, что некоторые качественные закономерности энергетики сейсмического цикла правильно отображаются реологической моделью Бюргера. Что же касается количественных сопоставлений энергетических процессов, протекающих в природе и в предложенной реологической модели очаговой зоны, то следует заметить, что такие сопоставления весьма сложны и составляют предмет отдельного исследования. Здесь отметим, что по данным работы [172] среднегодовое количество сейсмической энергии, выделившейся в единице объема на протяжении сейсмических циклов длительностью в среднем около 140 лет, составляет для Курило-Камчатской сейсмогенной зоны $\sim 80 \text{ эрг/см}^3\text{год}$, что по порядку величины совпадает с теоретической среднегодовой диссипацией энергии $W_{\tau_1} + W_{\tau_2}$ на протяжении 140 лет ($\sim 20 \text{ эрг/см}^3\text{год}$). Отметим также совпадение в порядках величин — энергии катастрофических землетрясений [172] и теоретической потенциальной энергии сил гуковской упругости ($W \approx 10^{25} \text{ эрг}$), накопленной за 100—150 лет (рис. 10, а) в объеме очаговой зоны катастрофического землетрясения, равном в среднем $\sim 10^{22} \text{ см}^3$ [128, 189].

Применение реологической модели позволяет макроскопически описать нарастание деформаций с одновременным падением напряжения. При этом можно говорить о том, что напряжения в модели падают за счет релаксации напряжений из-за малой вязкости η_3 , которая как бы снимает возможное увеличение роста напряжений на гуковском элементе. Здесь хорошо видно, как макроскопическое описание процесса деформации среды в рам-

как модели сплошного тела вступает в противоречие с реальными процессами разрушения. Напряжения на отдельных элементах модели одинаковые и равны общему напряжению, а деформации в последовательных элементах различны и их сумма равна общей деформации. Фактически при падении напряжений деформация на гуковском элементе G_2 падает, а вязкая деформация на элементах γ_2 и γ_3 возрастает со скоростью, большей чем $\dot{\epsilon}_0$ для всей модели в целом. Этот процесс существенно зависит от элемента $\sigma_{xz}^* = \sigma_0^* (1 - \beta t)$, условно названного «падающей прочностью». Закон «падения прочности», как и само понятие прочности для «сплошной» среды, фактически не является физическим, так как не может быть (по крайней мере, в настоящее время) получен ни из теории, ни обобщением экспериментальных фактов.

На самом деле, когда мы говорим о появлении разрывных нарушений в среде, по которым происходит «вязкое скольжение» и т. п., необходимо было бы учесть, что напряжение, определяемое как F/S , — лишь некоторая условная величина. Внутри тела при появлении разрывов напряженное состояние становится существенно неоднородным (от нулевых до экстремальных значений) и развитие деформационного процесса определяется не «средними» свойствами среды, которым приписаны значения G_2 , γ_2 , γ_3 , а развитием и взаимодействием разрывов в непрерывно изменяемых ими локальных полях напряжений. По-видимому, нельзя ожидать большого успеха для физики подготовки землетрясений и от введения в единичную реологическую модель переменных коэффициентов, которые должны были бы отразить изменения макроскопических свойств тела при развитии разрывных нарушений вплоть до полного «сквозного» разрушения всей модели (объема, в котором происходит землетрясение). В конечном счете для теории предвестников землетрясения (необратимой стадии подготовки данного землетрясения) необходимо установить и объяснить зависимость скорости деформации и различных физико-механических свойств массы горных пород (или ее крупных частей) от времени.

В реологических моделях (в том числе и обобщенной с переменными коэффициентами) зависимость деформации (или напряжений) и реологических коэффициентов от времени вносится исследователями на основе эксперимента или общих представлений. Таким образом, подбор модели, которая бы отвечала фактическим данным о предвестниках, в лучшем случае окажется макроскопически адекватным описанием процесса. Вместе с тем если такое описание было бы достигнуто, то просчет некоторого класса моделей со свойствами (средними скоростями деформаций и реологическими коэффициентами), отвечающими различным сейсмоактивным областям, мог бы оказаться полезным как для выбора методик наблюдения за предвестниками землетрясений, так и для ряда исследований общих геолого-тектонических процессов. Существенным недостатком представленных здесь мо-

делей является также то, что с их помощью в лучшем случае можно описать процесс деформирования изолированного объема (образца). Землетрясение же представляет собой лишь разрушение одного из элементов, «кирпича», блока, входящего в сложную «конструкцию» земных недр. Поэтому при потере несущей способности одним из элементов («предразрушение») другие его части воспринимают на себя часть нагрузки. В принципе возможно построение реологических моделей, состоящих из параллельных и последовательных цепочек одинаковых моделей [135], однако возникающие здесь трудности даже логического характера весьма велики.

§ 4. О РАЗРУШЕНИИ ТВЕРДЫХ ТЕЛ РОСТОМ ТРЕЩИН

В данном параграфе приводятся некоторые основные сведения по разрушению материалов трещинами, которые представляют интерес для физики очага землетрясений, и проводятся обобщения, которые, по нашему мнению [92, 93], должны учитываться при построении теории подготовки землетрясений.

Реологический подход является логическим следствием феноменологического рассмотрения и игнорирует структурную неоднородность среды и наличие в ней трещин. Соответственно классические теории прочности базировались на представлениях о том, что для разрушения необходимо приложить к материалу напряжение определенной величины, которое для быстрого разрушения является характеристикой материала (предел прочности или временное сопротивление), а для усталостного или замедленного разрушения — характерной для данного материала функцией числа циклов или времени действия нагрузки соответственно. Деформируемая среда полагалась сплошной и однородной и по необходимости исключала возможность физического механизма разрушения, связанного со структурой вещества. Развитие физики твердого тела позволило учесть в теориях прочности модель материала — идеальную кристаллическую решетку, но привело к противоречию: теоретически прочность оказалась на много порядков выше реальной прочности. Преодоление этого противоречия связано с идеями Гриффитса [221], получившими развитие и обобщение в работах Ирвина [225], Орована [243], Баренблатта, Черепанова, Панасюка и других [57, 65, 77, 121, 182].

Основной исходной идеей механики разрушения является то обстоятельство, что разрушение твердого тела почти всегда происходит вследствие развития в нем поверхностей разрыва. Развитие поверхностей разрыва начинается с несовершенств структуры материала, которые в начальный момент рассматриваются как некоторые заданные возмущения, всегда присутствующие в твердом теле. Из прямых наблюдений следует, что эти возмущения реализуются в виде дислокаций.

Возникновение, развитие и скопление дислокаций приводит к появлению в твердом теле субмикро- и микротрещин. Анализ

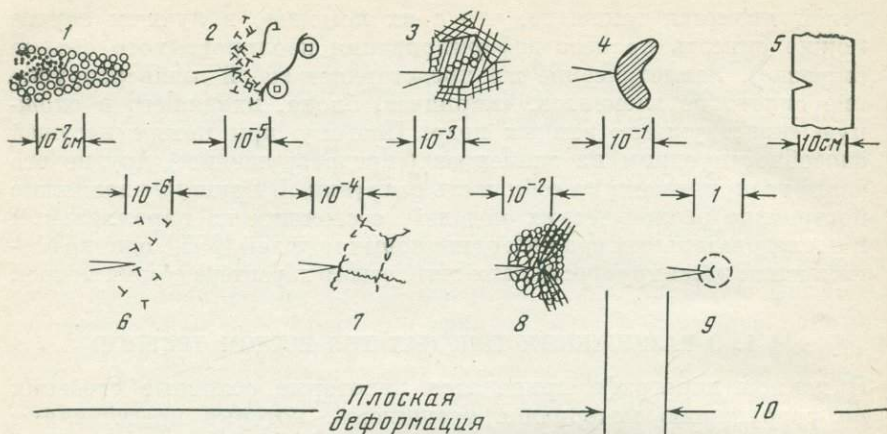


Рис. 11. Схема, иллюстрирующая процесс разрушения с точки зрения шкалы размеров (напряженное состояние оценивается применительно к образцу толщиной 1 мм) [81]

1 — ионное и электронное облако, 2 — выделения по границам субзерен, 3 — пористость зерен, 4 — упругоэластическое поле, 5 — образец или деталь, 6 — дислокации, 7 — линии сдвига по границам субзерен, 8 — большие пластические деформации, 9 — упругая особенность, 10 — плоское напряженное состояние

закономерностей развития этих микродефектов составляет предмет физической теории прочности.

В свою очередь развитие микродефектов приводит к появлению в твердом теле трещин с размерами, превышающими характерный структурный уровень, после которого материал может быть описан моделью сплошной среды с разрывами. Анализ закономерностей развития трещин является предметом собственно механики разрушения. На рис. 11 показана иерархия структур, соответствующих различным уровням описания материала. При нагружении развитие трещин может происходить по-разному. В зависимости от характера приложения нагрузки различают следующие способы описания разрушения: теория предельного равновесия, теория усталостного разрушения и теория длительной прочности.

Теория предельного равновесия трещин составляет основу современной механики разрушения. Формально теория предельного равновесия трещин является обобщением классических теорий прочности путем введения в сплошную среду разреза и критерия разрушения, который не является следствием уравнений состояния и движения сплошной среды.

Критерий разрушения является основным соотношением теории предельного равновесия трещин и имеет следующий вид [65]:

$$\frac{1}{2} G \leq \gamma_{\text{эф}}, \quad (1.21)$$

где $\gamma_{эф}$ — плотность эффективной поверхностной энергии, G — сила, движущая трещину.

В однородном поле напряжения упругой однородной среды сила, движущая трещину, связана с напряжением и размером трещины соотношением

$$G = c\sigma^2 l / 2\mu, \quad (1.22)$$

где c — безразмерный коэффициент, зависящий от формы трещины и типа нагрузки, μ — модуль сдвига среды. Соответственно критическая нагрузка для изолированной трещины

$$\sigma_{кр} = \sqrt{4\mu\gamma_{эф}/cl}. \quad (1.23)$$

При выполнении неравенства (1.21) имеет место концентрация напряжений у концов разрыва. Разрыв становится собственно трещиной только при выполнении равенства (1.21). В этом случае разрыв находится в состоянии предельного равновесия и его дальнейшее развитие может быть как устойчивым, так и неустойчивым.

В устойчивом состоянии трещина неподвижна при постоянной внешней нагрузке. Для увеличения размеров трещины требуется увеличение нагрузки. Если из решения соответствующей задачи механики сплошной среды, содержащей разрыв, и (1.21) найдена связь между внешней нагрузкой σ и размером трещины l , то для устойчивой трещины выполняется неравенство $d\sigma/dl > 0$.

В неустойчивом состоянии равновесия трещина начинает двигаться при достижении нагрузкой некоторого критического значения. В закритической области трещина неустойчиво распространяется при постоянной нагрузке, равной ее предельному значению в момент потери устойчивости. Область неустойчивых состояний равновесия характеризуется неравенством $d\sigma/dl < 0$. Неустойчиво двигающаяся трещина является интенсивным источником упругих волн.

На устойчивость трещины сильно влияет вид напряженного состояния. Так, например, трещина, находящаяся в однородном поле напряжений, будет всегда неустойчива при достижении нагрузкой критического значения ($\sigma \sim l^{-n}$). Трещина, загруженная по берегам, всегда устойчива ($\sigma \sim l^n$). В неоднородном поле напряжений устойчивость или неустойчивость трещин будет зависеть от комбинации этих двух типов нагружения.

Изложенные представления применимы только в случае однородной среды ($\gamma_{эф} = \text{const}$). В неоднородной среде анализ развития разрыва становится несколько сложнее.

На рис. 12 кривыми 1 и 2 показаны зависимости критической нагрузки $\sigma_{кр}$ от длины трещины l для кусочно-однородных сред ($\gamma_{эф}^1 < \gamma_{эф}^2$). Легко видеть, что трещина размером l_1 потеряет устойчивость в среде 1 при достижении нагрузкой величины σ_1 . В то же время трещина будет устойчива в среде 2, для которой критическое

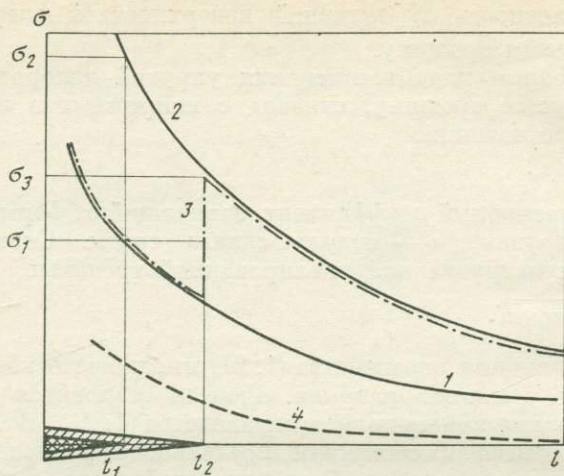


Рис. 12. Зависимость критической нагрузки от длины разрыва

напряжение $\sigma_1 > \sigma_2$ при размере l_1 . В неоднородной среде можно учесть остановку разрыва. Например, для среды, составленной из сред 1 и 2, трещина, потерявшая устойчивость при $\sigma = \sigma_1$, остановится, достигнув размера l_2 , и будет устойчива до тех пор, пока нагрузка не возрастет до величины $\sigma = \sigma_3$.

Пусть теперь удельная поверхностная энергия $\gamma_{эф}$ является непрерывной и дифференцируемой функцией координат точек среды. Условимся, что конфигурация разрыва не изменяется после потери им устойчивости. В силу этого динамический процесс развития разрыва для анализа несуществен и можно ограничиться сведениями об исходном и конечном состояниях, обязательно удовлетворяющих статическим условиям.

В силу соотношений (1.21), (1.22) разрыв неподвижен, если в точке среды x_0 , где находится его кончик, выполняются неравенства

$$\gamma(x_0) - \frac{1}{2}G(\sigma, x_0 - \hat{x}) > 0, \quad -\infty < \gamma'(x_0) < \infty, \quad (1.24)$$

где \hat{x} — координата центра разрыва.

Разрыв неустойчив (динамически развивается) при выполнении неравенств

$$\gamma(x_0) - \frac{1}{2}G(\sigma, x_0 - \hat{x}) < 0, \quad -\infty < \gamma'(x_0) < \infty. \quad (1.25)$$

Необходимо отметить, что из решения динамической задачи механики разрушения следует противоречивость первого из неравенств (1.25) и закона сохранения энергии. Однако при статическом рассмотрении условно можно считать возможным выполнение неравенства (1.25) и понимать его только как условие несущество-

вания разрыва, удовлетворяющего статическому критерию разрушения.

При выполнении равенства

$$\gamma(x_0) - \frac{1}{2}G(\sigma, x_0 - \dot{x}) = 0 \quad (1.26)$$

разрыв находится в состоянии предельного равновесия. При бесконечно малом увеличении нагрузки, а соответственно и силы, движущей трещину, предельно равновесный разрыв не теряет устойчивости в окрестности точки x_0 при следующем соотношении между производными:

$$\gamma'(x_0) - \frac{1}{2}G'(\sigma) > 0. \quad (1.27)$$

Предельно-равновесный разрыв теряет устойчивость при повышении нагрузки, если

$$\gamma'(x_0) - \frac{1}{2}G'(\sigma) < 0. \quad (1.28)$$

Последние два соотношения имеют ясный физический смысл. При бесконечно малом увеличении нагрузки предельно-равновесный разрыв может (или не может) потерять устойчивость, если в той точке среды, где находится его кончик, статическая удельная поверхностная энергия уменьшается (увеличивается) быстрее силы, движущей трещину.

В принятой модели неоднородной среды можно учесть оставку неустойчиво двигающегося разрыва. Это значит, что при последовательном увеличении нагрузки разрыв развивается скачкообразно. Устойчивое развитие предельно-равновесного разрыва наступает лишь при увеличении нагрузки, а неустойчивое — при фиксированной нагрузке, равной некоторому критическому значению в момент потери устойчивости.

Лавинному распространению трещины часто предшествует ее квазистатический рост, происходящий при постоянной нагрузке. В механике трещин проблема описания кинетики трещин разрабатывается в течение последних десяти лет на основе теории предельного равновесия. Условно можно выделить два основных подхода к описанию квазистатического развития трещин.

При первом (*феноменологическом*) подходе анализ базируется на использовании представлений и методов механики сплошных сред. Как правило, рассматривается трещина в вязкоупругой среде. С течением времени смещение по берегам трещины увеличивается. Введение некоторых дополнительных предположений относительно состояния в концевой области трещины приводит к зависимости длины трещины от времени [69, 182].

Во втором (*микроструктурном*) подходе [6, 59] основное внимание уделяется анализу микропроцессов разрушения в концевой зоне трещины. Остальная часть тела обычно рассматривается как упругая. Считается, что очень важна кинетика изменения связей между берегами трещины.

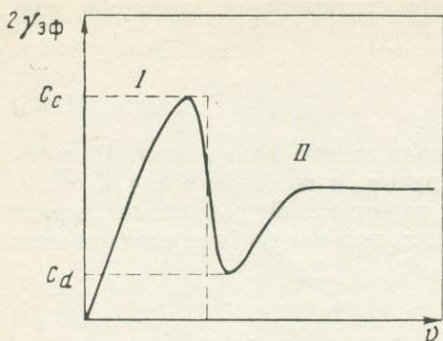


Рис. 13. Зависимость эффективной плотности поверхностной энергии от скорости разрыва

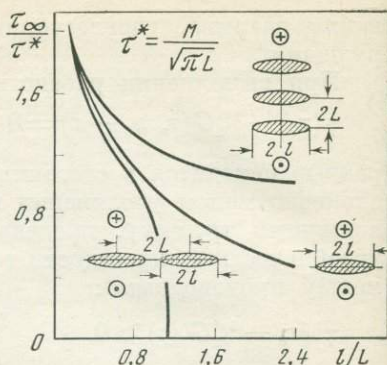


Рис. 14. Устойчивость системы трещин [7]

Следует отметить, что количественное описание процессов, происходящих в концевой зоне трещины, весьма затруднительно, так как не ясны детали физической картины разрушения. Нельзя также игнорировать случайный разброс локальных характеристик среды, изменяющий нередко и сам механизм разрушения.

Основу для понимания кинетики трещин может составлять то обстоятельство, что $\gamma_{эф}$ должна зависеть от скорости движения трещины (рис. 13). Часть энергии для разрушения материала у края трещины может доставляться немеханическим путем, например, за счет флуктуаций теплового движения молекул, снижения поверхностного напряжения активной средой (эффект Ребиндера [133]), химического воздействия агрессивной среды (коррозия под напряжением) и др. Все эти процессы тем больше снижают затраты механической работы, чем длительнее процесс разрушения у края трещины, т. е. чем меньше скорость роста трещины. С другой стороны, при достаточно больших скоростях уменьшаются необратимые (пластические вязкие) потери при разрушении. Быстрое разрушение наступает при достижении силой, движущей трещину, величины, равной максимальному значению $2\gamma_{эф}$, которая обозначается G_c (критическая). При $G < G_c$ происходит медленный квазистатический рост трещины. Если $\gamma_{эф}$ при нулевой скорости трещины имеет конечную величину (что пока не выяснено), то существует интервал безопасных значений G и соответственно интервал безопасных нагрузок, зависящий от размеров трещины (кривая 4 на рис. 12).

Необходимо остановиться также на том факте, что разрушение реальных материалов происходит путем развития большого количества трещин. В этой ситуации процесс разрушения необратим на всех его этапах. Действительно, процесс разрушения со-

стоит в развитии и залечивании разрывов, причем на различных этапах происходит или необратимый рост и слияние разрывов, или необратимое их залечивание, приводящее к восстановлению сплошности материала. Это значит, что в процессе деформирования происходит изменение числа трещин, находящихся в каком-либо состоянии. Разрушение изолированной трещиной следует считать удобным и наглядным необходимым теоретическим приближением.

В механике чаще всего выделяют две стадии разрушения: докритическую, на которой происходит возникновение и квазистатическое подрастание микротрещин, и закритическую, сопровождающуюся лавинным ростом числа и размеров трещин.

Анализ экспериментальных и теоретических работ показывает, что в основе лавинообразной стадии разрушения лежит взаимодействие трещин различного ранга при достижении в материале определенной критической плотности микротрещин [134, 176].

Роль взаимодействия трещин хорошо иллюстрируется зависимостью критических нагрузок от соотношения размеров трещин и промежутка между ними (рис. 14) [7, 182]. При взаимодействии двух неравных трещин установлено [176], что малые трещины замедляют свой рост или вообще останавливаются, если находятся над или под плоскостью большей трещины, и активизируются, если расположены на продолжении плоскости большей трещины. По-видимому, при статистически равномерном рассеянии микротрещин в объеме чаще должны реализоваться (по крайней мере, на начальном этапе взаимодействия) случаи более опасного взаимного расположения трещин.

Необходимо отметить, что при развитии трещин происходит их стягивание к плоскости будущего магистрального разрыва. Хорошей иллюстрацией этого являются опыты Мого и Шольца [233, 252] на образцах горных пород при растущей нагрузке. На рис. 15 показаны результаты, заимствованные из их работ.

Наличие дефектов (структурная неоднородность) приводит к ряду специфических механических эффектов, к числу которых относятся:

1. Зависимость величин, определяющих осредненные по пространству механические свойства тела от параметров структурной неоднородности.
2. Разброс значений механических характеристик, определяемых на идентичных образцах.
3. Масштабный эффект, проявляющийся в зависимости от осредненных механических характеристик и их разброса от масштаба осреднения.

Обычно после проведения экспериментов по разрушению материалов проводится статистическая обработка их результатов и определяется среднее значение измеряемой величины, ее дисперсия и т. д. Во многих случаях дисперсия весьма мала и среднее значение является представительной характеристикой материала. Но часто дисперсия настолько велика, что среднее значение уже

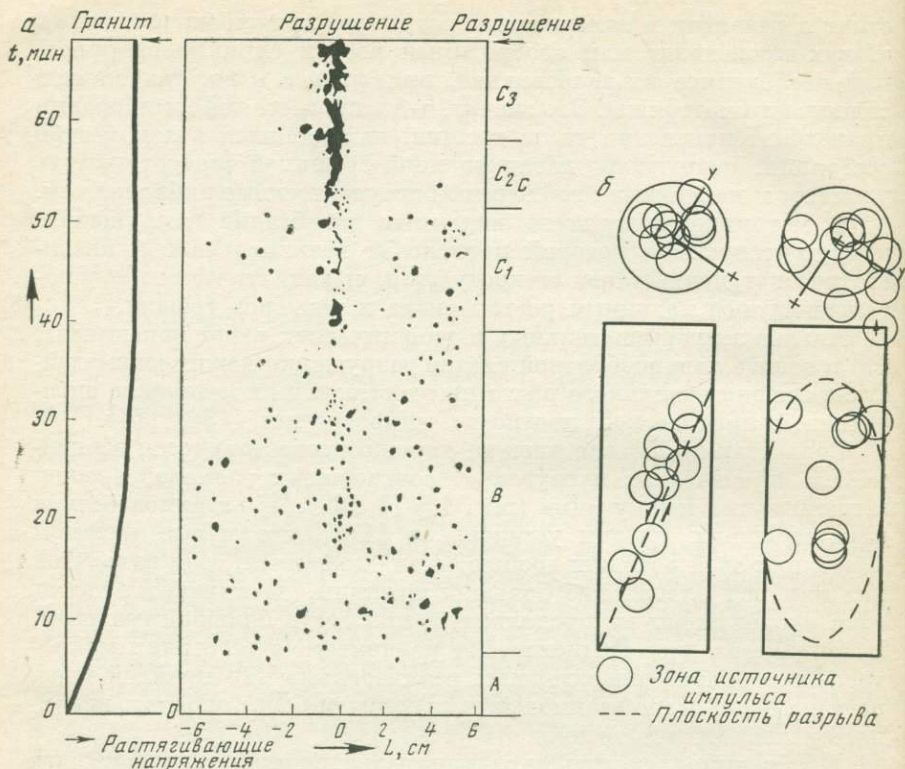


Рис. 15. Локализация источников упругих импульсов вдоль готовящейся поверхности разрыва

а — растягиваемый образец (Моги), б — сжимаемый цилиндрический образец (Шольц), кружки — зоны источника импульса, пунктирная линия — плоскость разрыва

не может служить представительной характеристикой материала. В этих случаях необходимо сам разброс данных рассматривать как существенную особенность процесса разрушения.

Достаточно эффективны методы анализа специфических эффектов (при разрушении неоднородных материалов, и в частности горных пород), опирающиеся на прямые экспериментальные данные о разбросе и простейшие вероятностные модели [184]. В книгах В. В. Болотина [12] и С. Д. Волкова [21] имеется подробный анализ относящихся сюда вопросов и их дальнейшее развитие.

Теория масштабного эффекта [12] объясняет различие в прочности образцов разного объема, но сделанных из одного материала. Источники разрушения (трещины) в этой теории в явном виде не введены. Исследованию прочности материала с явным учетом трещин также посвящено некоторое количество работ. В наиболее

характерной из них, работе П. М. Витвицкого [19], исследуется предельное равновесие упругой изотропной однородной пластины со статистически распределенными в ней трещинами. Трещины и вероятностные законы распределения их геометрических параметров вводятся в явном виде. Развитие даже одной трещины может стать причиной полного разрушения тела. Поэтому абсолютно безопасным являются только такие нагрузки, которые не приводят к развитию ни одной трещины. Максимальная безопасная нагрузка называется предельной для данного тела. Статистической теорией предельного равновесия объяснен масштабный эффект, который зависит от числа трещин в теле и вида напряженного состояния.

Усилиями многих ученых к настоящему времени создан фундамент статистической теории прочности, результаты которой качественно объясняют экспериментальные закономерности и во многих случаях дают хорошее совпадение с ними. Обширные экспериментальные исследования применимости статистической теории прочности к горным породам проводились во ВНИИ Ставропольском [160, 161].

Основным положением статистической теории прочности является утверждение, что прочность тела в целом определяется самым опасным из присутствующих в нем дефектов (гипотеза «слабого звена»). Если в качестве дефекта рассматривать трещину, то, следуя этой гипотезе, наиболее опасна определенным образом ориентированная трещина наибольшей длины. Но, как следует из экспериментов [176], в деформируемом теле редко существуют первоначальные трещины достаточно большой длины. Такие трещины образуются в процессе деформирования за счет возникновения, роста и слияния многих мелких трещин. В связи с этим необходима разработка модели разрушения, в которой бы учитывались основные закономерности процесса, т. е. возникновение большого числа мелких трещин, их рост (как квазистатический, так и динамический) и слияние в одну большую трещину, разрушающую тело.

По-видимому, первая попытка построения такой модели сделана в работе [20], в которой процесс разрушения рассмотрен с позиций физической кинетики, т. е. теории необратимых процессов.

Каждая трещина системы описывается ее состоянием λ в момент времени t . Каждому состоянию трещины сопоставляется своя изображающая точка в пространстве состояний. Если состояние трещины изменяется во времени, то это изменение будет описываться фазовой траекторией $\lambda = \lambda(t)$ в пространстве состояний. Можно представить, что имеется некоторая совокупность возможных траекторий и некоторый механизм случайности избирает одну из них. В системе трещин таким механизмом являются закономерности возникновения, роста и взаимодействия трещин.

Для описания всей совокупности трещин в работе [20] вводится плотность распределения их по состояниям $f(\lambda, t)$.

В процессе деформирования число трещин, находящихся в данном интервале состояний, будет изменяться за счет возникновения трещин, их роста и объединения. Изменение числа трещин данного состояния в единицу времени авторы работы [20] записывают в виде

$$\frac{df}{dt} = \frac{\partial f}{\partial t} + \frac{d\lambda}{dt} \frac{\partial f}{\partial \lambda} = q + q_1 - q_2 + q_3 - q_4, \quad (1.29)$$

где $d\lambda/dt$ — скорость изменения состояния, $q(\lambda, t)$ — плотность распределения трещин, возникающих в единицу времени в интервале $\lambda, \lambda+d\lambda$; $q_1(\lambda, t)$ и $q_2(\lambda, t)$ — соответственно числа трещин, попадающих в результате роста и объединения в интервал $\lambda, \lambda+d\lambda$ и покидающих его в единицу времени, q_3 и q_4 — числа трещин, попадающих в интервал $\lambda, \lambda+d\lambda$ и покидающих его в результате распада.

Это соотношение представляет собой хорошо известное в теоретической физике кинетическое уравнение. Уравнение описывает изменение плотности состояний трещин во времени, обусловленное их возникновением, ростом и слиянием.

К сожалению, строгое решение уравнения не получено, так как многие из сделанных в работе [20] упрощающих предположений физически не обоснованы. Несмотря на это, следует признать перспективность такого подхода для описания кинетики совокупности микротрещин.

Одним из путей развития изложенного подхода является разработка вероятностных критериев неустойчивого распространения разрывов в случайно-неоднородной среде. Пусть при некотором значении нагрузки разрыв данной ориентации и размера l неустойчив в какой-либо точке среды. Вероятность его неустойчивости в интервале L или, другими словами, вид функции распределения интервалов неустойчивого развития разрыва исследуется в работах [22, 94]. Для функции распределения получено дифференциальное уравнение

$$dP(l)/dl = -P(l)f(l), \quad (1.30)$$

решение которого имеет вид

$$P(l_0, l) = P(l_0) \exp \left\{ - \int_{l_0}^l f(\lambda) d\lambda \right\}. \quad (1.31)$$

Полученное соотношение представляет собой распределение интервалов неустойчивого развития разрыва. В формулу (1.31) входит функция $f(\lambda)$, которую нельзя определить из условий поставленной задачи. Для определения этой функции необходимо сделать дополнительные предположения о развитии и остановке разрыва. Очевидно, что эти предположения должны выте-

кату из условия разрушения структуры среды. Удельная статическая поверхностная энергия случайно-неоднородной среды является случайной функцией координат точек среды. Используя аналогию задачи об определении интервалов неустойчивого развития разрыва с теорией выбросов случайных процессов, функцию $f(\lambda)$ определяем следующим образом:

$$f(\lambda) = \lim_{n \rightarrow \infty} \frac{\left(\prod_{k=0}^n \int_{1/2 G_k}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_0^{1/2 G_k} \right) (\gamma'_k - G'_k) W(\gamma_0 \dots \gamma_n \gamma'_0 \dots \gamma'_n) \prod_{k=0}^n d\gamma_k d\gamma'_k d\gamma'_n}{\left(\prod_{k=0}^{n-1} \int_{-\infty}^{\infty} \int_0^{1/2 G_k} \right) W(\gamma_0 \dots \gamma_{n-1} \gamma'_0 \dots \gamma'_{n-1}) \prod_{k=0}^{n-1} d\gamma_k d\gamma'_k} \quad (1.32)$$

Физический смысл последних формул состоит в том, что вероятность $P(l_0, l)$ неустойчивого развития разрыва представляет собой в каждой точке среды случайную величину, зависящую от характера неоднородности среды, нагрузки, ориентации и размера разрыва.

Полученные выражения в принципе позволяют найти распределение интервалов неустойчивости разрыва, если только заданы плотности распределения параметров среды и внешняя нагрузка. Такой подход представляется авторам перспективным, однако ему присущи и недостатки. Они заключаются в достаточно узкой постановке задачи (плоская трещина, гладкая неоднородность).

Необходимо отметить, что в критерии разрушения (1.21) в величину $\gamma_{\text{эф}}$ включены все необратимые затраты энергии, необходимой для продвижения разрыва. Рассматривая процесс разрушения на различных структурных уровнях среды, можно полагать, что сопротивление росту трещин $\gamma_{\text{эф}}$ увеличивается на каждом более высоком уровне, так как в него включаются потери на микротрещинообразование при разрушении предыдущего уровня структуры. С макроскопической точки зрения разрывные смещения на берегах трещин вносят вклад в деформацию материала. Этот вклад пропорционален напряжению и кубу среднего размера трещин. Лавинообразный процесс трещинообразования (и соответственно макродеформации) оказывается неустойчивым, т. е. разрушение может происходить и при снижении макронапряжений. Из-за микрон неоднородности среды процесс неустойчивого трещинообразования локализуется в узких зонах [65], что приводит к образованию магистрального разрыва или полосы текучести. Формирование магистрального разрыва проявляется в неустойчивости процесса макроскопической деформации.

На рис. 16 схематически изображен процесс локализации макродеформации в узкой зоне [65]. При достижении в выделенном объеме напряжения τ_0 и деформации γ_0 в заштрихованной области начинается лавинообразный неустойчивый процесс и дефор-

мация возрастает до γ_A с падением напряжения во всем объеме до τ_1 . Во всех других точках тела, оставшихся в упругом состоянии, деформация «восстанавливается» до γ_B . Этот схематический график иллюстрирует неустойчивость процесса трещинообразования с макроскопической точки зрения.

В последние годы серьезное рассмотрение механики разрушения тел с падающей диаграммой $\tau(\gamma)$ проведено в работах Дж. Райса и его коллег [266—270]. Многие практические вопросы разрушения твердых тел и конструкций разрешены в настоящее время на базе описанных выше представлений. Однако в настоящее время не существует не только законченной обобщенной теории разрушения твердых тел, но и единого подхода к ее построению.

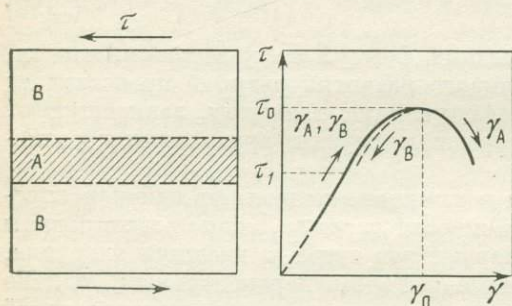


Рис. 16. Локализация деформаций в узкой зоне

Об этом свидетельствуют монографии крупнейших специалистов [57, 65, 77, 121, 182]. Например, в предисловии к семитомному руководству по разрушению Г. Либовиц пишет [77]: «Понимание основ этого явления (хрупкого разрушения) остается в ряде отношений недостаточным, и более всего необходимо углубление понимания связи между лабораторными испытаниями, теоретическими исследованиями и поведением материалов и конструкций в процессе эксплуатации... Дальнейший прогресс... будет в большой степени зависеть от успеха объединения механики сплошных сред с научными дисциплинами, относящимися к материаловедению, физике, математике и химии». Сейсмология, имеющая дело с разрушением пород в больших пространственно-временных интервалах, также вносит существенный вклад в этот прогресс, особенно в понимание последней стадии процесса разрушения, часто не искаженного влиянием границ.

Итак, **общие положения**, которые необходимо учитывать при изучении процессов подготовки землетрясений и построении теорий, таковы:

1. Разрушение материала не пороговое явление, а процесс, развивающийся в пространстве и во времени.
2. Разрушение осуществляется благодаря возникновению, росту и слиянию трещин в неоднородной среде. Развитие трещин происходит как квазистатически, так и динамически.

3. Формирование макроразрыва приводит к перераспределению напряжений и деформаций в некотором объеме среды.

4. Макродеформация этого объема состоит из непрерывной и дискретной компонент, обусловленных развитием в объеме трещин.

5. Образование магистрального разрыва проявляется в виде неустойчивости процесса макродеформации.

6. Процесс разрушения протекает с сохранением подобия на разных масштабных уровнях.

§ 5. ЗАВИСИМОСТЬ ДЛИТЕЛЬНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ПРЕДВЕСТНИКОВ ОТ ЭНЕРГИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Первые попытки количественного описания данных по предвестникам землетрясений принадлежат Рикитаки [246] и И. Л. Нерсесову [63]. В первой из этих работ, по данным Цубокава, построена зависимость времени аномального хода деформаций земной коры от энергии землетрясений и обсуждены различные аспекты зависимости эффектов предвестников от расстояния до очага землетрясений. В работе [63] получена связь длительности аномалий V_P/V_S с энергией землетрясений. Эти исследования и представления о единых причинах, обуславливающих появление различных физико-механических предвестников, послужили стимулом С. И. Зубкову и автору [88] рассмотреть в этом же духе всю совокупность имевшихся в 1971 г. в литературе данных по предвестникам. На рис. 17 представлен сводный график, содержащий около ста данных по различным предвестникам коровых землетрясений Средней Азии, Японии и Камчатки за период 1950—1970 гг.

По оси ординат отложены логарифмы времени проявления $\Delta T_{ан}$ предвестников от момента их регистрации до землетрясения, по оси абсцисс — $K = \lg E$ — логарифмы энергии землетрясений. Основную закономерность — возрастание времени проявления предвестников с ростом энергии землетрясений — подтверждают следующие предвестники: 1) усиление сейсмической активности, 2) аномалии в характеристиках распространения упругих волн, 3) аномальные деформации земной коры, 4) аномальные величины напряженности поля земных токов и эффективного электросопротивления горных пород, 5) увеличение содержания радона в воде в районе эпицентра.

Данные по возрастанию градиента электрического потенциала атмосферы [14] и геоакустической активности [3], а также первые данные по величинам напряженности поля земных токов [158] располагаются на графике существенно ниже основной группы точек. Было высказано предположение, что эти данные могут быть интерпретированы как краткосрочные предвестники (ниже мы вернемся к обсуждению этого вопроса).

Данные по аномальным наклонам земной поверхности [119, 258], несмотря на их многочисленность, не укладываются в какую-

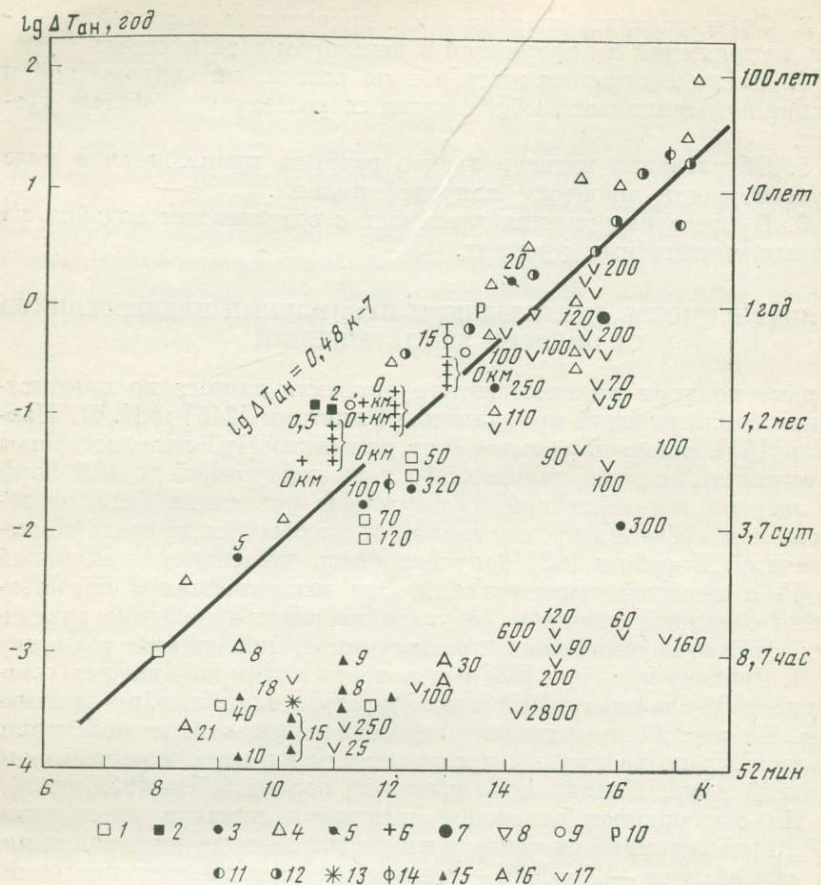


Рис. 17. Сводный график предвестников

1 — grad U [124], 2 — $P_{\text{эф}}$ [8], 3 — ϵ [75], 4 — ϵ [246], 5 — ϵ , Энман, 1971, 6 — $\Delta t_S / \Delta t_P$ [156], 7 — V_P [229], 8 — $\lg P_{s,0} / P_{2,5}$, Болдырев, 1970, 9 — t_P, t_S, A_P , ДВЭ ИФЗ АН СССР, 1966—1970, 10 — ед. Махе [171], 11 — A_{10} [172], 12 — $\epsilon E^{2/3}$ [60], 13 — W/t [88], 14 — A_{Z_0} , Симбирева, 1969, 15 — du/dr [14], 16 — $N_{\text{ар}}$ [3], 17 — ψ' [119, 258]; цифры около значков на графике обозначают гипоцентральное расстояние

либо закономерность. Так, по работе [258] для землетрясений с $K=14 \div 16$ времена проявления аномальных наклонов варьируют в пределах от нескольких часов до нескольких лет. Можно предположить, что этот разброс обусловлен в большой мере недоработанностью в прошлые десятилетия методики измерения наклонов, чрезвычайно высокой зависимостью этих данных от локальных условий.

На приведенном графике видно, что в основной закономерности разброс времени проявления предвестников составляет

более одного порядка (для фиксированного энергетического класса землетрясений). Такой значительный разброс может объясняться как природой самого процесса подготовки землетрясений, так и различием в сейсмических режимах (зависимостью $\Delta T_{ан}$ от сейсмической активности), особенностями геологического строения разных регионов. Начало отсчета времени $\Delta T_{ан}$ зависит от точности методов измерения аномальных возмущений геофизических полей, выделения их на фоне помех и производится с ошибкой, которую трудно установить без специальных исследований. Было также обнаружено, что величина $\Delta T_{ан}$ уменьшается с увеличением эпицентрального расстояния. Это может быть обусловлено изменением во времени величины зоны подготовки землетрясения (для локальных методов измерения) и чувствительностью аппаратуры при измерениях составляющих интегральных характеристик поля.

На рис. 17 прямой линией показан результат определения методом наименьших квадратов осредненной зависимости времени проявления предвестников от энергии землетрясений. При этом определении не использовались данные, отнесенные к краткосрочным предвестникам, и данные по аномальным наклонам земной поверхности.

Осредненная зависимость аномального периода $\Delta T_{ан}$ (в годах) от энергии E (в дж) имеет вид

$$\lg \Delta T_{ан} = \delta \lg E - \xi, \quad (1.33)$$

где $\delta = 0,48 \div 0,50$, $\xi = 7$.

Величина δ получилась близкой к среднему значению наклона γ графиков повторяемости землетрясений для различных регионов. Формально из равенства $\delta = \gamma$ можно сделать вывод, что отношение времени проявления предвестников к периоду повторений землетрясений является постоянной величиной и не зависит от энергии землетрясения. Физическая трактовка такого равенства сложна и многообразна. Предположенная нами возможность «простой физической интерпретации» равенства $\delta = \gamma$ за счет падения напряжений в зоне подготовки землетрясения и внешней аналогии с явлениями длительной прочности являлась, по-видимому, преждевременной и даже, претерпев некоторую трансформацию, вряд ли является удовлетворительной [95].

Несмотря на все различия между землетрясениями и опытами на образцах (по масштабам, условиям и скоростям деформаций), представляет интерес сравнение данных интерполяции графика предвестников в область энергий, характерных для исследований на образцах при давлениях и температурах, соответствующих условиям земных недр [169, 230]. Временные интервалы для энергий 1—100 дж из графика предвестников получают порядка нескольких десятков секунд. Это удовлетворительно согласуется с временными интервалами, в течение которых в опытах с образцами [169, 230] перед их полным разрушением происходило уве-

личение скорости деформации и падение напряжений. В работах С. Д. Виноградова по изучению акустического излучения при разрушении материалов с различной скоростью деформации [18] было установлено подобие графиков повторяемости импульсов с графиками повторяемости землетрясений. Можно думать, что зависимость $\Delta T_{ан} = f(E)$ в известной мере является дополнительным подтверждением выводов С. Д. Виноградова о сопоставимости некоторых временных зависимостей сейсмического режима в широком диапазоне масштабов, что свидетельствует в пользу вывода о независимости характера процесса разрушения от уровня структуры.

Для макроскопического истолкования зависимости воспользуемся некоторыми результатами теории очага землетрясений [68] и корреляционными связями сейсмического момента M_0 с энергией E [195] или энергии E и площади разрыва S .

Преобразуем соотношение (1.33) к виду

$$(\Delta T_1 / \Delta T_2) = (E_1 / E_2)^\delta, \quad (1.34)$$

где E_1 и E_2 — два различных произвольных значения сейсмической энергии землетрясений, а ΔT_1 и ΔT_2 — соответствующие им периоды проявления предвестников (здесь, как и в дальнейшем, у символа $\Delta T_{ан}$ для краткости опущен индекс «ан»). Сейсмическую энергию землетрясения, как показано в работе [68], можно выразить через снятое напряжение $\Delta\sigma$, равное разности начального σ_n и конечного σ_k значений напряжения на площадке разрыва:

$$\Delta\sigma = \sigma_n - \sigma_k, \quad (1.35)$$

и сейсмический момент M_0 землетрясения:

$$E = (\Delta\sigma / 2\mu) M_0, \quad (1.36)$$

где μ — модуль сдвига.

Будем считать, что $\Delta\sigma_1 \neq \Delta\sigma_2$ для землетрясений с энергиями $E_1 \neq E_2$. Экспериментальные корреляционные зависимости сейсмического момента M_0 от энергии E получены в работе [195]. Один из графиков при предположении о степенной форме связи между M_0 и E и использовании метода наименьших квадратов может быть представлен в виде

$$M_0 [\text{дин} \cdot \text{см}] \cong 10^{8,7} E^{1,17} [\text{дж}], \quad (1.37)$$

используя (1.34), (1.36) и (1.37), получим

$$(\Delta T_1 / \Delta T_2) = (\Delta\sigma_1 / \Delta\sigma_2)^{-n}, \quad (1.38)$$

где $n = 2,84$ при $\delta = 0,48$.

Соотношение типа (1.38), связывающее $\Delta T_{ан}$ с $\Delta\sigma$, можно получить другим способом, в основе которого лежит использование зависимости энергии землетрясения E от величины площади S поверхности разрыва. С этой целью заменим в (1.36) сейсмический

момент M_0 согласно его определению [196] через скачок смещения a , площадь S поверхности разрыва и модуль сдвига μ :

$$M_0 = \mu a S \quad (1.39)$$

и подставим выражение [67]

$$a = c (\Delta\sigma/\mu) S^{1/2} \quad (1.40)$$

где c — некоторая безразмерная характеристика очага, изменяющаяся в ограниченных пределах: 0,2—0,4 [68]. В результате

$$E = \frac{c}{2\mu} (\Delta\sigma)^2 S^{3/2}. \quad (1.41)$$

Используя результаты работы [189] о связи протяженности очаговой зоны с энергией землетрясения, после несложных преобразований имеем

$$S^{1,5} = AE^{1,4}, \quad (1.42)$$

где A — некоторая постоянная. Комбинируя (1.34), (1.41) и (1.42), получим

$$(\Delta T_1/\Delta T_2) = (\Delta\sigma_1/\Delta\sigma_2)^{-n}. \quad (1.43)$$

В этом случае $n=2,40$.

Если одновременно использовать корреляционные зависимости (1.38) и (1.42), то выражение $M_0 = c \Delta\sigma S^{3/2}$ из работы [68] приводит к той же обратной степенной зависимости $\Delta T_{ан}$ от $\Delta\sigma$ с коэффициентом $n=2,09$. Заметим, что для получения этой зависимости было предположено, что модуль сдвига μ и коэффициент формы площадки разрыва c из (1.40) не зависят от масштаба разрушения. При таких предположениях экспериментальная кривая $\Delta T_{ан} = f(E)$ приводится к соотношению типа $\Delta T_{ан} \sim \Delta\sigma^{-n}$, которое в первом приближении является аналогом уравнений длительной прочности для не вполне упругих тел, полученных в ряде теоретических и экспериментальных работ.

Рассмотрим в этой связи для примера результаты работы [69], в которой получено отношение времен до разрушения в зависимости от отношения приложенных напряжений в виде

$$t_1^*/t_2^* = (\sigma_1/\sigma_2)^{-4}. \quad (1.44)$$

Эта зависимость получена в результате решения задачи о квазистатическом росте трещины в упруговязкой среде Максвелла. Под действием постоянного напряжения, много меньшего временного сопротивления, трещина растет до некоторой критической длины l^* , при которой начинается ее динамическое распространение (аналог развитию разрыва при землетрясении).

Существенно, что формула (1.44), дающая, как и результаты лабораторных экспериментов, обратную степенную зависимость времени до разрушения от величины напряжения, учитывает в явном виде процесс развития трещины под нагрузкой в упруговязком теле Максвелла, хорошо отвечающем реологическим свой-

ствам горных пород. На рис. 18 приведено сопоставление времени до разрушения, определяемого по этой формуле, с осредненными данными по повторяемости землетрясений для Курило-Камчатской зоны (по работе С. А. Федотова [172]) и временами предвестниковых аномалий. При построении графика t^* (σ) использовано соотношение

$$(\Delta\sigma)^{-7} [\text{бар}] \approx 10^{-22} E [\text{дж}],$$

полученное в работе [95] из сопоставления величин напряжений, снимающихся при разрушении образцов и сбрасываемых в очагах землетрясений, и соответствующих им энергий. Видно, что графики t^* и T имеют различные наклоны: в области малых энергий с $K=2 \div 8$ $t^* < T$, в области энергии с $K=16 \div 18$ $t^* > T$. Это расхождение демонстрирует отличие условий теоретического решения задачи о квазистатическом росте одиночной трещины при постоянной нагрузке от условий формирования магистрального разрыва в поле медленно растущих напряжений в неоднородной среде. Вместе с тем сам вид зависимости — увеличение времени

до разрушения с уменьшением действующего напряжения — сохраняется.

Общий тип зависимости и удовлетворительное совпадение грубых оценок времен разрушения t^* с периодами повторяемости землетрясений T в диапазоне энергетических классов $K \approx 9 \div 15$ позволяет надеяться, что подход к расчету и объяснению периодов повторяемости T и аномальных интервалов $\Delta T_{\text{ан}}$ землетрясений на основе представлений о длительной прочности упруговязких материалов может оказаться перспективным. Следует указать, что учет масштабного фактора — уменьшение эффективных упругих параметров реальных сред с увеличением объема — позволяет в принципе более полно исследовать вопрос об уменьшении сбрасываемых в очагах землетря-

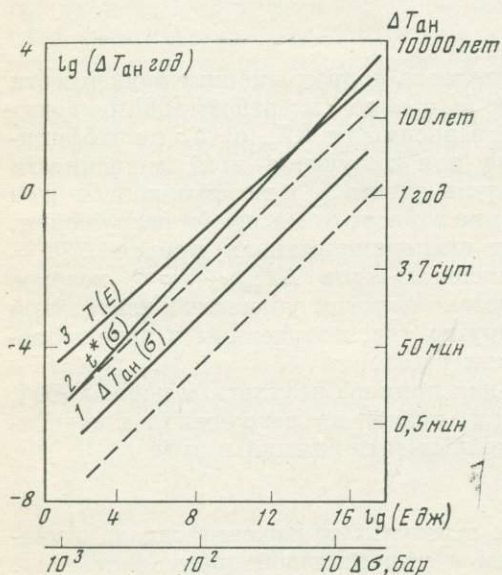


Рис. 18. Длительная прочность горных масс очаговых зон землетрясений

1 — по данным наблюдений предвестников землетрясений, 2 — расчет по уравнению длительной прочности тела Максвелла из работы [69], 3 — периоды повторяемости землетрясений Курило-Камчатской зоны по [172]. Штриховая линия — среднее квадратичное отклонение для $\lg \Delta T_{\text{ан}}$

сений напряжений с ростом энергии. Так, например, совместное решение уравнений (1.37) и (1.42) дает

$$\Delta\sigma \sim E^{-0,23}, \quad \mu \sim E^{-0,04}.$$

Уменьшение эффективного модуля сдвига μ с увеличением энергии E землетрясения, пересчитанное в зависимости от объема пород, оказывается в удовлетворительном согласии с оценками, получаемыми из работ А. И. Савича [148, 149] по масштабному эффекту при измерениях скоростей упругих волн в горных породах.

Описанный здесь подход к макроскопическому истолкованию зависимости $\Delta T_{ан} = f(E)$ нуждается в дополнительной детальной разработке. Однако нам представляется, что предположение о связи длительности аномалий с характером поля напряжений, временным ходом развития отдельных трещин и их совокупностей является более естественным, чем объяснение закона $\Delta T_{ан} = f(E)$ диффузией воды в открытые трещины, как это делается в некоторых работах американских ученых.

§ 6. КАЧЕСТВЕННЫЕ ТЕОРИИ ПОДГОТОВКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Здесь рассматриваются развиваемая при участии автора модель (или качественная теория) лавинно-неустойчивого трещинообразования (ЛНТ) в очаговой зоне землетрясений и физическое обоснование предвестников землетрясений. Идеи этой работы впервые были изложены в совместном докладе с участием О. Г. Шаминой, Б. В. Кострова, Г. А. Соболева на сессии Ученого совета сектора сейсмологии в марте 1971 г., Кишиневском симпозиуме по сейсмическому режиму (V.1971 г.) [100] и Ассамблее МГГС (VIII.1971 г.) [101] и развиты в серии статей [92, 93, 104, 231]. В США различными учеными разрабатывается с 1972 г. другая модель — дилатантно-диффузионная (ДД), в которой также в явном виде заложены представления о трещинообразовании, предшествующем землетрясению [199, 203, 206, 215, 231, 245]. Эта теория получила широкое распространение не только в США. Вместе с тем даже в работах основоположников ДД-модели не все ее аспекты имеют одинаковую трактовку (например, [253]), а объяснения некоторых предвестников часто были прямо противоположными. Так, в работе [252] уменьшение V_P/V_S вначале связывалось с ростом скоростей при преимущественном возрастании V_S . Поэтому представляется важным провести сравнение основ ЛНТ- и ДД-моделей в соответствии с совместной работой [231]. В последнее время идеи трещинообразования использовали для гипотез подготовки землетрясений Уломов [170], Брэди [202], К. Моги [235], В. Стюарт [255], Коиде [261—265]. В целом представления, развитые в этих работах, ближе к модели ЛНТ, так как представления о диффузии воды не используются.

С позиций механики разрушения наиболее критично и полно модели подготовки землетрясений рассматриваются в работах Дж. Райса и Рудницкого [269—272]. В этих работах закладывается фундамент строгого математического подхода к анализу моделей разрушения горных пород.

Модель ЛНТ. На основе положений физики разрушения, сформулированных в предыдущем параграфе, пространственно-временной ход процесса подготовки землетрясения можно описать следующим образом.

В реальных горных породах всегда существуют случайно распределенные дефекты структуры (под дефектами будем понимать трещины различных размеров). Под действием сдвиговых тектонических напряжений происходит медленный рост числа и размеров благоприятно ориентированных дефектов и образование новых. В суммарную («размазанную») деформацию всего объема вносят свой вклад смещения берегов разрывов в каждой трещине. Осредненное проявление этого вида неупругих деформаций соответствует квазипластическому течению вещества. Часть этого течения, связанная с динамическим ростом трещин (землетрясениями), названа Ю. В. Ризниченко сейсмическим течением [139]. Им же установлена в нулевом приближении связь сейсмического течения с энергетикой сейсмического режима и графиком повторяемости землетрясений. Б. В. Костровым показано, что сейсмическое течение может быть количественно рассмотрено с помощью определения сейсмических моментов для совокупности землетрясений [65].

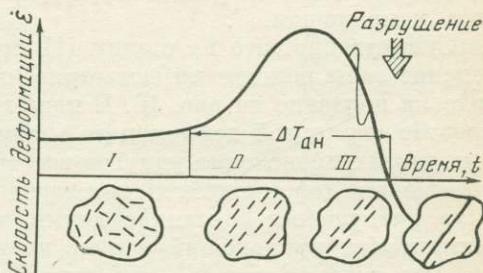
В статистически однородной среде под действием равномерно распределенной нагрузки трещинообразование (и динамическое, и квазистатическое) происходит по всему объему. Это «квазиоднородное» растрескивание хорошо известно для технических материалов и соответствует докритической стадии разрушения. В работе [66] показано, что одной из причин однородности растрескивания может являться образование устойчивых отрывных трещин в конце сдвиговых, а также остановка (задержка) трещин на неоднородностях среды (рис. 12). Уже на этом этапе должны изменяться свойства среды, например, такие, как эффективные модули упругости и квазианизотропия (последнее в случае, если распределение трещин по направлениям неодинаково).

На рис. 19 изображен временной ход скорости средней деформации в зоне подготовки землетрясения. Цифрой I обозначен этап равномерного растрескивания. Стадию I, по-видимому, не следует относить к явлениям «предвестникового» типа в первую очередь потому, что в этот период создаются лишь вероятностные условия возникновения землетрясения.

Переход к стадии II происходит при достижении во всем объеме или его значительной части некоторой критической средней плотности разрывов. Вследствие взаимодействия трещин наступает лавинная стадия подготовки данного землетрясения, ана-

логичная закритической лавинной стадии разрушения материалов (§ 4). Вовлечение в этот процесс все большего числа заторможенных трещин связано с быстрым и резким перераспределением поля локальных напряжений из-за возникновения объединенных трещин более высокого ранга (больших размеров) [131, 176]. Определенную роль в лавинообразном разрушении могут играть и волны напряжений (сейсмическое излучение) от быстрых трещин (микроземлетрясений [176]). Лавинное нарастание числа

Рис. 19. Схема временного хода скорости суммарной деформации $\dot{\epsilon}$ зоны подготовки землетрясения



и размеров трещин приводит к резкому возрастанию скорости общей деформации и изменению интегральных физических характеристик среды.

Если этот процесс приводит к землетрясению, то он должен быть неустойчив. Это значит, что дальнейшее увеличение деформации сопровождается падением напряжения. В силу неоднородности свойств среды неустойчивая деформация стягивается в узкую зону, в которой формируется несколько относительно крупных трещин. При этом из-за общего падения среднего «макро»напряжения в большей части объема трещины перестают развиваться, частично «заживают». Не исключены и возвратные подвижки берегов разрывов, в том числе и быстрые (слабые форшоки). В результате интегральная скорость деформации всей зоны уменьшается на этой третьей (III) стадии (стадии неустойчивости). Происходит восстановление многих интегральных характеристик зоны. Узкая зона неустойчивой деформации характеризуется повышенной концентрацией разрывов и представляет собой поверхность будущего магистрального разрыва. Этот разрыв-землетрясение образуется путем вспарывания перемычек. Качественно процесс вспарывания перемычек аналогичен всему процессу в целом, и поэтому ему должно предшествовать краткосрочное и меньшее по амплитуде изменение скорости деформации. Поскольку разрушение одной из перемычек может оказаться недостаточным для вспарывания всего магистрального разрыва, то таких кратковременных изменений скорости деформации может быть несколько. В этом случае по крайней мере некоторые из этих флуктуаций должны предварять крупные форшоки, а последняя из них — непосредственный форшок или сам главный толчок.

После момента землетрясения вся зона вокруг, прилегающая к плоскости разрыва, оказывается разгруженной. Напряжения переносятся на края этого нового разрыва. (Скорость деформации после землетрясения может стать отрицательной, так как многие мелкие разрывы, освободившись от нагрузок, могут дать обратные подвижки.) Центральными моментами схемы являются два положения: 1) резкое ускорение общей деформации за счет лавинного развития взаимодействующих трещин, 2) замедление скорости деформации из-за неустойчивости процесса при падающем напряжении.

Существенно, что на стадии III происходит своеобразное разделение зоны подготовки землетрясения на две части, как схематически показано на рис. 16. В подзоне, прилегающей к разрыву, процесс неупругой деформации в среднем ускоряется. В остальных частях происходит упругое восстановление и, следовательно, уменьшение деформаций. Малая изученность этого явления в механике разрушения связана с двумя причинами. Во-первых, для технических приложений оно не представляет особого интереса, так как главная задача — не допустить создания в конструкции условий для перехода в лавинную стадию. Во-вторых, длительность этого явления в лабораторных испытаниях часто мала и его развитие сильно зависит от условий опыта, в частности от жесткости машины. Нам известна лишь одна работа [131], в которой при испытаниях слоистых образцов (склеенных пластинок фольги) отмечена временная пауза после перехода разрушения в лавинную стадию. По стягиванию разрушения в узкую зону имеются убедительные примеры в модельных исследованиях сейсмологов К. Моги [235] и О. Г. Шаминой [92]. В геологии имеются многочисленные примеры уменьшения среднего расстояния между трещинами (увеличение густоты) при приближении к главному разрыву [176]. Представления о формировании магистрального разрыва, высказанные М. В. Гзовским и развитые в работе [32], по существу очень близки к предложенной схеме. Авторы [131] указывают, что «бросается в глаза удивительное сходство динамики распределения густоты трещин и распределения микродеформаций в металлах по мере приближения к моменту (или месту) разрушения... По-видимому, это сходство глубоко закономерно и отражает статистическую природу процессов деформации».

Изложенные представления об общем ходе трещинообразования позволяют объяснить поведение во времени различных предвестников. На рис. 20 схематически изображен ход предвестников, отвечающий рассмотренному нами процессу.

Все предвестники типа изменения расстояний и высоты между точками поверхности Земли, наклоны связаны с величиной общей деформации, и их общий вид получается простым интегрированием скорости деформации.

Скорости упругих волн определяются в основном эффективными модулями упругости среды. Поскольку эффективный мо-

дуть упругости при трещинообразовании (если длина волны больше размеров трещин) падает при лавинообразном нарастании трещинообразования (стадия II), скорости упругих волн резко уменьшаются. На стадии III при закрытии большинства малых трещин вдали от главного разлома эффективный динамический модуль упругости восстанавливается. Отношение скоростей продольных и поперечных волн будет иметь тот же вид.

Предположим, что сумма площадей динамических разрывов пропорциональна сумме площадей медленного подрастания разрывов. Известно также, что площадь динамического разрыва $S \approx E^{2/3}$. Тогда график $\sum_{\Delta t} E^{2/3} =$

$=f(t)$ слабых землетрясений по интервалам времени Δt , много меньших времени $\Delta T_{ан}$ подготовки главного разрыва, должен также иметь бухтообразную форму, отражающую ход процесса трещинообразования.

Уменьшение наклона графика повторяемости землетрясений (увеличение доли сильных землетрясений, связанное с увеличенной частотой возникновения длинных трещин путем соединения малых) должно быть довольно резким на стадии II и, возможно, несколько замедленным на стадии III.

Увеличение содержания радона и других продуктов радиоактивного распада, а также увеличение дебита источников связаны с величиной трещиноватости горных пород и поэтому резко увеличиваются на стадии II и слабо на стадии III, когда образуются большие, но редкие разрывы. Можно ожидать и падение кривой этого предвестника перед землетрясением, когда многие мелкие трещины закрываются.

Электросопротивление сухих горных пород должно увеличиваться на стадии II и восстанавливаться на стадии III. Напротив, в водонасыщенных по-

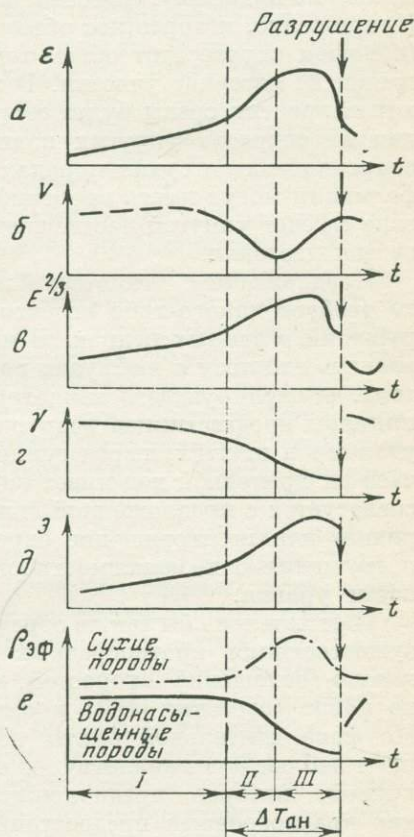


Рис. 20. Схематическое изображение предвестников землетрясений

a — деформации, б — сейсмические скорости, в — среднее значение суммарной площади поверхностей разрывов, г — наклон графика повторяемости, д — пористость, эмиссия радона, е — электрическое сопротивление

родах в случае, если вода успевает диффундировать в образующиеся трещины, электросопротивление должно резко падать на стадии II и продолжать уменьшаться, хотя и замедленно, на стадии III.

Рассмотренный ход предвестников отвечает их поведению при измерениях непосредственно в зоне, где происходят процессы лавинообразного трещинообразования. При проведении измерений деформаций и физических характеристик среды за границами этой зоны эффекты будут связаны не с трещинообразованием, а со сравнительно резким изменением напряженного состояния. Здесь, по-видимому, уместна аналогия с горными выработками. Напряжение, которое нес объем породы, удаленной из выработки (в нашем случае этот объем теряет несущую способность), передается на соседние участки. В этом случае изменения некоторых характеристик среды будут иметь другой знак, например на стадии II скорость упругих волн должна возрасти, а электросопротивление в сухих породах уменьшится. В то же время деформации могут иметь временной ход, подобный ходу в очаговой зоне за счет упругой части, следующей за ходом напряжений вне зоны подготовки.

Предложенная гипотеза подготовки очага землетрясения не требует какого-либо особого механизма при объяснении разрушений в земных недрах. В частности, нет необходимости привлекать гипотезу о диффузии воды в трещины как основного фактора, стимулирующего землетрясение. На рис. 21 представлены примеры предвестников разрушения на образцах, перед горными ударами в шахтах, перед землетрясениями. В большинстве случаев их временной ход имеет вид бухты или полубухты и хорошо согласуется с предложенной гипотезой. Этот факт можно рассматривать как подтверждение справедливости положения механики разрушения о независимости описания разрушения от масштабаности уровня.

Нам хотелось бы также обратить внимание на некоторые факты существования краткосрочных предвестников. На рис. 22 показано отношение скоростей продольных и поперечных волн из работ советских [109] и американских [194] исследователей. На фоне длительной бухты непосредственно перед землетрясением наблюдается аналогичное кратковременное изменение формы кривой, которое предположительно можно интерпретировать как краткосрочный предвестник. На нижнем графике этому колебанию соответствует форшок с $M=1,8$.

Дилатантно-диффузионная ДД-модель (по работе [231]). Явление дилатансии в горных породах впервые отмечено Бриджменом [209] в 1949 г., хотя известно для почв уже около тридцати лет. Увеличение объема образца происходит при сжатии из-за образования трещин отрыва. Изучению этого эффекта посвящено большое количество исследований [161, 179, 203, 206, 244, 252]. В США ведущим исследователем проблемы дилатансии примени-

тельно к сейсмологии с середины 1960-х годов является В. Брей [203]. В работе [231] говорится, что «трещины начинают формироваться при напряжениях около половины прочности пород на разрушение отрывом, их плоскости примерно параллельны направлению плоскости наименьшей силы сжатия. При возрастании напряжения трещины удлиняются и множатся. Если напряжение возрастает далее, трещины соединяются механизмом, плохо понимаемым в настоящее время, в один или несколько разрывов». Подчеркиваются имеющиеся указания (при испытаниях на весьма жестких машинах) [244], что существует очень узкий интервал напряжений, при которых дилатантное трещинообразование концентрируется вдоль направления будущего разрыва. Авторам ДД-модели не известны работы Ставрогина 1964—1968 гг. [160, 161], в которых также изучалось увеличение объема при трехстороннем сжатии и предложена модель образования магистрального ступенчатообразного скалывающего разрыва в образце путем объединения и взаимодействия трещин скола и отрыва.

На основании представлений о микротрещинах отрыва были предложены два варианта образования крупномасштабных (порядка метров) трещин отрыва. Первый вариант — прямой аналог микротрещин в образцах, примеры таких трещин найдены в рудных залежах [236]. Вторая форма крупномасштабных трещин дилатансии должна быть вдоль соединений, разломов и других неоднородностей, которые ориентированы вдоль соответствующего направления относительно максимума сжатия. Раскрытие таких трещин связывается с эффектом расклинивания, подобном показанному в работе [211] на модели среды с искусственными трещинами.

Физические эффекты, являющиеся результатом возникновения трещин отрыва, хорошо известны довольно давно, хотя в оригинальных работах не использовался термин дилатансии. Прежде всего это падение скорости продольных волн в соответствующих направлениях к максимальным сжатиям [142, 157, 204, 249, 252]. Было обнаружено падение сопротивлений в направлении, параллельном максимальному сжатию, в соответствии с дилатантным расширением объема более чем на порядок величины [207]. Высказывается мнение, что физические эффекты в образцах пород (падение скоростей упругих волн и электрических сопротивлений в соответствующих направлениях к осям сжатия) хорошо объясняются дилатансией и уже сами по себе могут быть использованы для предсказания землетрясений [204]. Непосредственным же толчком для использования (развития) дилатантной модели явилось «сообщение советских сейсмологов о сильных (dramatic) изменениях скорости в Гарме» и необходимость найти механизм, определяющий восстановление скорости перед землетрясением. Ключевое предположение было сделано Нуром [241], который показал, что отношение V_P/V_S может быть обратимым, если дилатантные трещины содержат воду или

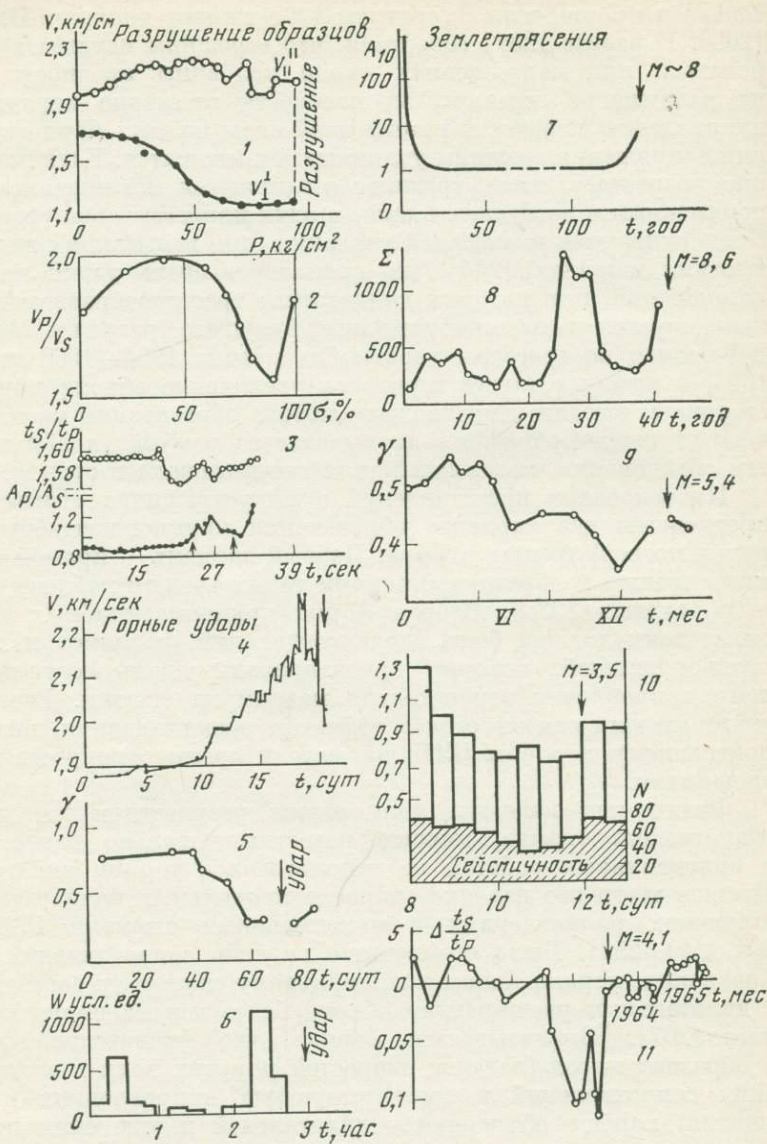
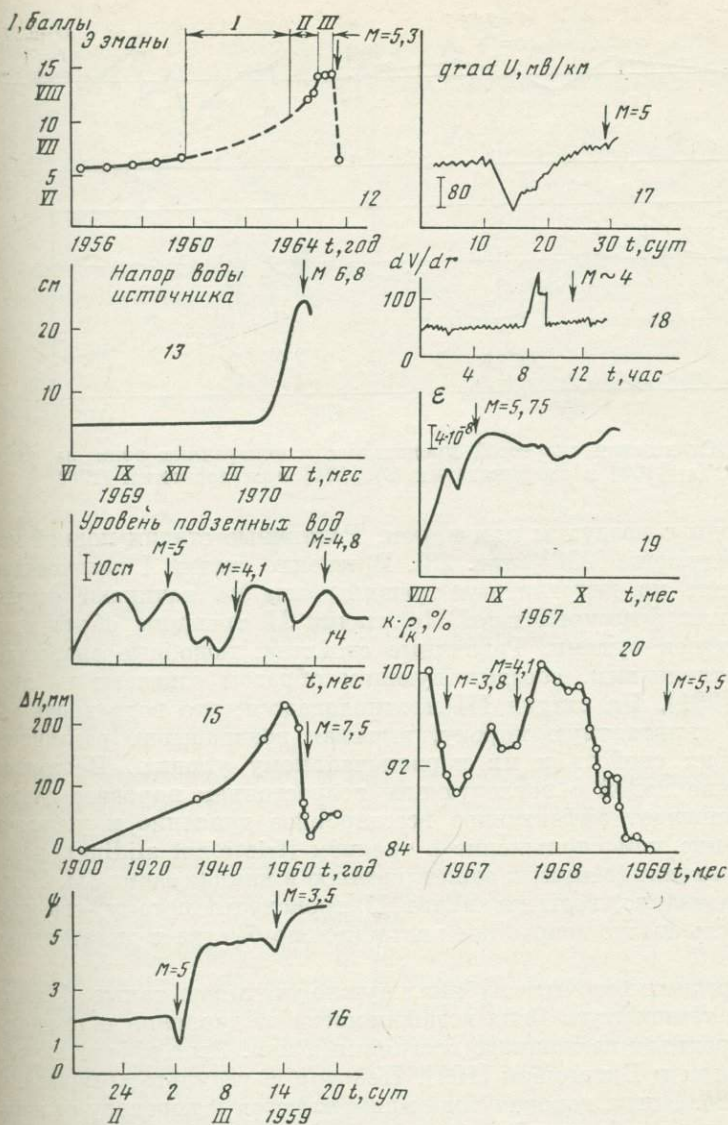


Рис. 21. Примеры предвестников разрушения на образцах перед горными ударами в шахтах и перед землетрясениями

Разрушение образцов: 1 — скорость в образце параллельно и перпендикулярно нагрузке [84], 2 — V_p/V_s в образце мрамора, σ_p — разрушающая нагрузка [169], 3 — отношение времен прихода и амплитуд продольных и поперечных волн, проходящих через область подготовки трещины сдвига в образце алебаstra; малая стрелка — процесс образования микротрещин, большая — макротрещины [92]



Горные удары: 4 — скорость распространения продольных волн в угольном массиве в зависимости от расстояния до фронта очистных работ [84], 5 — наклон графика повторяемости γ [16], 6 — средняя энергия упругих импульсов W [17].

Землетрясения: 7 — сейсмическая активность A_{10} [172], 8 — суммарная энергия $\Sigma(t)$ [60], 9 — наклон графика повторяемости γ [83], 10 — величина параметра b и сейсмичность [253], 11 — отношение времен пробега продольных и поперечных волн от слабых землетрясений [156], 12 — концентрация радона [171], 13 — дебит источника минеральных вод [170], 14 — уровень подземных вод [273], 15 — вертикальные движения ΔH [275], 16 — наклоны ψ [119], 17 — электротеллурический потенциал [158], 18 — электрические потенциалы в атмосфере [14], 19 — деформации ϵ [274], 20 — электросопротивления ρ_{ϕ} [153]

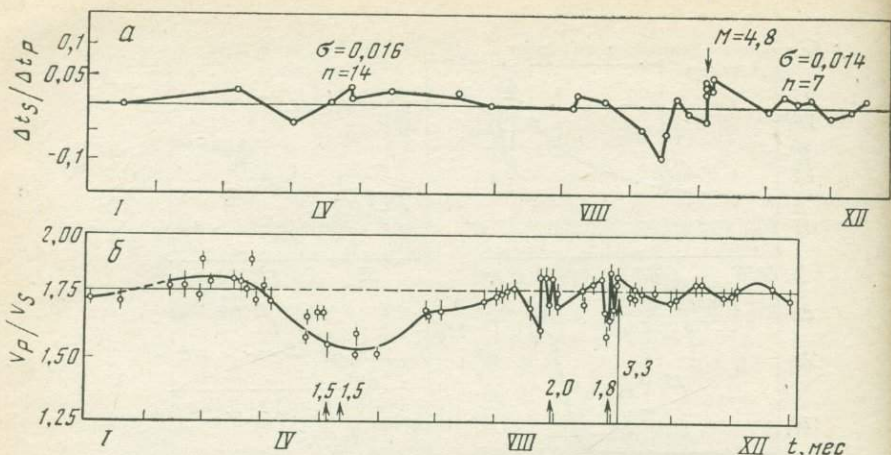


Рис. 22. Отношение скоростей продольных и поперечных волн из работ советских (а) [109] и американских (б) [194] исследователей (1963)

смесь воды с воздухом или паром. Различные стадии полной модели следующие [231] (рис. 23). В течение стадии I напряжение возрастает, но дилатантные трещины еще не начинают открываться или формироваться. На стадии II трещины образуются и становятся сухими. Различные свойства, подобные скоростям и сопротивлениям, соответствующим образом отвечают на этот эффект [231]. На стадии III предполагается, что вода вновь заполняет дилатантную породу, вызывая возвращение различных физических свойств к их первоначальному уровню. Повторное заполнение водой с последующим возрастанием порового давления уменьшает эффективное всестороннее давление и ускоряет разрушение или скольжение с трением (frictional sliding), которые и приводят (causes) к землетрясению в конце стадии III. Течение (притекание) воды на стадии II происходит потому, что проницаемость также возрастает экстремально быстро в дилатантных породах.

На средних коровых глубинах нужно учитывать также эффекты высоких температур. Вода в зависимости от давления и температуры переходит из жидкого состояния в пар. Этот эффект изучен Андерсоном и Виткомбом [199]. Некоторые результаты показаны на рис. 24. Когда коровая вода приближается к переходу от жидкости к пару, объемный модуль подвергается очень сильным изменениям. Это отражается на изменении скоростей V_P и V_S и их отношения. Различные стадии обозначены на рис. 24 номерами от 1 до 5. Дилатансия и падающее поровое давление вначале производят лишь малые изменения от стадии 1 до 2. Однако, когда переход приближается, свойства изменяются сильно (стадии 3, 4), изменение V_P больше, чем V_S , соответственно падает отношение V_P/V_S . Фаза восстановления между стадиями 4 и 5, когда вода

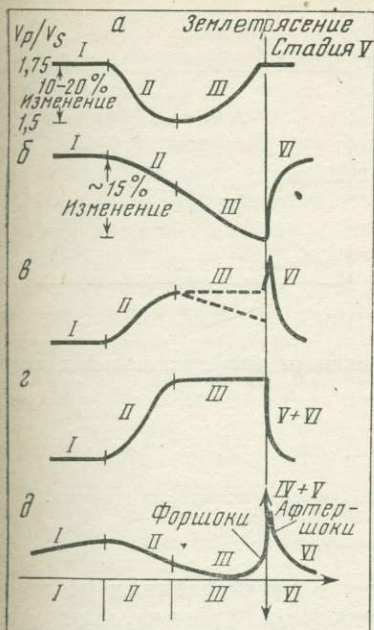
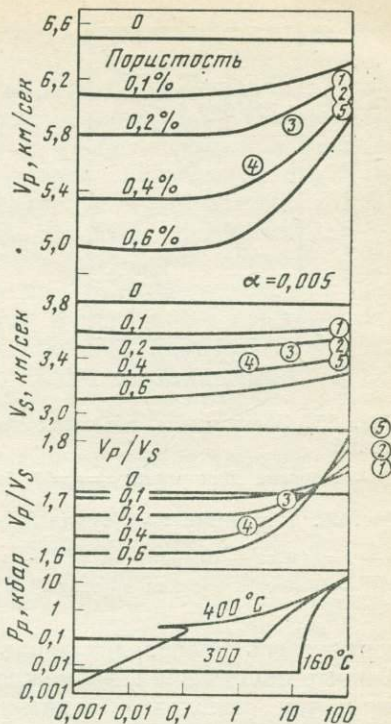


Рис. 23. Изменения различных физических параметров за период от начала подготовки землетрясения до конца стадии афтершоков

Рис. 24. Зависимость V_P , V_S и V_P/V_S от пористости и объемного модуля водонасыщенной породы



вследствие возрастания проницаемости возвращается (re-enters) в трещины и отодвигает поровую жидкость от перехода жидкость—пар, скорости, особенно V_P , восстанавливаются и отношение V_P/V_S приближается к нормальному уровню. Все предвестники на рис. 24, кроме скоростей, объясняются только качественно по ДД-модели, как и по ЛНТ-модели. Эффект скорости рассчитывается и количественно при различных предположениях о густоте трещин, их раскрытости и т. п.*

ДД-модель была развита принципиально для неглубоких землетрясений, обычных для Калифорнии. Типичные землетря-

* Заметим, что такой количественный расчет (см., например, [242]) возможен для любой гипотезы, использующей эффект трещинообразования. На самом деле при таком расчете исходят не из какой-либо реальной системы трещин (например, взятой из геологической съемки или экстраполированной из модельных экспериментов), а подбирают систему, отвечающую заданному изменению скоростей.

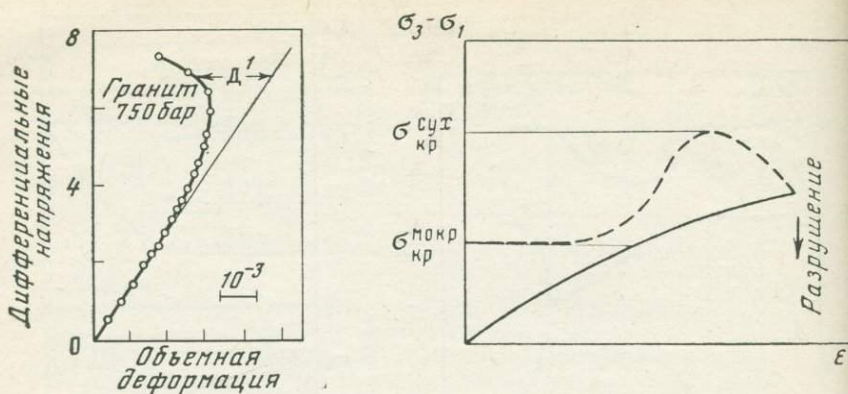


Рис. 25. Зависимость объемной деформации от дифференциальных напряжений

D^1 — величина дилатансии: $\sigma_2 = \sigma_3 = 750$ бар

Рис. 26. Диаграмма $\sigma = f(\epsilon)$ для ДД-модели

1 — $\sigma = f(\epsilon)$, 2 — $\sigma_{\text{прочн}} = f(\epsilon)$, $\sigma_{\text{мокр}}$ — прочность в водонасыщенных породах, $\sigma_{\text{сух}}$ — прочность в сухих породах

сения здесь происходят вдоль хорошо установленных разломов. Так что напряжения, возможно, остаются на уровнях, много меньших, чем необходимые для разрушения ненарушенных пород. Американские авторы статьи [231] поэтому считают, что суммарная дилатансия, возможно, намного меньше в этом случае, чем при разрушении свежих пород. Тогда в течение дилатансии нужно рассматривать повторное открывание старых трещин, когда напряжение циклически возрастает и падает [238]. Многие из явлений, наблюдаемые при формировании разрыва, могут не происходить перед скольжением с трением. Тем не менее, вероятно, имеется достаточное суммарное дилатантное изменение объема перед таким скольжением для создания изменений электрических и упругих свойств, обычно наблюдаемых в лабораторных условиях [206].

Сравнение и тесты для ЛНТ- и ДД-моделей. Ни в одной из работ о ДД-модели не приводится простых схем связи между макронапряжением и осредненной деформацией всего объема, где происходит дилатансия, хотя и имеется большое число работ по дилатантным деформациям образцов. Это понятно, так как объемная деформация при раскрытии трещин меняет свой знак и диаграмма $\sigma = f(\epsilon)$ приобретает непривычный вид [238] (рис. 25) уже и для сухого образца. Все же если воспользоваться условной зависимостью продольной деформации от дифференциального напряжения $\sigma_1 - \sigma_3$, то общая схема представлений ДД-модели приобретает прозрачный смысл (рис. 26). Фактически во всех работах по дилатансии так или иначе используется понятие проч-

ности как физической характеристики. Критическое напряжение для водонасыщенной породы ниже, чем для сухой, из-за порового гидростатического давления. При образовании открытых трещин (пор) порода осушается и происходит «дилатантное упрочнение», критическая прочность $\sigma_{кр}$ переходит на более высокий уровень. Затем через некоторое время, зависящее от объема, проницаемости пород, интенсивности внешних или внутренних источников, из которых поступает вода, кривая прочности падает. За это время напряжения нарастают (на нашем рисунке время связано с деформацией) и происходит разрушение*.

Модели ЛНТ и ДД различаются в некоторых существенных чертах, что в принципе позволяет предложить и полевые тесты, которые могли бы быть диагностическими. Для удобства эти различия сведены в таблицу.

Из таблицы видно, что для определения, какая из предложенных качественных теорий правильнее отражает процесс подготовки землетрясений, можно воспользоваться измерениями ориентации трещин, временного хода напряжений, давления поровой жидкости, анизотропии свойств очаговой зоны. Не все эти измерения реально осуществимы в настоящее время. Например, трудно пока представить возможность прямых определений хода напряжений, осредненных по большим объемам. В то же время более реально определить максимум изменений электропроводности во время аномального периода, который должен быть параллельным будущему разрыву в ЛНТ-модели и под углом для ДД-модели. Скорости, электропроводность и другие явления в ЛНТ-модели должны варьировать по-разному как в подзонах всего объема подготовки землетрясения, так и вне его. Наши коллеги [231] пошли даже дальше, записав, что «любые изменения в направлении свойств (изменения анизотропии) в течение аномального периода будут в пользу модели ЛНТ».

Нам, однако, представляется, что не все подчеркнутые различия, полезные для прояснения настоящей ситуации, являются принципиально несовместимыми в будущей более общей теории подготовки землетрясений, учитывающей конкретные физические и геологические условия в разных регионах и на разных глубинах.

Например, в ЛНТ-модели не требуется диффузии воды как главного провоцирующего фактора землетрясения. Вместе с тем отмеченные в § 4 явления коррозии под напряжением в присутствии достаточного количества воды безусловно могут сильно влиять на скорости и характер процессов предразрушения. Образование отрывных трещин, в том числе и на концах сдвиговых

* Известная искусственность такой модели подчеркнута в документах Петроузской конференции 1974 г. Дж. Райсом, конвинуером одного из симпозиумов: «Почему не может произойти землетрясений в осушенной породе, при возрастании напряжения до критического уровня, пока еще не вернулась вода?»

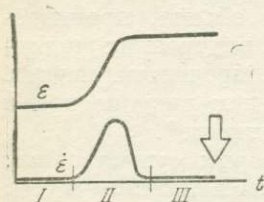
Сводная таблица

Сравнение физических процессов подготовки землетрясения по моделям

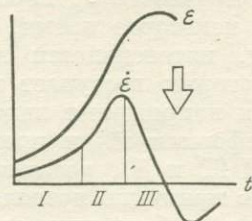
ДД (США)

Ход скоростей деформаций и стадии подготовки

ЛНТ (ИФЗ)



- I Упругая
- II Дилатантная
- III Диффузная



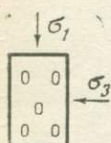
- I Упругость + однородное растрескивание
- II Лавинное взаимодействие
- III Неустойчивость процесса. Разделение на подзоны

Место главного разлома

Землетрясение в основном по готовым разрывам

- По новому месту
- По старому разлому
- По продолжению живущего

Характеристики трещинообразования



II — Трещины отрыва



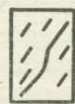
II — Преимущественно трещины сдвига

Рост числа и размеров за счет роста макронапряжений (упругое раскрытие)

Рост числа и размеров за счет взаимодействия и скачкообразного перераспределения локальных напряжений



III — Заполнение трещин водой. Распределение не меняется



III — Сгущение к будущему разрыву. Остановка развития и заживление на удалении

Размеры

Не более метров
Не связаны с энергией главного толчка

Зависят от энергии главного толчка

Преимущественная ориентация по отношению к главному разрыву

Под углом

Параллельно

Может использоваться для проверки

Макронапряжения

Растут до максимума

Падают

Могут использоваться для проверки

Поровая жидкость

Играет главную роль

Не требуется

Может использоваться для проверки

Анизотропия

Не изменяется

Меняется в разных частях зоны

Может использоваться для проверки

[22], может играть существенную (хотя и не определяющую) роль на всех этапах подготовки землетрясения, в том числе и при формировании главного разрыва. По-видимому, основным различием в описанных подходах в настоящее время является то, что в модели ЛНТ предлагается внутренний механизм саморазвития процесса по принципу подобия на различных структурных уровнях, а в ДД-модели этого нет. Так, форшоковая активность в ЛНТ-модели формирует подготовку более сильных землетрясений. В ДД-модели (хотя нигде этого прямо не говорится) землетрясения различных классов в одной зоне есть следствие диффузии воды и неоднородности зоны по свойствам и напряжениям.

В заключение следует отметить важный для сейсмологии факт: Н. В. Шебалин и его сотрудники обнаружили в последнее время в афтершоках Дагестанского землетрясения подвижки с обратным знаком [4]. Такие афтершоки были предсказаны ЛНТ-моделью более чем за год.

Выводы и основные результаты. Рассмотренные в настоящей главе вопросы физики разрушения и геофизические факты свидетельствуют, что землетрясению — образованию динамического разрыва материала Земли — должен предшествовать специфический процесс трещинообразования в некотором объеме, сопровождаемый неупругой квазипластической деформацией, падением осредненных напряжений, возникновением и перераспределением локальных напряжений как внутри этого объема, так и вне его. Таким образом, землетрясение не является пороговым эффектом типа хрупкого разрушения однородных материалов при быстром росте нагрузки. Отсюда вытекает принципиальная возможность исследовать развитие этого процесса во времени и пространстве с помощью упругих волн, характеристики распространения которых зависят от осредненных и локальных физико-механических свойств среды. Соответственно для развития метода сейсмического просвечивания недостаточно знать зависимости скоростей и поглощения волн от неразрушающих нагрузок; большое значение приобретает изучение характеристик распространения волн в зависимости от степени и вида трещиноватости горных пород.

Связь длительности проявления аномалий с энергией землетрясения должна учитываться при выборе временной последовательности наблюдений и выборе интервалов осреднения данных при интерпретации. По модели ЛНТ с увеличением энергии готовящегося землетрясения должны возрастать средние размеры трещин, его подготавливающих. Поэтому выбор баз измерений и всей их совокупности (системы наблюдений) должен позволять проводить осреднение данных по достаточным площадям (объемам), чтобы выявить общий ход процесса на фоне возможных резких локальных изменений, вызываемых развитием отдельных трещин. С другой стороны, система наблюдений должна обеспечивать достаточную детальность для установления времени перехода про-

цесса в неустойчивую стадию и определения места его локализации, места готовящегося разрыва. Эти положения дают более полное обоснование постановки исследований, выбора конкретных методик наблюдений по сейсмическому просвечиванию (а также и других видов изучения предвестников), чем это было возможно при начале работ в 1965 г. Однако один из главных моментов — учет возможной роли объемного трещинообразования — был с самого начала заложен в подходы и задачи лабораторных и полевых исследований, что позволило применить развитые положения на завершающих стадиях настоящей работы.

Физическая модель подготовки землетрясения разрывами, трещинами на низших уровнях структуры выходит за рамки только прогностических исследований и открывает новые возможности как для изучения вопросов последействия (афтершоков, остаточных деформаций), так и для исследования совокупности землетрясений и получения дополнительных данных о физико-геологических условиях формирования максимально возможных землетрясений в конкретных регионах.

Перечислим отдельные результаты настоящей главы, которые имеют также самостоятельное значение (вне метода сейсмического просвечивания).

1. Предложена модель процесса подготовки землетрясения лавинно-неустойчивым трещинообразованием, объясняющая необходимость и характер предвестников землетрясений как в зоне подготовки, так и вне ее.

2. Рассмотрена более поздняя модель дилатантно-диффузионного механизма объяснения предвестников землетрясений. Показано, что эта модель недостаточно обоснована для применения в сейсмологии.

3. Исследован временной ход деформаций и напряжений для реологических моделей сейсмического цикла, обсуждена их применимость.

4. Проведено обобщение графика предвестников землетрясений — связь длительности аномалий с энергией землетрясений. Можно утверждать, что эта зависимость имеет фундаментальный характер. Показано, что макроскопически связь $\Delta T_{ан} = f(E)$ может быть истолкована как явление длительной прочности с одновременным действием масштабного эффекта: большие землетрясения в среднем происходят при меньших действующих напряжениях.

5. На основании обобщенного графика предвестников выдвинуто предположение о существовании краткосрочных предвестников. Дано объяснение их физической причины (вспарывание перемычек готовящегося магистрального разрыва).

6. Рассмотрена применимость статистических теорий прочности в сейсмологии и намечены пути решения задач о распространении разрывов в неоднородной среде.

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТОДА
СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОСВЕЧИВАНИЯ

Скорость распространения и затухание упругих волн зависят от величины и характера напряженного состояния и степени нарушенности горных пород, от соотношения длины волны с размерами неоднородностей. Эти зависимости, установленные вначале по сейсмологическим наблюдениям и изученные в многочисленных лабораторных экспериментах и теоретически, и являются основой для применения сейсмического метода для изучения изменений напряженного состояния и процессов разрушения в земных недрах.

Главной причиной большой чувствительности характеристик распространения волн в горных породах к изменениям напряженного состояния и связанным с ними процессам трещинообразования является неоднородность, агрегатность состава пород на всех масштабных уровнях. Исследованиям многочисленных связей и зависимостей характеристик распространения волн для различных типов пород, характера напряженного состояния, температуры, водонасыщенности и пр. посвящены десятки монографий и сотни статей. Обобщению этих зависимостей для изучения напряженного состояния и процессов разрушения пород в естественных условиях на основе собственных исследований и литературных данных посвящена значительная часть работы [84]. За прошедшее десятилетие появилось много тонких лабораторных исследований в горных породах и искусственных материалах с помощью ультразвука [92, 162, 168, 187, 193, 248]. Они касаются последней стадии предразрушения в различных P, T -условиях.

Фактически доказано, что скачкообразное изменение скоростей на последней стадии предразрушения, выявленное в работах [84, 142, 144], присуще почти всем типам разрушения пород при достаточно медленном нагружении. Можно надеяться, что и данные [92, 142, 162] о «восстановлении» скоростей волн перед разрушением также окажутся общей характеристикой процесса предразрушения при медленных квазистатических нагрузках.

К сожалению, с помощью ультразвука в основном определялось пространственное распределение скоростей вблизи горных выработок и разрывов [148, 193], и хотя эти исследования дали богатый материал о связи характеристик волн с характером на-

пряженного состояния и степенью трещиноватости, прямых данных об изменениях во времени, связанных с процессом развития разрушения после работы [84], получено очень мало.

В § 1 настоящей главы кратко рассмотрены основные экспериментальные закономерности изменений характеристик распространения волн, связанные с механическими изменениями состояния пород под нагрузкой (главным образом по работе [84] и исследованиям ученых ИФЗ). Влияние степени водонасыщенности, изменения температуры, а также минералогического состава пород также представляется значимым и важным при изучении процессов подготовки землетрясений и тектонических процессов в земной коре с помощью сейсмических волн. Однако в настоящей работе изменения скоростей, зарегистрированные в полевых наблюдениях (гл. 4), интерпретируются как изменения механических свойств пород. Поэтому нет смысла загромождать изложение интересными, но не имеющими прямого отношения к работе сведениями.

Оценка возможных эффектов в § 2 дается по экспериментальным данным для напряженного состояния и по теоретическим работам для изменений степени трещиноватости. В конце главы рассматриваются вопросы искажения траекторий лучей и некоторые данные о неоднородности изменения поля скоростей по исследованиям на ЭВМ и моделях из искусственных материалов.

§ 1. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ПРИЧИНЫ ЗАВИСИМОСТИ СКОРОСТИ И АМПЛИТУДЫ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН ОТ НАПРЯЖЕНИЯ И ПРОЦЕССА ТРЕЩИНООБРАЗОВАНИЯ

Горные породы являются гетерогенными, структурно-неоднородными материалами, часто состоящими из компонент различной жесткости: зерен, или блоков, сцементированных слабым или прочным межзерновым веществом. Они содержат системы различных дефектов, микро- и макротрещины, открытые или заполненные тем же перетертым веществом или другими, твердыми или жидкими компонентами. Скорость распространения волн в таких материалах при длинах волн, больших размеров неоднородностей, определяется эффективными упругими параметрами среды, часто называемыми динамическими модулями. Их отличие от статических дифференциальных модулей, определяемых по кривой разгрузки, широко исследовано и состоит в том, что при быстрых «мгновенных» малых пригрузках в среде не успевают проявиться деформации упругого последствия.

Как правило, для вычисления скорости пользуются формулой $V = \sqrt{X/\bar{\rho}}$, где $\bar{\rho}$ — средняя плотность породы, X — эффективный параметр упругости, зависящий от многочисленных физических параметров компонент породы и характера их связей. Согласно [237] для идеально упругой зернистой среды

$X = X_1 + X_2$, где X_1 — эффективная упругость системы в ненагруженном состоянии, а X_2 — контактная упругость между частицами, упругость связей. Большинство исследователей в той или иной мере используют это фундаментальное соотношение для расчета скоростей в различных моделях сред. При этом в зависимости от поставленных задач придается большее значение первому или второму слагаемому.

В задачах с изменением нагрузки на породу, когда несущественно изменяются параметры системы (величина и количество пор и трещин, модули компонент среды), главное значение приобретает контактная упругость X_2 и используется классическая зависимость, полученная Герцем [227]: $X_2 = C \sqrt[3]{P}$, где P — внешнее давление, а C — величина, зависящая от упругих параметров твердых компонент, вида упаковки частиц, их формы, количества контактов. В работе [84] показано, что для широкого класса горных пород, когда изменением пористости и упругости заполнителя при изменении нагрузки можно пренебречь, хорошо работает предложенная автором формула

$$V = \sqrt{X_1 + C \sqrt[3]{P + P_0}}, \quad (2.1)$$

где P_0 — величина, аналогичная «внутреннему» давлению, ответственному за смятие контактов между ее жесткими компонентами (частицами, зернами, блоками). Приложение к породе растягивающего усилия P_0 в такой модели приводит к некоторой идеализированной зернистой среде с несматываемыми свободно прилегающими контактами. Соответственно $V_{-P_0} = \sqrt{X_1/\bar{\rho}}$ — характеристика этой идеализированной среды. Зависимости такого типа с успехом использованы для оценок абсолютных величин и относительных изменений напряжений в массивах горных пород в шахтах [84, 145] и, по-видимому, полезны и для оценок изменений напряжений в тектонических процессах при отсутствии заметного трещинообразования. Расчетами скоростей в трещиноватых породах, в том числе под нагрузкой, занимались многие авторы (например, [192, 242]).

Практически такого рода расчеты могут быть использованы, как и формулы типа (2.1), только для квазиидеальной нелинейно упругой среды в области нагрузок, не приводящих к необратимым изменениям состояния среды (характерным для неуправляемого развития ансамбля трещин). Использование теоретических расчетов изменения скоростей за счет возникновения или закрытия трещин полезно как для оценок возможных эффектов при сейсмическом просвечивании, так и для сравнения наблюдаемых изменений скоростей с предполагаемыми изменениями характеристик трещиноватости. Некоторые такие оценки возможных эффектов приводятся в § 2 настоящей главы по фундаментальному исследованию О. П. Якобашвили [192] и недавней работе американских авторов [242]. Здесь же мы рассмотрим основные экспе-

риментальные закономерности изменения скоростей продольных волн во всем диапазоне нагружения (до разрушения).

На рис. 27 представлена предложенная ранее по лабораторным и шахтным исследованиям [84] обобщенная схема изменений скоростей продольных волн и деформаций от односторонней нагрузки. В интервале нелинейной упругости I зависимость $V=f(\sigma)$ может быть выражена полумпирической формулой. При дальнейшем нагружении II начинаются частичные микроразрушения: разрушаются слабые прослойки, включения и отдельные упругие контакты. Скорость упругих волн при этом может возрасти, но более медленно и неравномерно, чем в интервале нелинейной упругости. В цикле разгрузки ход кривой скорости может существенно отличаться от хода кривой цикла нагружения. При раскрытии образовавшихся микротрещин, размыкании нарушенных контактов скорости в цикле разгрузки будут иметь меньшие величины, чем в цикле нагружения (отрицательный гистерезис — кривая 1, рис. 27). При «слипании» разрушенных контактов кривая скорости при разгрузке будет проходить выше кривой, соответствующей нагружению (положительный гистерезис — кривая 2). Возможны различные комбинации (1+2) этих случаев.

При дальнейшем повышении нагрузки развиваются трещины различной, но еще не главной величины (начало процесса разрушения). Это квазипластический процесс, при котором деформации растут значительно быстрее, чем нагрузки III. Скорости упругих волн, как правило, изменяются скачкообразно, намечается тенденция к падению. Затем скорости резко падают, что соответствует прогрессирующему разрушению породы. Разделение графика на несколько областей по характеру изменений скорости в известной мере условно, так как резких переходов между этими областями нет. Известно также, что соотношение интервалов нагрузок с различным характером изменений скорости зависит от свойств породы и скорости нагружения. Например, при хрупком разрушении жестких пород (быстрое нагружение) интервал нагрузок, в котором проявляется понижение скоростей, весьма мал и поэтому при ступенчатом нагружении часто не отмечается. Тем

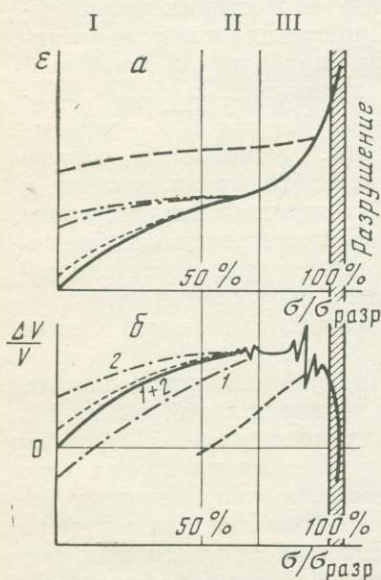


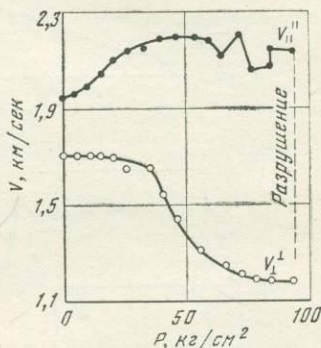
Рис. 27. Обобщенная схема изменения деформаций (а) и скоростей продольных волн (б) от односторонней нагрузки

Сплошная линия — нагружение, прерывистые — различные типы разгрузки

не менее вид кривой скорости (сплошная линия рис. 27) для однократного нагружения до разрушения можно, по-видимому, считать общей закономерностью.

Эта схема подтвердилась и в опытах при постоянном всестороннем давлении и дополнительном одноосном сжатии. Однако построение самой схемы в координатных осях нагрузка—скорость, нагрузка—деформация (что было обусловлено самой постановкой опытов — ступенчатым растущим напряжением) не позволяет рассмотреть развитие процесса разрушения на его конечной стадии, когда с некоторого уровня напряжений развитие процесса может идти спонтанно и даже при падающем напряжении. Поэтому не было уделено должного внимания восстановлению скорости, измеряемой параллельно нагрузке непосредственно перед разрушением, и стабилизации скорости поперек нагрузки на некотором уровне (рис. 28) [92]. Позднее в опытах с односторонней нагрузкой на мраморе [169] и на оргстекле при двустороннем сжатии [162] при растянутом медленном нагружении вблизи разрушения получены характерные «бухты» скоростей, отвечающие модели ЛНТ (рис. 29, а, б). На рис. 29, в показан бухтообразный ход отношения скоростей V_P/V_S , обнаруженный также на сухих материалах [187]. С учетом этих экспериментальных результатов, а также серии экспериментов [248] (рис. 30, а, б)

Рис. 28. Зависимость скорости продольных волн параллельно $V_{||}$ и перпендикулярно V_{\perp} нагрузке в образце угля при ориентировке слоистости параллельно давлению



можно предложить обобщенную схему изменения скоростей и нагрузки в зависимости от деформации (рис. 31).

По этой схеме, отвечающей разрушению образцов сколом и, по-видимому, лучше имитирующей процесс подготовки землетрясения, падение скоростей начинается раньше, чем падение напряжений, в результате микронарушений и квазипластичности. Восстановление скоростей может происходить до уровня, отвечающего скоростям в ненарушенной породе при средних нагрузках, изображенных на верхней кривой рис. 31. Оно будет зависеть от степени закрытия микротрещин в большей части образца и степени трещиноватости узкой зоны будущего магистраль-

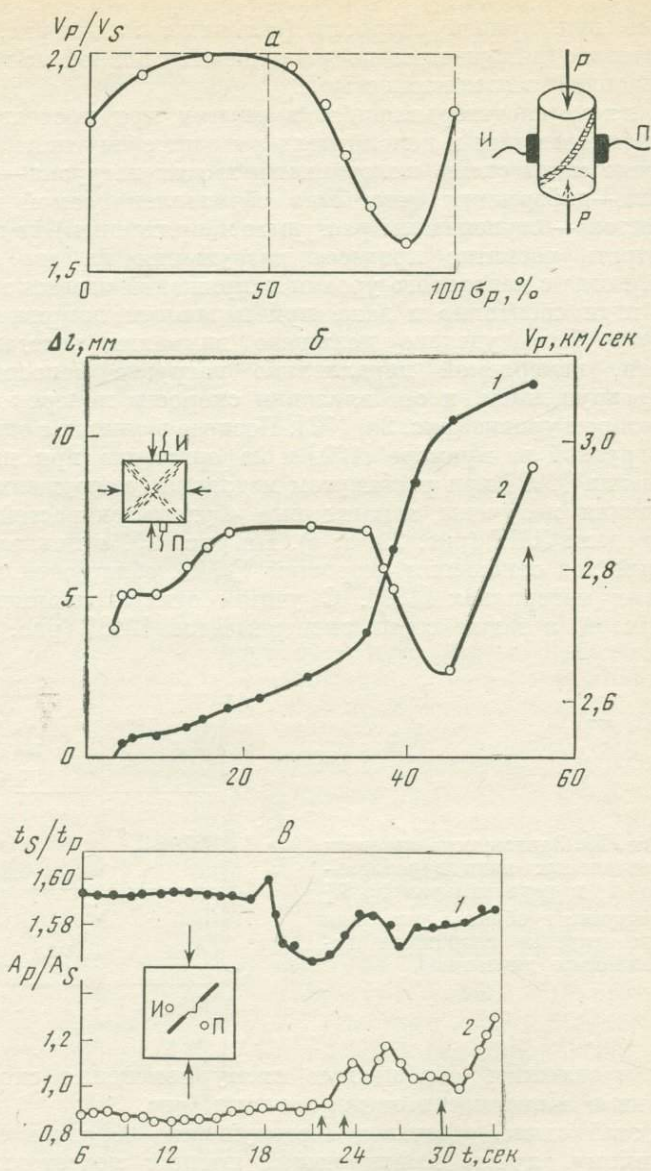


Рис. 29. Предвестники разрушения материала в лабораторных условиях
 а — изменение отношения скоростей волн P и S , распространяющихся через образец мрамора, σ_p — разрушающая нагрузка; б — изменение скорости волн P (2), распространяющихся в образце плексигласа и продольной деформации образца (1), стрелкой отмечен момент разрушения; в — изменение отношения времен прихода и амплитуд P и S -волн, проходящих через область подготовки трещины сдвига в образце алебастра. Малые стрелки указывают на процесс микротрещинообразования, большая стрелка соответствует моменту образования макротрещины; И — излучатель, П — приемник ультразвука

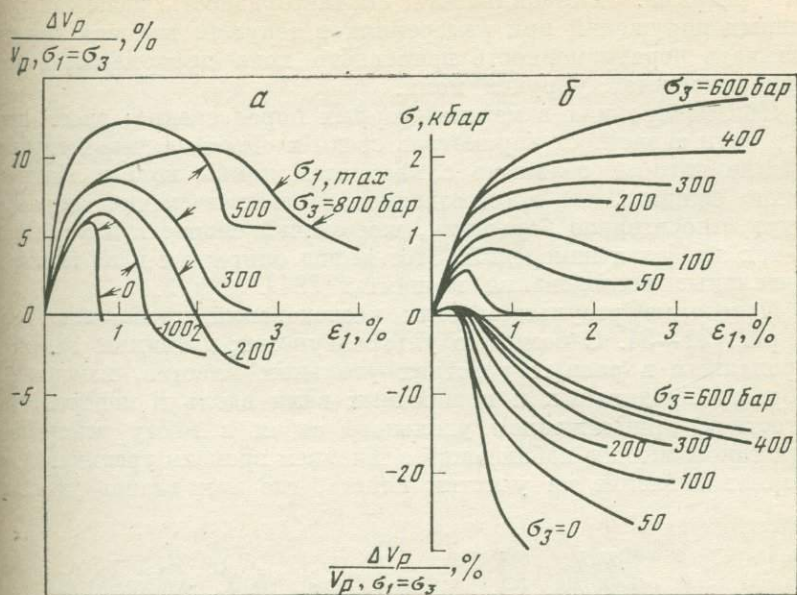


Рис. 30. а. Относительное изменение скорости P -волн в образцах песчаника в зависимости от осевой деформации E_1 при различном внешнем давлении σ_3 . Вариации скорости в образцах по отношению к исходному состоянию при $\sigma_1 = \sigma_3$. Скорость P -волн при $\sigma_1 = \sigma_3$. Стрелками отмечены стадии при $\sigma_1 = \sigma_3$. б. Относительное изменение скорости P -волн в образцах мрамора при возрастающей осевой деформации под действием различных постоянных внешних давлений (на нижней половине рис. б), на верхней половине рис. приведены кривые $\sigma_1 - \varepsilon_1$. V_P — скорость P -волн в ненагруженном образце

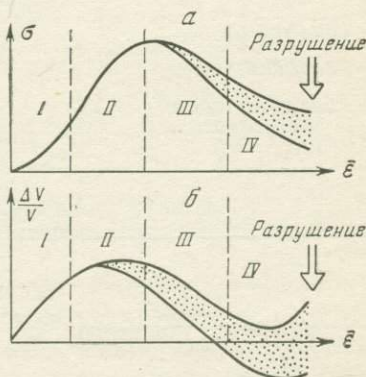


Рис. 31. Обобщенная схема зависимости напряжений (а) и скоростей продольных волн (б) от деформации

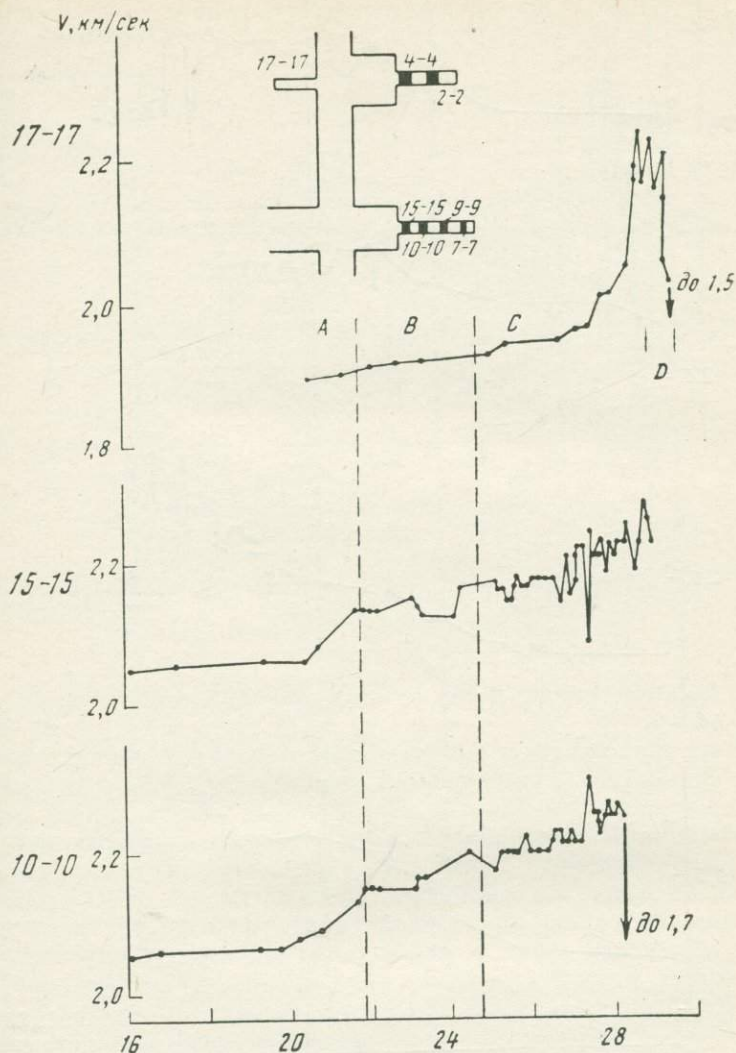


Рис. 33. Сводный график изменения скоростей распространения V^1 продольных волн во времени t_n по наблюдениям в различных точках угольного массива

и в конечном счете эти участки были разрушены горным ударом небольшой силы (толчком). Хорошо видно, что скорости волн возрастают, затем начинаются их нерегулярные скачкообразные изменения и перед разрушением скорости резко падают. Таков же характер изменения и амплитудных кривых. На рис. 35 показано сопоставление графика скорости с акустической активностью

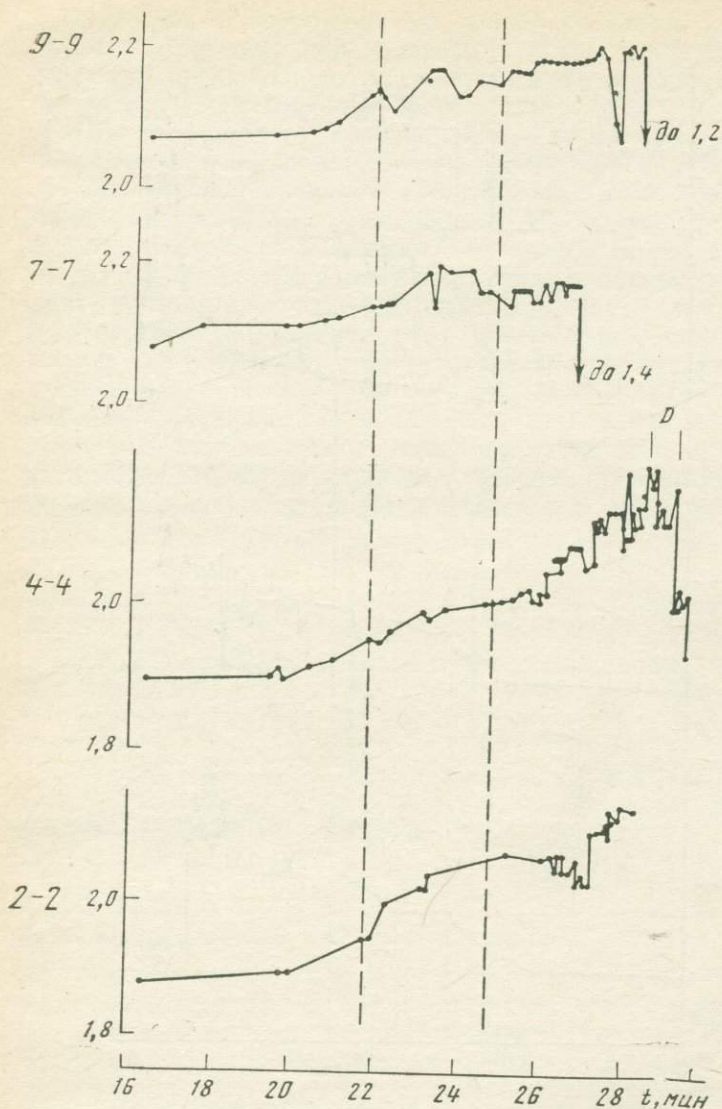


Рис. 33
(окончание)

(исследования С. Д. Виноградова). Видно, что градиенты скоростей волн коррелируются с пиками акустической активности. Это значит, что скачки скоростей связаны с трещинообразованием и перераспределением напряжений. Сравнение показаний нескольких пар датчиков, расположенных на полутораметровых интервалах друг от друга, и частые повторные замеры (с интервалом 0,5 час) позволили установить, что области трещинообразования и соседствующие с ними области повышенных напряже-

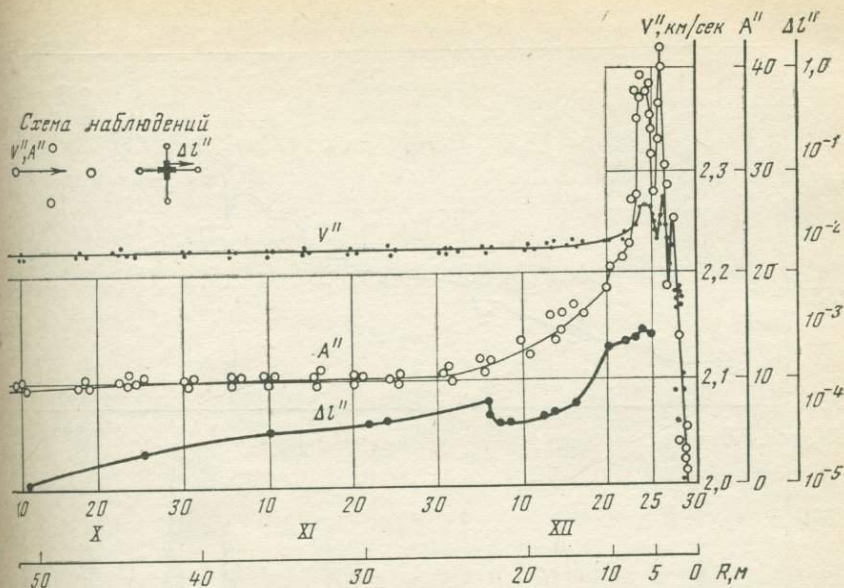


Рис. 34. Изменения сейсмических характеристик V'' , A'' в массиве и абсолютной деформации $\Delta L''$ угля в процессе приближения забоя к месту наблюдений

ний имели объем порядка $3 \times 3 \times 1 \text{ м}^3$ и время «жизни» около 2–3 час.

Был также установлен факт высокой чувствительности формы записи к слабому изменению напряженного состояния. Изменения формы записи наблюдались задолго до обнаружения изменения амплитуд волн и тем более скоростей. Пример сводной сейсмограммы, показывающий изменение формы записи, представлено на рис. 36. Отношение скоростей V_p/V_s скачкообразно и значительно увеличивалось при росте напряжений и приближении к моменту разрушения и затем резко упало. Отчетливо видно, что максимумам скачков скорости продольных волн отвечают максимумы отношения V_p/V_s . Этот факт говорит, что по крайней мере для пород типа угля скорости продольных волн сильнее зависят от процессов трещинообразования, чем скорости поперечных волн.

§ 2. КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ОЦЕНКИ ИЗМЕНЕНИЯ СКОРОСТЕЙ И АМПЛИТУД УПРУГИХ ВОЛН ДЛЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Сложность связей напряжений, трещиноватости, изменений физического состояния многофазных сред с упругими параметрами горных пород, неполнота наших знаний о действительных процессах, протекающих в недрах Земли перед землетрясением, и мно-

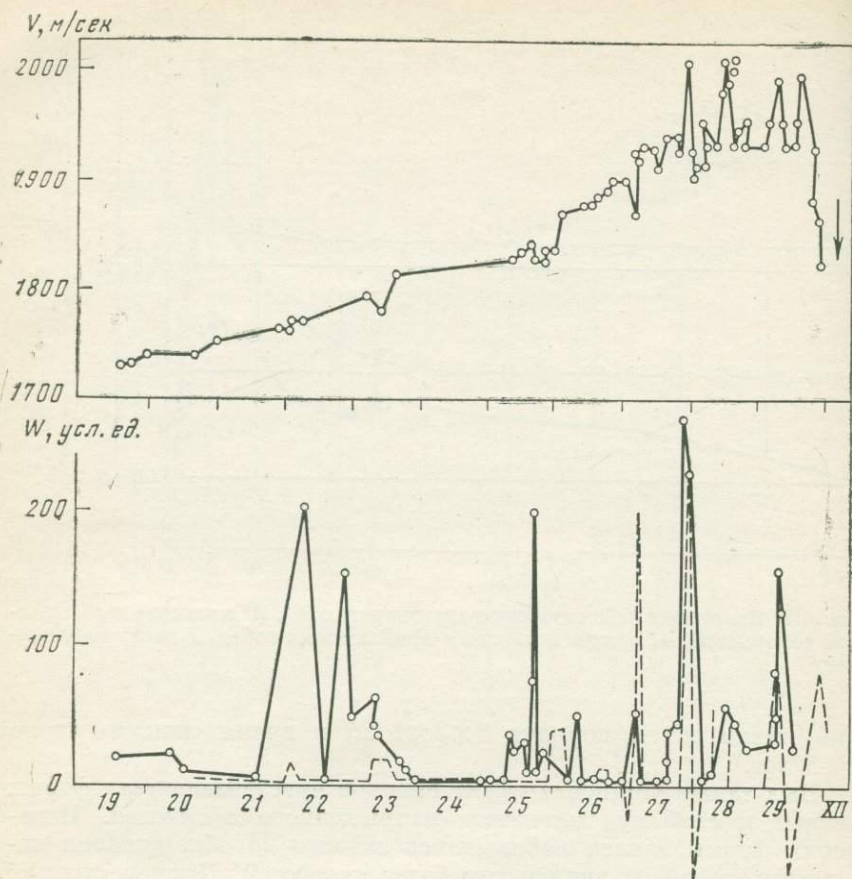


Рис. 35. Сопоставление зависимости скорости V продольных волн и интенсивности W акустических явлений от времени t_n по наблюдениям на шахте им. Калинина (штриховая линия — производная dV/dt)

гое другое не позволяют уверенно оценить изменения характеристик распространения волн. Однако для ориентации полевых исследований, а также и для геофизической интерпретации необходимы хотя бы грубые оценки. Такие оценки можно сделать по результатам опытов на образцах и с помощью некоторых теоретических зависимостей для изменения какого-либо фактора и исходя из предположения о величине изменений самого этого фактора. Ниже приводятся такого рода расчеты для изменений напряженного состояния и степени трещиноватости горных пород.

Для оценки возможных эффектов за счет изменения напряжений воспользуемся данными по зависимостям скоростей V_P и поглощения α_P упругих волн от напряжений в горных породах [61, 76]

Таблица 1

Гранит [61]								
<i>H</i> , км	0		3		11		22	
<i>P</i> , бар	1		10 ³		3·10 ³		6·10 ³	
<i>V</i> ₀ , км/сек	5,08		6,11		6,25			
$\Delta\sigma$, бар	10 ²	10 ³	10 ²	10 ³	10 ²	10 ³	10 ²	10 ³
ΔV , м/сек	192	1030	9	90	5	50	2	20
$\frac{\Delta V}{V_0}$ 0/0	3,78	20,3	0,15	1,47	0,08	0,8	0,03	0,31

Габбро [61]

Габбро [61]								
<i>H</i> , км	0		3		11		22	
<i>P</i> , бар	1		10 ³		3·10 ³		6·10 ³	
<i>V</i> ₀ , км/сек	5,78		6,93		7,06		7,17	
$\Delta\sigma$, бар	10 ²	10 ³	10 ²	10 ³	10 ²	10 ³	10 ²	10 ³
ΔV , м/сек	192	1150	9	90	4,5	45	1,5	15
$\frac{\Delta V}{V_0}$ 0/0	3,32	19,8	0,13	1,3	0,06	0,64	0,02	0,21

Гранит [76]

Гранит [76]								
<i>H</i> , км	0		3		7		11	
<i>P</i> , бар	1		10 ³		2·10 ³		3·10 ³	
α_P , см ⁻¹	0,13·10 ⁻⁵		0,1·10 ⁻⁵		0,093·10 ⁻⁵		0,091·10 ⁻⁵	
$\Delta\sigma$, бар	10 ²	10 ³	10 ²	10 ³	10 ²	10 ³	10 ²	10 ³
$-\Delta\alpha_P$, см ⁻¹	5·10 ⁻⁸	3·10 ⁻⁷	7·10 ⁻⁹	7·10 ⁻⁸	2·10 ⁻⁹	2·10 ⁻⁸	10 ⁻⁹	10 ⁻⁸
$\frac{-\Delta\alpha_P}{\alpha_P}$ 0/0	3,85	23	0,7	7	0,22	2,15	0,11	1,1

Эти данные представлены в табл. 1 для изверженных пород (гранит, габбро) по результатам лабораторных экспериментов при высоких всесторонних давлениях, соответствующих разным глубинам.

На рис. 38, 39 приведены результаты расчетов изменений времен пробега и амплитуд упругих волн, вызванных изменением действующих в породах напряжений, в зависимости от базы измерений. Можно видеть, что если, например, точность измерения времен пробега 10 мсек на базе 100 км, то для глубин до 11 км эффект изменения скорости может быть обнаружен на этой базе при изменении напряжений $\Delta\sigma=100$ бар в породах типа гранитов и габбро. Для глубин до ~17 км то же самое справедливо на базах порядка 1 тыс. км, для глубин до 22 км — на базах порядка 10 тыс. км (при точностях измерений на этих базах 30 и 100 мсек соответственно).

Для амплитуд оценки получают гораздо более грубые, так как для этих оценок использовалась зависимость коэффициента

поглощения α_P от напряжений, пересчитанная (по линейному закону $\alpha = A\nu$) от частоты $\nu = 1$ Мгц (на которой эта зависимость была получена [76] в образцах гранита при высоких всесторонних давлениях P) на частоту $\nu = 10$ гц. На самом деле, по-видимому, более сильным может оказаться изменение коэффициента рассеяния волн [111]. Видно, что, например, при точности измерений амплитуды 30% для глубин до 3 км эффект изменения амплитуд может наблюдаться в породах типа гранитов при изменении напряжений $\Delta\sigma = 100$ бар на расстояниях свыше 400 км от источника упругих волн, при $\Delta\sigma = 1$ тыс. бар — на расстояниях свыше 40 км. Для глубин до 11 км — при $\Delta\sigma = 1$ тыс. бар; то же самое справедливо на расстояниях, больших 280 км, и т. д. (см. рис. 39).

Дадим краткую характеристику трещиноватости.

В горных породах присутствуют трещины первого порядка (внутрикристаллические, размер и величина раскрытия которых лежат в пределах 10^{-7} — 10^{-2} см), второго порядка (межкристаллические с размером слагающих породу кристаллов и величиной раскрытия до 0,1 мм и более) и трещины третьего порядка (имеющие простираение от 1 до 10^6 см и величину раскрытия 10^{-6} — 10^{-1} см). Трещины третьего порядка — это в основном эндогенные и тектонические трещины. Последние часто образуют систему двух взаимно перпендикулярных рядов трещин, пересекающихся в трех или более плоскостях и делящих породы на обломки более или менее правильной формы. Эти трещины могут быть заполнены газами, жидкостями или другими породами.

Существование зависимостей кинематических и динамических характеристик упругих волн от трещиноватости или пористости массива является экспериментально установленным фактом. Количественные зависимости исследованы многими авторами.

Опишем кратко подходы к определению зависимостей характеристик распространения волн от степени трещиноватости и пористости горных пород.

Эмпирический подход. В работах [56, 62, 64, 117, 256 и др.] опытным путем получены выражения, связывающие характеристики трещиноватости пород в массиве с динамическими и кинематическими характеристиками упругих волн. Основным недостатком эмпирического подхода является ограниченность области применения предложенных уравнений взаимосвязи. Они, очевидно, пригодны только для узкого круга непосредственно исследованных пород с их характерным строением и трещиноватостью.

Модельный подход. Работы по исследованию моделей трещиноватых сред следует считать более кардинальным шагом к решению проблемы взаимосвязи характеристик трещиноватости и упругих волн. Эти работы [136, 164, 188 и др.] проводились на моделях с трещинами, величина раскрытия которых превы-

шала 0,1 мм, для массивов горных пород более характерны трещины с раскрытием меньше 0,1 мм. Были выяснены лишь некоторые качественные стороны влияния трещин на характеристики упругих волн, количественные же оценки этого влияния почти отсутствуют.

Теоретические вопросы [11, 54, 138, 150] распространения упругих волн в трещиноватых горных породах лучше всего разработаны для кинематики P -волн (динамические вопросы, а также кинематика волн другого типа находятся в начальной стадии разработки). Изучение этих работ показывает, что полученные в них формулы связи параметров трещиноватости со скоростью V_P с разной степенью точности справедливы для пород с более или менее равномерно распределенными пустотами типа пор или микротрещин. Для пород, разбитых крупными трещинами типа плоскостей разрыва (трещинами третьего порядка), эти формулы не могут быть использованы, так как при их выводе не учитывались механизм прохождения упругой волны через трещины такого типа и их ориентировка относительно фронта волны. Как следует из работы Ю. В. Ризниченко [138], эта ориентировка сильно влияет на кинематические эффекты.

Перечисленные недостатки в известной мере устранены в работе О. П. Якобашвили [192]. Им показано, что упругие волны сейсмического диапазона частот практически не проходят через заполненные газом трещины третьего порядка с раскрытием более 1 мм (открытые трещины) и исследованы основные закономерности кинематики процесса распространения упругих волн в массиве горных пород, расчлененном системой открытых трещин. В результате автор приходит к выводу, что при наличии в массиве пород трещин с раскрытием более 1 мм определить интенсивность трещиноватости посредством измерения кажущейся скорости V_P в массиве практически не представляется возможным (ввиду зависимости V_P от ряда субъективных факторов — базы измерения и характера расположения приемника

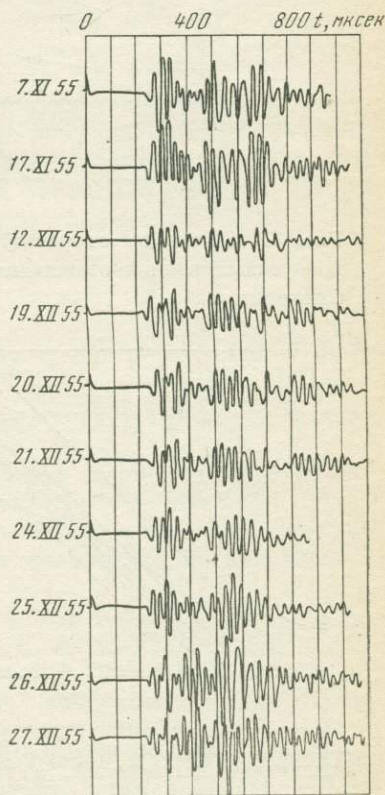


Рис. 36. Сводная сейсмограмма, полученная при наблюдениях в массиве угля в процессе приближения забоя к месту наблюдений

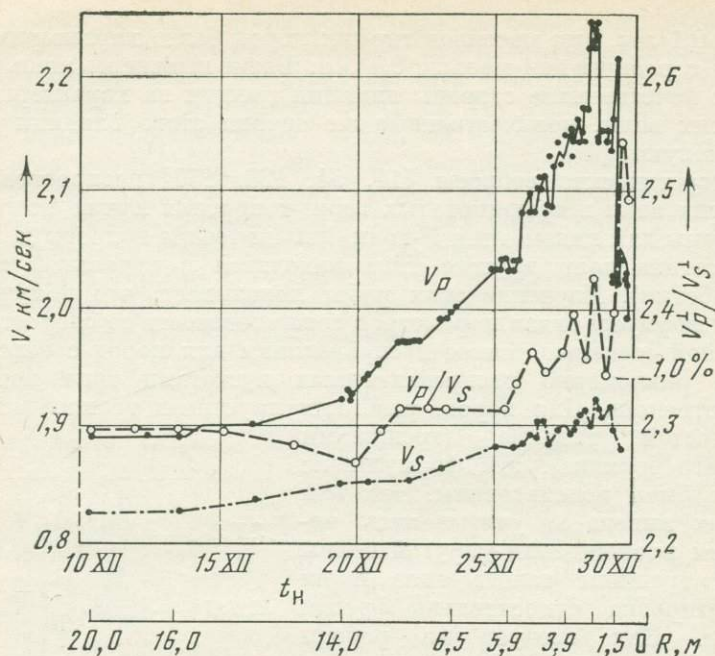


Рис. 37. Изменение скоростей V_P , V_S распространения продольных и поперечных волн и отношения V_P/V_S в угольном пласте в процессе приближения забоя

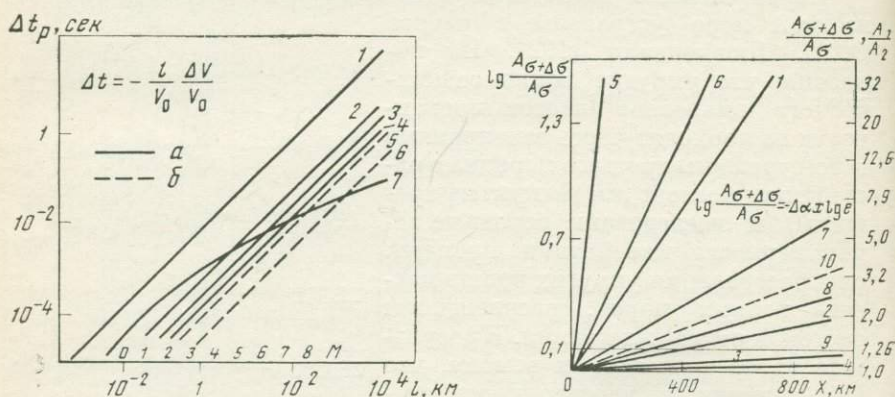


Рис. 38. Изменения времени пробега P -волн для разных глубин, вызванные изменением напряжений, в зависимости от базы измерений

1 — $H=0$ км, $\Delta\sigma=100$ бар, 2 — $H=22$ км, $\Delta\sigma=1000$ бар, 3 — $H=3$ км, $\Delta\sigma=100$ бар, 4, 5 — $H=11$ км, $\Delta\sigma=100$ бар, 6 — $H=22$ км, $\Delta\sigma=100$ бар, 7 — точность измерений, М — магнитуда землетрясения (а — гранит, б — габбро)

Рис. 39. Изменения амплитуд P -волн для разных глубин, вызванных изменением напряжений ($A_{\sigma+\Delta\sigma}/A_{\sigma}$) и трещиноватости (A_1/A_2), в зависимости от базы измерений

1, 5 — $H=0$ км, 2, 6 — $H=3$ км, 3, 7 — $H=7$ км, 4, 8 — $H=11$ км; 1 — для $\Delta\sigma = 10^2$ бар, 5 — 8 — для $\Delta\sigma = 10^3$ бар, 9 — точность измерения амплитуд, 10 — A_1/A_2

и источника колебаний относительно ближайших по направлению распространения колебаний трещин, а также от глубины трещин, которая заранее неизвестна). С другой стороны, имея систему встречных и нагоняющих годографов, можно надежно выделять участки массива с трещинами третьего порядка с раскрытием более 1 мм и определять параметры отдельных трещин и значения истинных скоростей на участках между открытыми трещинами.

На основе работы [138] исследована также кинематика распространения продольных упругих волн в массиве горных пород, расчлененном тремя взаимно перпендикулярными рядами трещин с раскрытием менее 1 мм (рядами закрытых трещин), через которые упругие волны сейсмического диапазона частот проходят без существенных энергетических потерь. Закрытые трещины, как известно, встречаются в массивах на небольших глубинах гораздо чаще открытых, на интересующих же нас глубинах ($H=10$ км) трещиноватость земных недр, вероятно, характеризуется главным образом системой закрытых трещин. Поэтому для оценки возможных эффектов изменения скорости V_P при изменении трещиноватости воспользуемся полученной в работе [192] формулой для V_P в массиве горных пород, расчлененном тремя взаимно перпендикулярными рядами закрытых трещин. После некоторых преобразований эта формула, записанная в виде отношения скоростей, примет вид

$$V_{P,2}/V_{P,1} = \sqrt{(n_1 + m)/(n_2 + m)}, \quad (2.2)$$

где $m = E_{\text{зап}}/E_{\text{пор}}$, $E_{\text{зап}}$ и $E_{\text{пор}}$ — модули упругости материала, заполняющего трещины, и горной породы, $n = d/x$ — степень трещиноватости, x — расстояние между трещинами, d — раскрытие трещин.

Существенно, что здесь трещиноватость задается в виде сетки. Этот подход для расчета часто используется в инженерной геологии [132]. Распределение трещин в пространстве переводится в условную сетку, которая отражает средние свойства системы трещин.

На рис. 40 представлены рассчитанные по (2.2) зависимости изменения скорости продольных волн V_P от изменения параметра трещиноватости n , начальное значение которого принято равным $n_1 = 10^{-3}$ для трещин, заполненных воздухом ($m = 1,8 \cdot 10^{-6}$), водой ($m = 3,4 \cdot 10^{-2}$) и раздробленной горной породой ($m = 0,34$) — обломками той породы, в которой находятся трещины, а также для $n = 10^{-2}$ и $m = 0,5$. Видно, что зависимость скорости V_P от степени трещиноватости n в этих интервалах почти линейна. Из расчета следует, что, например, для падения скорости продольных волн на 1% в сухих породах достаточно уменьшения расстояния между трещинами x на 2% (при неизменном раскрытии трещин), или увеличения раскрытия трещин d на 2% (при

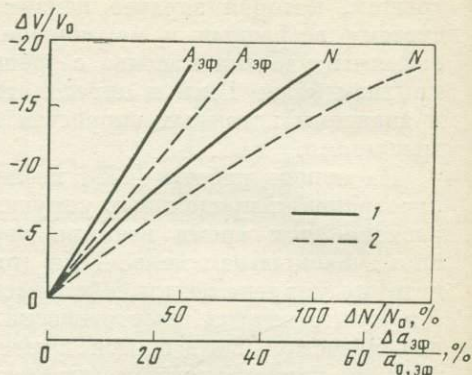
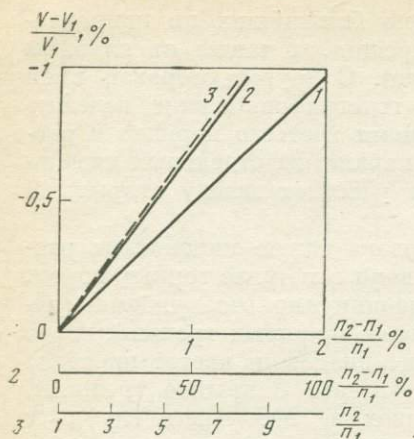


Рис. 40. Изменение скорости V_P , обусловленное изменением степени трещиноватости при различных заполнителях трещин

1 — воздух, 2 — вода, 3 — обломки породы

Рис. 41. Изменение скорости V_P при изменении числа N и среднего размера $a_{зф}$ трещин, заполненных воздухом (1) или водой (2) ($A_{зф} = a_{зф}$)

неизменном расстоянии между трещинами), или, наконец, одновременного уменьшения x и возрастания d на 1%, на 0,5 и 1,5%, 1,2 и 0,8% и т. д., т. е. суммарного изменения d и x на 2%. Для такого же (на 1%) изменения скорости V_P в породах с трещинами, заполненными водой или обломками той же породы, необходимо намного большее изменение степени трещиноватости (71% и 700% соответственно). Заметим, что для породы с первоначальной трещиноватостью $n=10^{-2}$ и заполнителем в виде обломочного материала тот же эффект изменения скоростей достигается при возрастании степени трещиноватости всего на 40—50%.

Другой подход, основанный на оценке изменения изотермической потенциальной энергии тела без трещин при внесении в него системы изотропно распределенных плоских трещин, использован в работе [242]. Здесь рассматривается задача об эффективных упругих модулях среды, содержащей круглые или эллипсоидные трещины, и рассчитаны эффективные скорости \bar{V}_P и \bar{V}_S в такой среде в зависимости от параметра плотности круглых плоских трещин $\epsilon = \frac{1}{v} \sum_{i=1}^n a_i^3$ (v — объем тела с трещинами, a_i — радиусы трещин).

На рис. 41 представлены полученные по данным этой работы зависимости относительных изменений скорости V_P в трещино-

ватой среде от относительных изменений числа N трещин (при постоянном среднем эффективном размере трещин), а также от относительных изменений среднего эффективного размера трещин (при неизменном числе трещин), при этом в качестве начального состояния среды выбрано состояние с некоторой степенью трещиноватости ($\varepsilon=0,1$). Для трещин, заполненных воздухом, падение скорости V_P на 10% может быть обусловлено увеличением числа трещин N на 50% или ростом эффективного размера трещин $a_{эф}$ на 14%. Для трещин, заполненных водой, при таком же падении V_P рост параметров трещиноватости больше: 67% для N и 19% для $a_{эф}$.

Интересно, что если установлено изменение скорости волн за какой-либо промежуток времени, то при предположении о том, что это изменение происходит за счет роста размеров трещин, можно оценить скорость этого роста и сравнить с результатами опытов на образцах. Пусть, например, $\Delta V/V=1\%$ в год, тогда $\Delta a_{эф}/a_{эф}=1,4\%$, и при $a_{эф}=1$ км (трещина третьего порядка) получаем скорость роста трещин порядка 10^{-3} мм/сек, что совпадает со скоростями роста трещин, полученными при испытаниях образцов с постоянной скоростью деформаций [176].

В работе [242] выполнены также расчеты для V_S и V_P/V_S в зависимости от степени трещиноватости и заполнения трещин водой. Использование этих расчетов для объяснения эффекта больших изменений V_P/V_S для землетрясения в Сан-Фернандо (9. II 1971 г.) дает следующие оценки для величины трещиноватости и заполнения трещин водой в экстремальные моменты. В начальный момент (перед падением величины V_P/V_S) трещины полностью насыщены водой, а трещиноватость оценивается величиной параметра плотности трещин $\varepsilon=0,4$. При максимальном падении V_P/V_S на 20% параметр ε изменяется в 2 раза, а трещины полностью обезвоживаются. Затем, перед землетрясением, происходит рост V_P/V_S до прежнего уровня, это сопровождается полным насыщением трещин водой и увеличением ε на 80% (т. е. увеличением числа трещин N на 80% при $a_{эф}=\text{const}$ или возрастанием эффективного размера трещин на 22% при $N=\text{const}$). Из этого примера хорошо видно, что с помощью моделей среды с трещинами, заполненными паром или водой, можно получить объяснения для изменений скоростей и их отношений до десятков процентов. Однако для этого приходится вводить неоправданно высокие, по нашему мнению, значения для постоянной степени трещиноватости (10—30% от общего объема породы) в глубинном материале Земли. Представляется, что более правильным будет подход, учитывающий геологические данные о трещиноватости и предположение о возникновении трещин сдвигового типа, заполненных обломочным материалом, содержащим некоторое количество открытых пор.

В целом можно считать, что разработанность вопросов зависимости скоростей упругих волн от трещиноватости высока и по-

зволяет строить интересные модели. Однако решающим фактором для применения той или иной модели может явиться только прямой геофизический эксперимент.

Модели трещиноватых сред позволяют оценить также и изменение затухания волн, обусловленное появлением в среде системы трещин. Трещину третьего порядка большой протяженности (метры, километры), а также тектонические разломы, заполненные раздробленными горными породами, с акустической точки зрения можно в достаточном точном приближении рассматривать как плоский инородный слой с параметрами $\rho_2 V_2$, расположенный в однородной среде с параметрами $\rho_1 V_1$ ($\rho_1 V_1 = R_1$ и $\rho_2 V_2 = R_2$ — акустические сопротивления породы и заполнителя трещин соответственно). В работе [137] показано, что для этого случая коэффициент прохождения волны через слой при нормальном падении волны на него выражается формулой

$$\eta_P = \frac{A_2}{A_1} \left[\left(\frac{R_1}{R_2} + \frac{R_2}{R_1} \right)^2 \left(\frac{\sin K_2 l_2}{2} \right)^2 + \cos^2 K_2 l_2 \right]^{-1/2}, \quad (2.3)$$

где A_1 и A_2 — амплитуды падающей и проходящей волн соответственно, l_2 — толщина слоя, $K_2 = 2\pi f / V_2$, f — частота колебаний, V_2 — скорость волны в слое.

При наличии в среде системы из n трещин на пути распространения волны коэффициент прохождения равен

$$\eta_{P, \Sigma} = A_2 / A_1 = \eta_{P, 1} \eta_{P, 2} \eta_{P, 3} \dots \eta_{P, n}. \quad (2.4)$$

Из (2.3) и (2.4) видно, что затухание энергии упругих волн в среде с системой трещин зависит от частоты колебаний, раскрытия трещин и их числа, от отношений акустических сопротивлений горной породы и заполнителей трещин, а также от плотности и упругости этих заполнителей. Здесь не учтены еще потери энергии упругих волн за счет расхождения, рассеяния и поглощения ее как в горных породах, так и в веществах, заполняющих трещины.

Попытаемся теперь оценить изменение затухания волн, вызванное появлением в среде системы трещин. Для простоты рассмотрим случай нормального падения волны на систему из n параллельных и одинаковых трещин большой протяженности (типа разломов), заполненных раздробленными горными породами одинакового состава (одинаковым обломочным материалом). В этом случае коэффициент прохождения волны равен

$$\eta_{P, \Sigma} = A_2 / A_1 = \eta_P^n, \quad (2.5)$$

где η_P определяется формулой (2.3) (здесь также предполагается неизменность состава пород между трещинами — зонами дробления, точнее, постоянство их акустического сопротивления).

Приняв для зоны дробления и окружающих пород в соответствии с (2.3) $l_2 = 50$ см, $V_2 = 2$ км/сек, $\rho_2 = 2$ г/см³, $V_1 = 5$ км/сек, $\rho_1 = 3$ г/см³, получаем из (2.3) на частоте $f = 5$ гц величину коэф-

коэффициента прохождения волны через такую трещину $\eta_p = 0,99987$. Для системы трещин коэффициенты прохождения рассчитаны по (2.5) и результаты представлены ниже. Приняв расстояние между трещинами равным 0,1 км, получим зависимость η_p, Σ от базы измерений, характеризующую затухание энергии волн с расстоянием. Из приведенных данных видно, что возникновение трещин в среде приводит к заметному затуханию энергии волны (заметному падению ее амплитуды) на расстояниях около 100 км от источника колебаний (при частоте 5 гц и при данной плотности трещин на пути распространения волны).

База измерений, км	Число трещин	η_p, Σ
0,1	1	0,99987
1	10	0,99870
10	10^2	0,98708
10^2	10^3	0,87808
10^3	10^4	0,27250
10^4	10^5	0,0000022

Для наших оценок необходимо, кроме того, рассчитать эффект изменения амплитуды, вызванный появлением трещин, в одной и той же точке среды на пути распространения волны для разных баз измерений.

Можно показать, что

$$\left| \sum_{i=1}^n d_{тр i} (\alpha - \alpha_{тр}) \right| \ll 1, \quad (2.6)$$

где $\sum_{i=1}^n d_{тр i} = n d_{тр}$ для рассматриваемого случая одинаковых по раскрытию трещин $d_{тр}$ и по амплитудному коэффициенту затухания $\alpha_{тр}$ волн в материале внутри трещин, α — амплитудный коэффициент затухания волн в породах между трещинами. Неравенство (2.6) означает очень малое влияние на амплитуду волны, прошедшей описанную выше систему трещин с большими промежутками, разницы в коэффициентах затухания пород и заполнителя трещин при замене части пути распространения волны

на суммарную величину раскрытия трещин $\sum_{i=1}^n d_{тр i}$. Нетрудно также показать, что при выполнении неравенства (2.6) для оценок вызванных трещинами временных изменений амплитуд в какой-либо точке среды можно пользоваться формулой (2.5), если под A_1 и A_2 понимать величины амплитуд волн, пришедших в эту точку до и после появления трещин. Здесь следует заметить, что применение формулы (2.5) для таких оценок амплитуд позволяет избежать больших ошибок, имеющих место при использовании (2.5) для оценок затухания с расстоянием, поскольку при расчете относительных временных изменений амплитуд в одной

и той же точке ошибки в величинах амплитуд обусловлены лишь небольшой разницей в затухании волн в породе и заполнителе трещин на небольшом расстоянии $\sum_{i=1}^n d_{тр i}$.

Итак, для построения зависимости относительных временных изменений амплитуд, вызванных процессом трещинообразования, от расстояния можно воспользоваться данными на с. 89, полученными с помощью формулы (2.5) и характеризующими относительное падение амплитуд с расстоянием при наличии системы трещин.

На рис. 39 эти данные представлены графически (прямая 10), при этом для удобства сравнения (с данными по влиянию изменений сжимающих напряжений на затухание) по оси ординат отложена величина A_1/A_2 , обратная величине коэффициента прохождения $\eta_{p,2}$ через систему трещин. Величину $A_1/A_2 = 1/\eta_{p,2}$ можно интерпретировать как отношение амплитуд волн, пришедших в одну и ту же точку среды до и после закрытия системы трещин, происшедшего под действием сжимающих напряжений. Отсюда очевидна возможность сравнения зависимости A_1/A_2 (для изменения трещиноватости) от базы измерений с такой же зависимостью изменений амплитуд $A_{\sigma+\Delta\sigma}/A_{\sigma}$ под действием напряжений сжатия. Из рис. 39 видно, что изменение отношения A_1/A_2 при закрытии трещин примерно эквивалентно действию на амплитуды упругих волн сжимающих напряжений около 10^3 бар на глубине ~ 9 км. Видно также, что при точности измерения амплитуд, равной 30%, эффект изменения амплитуд за счет трещинообразования может быть обнаружен на базах измерений в 200 км и больше. На расстояниях же $\sim 10^3$ км временные изменения амплитуд за счет изменения трещиноватости среды могут достигать почти 300%. В заключение следует заметить, что совместное использование изменений кинематических и динамических параметров позволит существенно уменьшить количество моделей для объяснения эффектов изменения характеристик упругих волн перед землетрясением.

§ 3. ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВОЛН ЧЕРЕЗ ЗОНЫ ПОДГОТОВКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В работах по просвечиванию очаговых зон искусственными и естественными источниками [109, 156, 198—200] реализуются три основных типа взаимного расположения источник—зона—приемник, представленных схематически на рис. 42. Только для весьма удаленного источника (рис. 42, в) при почти вертикальном подходе лучей к приемнику на результаты наблюдений не будет существенно влиять изменение вертикального градиента скорости в среде и соответствующее изменение траектории и длины луча. Для первых двух типов просвечивания при измене-

нии градиента скорости в зоне подготовки землетрясения должно иметь место искажение траектории луча. Естественно применить для изучения этого эффекта методы моделирования. При этом могут быть поставлены различные качественные и количественные задачи от моделирования конкретного строения среды с подбором неоднородностей, вызывающих наблюдаемые эффекты, до оценок особенностей эффектов для лучшей ориентации в выборе систем наблюдений и обработки. Программа такого

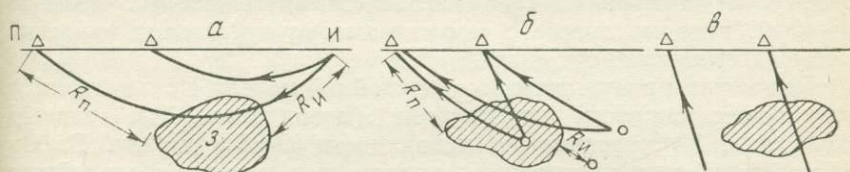


Рис. 42. Схемы основных вариантов просвечивания зон подготовки землетрясений

a — средние расстояния $R_{\text{И}}$ (источник — зона подготовки) и $R_{\text{П}}$ (зона подготовки — приемник) сравнимы, *б* — $R_{\text{П}} \gg R_{\text{И}}$, *в* — $R_{\text{П}} \ll R_{\text{И}}$

моделирования на желатиновых моделях с помощью ультразвука была разработана для совместных исследований с Геофизическим институтом Чехословакии, но удалось реализовать только простейший случай для круглого включения, сравнимого с длиной волны*. При этом были отмечены лишь небольшие изменения амплитуд, практически без изменения времен пробега. Первое детальное исследование в этом направлении проведено О. Г. Шаминой [249] на градиентных моделях из эпоксидной смолы (рис. 43). Показано, что твердое включение размером более длины волны, имеющее резкие границы, приводит к осцилляции амплитуд, регистрируемых на поверхности модели, и к изменениям уровня амплитудной кривой. Разница между амплитудами в модели с включением и без него достигает 30% для включения порядка $1/2$ длины волны и может увеличиваться в 2—4 раза для включения величиной порядка двух длин волн.

Примененный метод представляется очень перспективным, но трудоемкость изготовления модели и ее исследования ограничивают возможности использования метода для широкого класса моделей. Было решено применить метод математического моделирования распространения упругих волн в горизонтально-неоднородных средах. Различные модификации алгоритмов и программ, опубликованные в [9, 78, 116], не удовлетворяли некоторым особенностям нашей задачи. Поэтому Г. С. Кушниром и Ф. М. Пручкиной [74] был разработан специальный алгоритм и создана на его основе программа, позволяющая численно находить лучи и годографы в произвольных трехмерных неод-

* К. Клима (Геофизический ин-т ЧССР). Отчет о результатах работ по совместным проектам.

народных средах. Модель для вычислений по этой программе задается массивом значений скоростей в узлах трехмерной ортогональной сетки, а значения скоростей в промежуточных точках вычисляются путем интерполирования. Такое представление моделей среды в 2—3 раза увеличивает время вычислений, но по сравнению с аналитическим описанием дает заметные преимущества при анализе реальных разрезов и моделей с локальными неоднородностями. Этот аппарат был использован нами совместно с Г. С. Кушниром [96] для исследования некоторых простых моделей, которые вместе с тем охватывают достаточно широкий класс возможных ситуаций.

Рассмотрим результаты по однослойной модели I с постоянным градиентом скорости по глубине (координата X_3), равным $0,03 \text{ сек}^{-1}$, и скоростью на поверхности $C=5,5 \text{ км/сек}$. Выбор однослойной модели упрощает анализ, так как в многослойных моделях увеличивается число волн различных типов, выходящих на поверхность и мешающих анализу влияния неоднородности на распространение упругих волн (рис. 44).

В модель I, представляющую собой прямоугольный блок с линейными размерами $X_1=240$, $X_2=80,0$, $X_3=30,0 \text{ км}$ по координатам X_1 и X_3 , вводится локальная неоднородность, имитирующая очаговую зону землетрясения (модель II). Наибольшая добавка скорости в неоднородности, в ее центре, равна 1,7%. Неоднородность имеет форму эллиптического цилиндра, образующая которого параллельна оси X_2 . Ось цилиндра расположена на линии, проходящей через точки (рис. 45) $P_1(50,0; 0,0; 10,0)$ и $P_2(50,0; 80,0; 10,0)$. Полуоси эллипса: $b_1=6,0 \text{ км}$ (вдоль оси

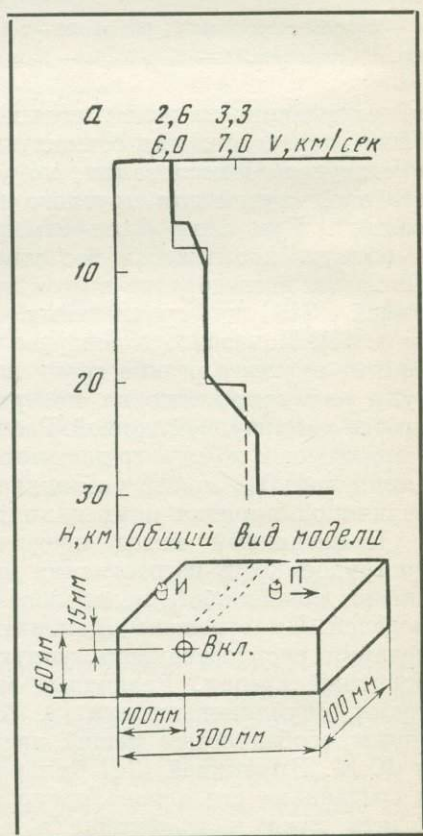
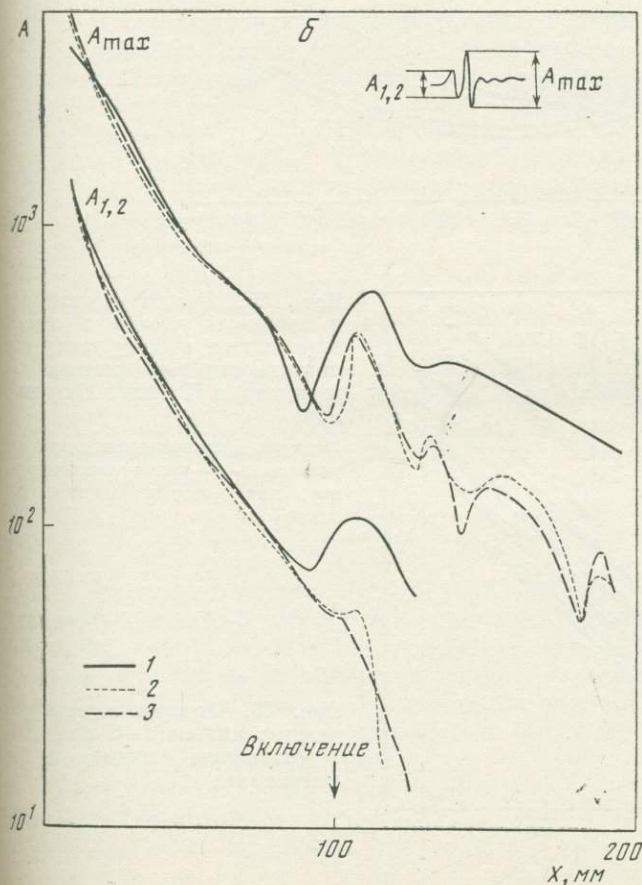


Рис. 43. Исследования распространения ультразвуковых волн на эпоксидных моделях с включениями
 а — скоростной закон для субконтинентальной коры по И. П. Косминской,
 б — амплитудные кривые для моделей с включением и без него для $d=2\lambda$

X_1) и $b_2=8,0$ км (вдоль оси X_3). Неоднородность не имеет фиксированных границ, и скорости в ней плавно уменьшаются до величины скорости в окружающей среде, т. е. представляют собой гладкие дифференцируемые функции. Скоростной разрез для модели I и модели II, содержащей неоднородность, показан на рис. 44.

Такое моделирование, насколько это известно авторам, производится впервые, и опыт анализа этих моделей отсутствует. В связи с этим линейные размеры модели и неоднородности были выбраны таким образом, чтобы модель позволяла анализировать типы *a* и *b* на рис. 42. В то же время программа, используемая для анализа, построена так, что, изменяя шаг по сетке вдоль каждой оси координат, можно изменять линейные размеры модели и анализировать различные варианты взаимного расположения неоднородной зоны, координат источников и точек приема лучей.



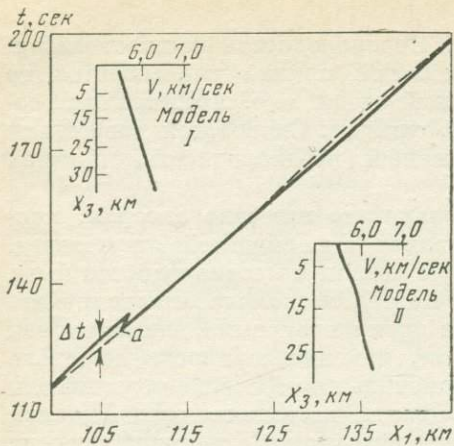


Рис. 44. Скоростные законы для моделей I и II и годографы в этих моделях для источника с координатами: $X_1=0,0$ км, $X_2=40,0$ км, $X_3=0,0$ км
Пунктирная линия — модель I, сплошная — модель II

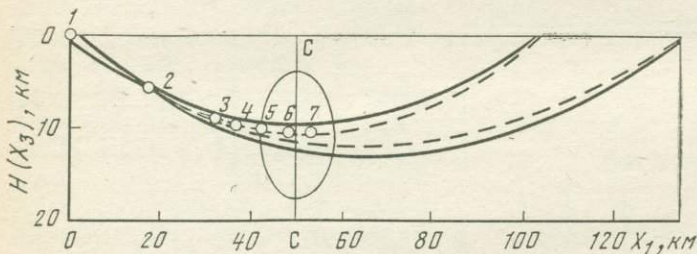


Рис. 45. Разрез модели II в плоскости $X_2=0$ и лучи, приходящие в одну точку на поверхности в модели I (пунктир) и II (сплошная линия)
Контуры неоднородности показаны условно. 1—7 — положение источников, для которых вычислялись годографы

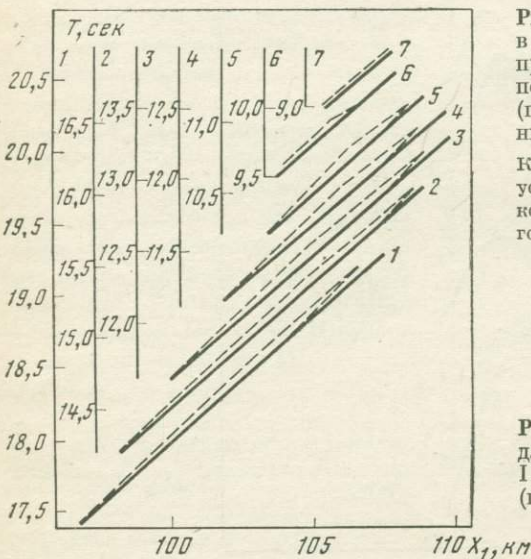


Рис. 46. Отрезки годографов для источников 1—7 в модели I (сплошная линия) и II (штриховая)

При анализе моделей источник был помещен на поверхности в точке I с координатами $X_1=0,0$; $X_2=40,0$; $X_3=0,0$ км, и по программе, представленной в [74], были вычислены лучи и годографы для моделей I и II. Затем был построен луч, соответствующий точке *a* на годографе для модели II (рис. 44), и на этом луче помещены еще 6 источников. Источники 5—7 находятся внутри неоднородности, причем 5 — почти у края ее (до центра неоднородности по ходу лучей), 7 — за центром неоднородности. Для всех этих источников были вычислены лучи и построены годографы, отрезки которых показаны на рис. 46. Видно, что годографы в модели II существенно деформируются: появляются локальные минимумы и максимумы, точки возврата, положение которых на годографах зависит от взаимного расположения источника и неоднородности. По мере приближения источника к неоднородности расхождение годографов увеличивается, при этом уменьшается длина аномальных участков и петли возврата на годографах. Для источника 7 годографы (построенные для моделей I и II) совпадают (на уровне ошибок вычислений) по всей длине. Такой результат связан с тем обстоятельством, что лучи в модели II проходят через зону неоднородности с небольшими (порядка 0,1%) изменениями скорости. Годографы в районе петли имеют для источников 1—6 форму «горба» с четко выраженным локальным максимумом. Кажущиеся скорости в (м/сек) распространения волн, измеренные по «восходящему» и «нисходящему» отрезкам годографов, существенно различаются для каждого из источников (табл. 2):

Таблица 2

Анализируемый отрезок годографа	N				
	1	2	3	4	5
Восходящий отрезок	5,570	5,520	5,500	5,400	5,100
Нисходящий отрезок	5,780	6,130	6,370	6,670	6,770
Модель I	5,760	5,870	5,920	5,940	5,960

Видно, что для источников 1—5 разница в кажущихся скоростях, измеренных по разным отрезкам соответствующих годографов в моделях I и II, составляет величину от $\pm 0,5\%$ до $\pm 14,0\%$. Пределы изменения кажущихся скоростей сейсмических волн на расстояниях, на которых проявляются аномальные искажения годографов, по величине совпадают с результатами некоторых полевых наблюдений [254, 260].

По мере приближения траекторий лучей к центру неоднородности, вблизи которого скорость возрастания градиента скорости небольшая, лучи все более отклоняются вверх от траектории лучей с тем же углом выхода в «гладкой» модели. В среднем

внутри неоднородности, вблизи от ее центра, лучи пробегают на $0,03—0,06$ сек быстрее, чем соответствующее расстояние в «гладкой» модели I. Однако до и после неоднородности лучи проходят большее расстояние, чем лучи, приходящие в те же точки на поверхности «гладкой» модели. Суммарный эффект «ускорения» лучей в неоднородности и удлинения траектории лучей оказывается обратным ожидаемому: времена пробега увеличиваются. С приближением траекторий лучей к центру неоднородности отклонение их на выходе из неоднородности увеличивается, лучи выходят на последнюю часть траектории под большими углами к поверхности. Разность времен прихода лучей на поверхность в моделях I и II уменьшается, но все же время пробега их в модели II превышает время распространения лучей в гладкой модели I. Годограф, построенный для модели II, деформируется: на нем появляется «горб», имеющий локальный максимум. После прохождения лучами центра неоднородности характер изменения градиента скорости в ней принимает другой вид — градиент скорости становится меньше, чем в «гладкой» модели, и нижняя половина неоднородности отклоняет лучи вниз. На годографе появляется петля возврата. С уменьшением расстояния между источником и неоднородностью длина петли возврата на годографе уменьшается, а временной скачок на ней увеличивается.

Сопоставим аномалии — эффект Δt расхождения годографов в моделях I и II с взаимным расположением соответствующих источников и неоднородности. Возьмем максимальные отклонения, которые приходятся на точки перегиба, — локальный максимум на годографах в модели с неоднородностью. Из графика на рис. 47 следует, что наибольшие отклонения получаются для источника, помещенного на краю неоднородности. Изменение величины эффекта Δt с увеличением расстояния до модели очаговой зоны может быть использовано при объяснении эффекта изменения отношения скоростей и выделении зоны, в которой происходят изменения физических свойств среды.

Необходимо отметить, что аномальные искажения проявляются и для тех лучей, которые распространяются через нижнюю половину неоднородности. На рис. 44 приведены годографы, полученные для источника 1. Однако в силу того, что в нижней половине неоднородности изменение градиента скорости не такое резкое, как в верхней части ее, эффект менее ярко выражен и расхождение годографов не превышает по времени $\Delta t=0,03$ сек. Искажение наблюдается на большом отрезке годографа, а время распространения лучей в модели с неоднородностью меньше, чем время распространения лучей, приходящих в те же источники на поверхности в «гладкой» модели.

Таким образом, для данной модели, включающей неоднородность в виде эллиптического цилиндра, с наибольшей добавкой скорости в 1,7% на его оси в результате анализа получен эффект

аномального искажения лучей и годографов. Эффект аномалий на годографах ярко выражен и значительно превышает ошибки эксперимента.

Искажение лучей и годографов наблюдается на поверхности при заданном расположении источников и неоднородности на вполне определенных расстояниях. Отсюда следует, что в реальном полевом эксперименте при подобной форме неоднородности наблюдаемый эффект может существенным образом зависеть от системы наблюдений и увеличение времен пробега, регистрируемое на отдельных станциях, может являться результатом увеличения скорости.

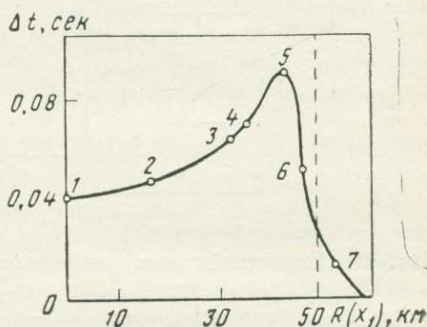


Рис. 47. Аномалии Δt наибольшего расхождения годографов в моделях I и II для источников 1—7

Из рис. 46 следует, что рост абсолютных времен пробега волн может наблюдаться, если точки приема расположены на расстояниях, на которых наблюдаются искажения годографов в форме «горба». Следовательно, одновременный рост абсолютных времен пробега волн t и средних разностей времен пробега Δt на пару станций может реализоваться в том случае, если регистрирующие станции расположены на расстояниях, где принимаются лучи, обуславливающие «входящий» участок годографа.

Важно отметить, что для источников, расположенных вблизи неоднородностей, незначительное изменение координат вызывает существенное искажение лучей и годографов. Например, источники 5 и 6 различаются по координате X_1 на 4 км, а разница максимального расхождения годографов для них — в 2 раза (рис. 47). Таким образом, при использовании естественных источников в результате, полученным по разности времен прихода сейсмических волн на пару станций, необходимо относиться с известной осторожностью.

Модель II, в которой скорости внутри неоднородности выше, чем в «гладкой» модели I, не исчерпывает все возможные ситуации. Поэтому была исследована модель III с аналогичной локальной неоднородностью, однако скорости внутри неоднородности меньше, чем в модели I, — рис. 48. На рис. 48 приведен годограф, полученный при источнике с координатами $X_1=0$, $X_2=40$, $X_3=0$

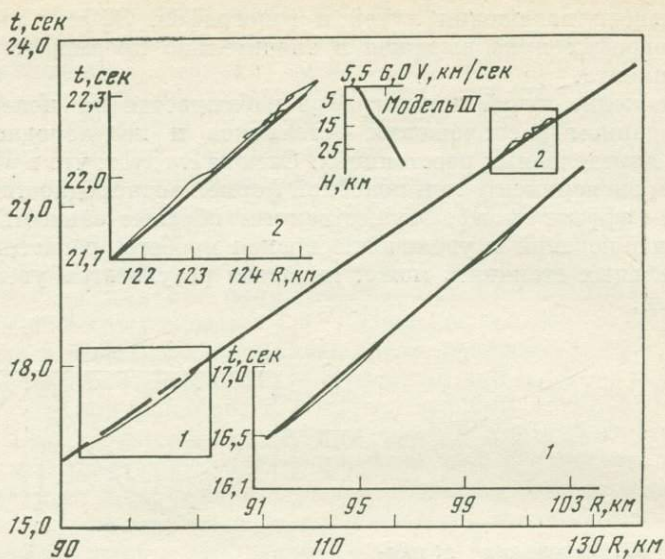


Рис. 48. Скоростной закон для модели III и отрезки годографов в моделях I и III

Модель I — жирная линия, модель III — тонкая линия

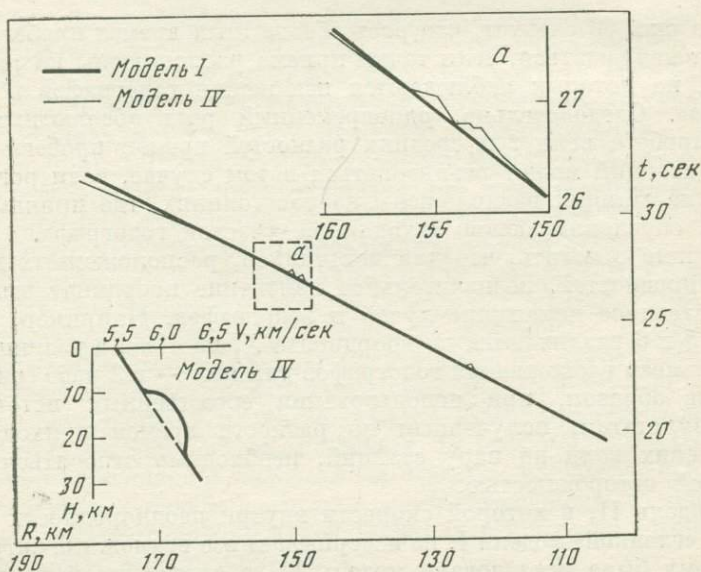


Рис. 49. Скоростной закон модели IV и отрезки годографов в моделях I и IV

(источник помещен на поверхности). Сравним полученный годограф для такого же источника в модели II на рис. 44.

На эпицентральных расстояниях 90—103 км в модели III лучи приходят с опережением по сравнению с лучами, пришедшими в те же точки в модели I. Этот эффект связан с тем, что верхняя половина неоднородности работает как рассеивающая линза. Градиент скорости в этой части неоднородности ниже, чем в окружающей неоднородности модели, лучи отклоняются вниз, и по выходе из неоднородности они проходят в более высокоскоростной среде. Поэтому при выходе лучей на поверхность они имеют время меньше, чем лучи, приходящие в те же точки на поверхности в модели I. По мере приближения лучей к центру неоднородности расхождение между годографами в моделях I и III уменьшается и на некотором участке ($R=102 \div 120$ км) они совпадают. В дальнейшем годографы опять расходятся, однако это расхождение не столь резкое, как в модели II.

Годограф для модели III на отрезке 120—127 км имеет петлю сложной формы, расхождение с годографом для модели I невелико. Однако все основные черты годографов для моделей II и III сохраняются. Следует отметить, что эффекты искажения лучей и годографов зависят от конкретной формы модели, взаимного расположения источника, неоднородности и точек регистрации лучей, формы неоднородности, закона изменения скорости внутри неоднородности. Однако основные черты сохраняются для всех моделей: при распространении лучей через локальную неоднородность лучи искривляются, их траектория изменяется и в результате годограф деформируется. Для иллюстрации приведем еще один пример. В модель I помещена большая неоднородность с размерами (модель IV на рис. 49) $b_1=30$ км (вдоль оси X_1), $b_3=8$ км (вдоль оси X_3). Наибольшая добавка скорости внутри неоднородности в ее центральном сечении $+4,2\%$. Источник помещен в точке с координатами $X_1=188$, $X_2=40$, $X_3=0$ км.

На рис. 50 приведена лучевая диаграмма, а на рис. 49 — полученный годограф. На годографе наблюдаются локальные небольшие по амплитуде скачки, а затем время распространения лучей в модели IV уменьшается. Из лучевой диаграммы видно, что лучи, распространяющиеся через неоднородность, соответствуют случаю б на рис. 42. Для того чтобы регистрировать на поверхности эффект уменьшения времени пробега упругих волн, необходимо иметь пару станций, одна из которых расположена над неоднородностью, а вторая — слева от нее, около точки модели с координатами $X_1=0$, $X_2=40$, $X_3=0$ км.

Выводы. При распространении сейсмических волн через локальные неоднородности, имитирующие очаговые зоны землетрясений, на поверхности получают искажения годографов, вызываемые изменением пути распространения сейсмических лучей. Небольшие изменения скорости внутри неоднородности (до 2%)

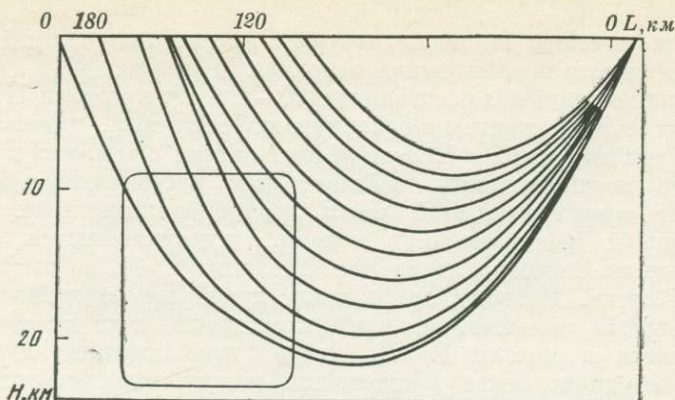


Рис. 50. Лучевая диаграмма в модели IV для отрезка годографа, показанного на рис. 49

Контуры неоднородности показаны условно

могут вызывать значительные изменения кажущихся скоростей распространения сейсмических волн, сравнимые по величине с эффектами, получаемыми в полевых экспериментах.

Характер и величина аномалий на годографе связаны с взаимным расположением источника, неоднородности и приемника, а также зависят от формы, размеров и закона изменения скорости внутри неоднородности.

Моделирование на ЭВМ позволяет в принципе оценить на поверхности эффект влияния локальной неоднородности, имитирующей очаговую зону готовящегося землетрясения, на распространяющиеся через нее сейсмические волны и полезно для выбора систем наблюдений.

По крайней мере при изучении очаговых зон с размерами порядка 10 км профильные системы наблюдений необходимы для определения изменения скорости пробега упругих волн и знака приращения скорости в развивающейся очаговой зоне.

Следует отметить, что в настоящее время опыт такого моделирования невелик и полученные оценки являются предварительными, пробными. Для получения более надежных и конкретных результатов необходимо приблизить исследуемые модели и локальные неоднородности к тем, которые получены в результате полевых исследований.

§ 4. ИССЛЕДОВАНИЯ НА БОЛЬШИХ МОДЕЛЯХ СКОРОСТЕЙ УПРУГИХ ВОЛН ПРИ РАЗРУШЕНИИ

При исследованиях свойств горных пород и материалов под нагрузкой вплоть до разрушения применительно к задачам горного дела и физики землетрясений естественно проявляется стремле-

ние проводить испытания *in situ* при температурах и давлениях, соответствующих условиям земных недр. Однако современное прессовое оборудование не позволяет исследовать сколько-нибудь значительные объемы материалов при таких условиях. Данные о деформациях, физических свойствах материала, в том числе и его упругих параметров, получаемые на малых образцах, являются большей частью интегральными, осредненными по всему объему. Поэтому такие опыты не позволяют достаточно полно судить о локальных эффектах, их перераспределении во времени и пространстве, что весьма существенно как для познания самого процесса разрушения, так и для выбора рациональных методик наблюдений при изучении естественных явлений разрушения (землетрясений, горных ударов, обрушения кровли и т. п.).

Исторически наиболее полно крупномасштабное моделирование получило развитие в горном деле [73], строительной механике [64], а также в геологии [32]. Первые всесторонние исследования по применению ультразвука для изучения процессов разрушения на моделях горных выработок, по-видимому, принадлежат О. И. Силаевой [142]. В дальнейшем такая методика, берущая свое начало в дефектоскопии металлов, применялась и для натурного моделирования в горных выработках [148, 149] и в уже упомянутой и в других работах О. Г. Шаминой [185—187] и многих других. Нами была предпринята попытка использовать ультразвуковой метод для определения пространственного изменения поля скоростей на разных удалениях от будущей магистральной трещины на моделях с заданными свойствами при двухосном напряженном состоянии. Насколько нам известно, такой подход пробуются впервые. Близкое направление развивается в последние годы в США Гудменом [166]. Ниже излагаются результаты исследований по подбору и испытаниям искусственных материалов и пробных экспериментов на моделях размером $1,0 \times 1,0 \times 0,2$ м, проведенных в ТИССС АН ТаджССР совместно с А. М. Паленовым и Э. Бурхановым [91]. Основными требованиями при подборе материалов были:

Предел прочности на сжатие — $40—50$ кг/см²; видно достаточно отчетливое изменение скорости продольных волн (в пределах до 10%) при увеличении нагрузки от нулевой до разрушающей. Результаты исследования сейсмических характеристик под давлением различных искусственных материалов (цемент с наполнителем различного типа и процентного содержания) могут представлять также интерес для различных видов моделирования и механики строительных материалов.

Методика подготовки образцов и проведение измерений. Было решено использовать цемент с наполнителем из туфа, пемзы и кварцевого песка. Изготовлено и испытано девять серий образцов по три серии для каждого наполнителя (см. табл. 3).

Для ультразвуковых исследований использовались образцы размерами $7 \times 7 \times 7$ и $7 \times 7 \times 12$ см. Образцы изготовлялись по из-

Таблица 3

Наполнитель		Содержание наполнителя, %	Разрушающее давление P , кг/см^2	Количество образцов, шт.
Цемент (Ц-400)	Туф	71	45	6
		80	35	6
		85	30	6
		75	35	6
		80	31	6
Кварцевый песок		82,5	28	4
		78	52	6
		80	44	6
		83	35	6

Примечание. Размер зерен наполнителя 0,1—5,0 мм.

вестной методике: цемент марки Ц-400 в определенных пропорциях с наполнителем размешивался до состояния жидкой массы, которая разливалась по формам. Образцы оставались в формах от 5 до 8 дней и после извлечения выдерживались в закрытом помещении до начала испытаний в течение месяца. На образцах $7 \times 7 \times 12$ см методикой продольного профилирования [157] были определены скорости распространения продольных V_P и поверхностных V_R волн по всем направлениям. Было отмечено, что образцы имеют слабую неоднородность и подобие слоистости за счет оседания более тяжелых частиц наполнителя. Испытание образцов производилось при ориентировке кажущейся слоистости параллельно создаваемому давлению, а измерение скорости распространения упругих волн в зависимости от давления проводилось в двух направлениях, параллельно и перпендикулярно создаваемому давлению. В соответствии с [84] были приняты обозначения V_{\parallel} и V_{\perp} . Верхний индекс обозначает направление слоистости по отношению к создаваемому давлению, а нижний — направление измерения скорости распространения упругих волн. Была использована импульсная ультразвуковая переносная аппаратура (ИПА), разработанная ранее [84], и пьезоэлектрические датчики сегнетовой соли поршневого типа размерами $20 \times 20 \times 20$ и $10 \times 10 \times 10$ мм, имеющие резонансную частоту излучения соответственно 70 и 140 кгц.

Средние скорости продольных V_P и поверхностных V_R волн, плотность ρ , упругие параметры — модуль Юнга E и коэффициент Пуассона σ , определенные в образцах разного состава, представлены в табл. 4.

В образцах из цемента без наполнителя скорость упругих волн около 3 тыс. м/сек. При постепенном увеличении количества наполнителя скорость упругих волн уменьшается. Зависимость

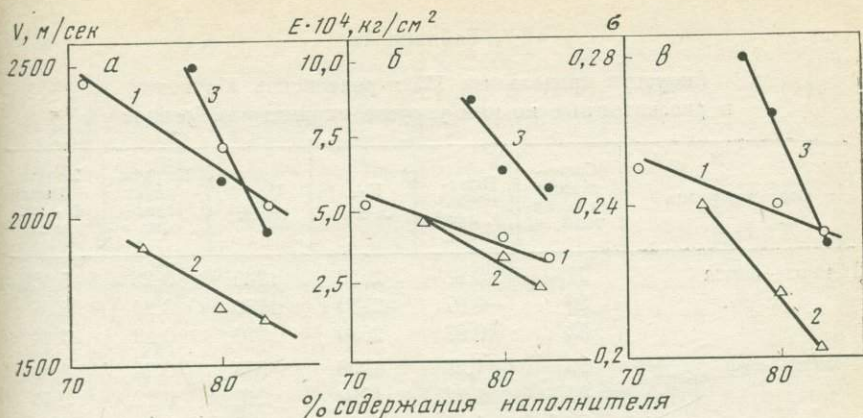


Рис. 51. Зависимости от процентного содержания наполнителя
 а — скорость продольных волн V_p , б — модуль Юнга E , в — коэффициент Пуассона σ ;
 1 — пемза, 2 — туф, 3 — кварцевый песок

скорости продольных V_p волн от процентного содержания наполнителя показана на рис. 51, а. Увеличение количества наполнителя из кварцевого песка на 5% снижает значение скорости упругих волн на 22%, а увеличение наполнителя из туфа на 7,5% снижает значение скорости на 11%. Образцы с наполнителем из пемзы ведут себя так же, как с наполнителем из туфа. На рис. 51, б, в показаны зависимости модуля Юнга E и коэффициента Пуассона σ от процентного содержания наполнителя. Падение скорости на 22% в образцах с увеличением кварцевого песка на 5% обусловлено уменьшением на 33% модуля Юнга и на 17% коэффициента Пуассона. Уменьшение скорости распространения упругих волн, модуля Юнга и коэффициента Пуассона с увеличением процентного содержания наполнителя, по-видимому, связано с возрастанием пористости в образцах.

Испытания при одноосном сжатии. Измерения на образцах под нагрузкой проводились по известной методике прозвучивания [157]. Образец устанавливался на плиты пресса через самоцентрирующиеся шарнирные головки, охранные кольца и стальные плиты. Одна пара пьезоэлектрических датчиков, с помощью которой проводилась регистрация упругих волн параллельно создаваемому давлению, устанавливалась в охранные кольца. Другая пара пьезоэлектрических датчиков устанавливалась на две противоположные боковые грани образца для регистрации упругих волн в направлении, перпендикулярном создаваемой нагрузке. Нагрузка на образец задавалась ступенчато (через 5—8 кг/см²) от нулевой до разрушающей. На каждой ступени нагружения регистрировались деформация и время распространения упругих волн через образец. Время пробега упругих волн в образцах в среднем составляло 30—40 мксек, точность отсчета

Таблица 4

Скорости продольных V_P и релеевских V_R волн
и рассчитанные по ним упругие параметры образцов

Состав образца	Содержание наполнителя, %	Плотность ρ , г/см ³	V_P , м/сек	V_R , м/сек	Коэффициент Пуассона σ	Модуль Юнга $E \cdot 10^4$, кг/см ²
Цемент—пемза	71	0,98	2450	1260	0,25	5,10
	80	0,97	2230	1180	0,24	4,05
	83	0,93	2030	1070	0,23	3,34
Цемент—туф	75	1,33	1900	985	0,24	4,60
	80	1,22	1710	910	0,22	3,46
	82,5	1,20	1680	960	0,20	2,90
Цемент—кварцевый песок	78	1,68	2500	1240	0,28	8,55
	80	1,70	2110	1070	0,26	6,20
	83	1,73	1950	1020	0,23	5,70

времени по сейсмограммам — 0,2 мксек, ошибка $(\Delta t/t) \cdot 100\% \leq \leq 0,5\%$. Деформации в направлении приложения нагрузки измерялись с помощью индикатора часового типа с ценой деления шкалы 0,01 мм, установленного между плитами пресса.

Всего испытано 52 образца из цемента с различным типом наполнителя. Из табл. 3 видно, что разрушающая нагрузка уменьшается с увеличением процентного содержания наполнителя.

На рис. 52 представлена зависимость приращения скорости V_P распространения продольных волн от нагрузки P для образцов с наполнителем из пемзы. Максимальное возрастание скорости V_P наблюдается в направлении, параллельном приложению нагрузки, и составляет 1—2%. Скорость V_{\perp} начинает падать с начала приложения нагрузки (до 11%). Продольная деформация составляет при этом 1,5—2%.

На образцах с наполнителем из туфа (рис. 52, б) наблюдается падение скорости почти с момента приложения нагрузки в обоих направлениях, что связано с возникновением микротрещин из-за слабой связности структуры.

Значительные изменения скорости V_P в зависимости от давления наблюдаются в образцах с наполнителем из кварцевого песка. На образцах с кварцевым песком (рис. 52, в) рост скорости V_P составляет 3—4%, а скорость V_{\perp} падает с момента приложения нагрузки до 15%. Полученные более яркие зависимости $V=f(P)$ для образцов из цемента с кварцевым песком могут иметь много объяснений, например: большая связность основы с наполнителем обеспечивает более высокую прочность и, следовательно, до окончательного разрушения обеспечивает развитие большего числа отрывных трещин, параллельных нагрузке, чем в других

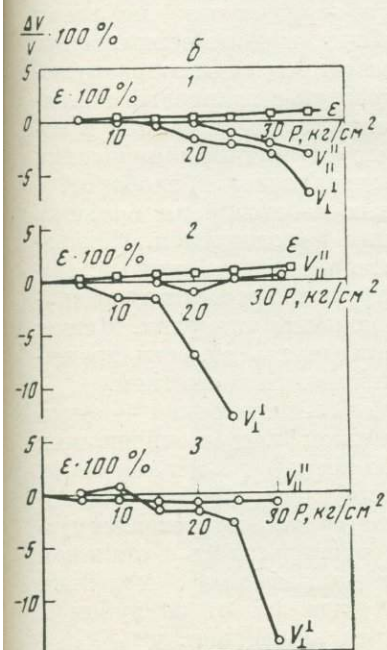
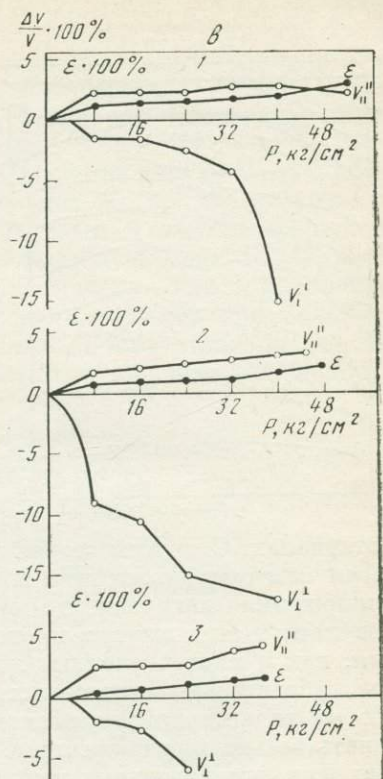
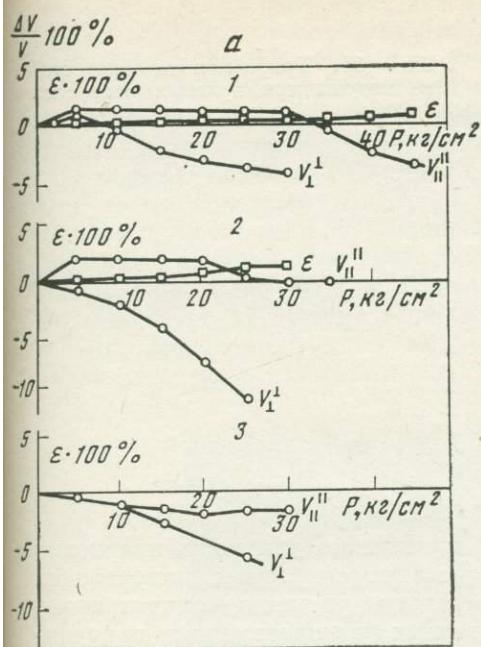


Рис. 52, 53. Зависимости скорости продольных V_{II} и V_I волн от нагрузки в образцах с наполнителем из пемзы (а), туфа (б) и кварцевого песка (в)

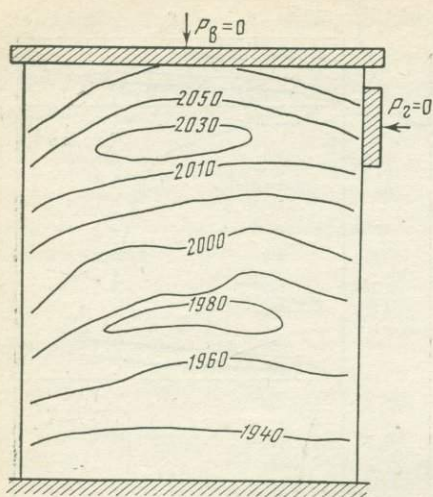


Рис. 54. График поля скоростей на модели при нулевых нагрузках

материалах. С другой стороны, контактная упругость кварцевых зерен отвечает за большее возрастание скорости в направлении приложения нагрузки до массового развития микротрещин. Результаты этих опытов, проведенных при простом виде нагружения, как и многочисленные подобные эксперименты других авторов, убедительно свидетельствуют, что осредненные по всему объему характеристики, несмотря на общие сходные черты, могут давать весьма противоречивые сведения о процессе предразрушения. Так, для отдельных испытаний образцов с кварцевым наполнителем в направлении приложения нагрузки наблюдаются и пологие кривые, и ступенчатые, а в перпендикулярном направлении быстрое падение скорости меняется замедленным и наоборот.

В качестве основного материала для изготовления больших моделей был выбран цемент с кварцевым наполнителем. Основная причина выбора — большая «качественная» стабильность материала: скорости в направлении сжимающих нагрузок возрастают до разрушения, поперек — падают с начала приложения нагрузки. Можно ожидать, что такое различие позволит разделить области трещинообразования от областей с преимущественным сжатием.

Техника испытаний моделей. Модельный материал — смесь цемента марки Ц-400 с кварцевым песком при соотношениях 17—20% цемента и 80—83% кварцевого песка с размерами зерен от 0,1 до 5 мм. Технология изготовления такая же, как для образцов: жидкая смесь заливалась в специально приготовленную опалубку. В нижней части опалубки располагалась стальная плита по размеру модели, жестко скреплявшаяся с моделью. По истечении 8—10 дней модель освобождалась от опалубки и 1,5—2 месяца выдерживалась в закрытом помещении.

Для испытаний использована установка, применяемая в ТИССС АН ТаджССР для исследования больших блоков кирпич-

ных кладок. Установка имеет вид прямоугольной рамы размерами $2,5 \times 2,0 \text{ м}^2$ из толстых стальных швеллеров и балок шириной 40 см со специальной площадкой для установки больших блоков. Для создания горизонтальных усилий и вертикального сжатия были использованы два гидравлических домкрата мощностью 50 т каждый и два гидравлических насоса.

Методика. Схема испытаний и фотография модели с размещенными на ней датчиками показаны на рис. 55. Модель устанавливалась на горизонтальную площадку рамы и жестко крепилась с помощью специальных крепежных болтов на раме со стальной плитой, смонтированной в основание модели. Такое крепление необходимо во избежание опрокидывания модели при больших боковых нецентрированных нагрузках. Горизонтальное усилие создавалось гидравлическим домкратом, установленным в верх-

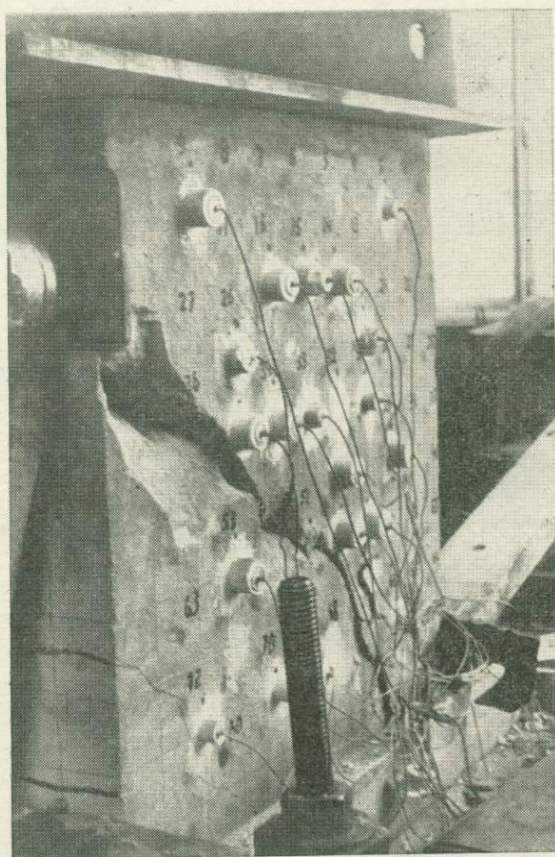


Рис. 55. Разрушение модели в конце третьего цикла при максимальных нагрузках

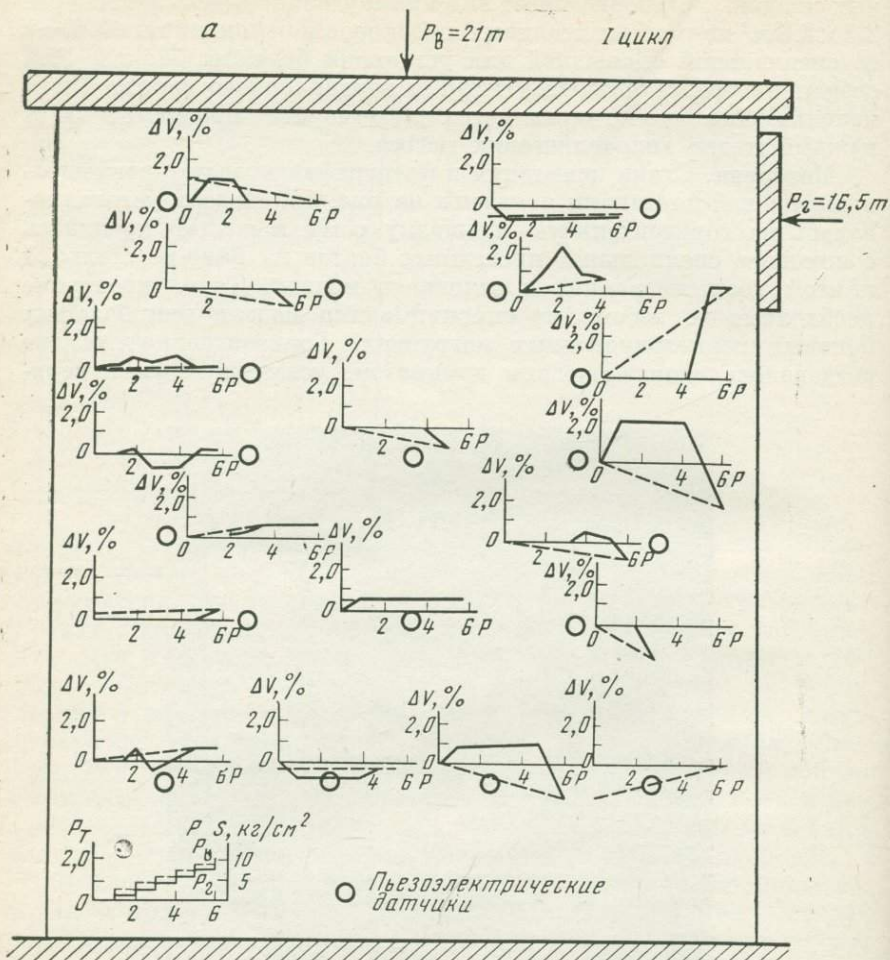


Рис. 56. Изменение скоростей продольных волн в модели в I цикле (во всех измеряемых точках) (а), во II цикле (во всех измеряемых точках) (б) и в III цикле (во всех измеряемых точках) (в)

ней части модели. Поршень домкрата направлялся через стальную прокладку размером $20 \times 20 \times 5 \text{ см}^3$ в сторону модели, а основанием домкрат упирался в вертикальную боковую стойку рамы. Вертикальная нагрузка создавалась гидравлическим домкратом, установленным на модели. На стальную плиту с площадью, равной верхней площади модели $100 \times 20 \text{ см}^2$ и толщиной 5 см, помещенную на модель, устанавливались три катка диаметром 10 см и длиной 25 см. На катках находилась стальная плита, на которой размещался вертикальный домкрат, упирившийся порш-

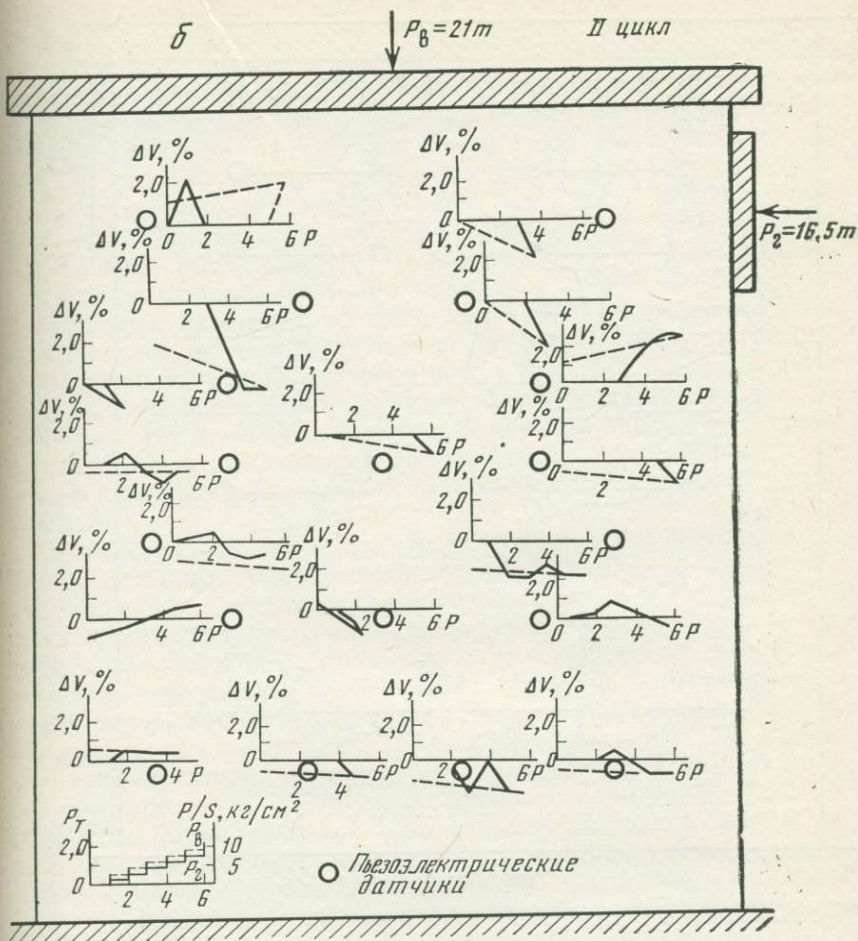


Рис. 56 (продолжение)

нем в верхнюю горизонтальную балку рамы. Катки устанавливались во избежание перекоса вертикального домкрата при больших боковых нагрузках. Пьезоэлектрические датчики для измерения скоростей приклеивались с противоположных сторон модели, друг против друга. На каждой модели устанавливалось по 18 пар датчиков от 2 регистрирующих ультразвуковых приборов, по 9 пар на каждый прибор с применением 2 коммутирующих устройств.

Измерение деформации на модели 1 велось с помощью 40 проволочных тензодатчиков, наклеенных на одну из сторон модели около пьезодатчиков, попарно по горизонтали и вертикали. Вели-

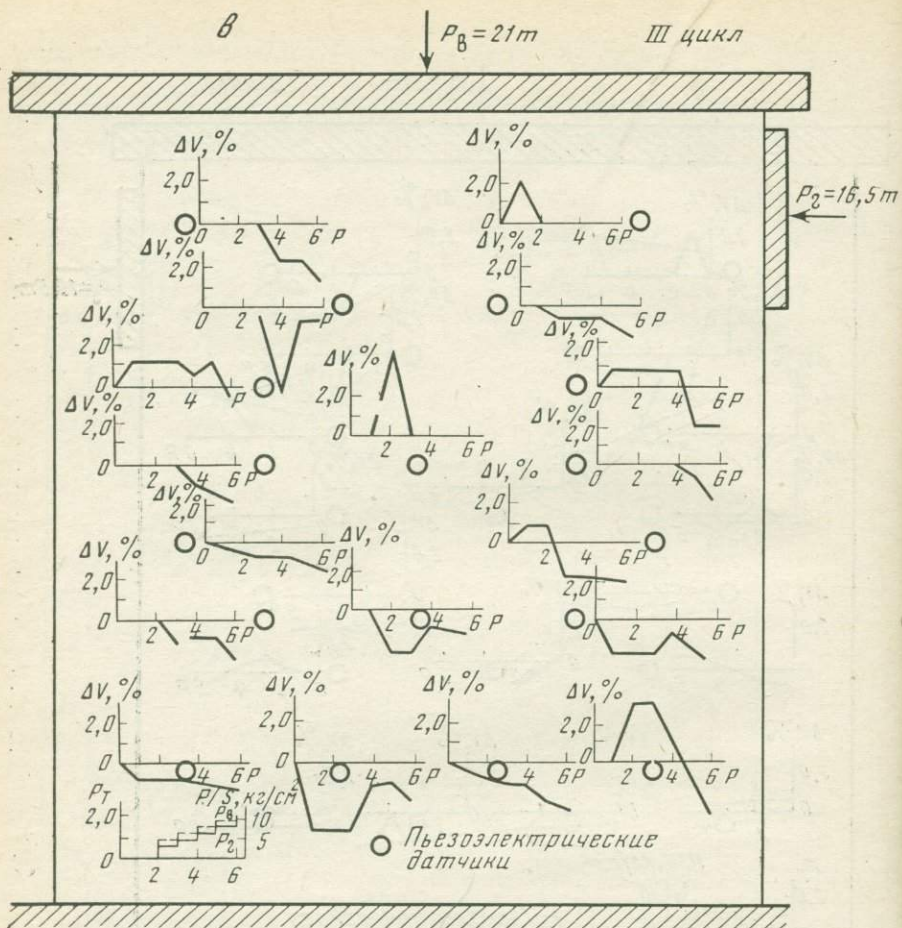


Рис. 56 (окончание)

чина деформации определялась по величине сопротивлений, измеряемых универсальным мостом.

На модели 2 деформации измерялись индикаторами часового типа. С одной стороны модели было установлено семь индикаторов в разных направлениях и с различной базой.

Нагрузка задавалась ступенчато, первоначально вертикальная, а затем горизонтальная во избежание опрокидывания модели. Отношение вертикального усилия к горизонтальному изменялось от 1,5 до 1,25. На каждой ступени нагружения снимались показания всей системы датчиков и индикаторов. Время пробега упругих волн через модель между парами датчиков в среднем составляло 95—100 мксек, точность отсчета времени по сейсмограммам — 0,2 мксек, погрешность определения — 0,2%.

Результаты. Перед испытанием определялись скорости на всех парах датчиков и строились графики поля скоростей (рис. 54). Видно, что модель не является однородной, скорости упругих волн несколько больше в верхней части, чем в нижней. Изолинии скоростей располагаются почти горизонтально по всей модели. Это показывает, что трамбовка модели по каждому циклу заливки проведена равномерно. Рассмотрим результаты по модели 2, на которой проведено три цикла нагружения — разгрузка. Максимальная вертикальная нагрузка в первом цикле 21 т, горизонтальная 16,5 т. При максимальных нагрузках отмечено слабое потрескивание. Во втором цикле на модели появились мелкие трещины, особенно заметные в правом нижнем углу. При пиковых нагрузках третьего цикла произошло разрушение магистральной отрывной трещиной по линии мелких трещин, образовавшихся в конце второго цикла (рис. 55). Графики изменения скоростей упругих волн и деформации показаны на рис. 56, 57. Видно, что в различных точках измерения скорости в первых циклах изменяются неодинаково. Изменение поля скоростей отражает сложное распределение напряжения и системы трещин в модели.

Отмечаются обратимые скачки скоростей, пропадающие даже при возрастании нагрузок, что свидетельствует о возникновении и исчезновении локальных зон микронарушений и концентрации напряжений. Этот же процесс, связанный с неоднородностью напряженного состояния и прочностных свойств модели, отражается и на ходе деформаций: на некоторых ступенях нагружения прирост деформаций происходит скачками, распределение остаточных деформаций неодинаково в различных частях модели. В середине третьего цикла, несмотря на дальнейшее увеличение внешней нагрузки, знак деформации меняется на большей части индикаторов: формирующаяся зона разрыва разгружает части модели, происходит упругое восстановление неразрушенных частей объема. Почти одновременно скорости неравномерно падают также в большей части модели. По-видимому, это связано с раскрытием или даже развитием микротрещин, образовавшихся на более ранних этапах нагружения. При двухосном неравномерном сжатии растущей нагрузкой нет и не может быть полной аналогии процесса с лавинно-неустойчивым трещинообразованием при неравномерном трехосном сжатии длительными квазипостоянными нагрузками: не удастся получить заметного восстановления скоростей после их падения в зонах, далеких от магистрального разрыва.

Однако некоторые существенные черты процесса подготовки магистрального разрыва проявляются и при этом, несовершенном во многих отношениях, моделировании: скачкообразность локальных процессов деформирования и изменений поля скоростей, проявление распределенного по большому объему лавинного трещинообразования перед образованием главного разрыва, более резкие

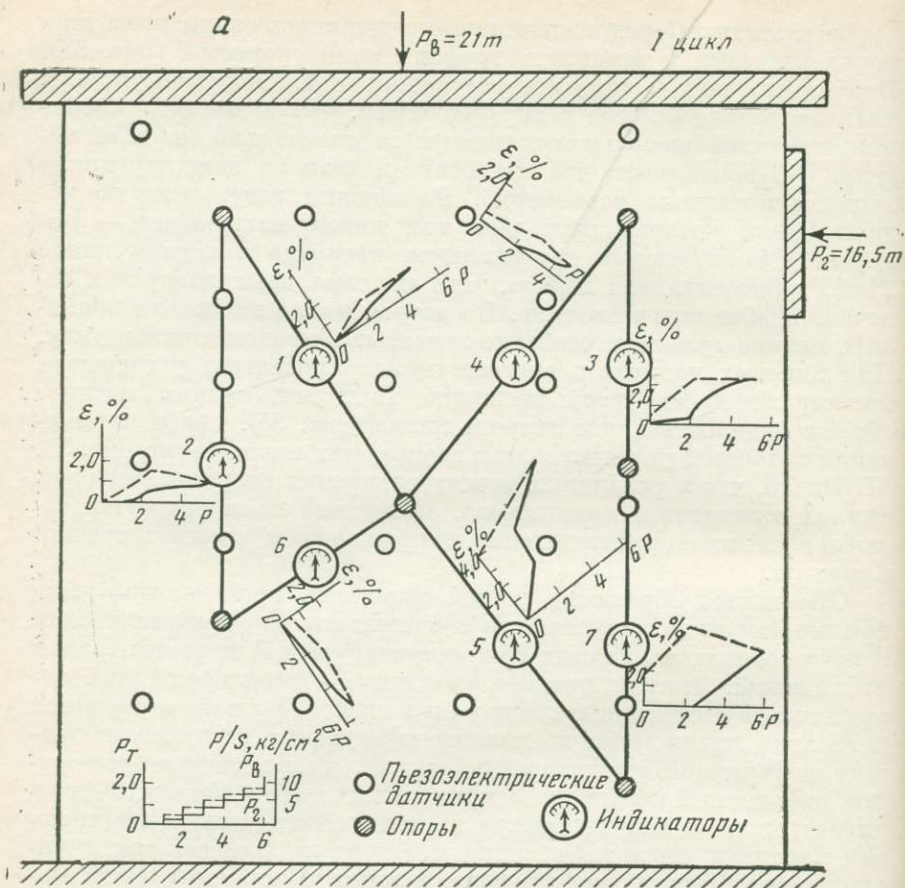


Рис. 57. Изменение деформаций в модели при максимальных нагрузках (во всех измеряемых точках) в I цикле (а), во II цикле (б) и в III цикле (в)

изменения скоростей упругих волн и деформаций в областях, близких к будущему разрыву.

Все это в совокупности с результатами исследования на образцах и в шахтах является дополнительным физическим основанием для применения сейсмического просвечивания при поисках предвестников и изучении процессов разрушения в земных недрах. Можно высказать убеждение, что исследования больших моделей (с различной степенью неоднородности частей) в контролируемых внешних полях напряжений будут полезными и для физики разрушения, особенно если их проводить в комплексе с исследованием естественных акустических импульсов.

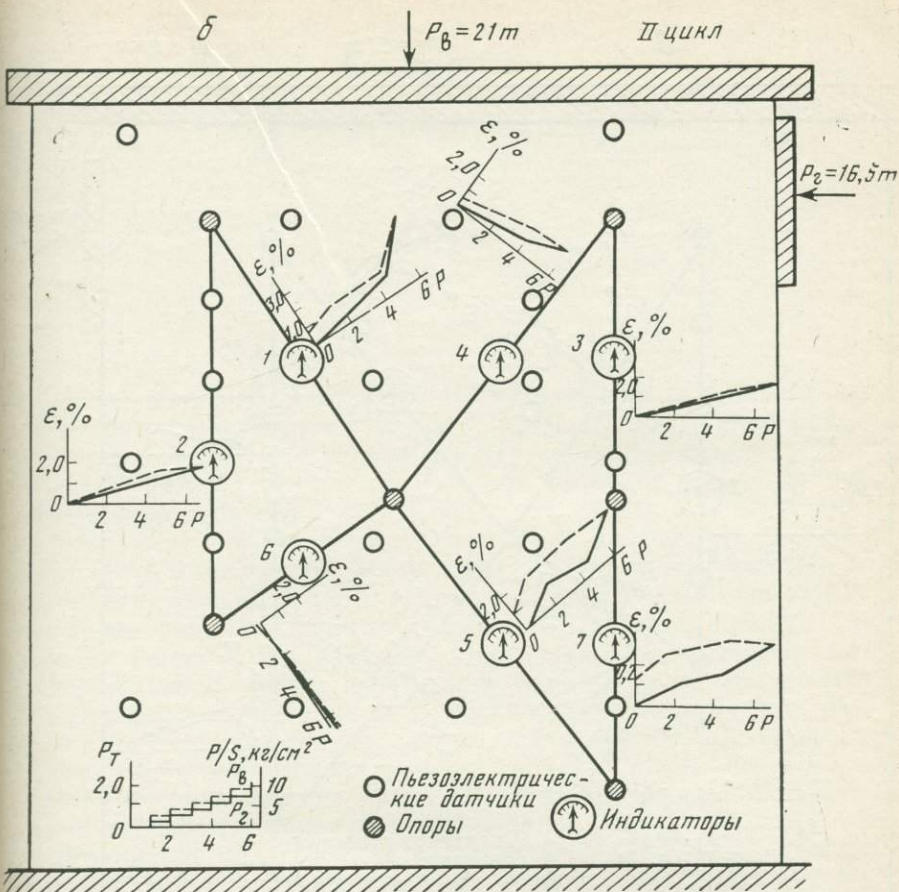


Рис. 57 (продолжение)

Основные результаты, физические и методические выводы.

1. Обобщены экспериментальные и теоретические исследования зависимости характеристик распространения упругих волн в горных породах от напряженного состояния и трещинообразования.
2. Оценены возможные эффекты, которые можно ожидать при исследованиях по сейсмическому просвечиванию.
3. Показано, что искажения траекторий волн, исследованные на ЭВМ, должны приниматься во внимание при изучении распространения волн в очаговых зонах землетрясений.
4. По результатам ранних шахтных исследований и экспериментов на больших блоках установлена неравномерность, скачкообразность изменения поля скоростей волн перед разрушением.

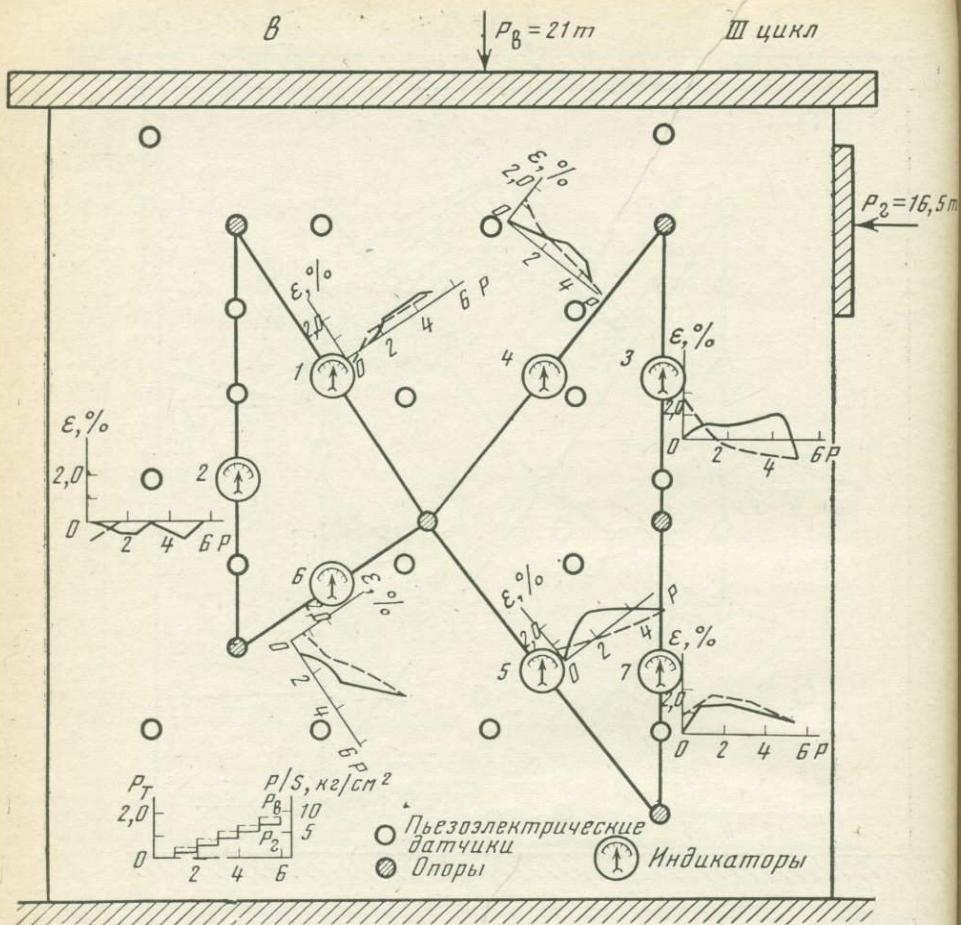


Рис. 57 (окончание)

Очевидная сложность и неоднозначность изменений скоростей упругих волн при трещинообразовании требуют разработки специальных методик наблюдений и интерпретации с использованием широкого диапазона частот и баз измерений. Экспериментальное изучение на образцах, моделях и в шахтах, теоретические разработки дают принципиальную основу для работ по сейсмическому просвечиванию, но только прямой эксперимент может установить возможность регистрации изменений характеристик распространения волн в земных недрах.

При определении временной последовательности дискретных измерений должны учитываться данные о длительности предвестников и их временном ходе.

РАЗРАБОТКА МЕТОДИКИ

Сущность методики сейсмического просвечивания заключается в повторных регистрациях системой сейсмических станций упругих волн, возбуждаемых взрывами в фиксированных пунктах [228]. В наших работах взрывы проводились ежегодно в течение нескольких месяцев сериями в разные дни сезона с интервалами от нескольких дней до месяца. Очевидно, что временная последовательность и интервалы между наблюдениями при ограниченном числе зондирований должны в принципе определяться скоростью изменения состояния среды и общей длительностью аномального периода перед землетрясением. Неравномерная временная последовательность наших наблюдений вызвана двумя причинами: 1) материально-техническими возможностями эксперимента (количеством зарядов в год, погодными условиями и т. п.), 2) почти полным отсутствием в начале работ данных о длительности и характере временного хода аномалий, предположениями о весьма малых величинах возможных эффектов.

Поэтому на первом этапе работ в 1966—1968 гг. в качестве основной была поставлена задача: установить, существуют ли изменения поля времен распространения упругих волн в высокоактивной сейсмической области, которые можно определить с достаточной на современном аппаратурно-методическом уровне точностью наблюдений.

Выбор района наблюдений (Авачинский залив, побережье Восточной Камчатки) был сделан на основе предложения С. А. Федотова, поддержанного академиком М. А. Садовским (согласно долгосрочному сейсмическому прогнозу на 1965—1970 гг. [172] в районе Авачинского залива с вероятностью 0,8 можно было ожидать событий с $M=6,75 \div 7,0$). По аналогии с изменением сейсмической активности перед катастрофическими событиями с $M \sim 8,0$ [172] можно было считать, что события с $M \sim 7,0$ должны готовиться несколько лет, что в дальнейшем было подтверждено рядом работ [88, 246, 250]. Поэтому вероятность изменения параметров упругих волн, если они предвещают такие землетрясения, должна была быть не меньше вероятности осуществления долгосрочного прогноза.

Расположение фокальной зоны землетрясений под дном океана диктовало необходимость вынесения взрыв-пунктов в море или на края выдающихся в океан мысов. Предполагалось осуществить оба варианта, однако практически удалось реализовать только первый. Естественно, в основу методики была положена одна из модификаций глубинного сейсмического зондирования: взрывы в океане и регистрация на сети береговых станций [46, 47].

Выбор начальной системы наблюдений, аппаратуры и методических задач первых лет был сделан на основе данных по сейсмичности и строению (§ 1) этого района [36, 172, 173] при консультациях и помощи Ю. В. Ризниченко, С. А. Федотова, С. М. Зверева, П. С. Вейцман. На этом первом этапе была окончательно отработана оптимально возможная система наблюдений и определена требуемая и возможная точность наблюдений. На втором этапе основные усилия были направлены на получение качественного материала из ограниченного числа пунктов взрывов, главным образом для определения вариаций кинематических параметров при неравномерной временной последовательности зондирований. Одновременно проведены дополнительные методические эксперименты (§ 3) и разработаны приемы обработки материалов (§ 4).

§ 1. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА РАБОТ

Тектоника и сейсмичность. Важнейшими характеристиками района работ по сейсмическому просвечиванию являются пространственно-временные параметры сейсмичности и глубинное строение. Сейсмичность Камчатки исследована многими авторами и особенно полно в фундаментальных работах С. А. Федотова с сотрудниками [172—175]. Поэтому здесь дается краткий анализ сейсмической обстановки района в основном по этим работам.

Побережье Авачинского залива имеет сложный горный рельеф. Наиболее яркие тектонические структуры побережья показаны на рис. 58 [36]. К ним относятся участки современных относительных поднятий — горст м. Шипунского, Петропавловское глыбовое поднятие и Начикинская глыбово-складчатая зона. С ними соседствуют участки относительных опусканий: грабены р. Налычевой и Авачинской бухты. К районам современного опускания относится также вся узкая прибрежная часть Авачинского залива.

Структуры побережья имеют свое подводное продолжение, отраженное в рельефе дна Авачинского залива [167]. Наиболее крупной подводной структурой является хребет Шатского, пересекающий залив в меридиональном направлении от широты м. Шипунского.

Системы разломов на побережье и в подводной части района трансформируются по геологическим [36], гравиметрическим [23, 24],

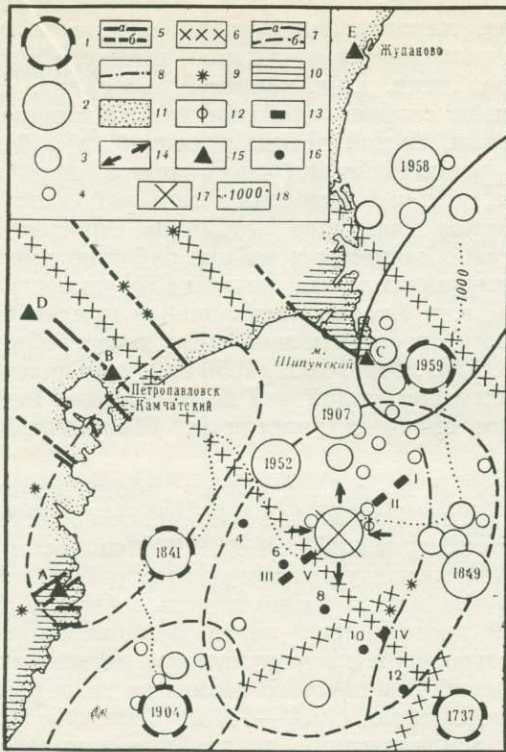


Рис. 58. Тектоника и сейсмичность. Расположение сейсмических станций и пунктов взрывов

Эпицентры землетрясений:

- 1 — с $7\frac{3}{4} \leq M \leq 8\frac{1}{2}$ за 1737—1971 гг.,
- 2 — $6\frac{1}{2} \leq M \leq 7\frac{1}{2}$ за 1904—1971 гг.,
- 3 — $5\frac{1}{2} \leq M \leq 6\frac{1}{2}$ за 1904—1971 гг.,
- 4 — с $K_{S1,2}^{68} = 12$ за 1961—1971 гг.
- 5 — основные глубинные разломы по геологическим данным (а — установленные, б — предполагаемые),
- 6 — основные глубинные разломы по геофизическим данным,
- 7 — очаговые зоны катастрофических землетрясений,

- 8 — ось хр. Шатского,
- 9 — действующие вулканы,
- 10 — поднимающиеся участки суши,
- 11 — опускающиеся участки суши,
- 12 — форшок Петропавловского землетрясения,
- 13 — афтершоки Петропавловского землетрясения,
- 14 — направление осей сжатия и растяжения,
- 15 — сейсмические станции,
- 16 — пункты взрывов,
- 17 — простираение двух вариантов плоскостей подвижки,
- 18 — изобаты

аэромагнитным [163] и ГСЗ [47] данным. Глубинные протяженные разломы северо-восточного простирания, отмеченные на рис. 58, входят в мощную глобальную систему, отделяющую Тихий океан от Азиатского материка. Именно здесь выходит на поверхность фокальная зона и происходит большинство землетря-

сений района, в том числе все самые сильные из них. Другая система разломов, характерная для побережья и, по-видимому, имеющая свое подводное продолжение, прослеживается в северо-западном направлении. Она является, вероятно, локальной, и к ней приурочена слабая поверхностная сейсмичность [35].

Таким образом, тектонические движения в районе работ выражаются во взаимодействии двух почти перпендикулярных разломных зон, которые разбивают весь район на блоки, определяя его сложное мозаичное глубинное строение [35, 47, 71].

Сейсмическую обстановку в районе работ по имеющимся историческим и инструментальным данным [37] иллюстрирует тот же рис. 58. С 1737 г. в Авачинском заливе и прилегающей к нему акватории Тихого океана отмечено пять катастрофических землетрясений (1737, 1844, 1904, 1952, 1959 гг.), ощущавшихся в Петропавловске-Камчатском, силой от 7 до 10 баллов. Наиболее сейсмически активным является участок м. Шипунский — подводный хр. Шатского.

К началу работ по сейсмическому просвечиванию — 1966 г. в Авачинском заливе был период сейсмического затишья: с 1961 г. здесь не было землетрясений с $M \geq 6,0$. Между тем согласно долгосрочному сейсмическому прогнозу в этом районе в 1965—1970 гг. с вероятностью 0,8 можно было ожидать события с $M = 6,75 \div 7,0$.

На рис. 59 представлена карта эпицентров землетрясений с $K \geq 11$, построенная по результатам детальных сейсмологических наблюдений Авачинского залива за годы работ по сейсмическому просвечиванию (1966—1973). Типичное для Камчатки распределение землетрясений по глубине показано на рис. 60. На плоскость, проходящую через станцию В — линию профиля (точки 4—12) (плоскость В—12), спроектированы все землетрясения с $K \geq 9$, происшедшие за 1968 г. в Авачинском заливе (без южной части) и прилегающем к м. Шипунскому участку Кроноцкого залива. Большое число землетрясений происходит в фокальной зоне, которая имеет толщину ~ 40 — 50 км и уходит под континент под углом $\sim 50^\circ$ к горизонту. Большинство землетрясений происходит на глубине 0—60 км, далее количество землетрясений быстро убывает с глубиной.

Петропавловское землетрясение 24. XI 1971 г. по [39]: Это событие было самым крупным и интересным за период с 1966 по 1973 г. Оно произошло в $15^h 35^m 30^s$ по Гринвичу под дном Авачинского залива (рис. 61) в 75 км к юго-востоку от г. Петропавловска вблизи ПВ 4, на глубине 100 км. Землетрясение ощущалось в г. Петропавловске с силой 7—8 баллов. Магнитуда землетрясения по поверхностным волнам составляет $M_{LH} = 7,2$, энергетический класс $K_{S_{1,2}}^{0,05} = 15$. Координаты гипоцентра и другие данные приведены в табл. 1.

Наиболее точным считается эпицентр по данным ТСЭ ИФЗ АН СССР. Механизм очага определен по знакам первых смеще-

Рис. 59. Карта эпицентров с $K \geq 11$ для Авачинского залива за годы работ по сейсмическому просвечиванию (1966—1973)

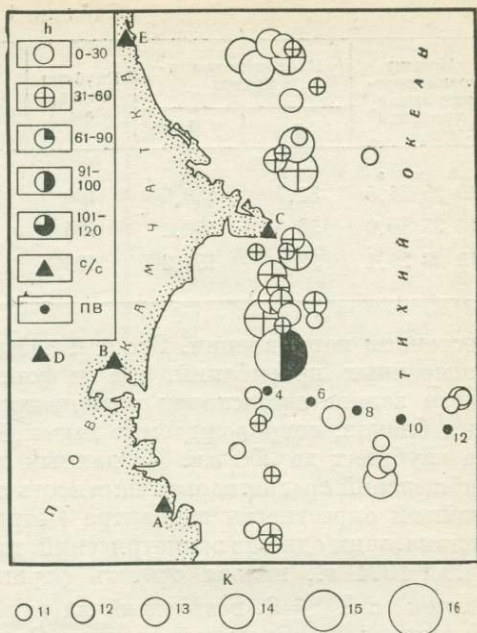
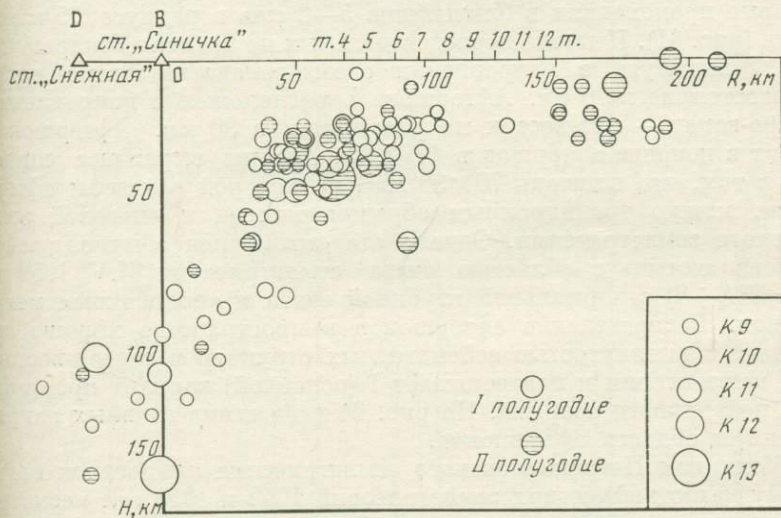


Рис. 60. Вертикальный разрез на плоскость В—12 за 1968 г.

В — ст. «Снежная», Д — ст. «Синичка»



ний волн P на 71 станции мира по методике А. В. Введенской.

Эпицентр землетрясения совпадает с узлом взаимно перпендикулярных разрывных нарушений, который образован наложением новейших структур северо-западного простирания на основные складчатые сооружения Камчатки, простирающиеся в северо-

Таблица 1

Момент возникнове- ния земле- трясения	Координаты эпи- центра		Глубина очага, км	К, М	Источник
	φ	λ			
h m s 19 35 31,5	52,7	159,6	100	$K_{S_{1,2}}^{\Phi_{08}} = 15$	ТСЭ ИФЗ АН СССР
19 35 30,0	52,8	159,1	125	$M = 7,2$	ЕССН СССР ОБСС
19 35 29,1	52,9	159,2	106	$M = 6,3$	NOS США

восточном направлении. Это так называемый авачинский участок поперечных прогибаний, где на фоне общего опускания Авачинского залива происходят разнонаправленные движения отдельных блоков, сопровождаемые высокой сейсмической активностью на глубинах до 200 км. По данным детальных сейсмологических наблюдений среднегодовая плотность слабых землетрясений в ближайшей окрестности эпицентра Петропавловского землетрясения велика, и ни одно из землетрясений, имевших здесь место до 19^h35^m 24.XI 1971 г., нельзя считать форшоком. Но авторы отмечают толчок с $K_{S_{1,2}}^{\Phi_{08}} = 9$, возникший на глубине 20 км за 24 мин перед Петропавловским землетрясением. За афтершоки приняты события, которые происходили в ближайшие 5–6 сут в радиусе 75 км от очага (рис. 61). Цепочка последовательных по времени афтершоков 1, 2, 3 вытянута в направлении с юго-запада на северо-восток на расстояние в 70 км. Афтершок 4 расположен в направлении северо-запад — юго-восток на расстоянии в 30 км. Афтершок 5 лежит в цепочке афтершоков 1, 2, 3. Авторы выражают сомнение в том, что площадь 70×30 км², на которой отмечены афтершоки, можно традиционным образом отнести к очаговой зоне сильного землетрясения. Однако эта «зона», как обычно, расположена «встык» с областью очага землетрясения 4.V 1959 г. ($M = 7\frac{3}{4} \div 8$) с нормальной глубиной очага и аналогичным механизмом. Распределение афтершоков в пространстве хорошо совпадает с вытянутостью сейсмогенных структур в северо-восточном направлении и подтверждает I (основной) вариант простирания поверхности разрыва. На рис. 61 дана схема главных напряжений и область афтершоков.

Механизм Петропавловского землетрясения аналогичен механизму катастрофических землетрясений 1952 и 1959 гг., несмотря на существенную разницу в глубинах этих очагов. Согласно долгосрочному прогнозу [172] на 1971–1975 гг., в этом районе предполагалось максимально возможное землетрясение с $M = 7\frac{1}{4}$, но глубиной очага менее 70 км.

Была сделана попытка получить дополнительные данные об очаге. Рассмотрение первой минуты записей 30 станций мировой сети показывает, что начальная часть Р-волны искажена

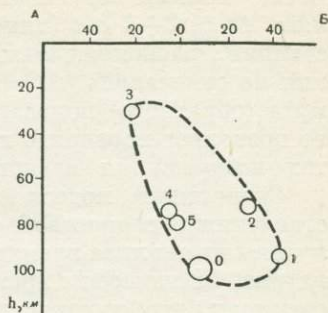
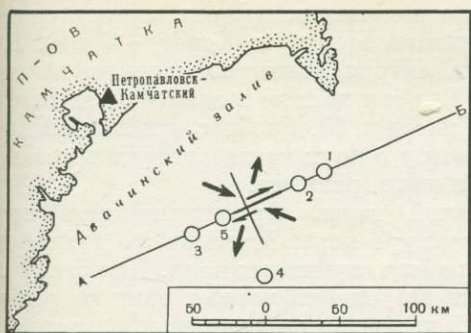


Рис. 61. Схема главных напряжений и область афтершоков

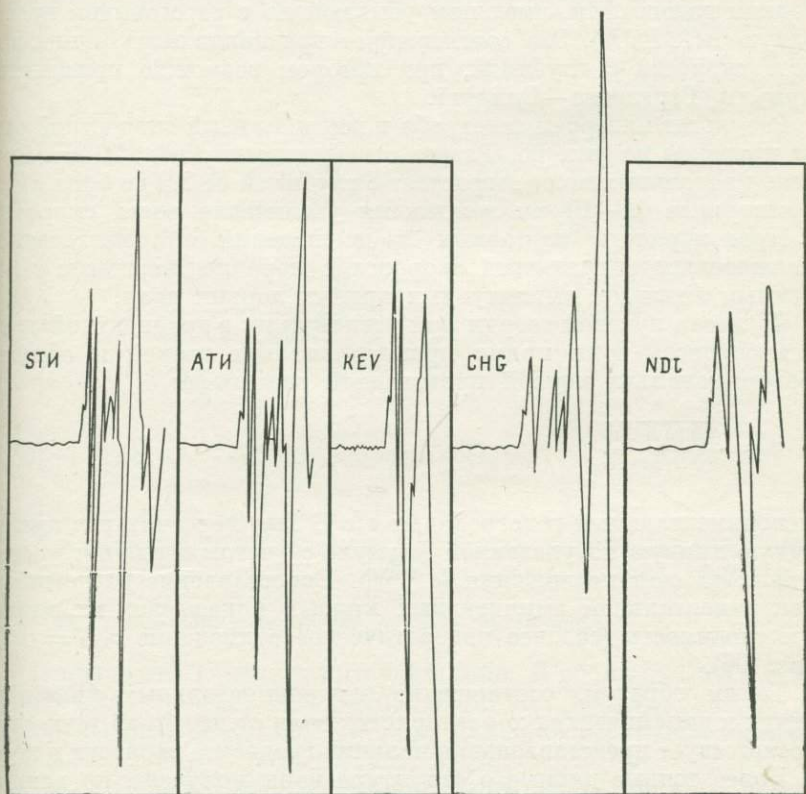


Рис. 62. Примеры записи первой минуты Петропавловского землетрясения по данным мировой сети

(рис. 62). Для большинства проанализированных записей время между первым вступлением и искажением формы записи составляет $\Delta t \simeq 2 \div 4$ сек (для станций Нарын и Хорог ~ 6 сек). Для станций, расположенных на американском континенте, искажения не отмечались ($\Delta t = 0$). Все эти данные в зависимости от азимута (обратного) показаны на рис. 63. Разброс данных велик и не позволяет проверить гипотезу о двух последовательных моментах вспарывания магистрального разрыва.

Скоростные модели земной коры. Ориентировочные представления о скоростной структуре коры Авачинского залива получены из анализа времен пробега глубинных волн. Для этой цели на рис. 64 нанесены времена вступления первых волн на разных станциях, что соответствует разным азимутам просвечивания.

Большой разброс значений свидетельствует о неоднородности скоростных свойств земной коры региона.

Наблюдаемые времена первых вступлений аппроксимированы гладким годографом, имеющим убывающую с расстоянием производную $\Delta t / \Delta R$ (R). Это соответствует предположению о плавном росте скорости с глубиной, при котором возможно применение формулы Герглотца—Вихерта.

Результат инверсии годографа в вертикальный скоростной разрез приведен на рис. 65. Разрез освещен до глубины 26 км. Скорость продольных волн возрастает с глубиной от 2,9 до 7,4 км/сек. В интервале 12—16 км намечается увеличение роста скорости.

Правомерность априорных предположений о существовании положительного градиента скорости в коре подтверждена независимым анализом амплитудных кривых первых волн.

Согласно лучевой теории при регистрации в градиентной среде интенсивность волн прямо пропорциональна второй и обратно пропорциональна первой производной годографа:

$$A \sim \frac{\sqrt{\Delta (\Delta R / \Delta t)}}{(\Delta R / \Delta t) R}. \quad (3.1)$$

Экспериментальный годограф для с/с В был пересчитан в амплитудную кривую по указанной формуле с учетом спадания уровня кривых за счет поглощения ($e^{-0,01R}$). Сопоставление расчетных и экспериментальной амплитудных кривых показывает их неплохую сходимость (среднее квадратическое отклонение $\sigma_{\text{ггА}} = 0,31$) (рис. 66).

Таким образом, соотношение экспериментальных кинематических и динамических характеристик волн с указанной точностью соответствует представлению о наличии градиента скорости в коре.

Более точные данные о структуре коры получены по данным ГСЗ при решении обратной кинематической задачи по системе годографов первых волн.

Как известно, эта задача решается неоднозначно. Полное решение путем подбора большого числа вариантов не проводилось.

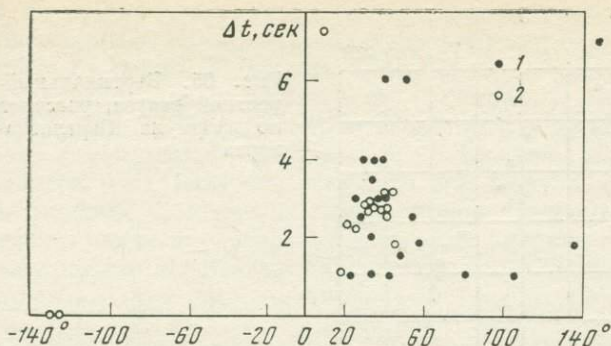


Рис. 63. Зависимость Δt (время от t_0 до первого пережима) от обратного азимута на станции 1 — станции СССР, 2 — станции мировой сети

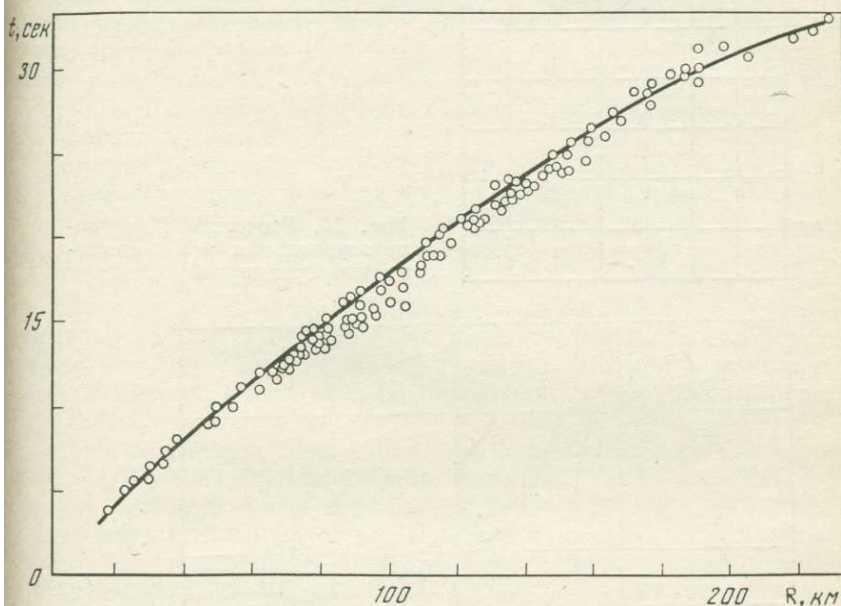


Рис. 64. Суммарный годограф первых вступлений

Имеется два варианта интерпретации. В обоих отмечена основная черта строения — наличие обширных зон глубинных разломов, которые делят земную кору на блоки различной мощности и разного скоростного состава протяженностью ~ 50 км [47]. Схема глубинного строения земной коры вдоль профиля опорных ПВ 4—12 (по Ю. В. Тулиной) показана на рис. 67. На основании этой схемы можно заключить, что ПВ 4—6 находятся над высокоскоростным блоком ($\bar{V}=6,0 \div 6,4$ км/сек), для которого характерно наличие высокоскоростного слоя ($V_r=6,8 \div 7,3$) на глуби-

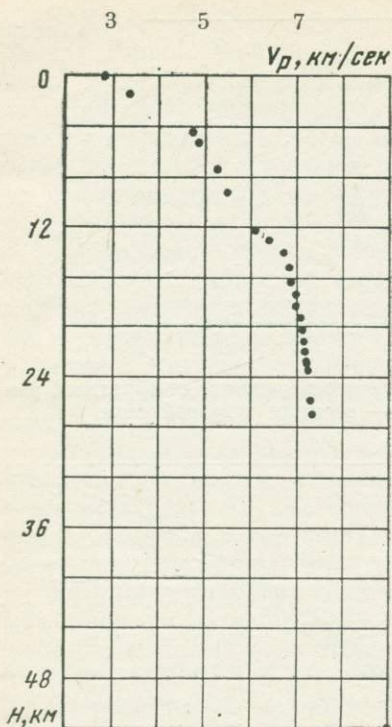


Рис. 65. Вертикальный скоростной разрез, рассчитанный по формуле Герглотца—Вихерта

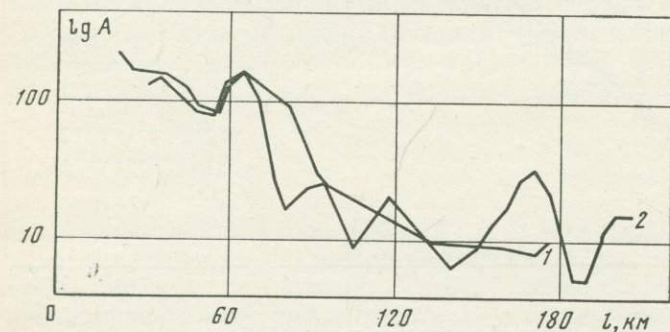


Рис. 66. Расчетная (1) и экспериментальная (2) амплитудные кривые

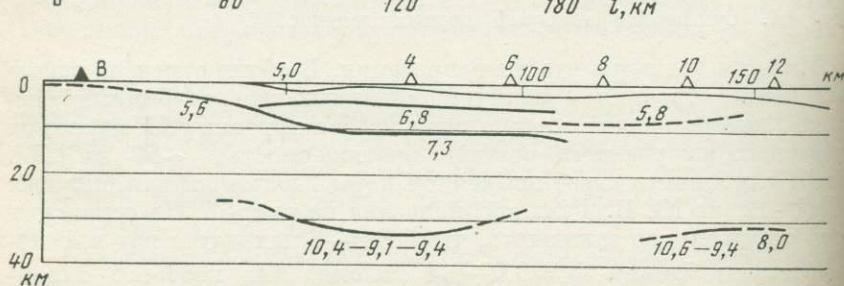


Рис. 67. Осредненный разрез земной коры Авачинского залива по Ю. В. Тулиной

нах 5—10 км и более, а граница *M* опущена до глубин 34 км. Другая совокупность ПВ 10—12 располагается над блоком существенно иного строения. Мощность коры здесь ~30 км, граница консолидированных пород залегает на глубинах 8 км и имеет обычные для таких глубин граничные скорости. Средняя скорость в этом блоке изменяется в пределах 5,0—5,8 км/сек. Между блоками находится зона разлома, секущего всю кору и уходящего в верхнюю мантию. Как раз на стыке блоков лежит ПВ 8. Для всего разреза в целом характерны необычайно высокие граничные скорости на границе *M*. Все эти данные получены Ю. В. Тулиной в предположении, что прокоррелированные ею волны являются головными.

На основании того же материала ГСЗ, но при других исходных предпосылках, допускающих градиенты скорости в коре, получен иной осредненный разрез [120]. Он отличается от первого большей мощностью коры, меньшими граничными скоростями на поверхности Мохоровичича. Существенно также и то, что в высокоскоростном блоке на глубинах 12—14 км слой с повышенными скоростями $V_r \sim 7,2\text{--}7,3$ км/сек подстилается породами с $V=6,0\text{--}6,5$ км/сек, образуя на этих глубинах низкоскоростной канал.

Отметим общие черты обоих разрезов, которые сохранились при изменении интерпретации волн и методики расчетов и потому могут быть оценены как наиболее достоверные. Во-первых, несомненно наличие двух блоков с существенно различной средней скоростью и разломной зоны между ними. Во-вторых, надежно трассируется высокоскоростной слой на глубинах от 5 и, по крайней мере, до 15 км. Внутри этого слоя отчетливо отмечается граница с $V_r=7,2\text{--}7,3$ на глубинах 8—12 км. Эта яркая неоднородность в верхней части разреза определяет формирование целого ряда волн.

Опорные группы волн I (рис. 68) формируются именно в этом слое. Глубина их проникновения составляет 8—14 км. Волны II распространяются на больших глубинах, но об их природе пока судить весьма трудно. Волны III во всех вариантах интерпретации проникают до границы Мохоровичича или несколько глубже, т. е. до глубин 30—40 км.

Исследование мелкой неоднородности строения земной коры. В § 5 гл. 1 и гл. 2 было показано, что неоднородность среды существенно влияет как на параметры, характер процесса подготовки землетрясения и возможности статистического описания сейсмичности региона, так и на количественные и качественные связи характеристик распространения упругих волн с изменением напряженно-деформированного состояния среды. Поэтому наряду с необходимостью знания положения и рельефа сейсмических границ, очерчивающих слои и блоки, общего характера распределения скоростей внутри больших объемов для сейсмического просвечивания важно изучать мелкую неоднородность. А. В. Ни-

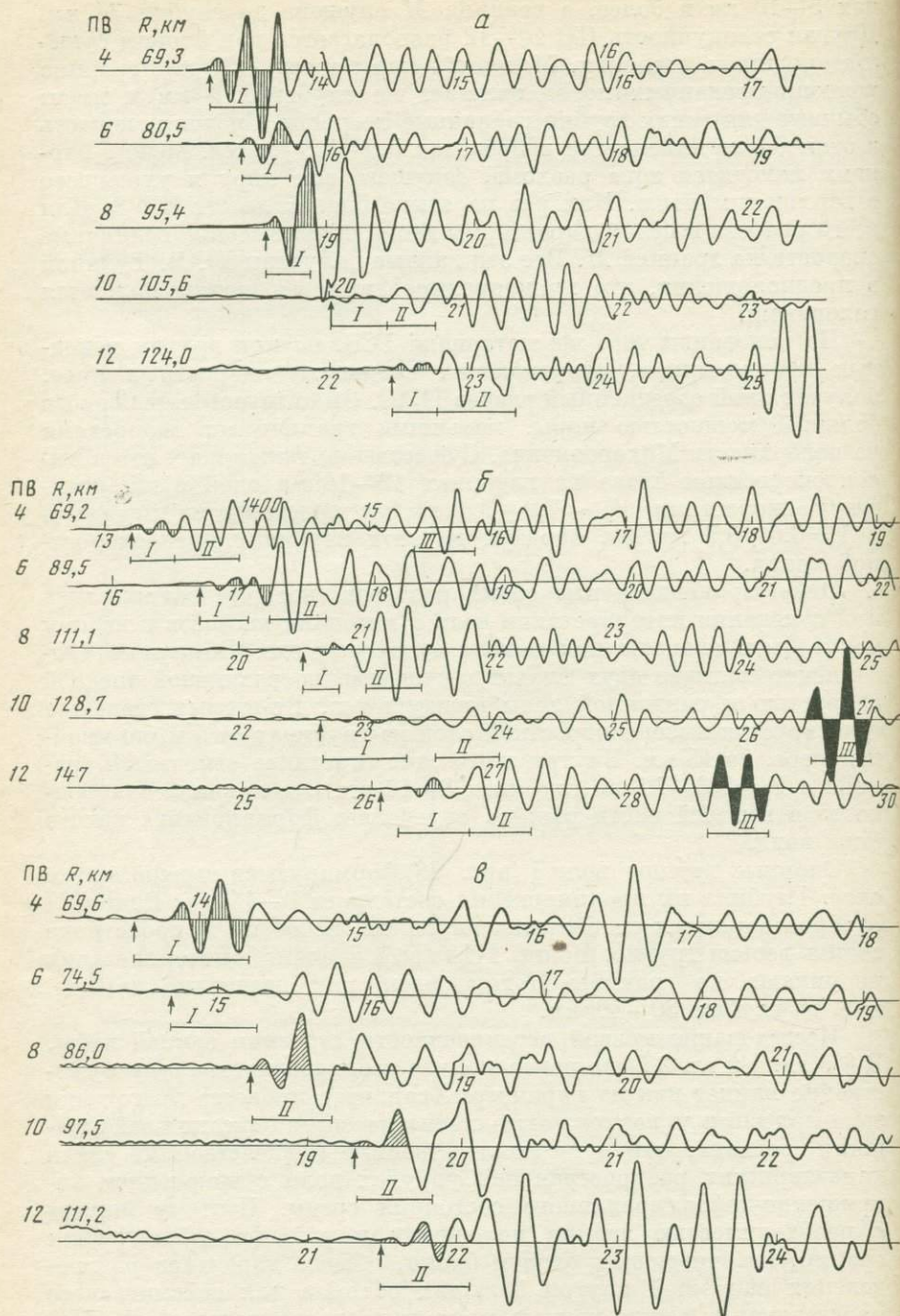


Рис. 68. Сводные сейсмограммы станций А (а), В (б), С (в), D (г) и E (д)

колаевым в [111] убедительно показано, что при изучении дрейфа сейсмических характеристик земных недр учет мелкой неоднородности строения обязателен для выбора системы наблюдений и наиболее информативных и наименее чувствительных к ошибкам измерения параметров. Поэтому в совместных работах [25, 216] была предпринята попытка изучения мелкой неоднородности, «сейсмической» мутности района наблюдений в духе [111]. «Сейсмическая мутность» ассоциируется с раздробленностью пород, шероховатостью сейсмических границ, относительно крупной агрегатностью строения.

Основные количественные соотношения между структурными элементами поля скоростей упругих волн и строением среды рассмотрены в [26, 27]. Мелкая неоднородность среды проявляется

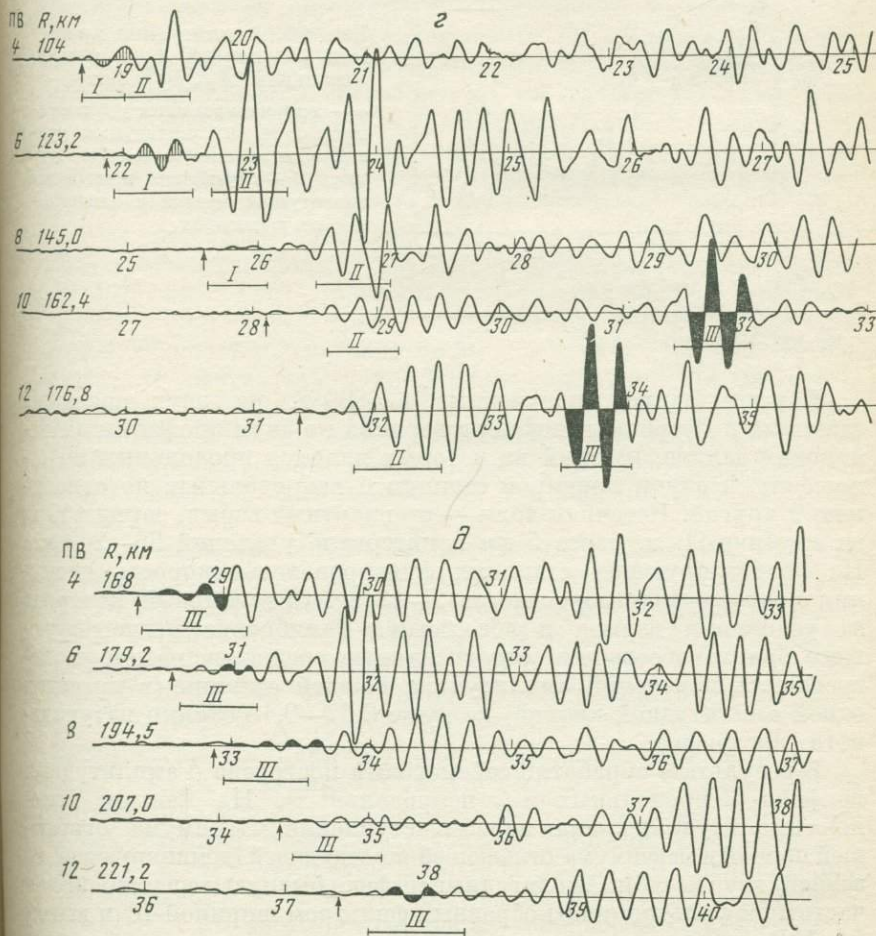


Рис. 68 (окончание)

в пространственных флуктуациях волновых характеристик, прежде всего — амплитуд сейсмических волн. На рис. 69 показан пример обработки амплитуд первой волны по наблюдениям ГСЗ на Камчатке. Количественной характеристикой мелкой неоднородности является коэффициент мутности, который определяется увеличением среднеквадратичной величины логарифма амплитуды флуктуаций на единичном пути волны. В основе определения коэффициента мутности лежит разделение амплитудных графиков на детерминированную и случайную (быстро осциллирующую в пространстве) компоненты путем низкочастотной фильтрации и вычитания сглаженного графика из наблюдавшегося.

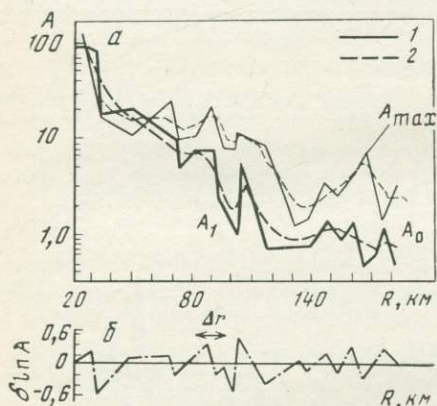


Рис. 69. Амплитудные кривые $\ln A(R)$ первой $A_1(1)$ и максимальной $A_{\max}(2)$ фаз

a — детерминированная компонента $\ln A_0(R)$ амплитудной кривой после низкочастотной фильтрации, *б* — случайная компонента амплитудной кривой в зависимости от расстояния

Изучены записи, полученные в 1966 г. на двух приемных станциях в Петропавловске при взрывах по двум профилям в Авачинском заливе, каждый из которых являлся продольным по отношению к одной приемной станции и непродольным по отношению к другой. Источник волн — стандартный взрыв, заряд 130 кг на глубине 90 м, через 5 км в интервале удалений 20—200 км. На регистрирующих станциях фиксировалась скорость смещения почвы в диапазоне частот 2—12 гц. Специальный контроль за условиями взрыва и абсолютная калибровка регистрирующего тракта обеспечили относительную среднеквадратичную погрешность измерений амплитуд на каждой станции (в пределах одной амплитудной кривой) не хуже 0,07—0,18 единиц натурального логарифма.

В результате обработки сейсмограмм построено 4 амплитудных графика (2 продольных и 2 непродольных). На каждом выделена амплитудная кривая первого вступления, максимума огибающей первой и максимума огибающей последующей (доминирующей на записи) группы волн. Амплитудные графики были подвергнуты низкочастотной фильтрации (Π-образным фильтром шириной 10 и шагом 5 км). В результате выделены детерминированная и случайная компоненты амплитуд (рис. 70, *a*), распределение логарифмов случай-

ных амплитуд и их пространственных периодов (б). Как видно, распределение флуктуаций натуральных логарифмов амплитуд имеет нулевое среднее и практически близко к нормальному с дисперсией 0,084. Это близко к величине, полученной в работе [27] для всей зоны перехода от материка к Тихому океану. Особый интерес представляет экспериментальное распределение пространственных интервалов корреляции, т. е. расстояний между максимумами и минимумами флуктуаций. Согласно теории интервал продольной корреляции $\Delta r_{\text{пр}}$ (наблюдение вдоль сейсмического луча) связан с размером скоростной неоднородности α и длиной волны λ соотношением $\Delta r_{\text{пр}} = \pi \alpha^2 \lambda$. При наблюдениях по фронту волны интервал поперечной корреляции равен размеру неоднородности: $\Delta r_{\text{п}} = a$. В случае же непродольного профиля интервал корреляции должен принимать промежуточное значение, что и подтверждается кривыми распределения (б). Максимум кривой распределения периодов флуктуации амплитуд при наблюдениях на продольном профиле составляет 14 км (это соответствует размеру неоднородности $a = 2,2$ км). На непродольном среднем интервал корреляции заметно меньше — 8 км. Кривую *З* рис. 70, б можно рассматривать как гистограмму масштабов мелкой неоднородности земной коры. Коэффициент мутности земной коры оценен по дисперсии амплитуд разных типов волн. По преломленным (рефрагированным) волнам его среднее значение $(0,8 \div 1,2) \cdot 10^{-3} \text{ км}^{-1}$, по отраженным получено близкое значение $(0,7 \div 1) \cdot 10^{-3} \text{ км}^{-1}$, что может свидетельствовать об отсутствии заметной шероховатости границы Мохоровичича. На рис. 71 показаны все результаты определения коэффициента мутности по данным морского ГСЗ, относящиеся к частоте 5 гц. Отчетливо видны различия между корой и мантией в отдельных регионах, а также межрегиональные различия: повсюду кора мутнее мантии, и среда становится более прозрачной при переходе от континента к океану.

Расположение сейсмостанций и условия наблюдений. Система наблюдений состоит из взрыв-пунктов в океане и регистрирующих станций на побережье Камчатки. Выбор положения станций и взрыв-пунктов диктовался следующим основным условием: просвечивание должно охватывать фокальную зону в максимально возможном диапазоне направлений и расстояний, включая сюда наиболее активную ее часть вблизи м. Шипунского.

Сейсмические станции располагались по возможности в доступных местах с минимальным уровнем помех. Сравнительная характеристика местоположения береговых экспедиционных сейсмических станций приведена в табл. 2. Описание геологических условий в местах установки приборов дается по специальному исследованию с. н. с. Л. И. Звягинцева (ГИН АН СССР). Скорости упругих волн в поверхностных слоях вблизи сейсмических станций определены в естественном залегании ст. инж. А. М. Палено-

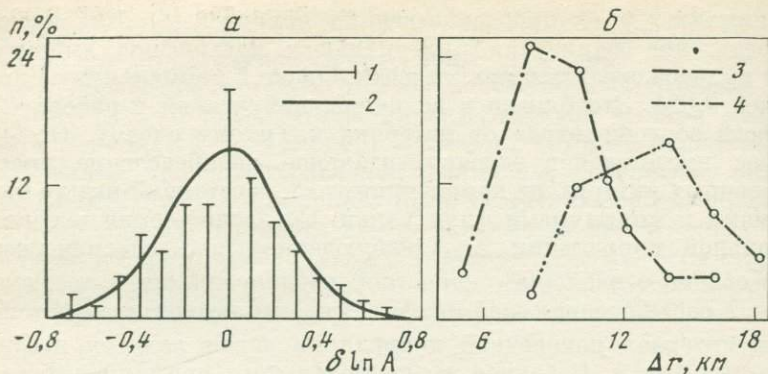


Рис. 70. Распределение логарифмов флуктуаций амплитуды

1 — экспериментальные данные, 2 — нормальная кривая, 3 — непродольный интервал пространственной корреляции, 4 — продольный интервал

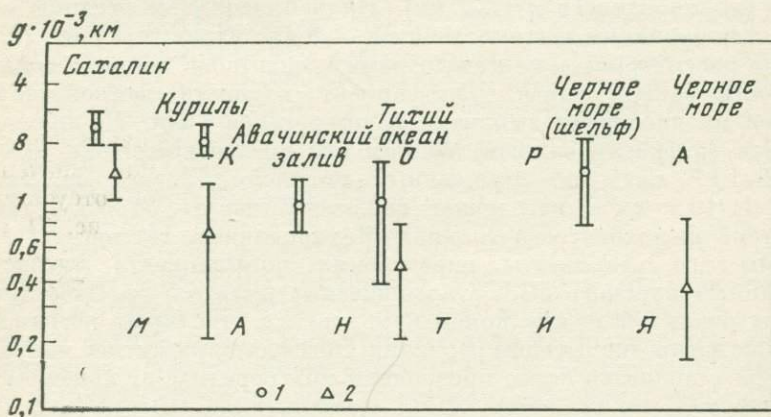


Рис. 71. Коэффициент мутности по данным ГСЗ для разных районов

вым и м. н. с. Р. П. Соловьевой ультразвуковым методом по методике, разработанной ранее автором [84].

Отношение сигнал/помеха определено как среднее из десяти измерений отношений амплитуды максимальной фазы в первой группе волн к максимальной амплитуде микросейсм, зарегистрированных в полуминутном интервале до прихода сигнала в типичные рабочие дни на расстоянии в 100 км от взрыв-пункта. Как видно из таблицы, условия регистрации на всех пяти станциях удовлетворительные. Они позволяют уверенно регистрировать первую группу волн на расстояниях до 200 км.

Выбор пунктов взрыва ограничивался возможностями местной радионавигационной системы. Последняя устойчиво работает

Таблица 2

Индекс станции	Расположение станции	Высота места, м	Состав пород	V, м/сек	Сигнал/помеха	Начало работы станции
A	На берегу бухты в 8 км от залива	20	Интрузия гранодиоритов	6050	4,0	IX 1966 г.
B	В 8 км от берега	150	Плотные тонкослоистые кремнистые сланцы	5290	3,0	IX 1966 г.
C	М. Шипунский в открытом океане	250	Слой галечника на габбро-диабазе	2500	3,0	IX 1966 г.
D	В 40 км от берега Авачинского залива	150	Крупнообломочные андезиты и песчаники	4150	10,0	X 1968 г.
E	В 8 км от берега Кроноцкого залива	300	Слабоцементированные вулканиты	—	3,0	VIII 1968 г.

до расстояний не более 200 км от побережья. Выбранные пять опорных точек взрыва равномерно распределены вдоль профиля длиной 100 км, пересекающего континентальный склон с северо-запада на юго-восток. Все пункты находятся над участком резкого изменения глубины и рельефа дна океана, совпадающим с местом выхода фокальной зоны на его поверхность. Сравнительная характеристика взрыв-пунктов приведена в табл. 3.

Таблица 3

№ ПВ	Расстояния до станций, км					Характеристика подводных структур в месте ПВ	Глубина моря, м
	A	B	C	D	E		
4	69,3	69,2	69,6	103,3	168,0	Изрезанный глубоководный участок континентального склона	1230
6	80,5	89,5	74,5	123,2	179,2	То же	2150
8	95,4	111,1	86,0	145,0	194,5	Зона глубинных разломов сев.-зап. склона хр. Шатского	2350
10	105,6	128,7	97,5	162,4	207,0	Ось хр. Шатского	1860
	124,0	147,0	111,2	176,8	221,2	Юго-восточный склон хр. Шатского	2550

Взаимное расположение сейсмических станций и пунктов взрыва и их размещение относительно фокальной зоны, важнейших глубинных разломов и эпицентральных областей сильнейших землетрясений показаны на рис. 58, 59. Трассы сейсмических лучей пересекают фокальную зону в трех разных направлениях. Так, трассы ПВ4—12А находятся целиком внутри участка фокальной зоны. Сейсмические волны, распространяющиеся

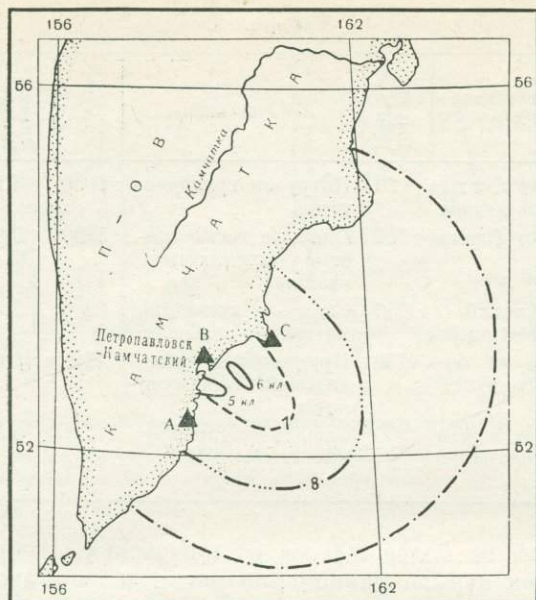


Рис. 72. Области надежной регистрации землетрясений станциями ДВЭ

к станциям В и D, просвечивают земную кору в непосредственной близости к Петропавловску-Камчатскому. Трассы волн, приходящих на станции С и E, следуют вдоль фокальной зоны в близких направлениях через наиболее активную в настоящем ее часть.

Таким образом, выбранная система наблюдений обеспечивает просвечивание разнообразных в сейсмическом отношении участков фокальной зоны в большом диапазоне расстояний и глубин.

В период 1966—1968 гг. были также проведены в небольшом объеме опытные сейсмические наблюдения на станциях А, В и С в диапазоне частот 3—15 *гц* с увеличением 100 тыс. на станциях А, В и 60 тыс. на станции С. Наблюдения велись трехкомпонентной установкой, состоящей из трех сейсмографов УСФ и осциллографа ОСБ-VI с гальванометрами ГВ-IV ($f_0=12$ *гц*). Регистрация землетрясений проводилась во время полевых работ на профиле. В 1968 г. была сделана попытка круглогодичных наблюдений.

На рис. 72 нанесены области надежной регистрации (области, в которых землетрясения данного класса записываются тремя станциями с амплитудой не менее 2 *мм*) землетрясений разных классов. Из рис. 72 видно, что, начиная с $K=8$, землетрясения надежно регистрируются во всем Авачинском заливе вплоть до глубоководной впадины. Очаги землетрясений определялись с точностью ± 25 *км*, т. е. это неклассные определения. По трем станциям можно говорить только об области, в которой находится

очаг. Такие наблюдения, проводимые систематически, могут быть полезны для сравнения структуры тонкой сейсмичности с детальными наблюдениями по сейсмическому просвечиванию.

§ 2. ТЕХНИКА ПРОВЕДЕНИЯ НАБЛЮДЕНИЙ И ИСПОЛЬЗУЕМАЯ АППАРАТУРА

Как уже говорилось выше, методика работ заключается в проведении повторных взрывов в опорных точках Авачинского залива и регистрации упругих волн от взрывов на береговых сейсмических станциях.

Определение местоположения корабля в океане производится с помощью радионавигационной системы «Координатор-С». Система работает следующим образом.

В створе Авачинской бухты расположена ведущая станция системы. Станция излучает синусоидальные сигналы с высокой стабильностью на частоте 1 тыс. *кГц*. В двух точках по разные стороны от ведущей станции с базой 100 км расположены две отражающие станции, которые непрерывно принимают опорные сигналы и преобразовывают их в сигналы: одна — 500 *кГц*, другая — 750 *кГц*. Эти три сигнала непрерывно излучаются в эфир и являются основными сигналами для работы системы «Координатор-С». Авачинский залив разбит на районы, для каждого из которых существуют навигационные карты, предназначенные для работы с РНС «Координатор».

Определение местоположения происходит следующим образом. Включаются все три станции и работают в режиме непрерывного излучения сигналов. Корабль определяет местоположение по известным береговым ориентирам либо по бую с известными координатами и с учетом истинного положения корабля относительно определенного ориентира, выставляются координаты на корабельном комплекте РНС. Затем корабль идет в район работ, курс корабля корректируется по показаниям РНС «Координатор».

Приемник РНС, расположенный на корабле, принимает все три сигнала на два канала и получает фигуры Лиссажу на каждом из каналов. По переходу фигур автоматически производятся отсчеты гиперболических координат, которые выдаются на счетчики. Точность отсчета на счетчиках 0,1 гаммы. Навигационная сетка гиперболическая, поэтому длина единицы измерения — гаммы — в разных районах имеет разную длину в метрах.

В районе точки 4 длина 1γ соответствует по 1-му каналу 86,6 м, по 2-му каналу 105 м. В районе точки 12 длина 1γ соответствует по 1-му каналу 140 м, по 2-му каналу 210 м. Ошибка отсчета системы (среднеквадратичная) состоит из двух составляющих:

1. Аппаратурная ошибка принимается равной $\varepsilon_a = \pm 15$ м.
2. Ошибка привязки зависит от штурманов. Обычно привязка делается 2—3 раза возле одного ориентира, и каждый раз данные

привязки сопоставляются. Таким образом, уточняется местоположение корабля в точке привязки.

Обычно ошибка определения положения корабля $\epsilon_{\text{пр}} = \pm 50$ м. Среднеквадратичная ошибка работы системы поэтому равна $E = \sqrt{\epsilon_a^2 + \epsilon_{\text{пр}}^2} = \pm 52$ м.

Однако руководству по эксплуатации РНС «Координатор-С» максимальные ошибки колеблются от ± 15 м в районе точки 4 до ± 50 м в районе точки 12.

Таким образом, максимальная ошибка определения точки сброса зарядов не превышает ± 50 м при условии правильной работы системы навигации.

При определении истинной точки сброса учитываются поправки на длину корабля от кормы до фазового фокуса приемной антенны. Кроме того, отсчеты приемника РНС записываются специальным устройством на ленту, на которой отмечаются автоматически точки привязки, все переходы гамм по двум каналам и точки сброса заряда.

После окончания выхода ленты обрабатываются и полученные данные сопоставляются с оперативными отсчетами, полученными во время выхода. По возвращении на место стоянки делается контрольная привязка корабля. Географические координаты, полученные штурманом с помощью привязки к береговому ориентиру или бую, сопоставляются с координатами, полученными по отсчетам РНС. Такая контрольная привязка дает возможность убедиться в правильности работы системы. На рис. 73 представлены схемы мест сброса зарядов для двух дней работы в районах точек 4, 6 и 8, определенные по данным радионавигационной системы.

Стандартные заряды весом 136 кг сбрасывались с корабля, движущегося со скоростью 6—10 м/сек. Глубина взрыва устанавливалась по взрывателю на отметке 90 м (кроме специальных серий взрывов, о которых будет говориться особо). В этом случае взрыватели обеспечивали взрыв через 40 сек после сброса заряда.

Между кораблем и береговыми сейсмическими станциями во время выхода поддерживается двусторонняя радиосвязь. С корабля подаются команды десяти-, пяти-, трехминутной готовности и команда о моменте сброса заряда. Последняя служит сигналом к включению регистрирующей аппаратуры на сейсмических станциях и корабле. Момент прихода ударной волны от взрыва на корабль передается в эфир. Он записывается на сейсмограммах береговых и морской станций и является единым началом отсчета времени для них. В эфир подаются также секундные марки времени корабельного хронометра. Сотрудники морского отряда во время проведения взрывных работ секундомером измеряют время, протекающее от момента приведения заряда до момента прихода ударной волны на корабль, что позволяет затем рассчитать истинный момент взрыва.

Кроме того, когда это позволяли погодные условия (волнение моря не более 3 баллов), проводилась регистрация истинного момента взрыва при помощи петли. При работах на суше и в закрытых пресных водоемах этот способ не представляет больших трудностей. В нашем случае при работе с корабля, движущегося со скоростью около 10 м/сек, потребовалось конструирование специальной лебедки для сброса петли провода длиной 300 м, а малое сопротивление морской воды потребовало укрепления батарейки непосредственно на заряде. Таким способом удалось создать надежно работающее устройство для регистрации истинного момента взрыва [87].

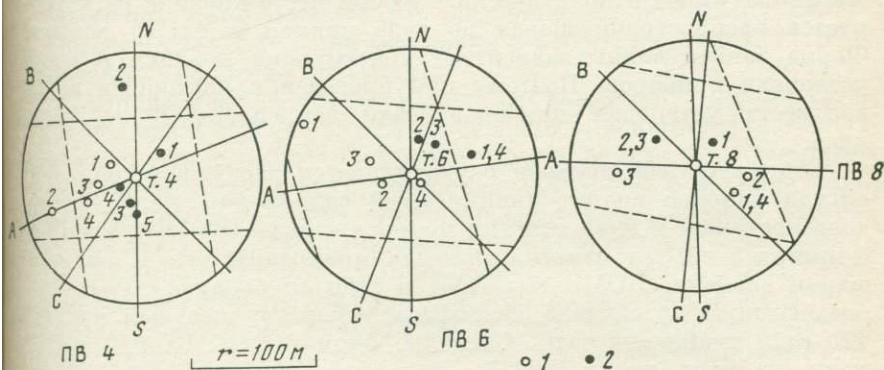


Рис. 73. Схемы мест сброса зарядов ПВ 4, 6 и 8 для двух дней работы
1 — 14.XI 1973 г., 2 — 9.IX 1973 г.

Сейсмические станции регистрируют взрыв в течение 1,5—2,0 мин. По окончании регистрации на каждой сейсмограмме записывается калибровочный сигнал МГПА, контролирующей работу регистрирующего тракта. Продолжительность записи взрыва на корабле составляет 10—20 сек.

Аппаратура, используемая в описываемых наблюдениях, состоит из двух комплектов:

а) морская сейсмическая станция для записи прямой ударной волны от взрыва и отражений от дна океана и для формирования сигналов единой службы времени;

б) береговая сейсмическая станция для записи взрывов на берегу.

Блок-схема комплектов аппаратуры представлена на рис. 74.

Морская сейсмическая станция проводит запись взрывов двумя различными каналами. Один из них состоит из маятника НС-3 ($T=0,2$ сек) и гальванометра М001-1 ($T=0,0025$ сек). Этот канал с увеличением 10 записывает низкочастотную составляющую импульса взрыва и его повторных ударов. Другой канал состоит из гидрофона, усилителя и гальванометра М001-2

и предназначен для записи отражения от дна океана. Регистрация ведется на осциллографе Н-700 со скоростью 120 мм/сек. Одновременно записываются марки кварцевого хронометра длительностью 0,1 сек и истинный момент взрыва.

Маятник НС-3 и гидрофон жестко укрепляются на днище под штурманской рубкой корабля. Так как работы проводились на кораблях различной конструкции, были проведены специальные эксперименты для выявления влияния места установки приборов на корабле. Регистрация взрывов проводилась профилем приборов, расположенным вдоль корабля. При этом оказалось, что волны, распространяющиеся по корпусу корабля, быстро затухают и практически в любом месте корабля регистрируется распространяющаяся по воде прямая волна от взрыва. Форма записи волны зависит от конструкции корабля и места установки приборов. Поэтому при проведении повторных взрывов места установки приборов были закреплены и не менялись.

Единая служба времени осуществляется следующим образом: сигнал ударной волны, принимаемый гидрофоном, через усилитель поступает в блок отметки момента взрыва (БОМВ), который формирует сигнал отметки момента прихода волны и сигналы марок времени. БОМВ включает в себя спусковую схему, срабатывающую от сигнала гидрофона, генератор несущей частоты 125 гц и кварцевые часы. Сигналы, формируемые БОМВ, поступают на вход радиостанции РСО-30, передаются в эфир и записываются на осциллографе. Образец записи станции представлен на рис. 75.

В береговую сейсмическую станцию входят три сейсмографа ВЭГИК ($T=1,0$ сек, $D=0,6$): один вертикальный и два горизонтальных; дублирующий аварийный сейсмограф НС-3 или ВЭГИК; усилитель сейсмической станции ПСЛ 30/60 с расширенной в область низких частот характеристикой; осциллограф Н-700 с гальванометрами М001-1 ($T=0,01$ сек); МГПА; секундный морской хронометр МХ-6 и радиостанция типа РСО-30. Пример сейсмограммы береговой станции показан на рис. 76.

Кривые увеличения трактов регистрации взрывов вертикальных компонент береговых сейсмических станций приведены на рис. 77 (графики 1, 2, 3). В интервале периодов 0,12—0,33 сек увеличение уменьшается пропорционально периоду, и сейсмическая аппаратура записывает скорость смещения почвы. В том же диапазоне происходит почти линейный рост региональных помех естественного происхождения, видимый спектр которых для типичных камчатских грунтов и погоды показан на рис. 77 (график 5). На этот диапазон периодов приходится максимум энергии низкочастотной части спектра подводного взрыва заряда весом 136 кг на глубине 90 м (график 4 на рис. 77). Таким образом, выбранный вид кривых увеличения позволяет регистрировать взрыв в оптимальных условиях.

Особые требования при просвечивании предъявляются к постоянству параметров регистрирующей аппаратуры. Эти требования обеспечиваются закреплением определенных приборов за каждой станцией и ежесезонной проверкой их параметров в период полевых наблюдений. В начале и конце каждого полевого сезона определялись кривые увеличения трактов регистрации. Контроль работы тракта делитель—гальванометр осуществлялся в течение всего сезона при помощи записи сигнала МГПА в конце каждого цикла регистрации. Идентичность условий установки сейсмоприемников в различные годы наблюдений обеспечивалась установкой приборов на специально оборудованные постаменты.

В разные годы проводились эксперименты по выбору наиболее рациональных условий установки и набора приемников (группирование, короткие профили).

Группирование. Использовалась система из 60 приемников. Опробование в течение сезона на станции Кроноцкий заповедник показало, что выигрыш в уровне сигнал/помеха не превышает 2—3 раз. В то же время повторная установка и эксплуатация такой группы в условиях Камчатки (особенно в зимний период) представляют большую сложность и оказались нерациональными. Короткие профили или группирование нескольких приемников с разномом в сотни метров также себя не оправдали. На с/с А были сохранены короткие профили лишь для усиления надежности регистрации на случай отказа или для проведения вспомогательных опытов. Один из приборов (приемников) при всех условиях сохранял постоянную точку установки. Единственный случай переноса с/с С был связан с необходимостью установки на этом месте другого объекта. Для совмещения данных по этой станции была использована система параллельной работы новой с/с и старой.

Для просвечивания больших объемов гипоцентральной зоны естественно иметь большое количество регистрирующих станций. Установка в пунктах наблюдения куста станций позволяет использовать дифференциальный метод слежения за временем распространения сейсмических волн, что в значительной мере снижает требования к стабильности местоположения пункта взрыва. С этой целью в лаборатории был разработан макет автоматической сейсмической станции для регистрации взрывов АСРВ [82]. Комплект аппаратуры состоит из необслуживаемых регистрирующих станций, работающих в ждущем режиме, блока, формирующего сигнал запуска и марки времени, и радиостанции. В режим записи станция включается с центрального пункта по радию. В течение всего цикла регистрации по радию передаются и сигналы марок времени, записываемые одним из каналов станции. Аппаратура прошла полевые испытания. Регистрирующие станции (4 шт.) были расставлены по профилю с шагом 250 м в окрестности сеймостанции В. Испытания показали надежную работу

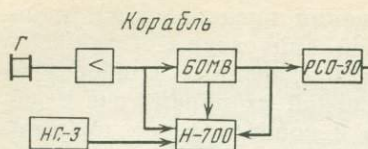


Рис. 74. Блок-схема аппаратуры

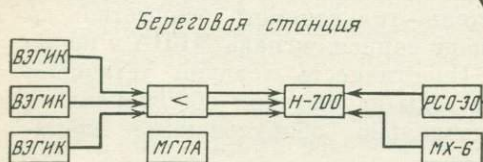
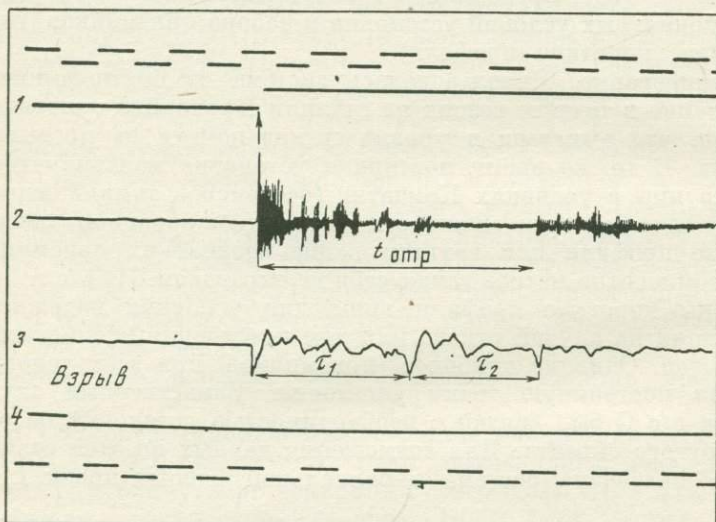


Рис. 75. Образец записи взрыва корабельной станцией



всей системы. Внедрение этой аппаратуры в практику наблюдений задерживается из-за трудностей изготовления.

В последнее время в лаборатории разработан комплект аппаратуры для видимой записи взрывов с последующей автоматической оцифровкой для ввода данных в ЭВМ. Оцифровка сейсмограмм проводится на аппаратуре типа ГДР-3 (производство ЧССР), позволяющей автоматически считывать графики с выдачей информации в прямом двоичном коде на перфоленту. Комплект аппаратуры с видимой записью разработан на основе выпускаемых промышленностью отечественных приборов — сейсмоприемников ВЭГИК, усилителей УБН-1 и самописца Н-320/3. Кривая увеличения прибора постоянна в диапазоне периодов 0,07—1 сек. Максимальное увеличение до 100 тыс. Запись производится специальными чернилами, пригодными для считывания аппаратурой ГДР-3. Для исправления кривизны записи каретка считывающего устройства прибора ГДР-3 модернизирована и оциф-

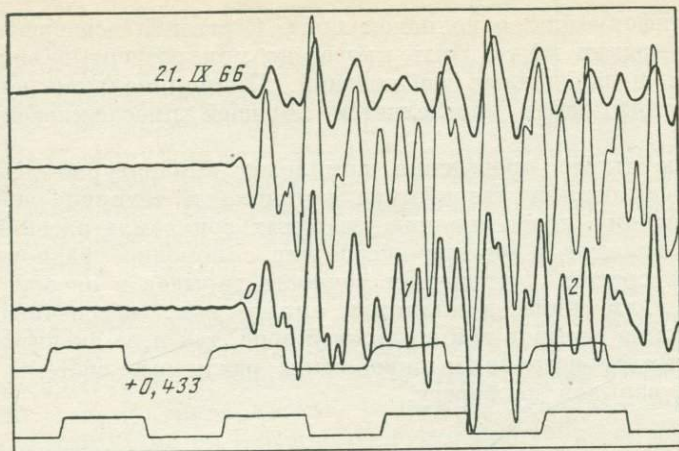


Рис. 76. Образец сейсмограммы береговой сейсмической станции

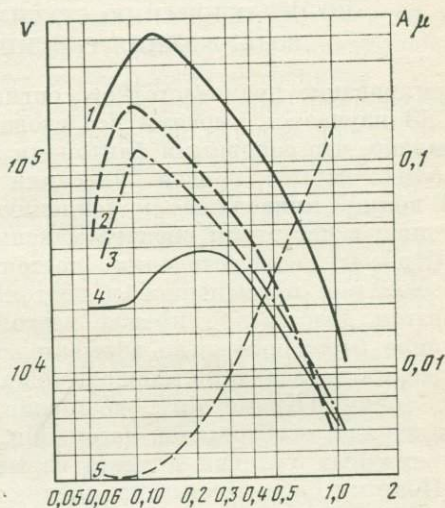


Рис. 77. Кривые увеличения вертикальных каналов береговых сейсмических станций 1 — с/с С, канал Z, 2 — с/с В, канал Z, 3 — с/с А, канал Z, 4 — теоретический спектр подводного взрыва, 5 — видимый спектр микросейсм

ровка сейсмограммы производится в прямоугольных координатах. Макет аппаратуры с видимой записью успешно прошел полевые испытания. В дальнейшем мы предполагаем полностью перейти на работу с этими комплектами аппаратуры.

С участием лаборатории сейморазведки были проведены специальные опыты для установления возможностей использования стандартных многоканальных разведочных станций. Регистрация удаленных взрывов велась сейморазведочной станцией типа ПОИСК-КМПВ в районе расположения сеймостанции D. Эти работы показали, что использование сейморазведочной аппаратуры для точечных наблюдений параллельно со стационарной станцией не имеет большого смысла, так как дает

ту же информацию о волновом поле. Серьезное усовершенствование методики может быть проведено при развертывании профильных и площадных наблюдений. Принципиальная возможность таких работ определяется хорошей прослеживаемостью волн.

В результате проведения комплекса аппаратурно-методических исследований разработана методика и техника работ по сейсмическому просвечиванию очаговых зон землетрясений при помощи взрывов в океане; обеспечена с помощью радионавигационных средств достаточная точность взрывов в океане; отработано применение комплектов аппаратуры, обеспечивающих регистрацию взрывов как в ближней зоне, так и на значительных удалениях от источника; опробованы различные системы регистрации взрывов на берегу.

§ 3. МЕТОДИЧЕСКИЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ ПО ИССЛЕДОВАНИЮ СТАБИЛЬНОСТИ УСЛОВИЙ ВОЗБУЖДЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

Формирование низкочастотного сигнала при подводных взрывах в ГСЗ изучалось многими исследователями [48, 70, 108]. Было показано, что основными факторами являются: смещение первого импульса взрыва, первой пульсации газового пузыря и отраженной волны, приводящее к усилению суммарного сигнала и появлению в частотном спектре максимума в области 4—6 *гц*.

Строгого осуществления постоянства условий проведения взрывов при примененной в настоящих исследованиях технике добиться невозможно прежде всего из-за разброса взрывов по глубине (несовершенство взрывателей, переменная скорость погружения заряда) и по площади (ошибка вывода корабля в заданную точку). Кроме того, возможно влияние малых колебаний веса заряда, особенностей детонации, изменения гидрологических и граничных условий в месте взрыва.

Поэтому были проведены специальные методические эксперименты для определения влияния изменчивости условий возбуждения на кинематику и динамику регистрируемых волн:

- 1) серии взрывов на разных глубинах (от 50 до 300 *м*) с отклонениями по месту не более ± 50 *м*;
- 2) серии взрывов по площади (с отклонениями от расчетной точки до 300 *м* и более) при колебаниях глубин от 80 до 90 *м*;
- 3) серии взрывов с различной ориентировкой заряда к поверхности моря.

Были также использованы стандартные серии наблюдений разных лет для учета влияния фактора времени (изменчивость гидрологии и т. п.). Исследование стабильности источника возбуждения проведено в ближней зоне взрыва (на расстоянии от 200 до 500 *м*) по записям корабельной станции. Влияние условий возбуждения на больших расстояниях (70—220 *км*) анализировалось

по записям береговых станций. Использован аппарат дисперсионного анализа [123] и методы кросс-корреляции.

Исследования в ближней зоне. В большинстве случаев условия установки корабельной аппаратуры от выхода к выходу изменялись, так как для проведения взрывов предоставлялись различные суда. Поэтому провести абсолютные измерения динамических параметров взрыва по совокупности материалов не представляется возможным. Для анализа использованы два параметра взрыва — период первой пульсации τ_1 и отношение амплитуд ударной волны и первой пульсации $K = a_0/a_1$. На рис. 78 приведены копии двух серий корабельных записей при взрывах в одной точке с заданным разбросом по глубине. Хорошо видно, что первый повторный удар отчетлив, а время пульсации τ_1 уменьшается с увеличением глубины взрыва h . Амплитуда первой пульсации a_1 сравнима с a_0 (ударная волна). Вторая пульсация значительно слабее, поэтому для оценки стабильности источника ее влиянием можно пренебречь. Величины τ_1 и $K = a_0/a_1$ зависят от мощности и глубины взрыва, индивидуальных особенностей газового пузыря, изменений в гидрологических условиях, и их анализ позволяет достаточно полно оценить стабильность источника.

Период первой пульсации τ_1 . Методикой работ предусматривалось проведение взрывов на одинаковой глубине около 90 м. Из-за несовершенства взрывателей время взрыва t после приведения заряда колеблется в пределах порядка ± 5 сек, что при постоянной скорости погружения заряда около 2,5 м/сек дает разброс в глубинах взрыва до $\pm 12,5$ м. Однако при сопоставлении гистограмм времен погружения заряда t и времен пульсации τ_1 (рис. 79) было обнаружено их несоответствие. Распределение τ_1 имеет два четких максимума. Н. А. Долбилкина предположила, что это несоответствие вызывается различной скоростью погружения заряда, имеющего форму круглого цилиндра, при различной ориентации его по направлению к движению в воде (образующая цилиндра перпендикулярна поверхности моря — первый способ сброса или параллельна — второй способ).

Для проверки этого предположения и выяснения влияния сезона проведения взрывов на дисперсию значений τ_1 были проведены две серии опытов (17.X 1971 г. и 26.VII 1972 г.), результаты которых представлены в табл. 4.

Эти данные рассматривались с помощью двухфакторного дисперсионного анализа с учетом неполностью заполненных таблиц [124]. Для каждого дня определялись величины

$$\bar{\tau} = \frac{\sum_i \sum_j \tau_{ij}}{N} \quad (3.2)$$

— среднее значение периода первой пульсации τ_1 , где N — полное число всех измерений за данный день, i — индекс сброса ($i = 1, 2, \dots, J$), j — индекс интервала ($j = 1, 2, \dots, J$);

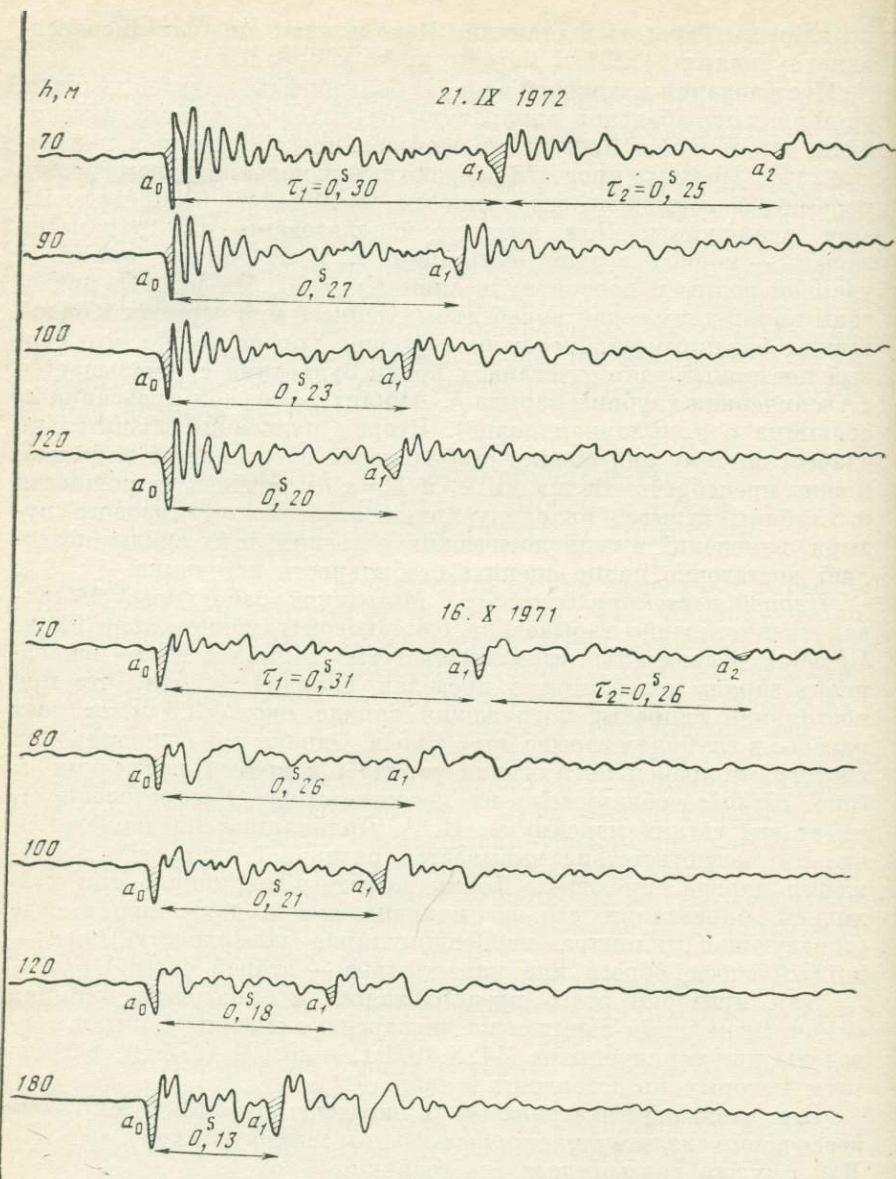


Рис. 78. Осциллограммы взрывов с переменной глубиной

Таблица 4
Способ сброса заряда

t_j , сек	17.X 1971 г.		26.VII 1972 г.	
	1	2	1	2
37,0—37,9	—	—	0,205 0,210	—
38,0—38,9	—	0,245 0,260	0,193	—
39,0—39,9	0,187 0,190 0,210 0,212	0,232 — — —	0,205 0,210 0,212 —	0,233 0,235 — —
40,0—40,9	0,190 0,197 — —	0,230 0,230 0,245 0,260	0,193 0,200 0,200 —	0,210 0,225 0,232 0,232
41,0—41,9	0,197 0,197	0,230 —	0,187 —	0,226 0,230
42,0—42,9	—	—	—	0,220 0,225 0,230
43,0—43,9	—	—	0,185	—

$\tau_i = \frac{\sum_j (\tau_{ij})}{n_i}$ — среднее значение периода для каждого фиксированного способа сброса заряда, где n_i — число соответствующих измерений данного дня;

$\tau_j = \frac{\sum_i \tau_{ij}}{n_j}$ — среднее значение τ_1 для каждого интервала t_j , где n_j — число таких измерений;

$Q_1^2 = \sum_{i=1}^2 n_i (\tau_i - \bar{\tau})^2$ — дисперсия, вызванная фактором способа сброса (число степеней свободы $f_1 = J - 1$);

$Q_2^2 = \sum_{j=1}^J n_j (\tau_j - \bar{\tau})^2$ — дисперсия, вызванная фактором времени (число степеней свободы $f_2 = J - 1$);

$$Q_3^2 = \sum_i \sum_j (\tau_{ij} - \bar{\tau})^2 + 2 \sum_i \sum_j (\tau_i - \bar{\tau})(\tau_j - \bar{\tau}) - Q_1^2 - Q_2^2$$

— дисперсия, вызванная влиянием случайных причин ($f_3 = N - J - J + 1$).

Вычисленные значения Q_1^2 , Q_2^2 , Q_3^2 сравнивались между собой. С этой целью были составлены отношения

$$F_{1,3} = \frac{Q_1^2}{f_1} \frac{f_3}{Q_3^2}, \quad F_{2,3} = \frac{Q_2^2}{f_2} \frac{f_3}{Q_3^2}, \quad F_{1,2} = \frac{Q_1^2}{f_1} \frac{f_2}{Q_2^2}.$$

С помощью таблиц критических значений распределения Фишера определялись вероятности: $P_{1,3}$ — влияния первого фактора (способа сброса) в сравнении со случайной ошибкой, $P_{2,3}$ — влияния второго

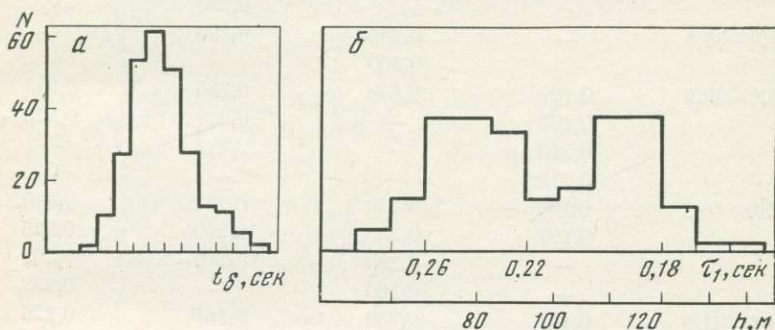


Рис. 79. Гистограммы значений t (а) и τ (б)

фактора (времени t) в сравнении со случайной ошибкой и $P_{1,2}$ — влияния первого фактора в сравнении со вторым. Численные значения Q_1^2 , Q_2^2 , Q_3^2 , $P_{1,3}$, $P_{2,3}$, $P_{1,2}$ приведены ниже:

Дата	Q_1^2	Q_2^2	Q_3^2	$P_{1,3}$	$P_{2,3}$	$P_{1,2}$
17.X 1971 г.	0,00757	0,00367	0,00110	0,995	0,995	0,900
26.VII 1972 г.	0,00401	0,00186	0,00155	0,995	0,900	0,975

Вероятность значимости факторов для обеих выборок близка к единице. Видно, что влияние способа сброса является определяющим, так как дисперсия Q_1^2 максимальна по величине. Каждому способу сброса заряда соответствует свое распределение τ_1 со своим средним. Рассеяние данных вокруг каждого из средних определяется в свою очередь дисперсией реализаций t .

Влияние фактора сезона (дня взрыва) оценивалось по тем же экспериментам. Сравнивались между собой разные дни при фиксированном способе сброса заряда:

Способ сброса	Q_1^2	Q_2^2	Q_3^2	$P_{1,3}$	$P_{2,3}$	$P_{1,2}$
1	0,00003	0,00061	0,00091	Малá	0,75	Малá
2	0,00093	0,00098	0,00128	0,99	0,90	0,75

Здесь Q_1^2 — дисперсия, вызванная фактором дня, Q_2^2 — дисперсия, вызванная фактором t , Q_3^2 — дисперсия, вызванная случайными причинами, $P_{1,3}$ — вероятность значимости фактора дня, $P_{2,3}$ —

вероятность значимости фактора t , $P_{1,2}$ — вероятность значимости фактора дня в сравнении с фактором t .

Дисперсионный анализ показывает, что день взрыва не существен при первом, но заметно влияет при втором способе сброса заряда, и в этом случае его влияние на дисперсию данных τ_1 несколько сильнее, чем влияние времени погружения t . Значимость зависимости значений τ_1 от дня взрыва при втором способе сброса заряда подтверждается также результатами опытов с разбросом по глубине (рис. 80) (16—20.X 1971 г. и 21.IX 1972 г.). При общем для серий уменьшении τ_1 с глубиной, определяемой по взрывателю, значения 21.IX 1972 г. систематически выше, чем 16—20.X 1971 г. Если отсутствие зависимости τ_1 от сезона при первом способе будет подтверждено, то этот способ может быть рекомендован для повышения стабильности источника.

Исследование влияния пространственного расположения пункта взрыва и скорости движения корабля в момент сброса заряда показало, что их влияние меньше случайной ошибки. Получены оценки для установившейся скорости движения при первом способе около 2,3 м/сек, а при втором — 2,1 м/сек. На рис. 81 приведены расчетные определения глубин взрыва, вычисленные по этим скоростям и времени t погружения заряда (сплошные линии), и экспериментальные данные, полученные по временам пульсации τ_1 и зависимости $\tau_1(h)$. Хорошее совпадение графиков подтверждает установленную зависимость скорости погружения заряда от способа сброса. Непосредственным результатом проведенных опытов было применение значений τ_1 для вычисления глубины взрывов. Ошибка измерения $\Delta\tau_1 \leq \leq \pm 0,01$ сек, соответственно точность определения h в диапазоне глубин 70—120 м составляет ± 5 м.

Отношение амплитуд $K = a_0/a_1$. Амплитуды a_0 и a_1 измеряются с точностью 5—25% в зависимости от абсолютной величины амплитуд на корабельных записях. Это обуславливает большую дисперсию данных K . Распределение имеет четкий максимум $K \approx 2,0$, но разброс данных чрезвычайно велик, достигая 4,5, и превышает вероятные ошибки измерений. Корабельные записи получены в довольно значительном диапазоне эпицентральных расстояний 300—600 м. Величина K зависит от эпицентрального расстояния, причем эта зависимость тем сильнее, чем ближе к пункту взрыва проводятся наблюдения. На рис. 82, 83 приведены результаты измерений K для двух существенно различных выборок. Первая из них получена в октябре 1969 г. при первом способе сброса заряда и глубинах взрывов 100—110 м. Вторая совокупность относится к июлю 1972 г. и получена при втором способе сброса для глубин 85—95 м. Несмотря на общий значительный разброс данных, несомненна обратная зависимость K от расстояния для обеих выборок. Чем ближе к взрыву проводится его регистрация, тем больше наблюдаемое различие в амплитудах a_0 и a_1 и тем больше значение K . Спектр пульсации

в сравнении со спектром взрыва обогащен низкочастотными компонентами, вследствие чего амплитуды первой пульсации должны медленнее затухать с расстоянием [44].

Существование связи K (R) ограничивает возможности дисперсионного анализа этой величины, резко уменьшая число анализируемых данных. Для проведения такого анализа была сделана выборка значений K для четырех разных дней при фиксированном втором способе ориентации заряда и приблизительно одинаковом расположении пункта регистрации от точки взрыва (табл. 5).

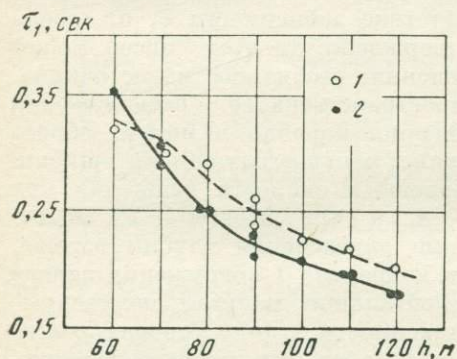


Рис. 80. Зависимость τ от глубины взрыва h

1 — данные 21.IX 1971 г., 2 — данные 16–20.X 1971 г.

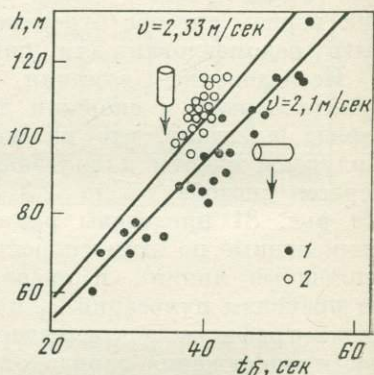


Рис. 81. Зависимость h (t) при разных скоростях погружения заряда

1 — экспериментальные значения h при первом способе сброса заряда, 2 — экспериментальные значения h при втором способе сброса заряда

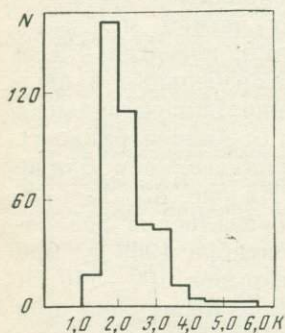


Рис. 82. Гистограмма данных $K = a_0/a_1$, 1966–1972 гг.

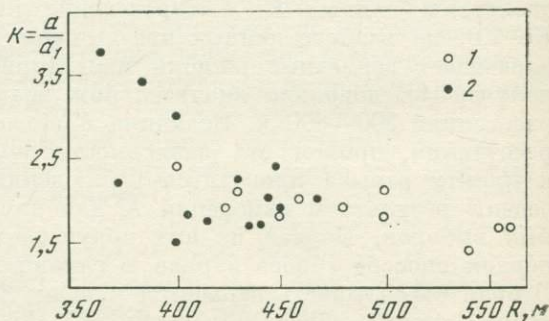


Рис. 83. Зависимость K (R)

1 — 12–27.X 1969 г., 2 — 26.VII 1972 г.

Таблица 5

$h, м$	$\tau_1, сек$	25—26.VII 1972 г.	25.VIII 1972 г.	21.IX 1972 г.	20.X 1971 г.
105	0,215	—	1,8 1,9 1,9	1,4 1,6	—
95	0,225	1,7 1,9 2,4	1,8 1,9 1,9 1,9 2,1 2,1	1,6	1,7 1,9
90	0,235	1,5 1,6 1,7 1,8 2,0 2,2	1,8	1,8 2,0	1,5 1,7 1,8 1,9 2,1
85	0,245	2,0 3,8	1,7 2,1 2,1 2,2, 2,4	1,9 2,2 2,2	1,6 1,6 1,7
80	0,255	1,5	1,8 1,8 1,9 2,1 2,4 2,8	—	2,1 2,0 2,8 3,7
75	0,265	—	2,4 2,5 2,8	2,2 2,2	—

Проведенный дисперсионный анализ показал, что день взрыва не оказывает заметного влияния на величину K . Зато глубина h или, точнее, τ_1 сказывается на дисперсии K с вероятностью не менее 0,975:

Q_1^2	Q_2^2	Q_3^2	$P_{1,3}$	$P_{2,3}$	$P_{2,1}$
0,162	2,97	9,84	Очень мала	0,975	0,95

Здесь Q_1^2 — дисперсия, вызванная фактором дня, Q_2^2 — дисперсия, вызванная фактором t , Q_3^2 — дисперсия, вызванная случайными причинами, $P_{1,3}$, $P_{2,3}$, $P_{2,1}$ — вероятности сравнительной значимости факторов.

Значения K уменьшаются с увеличением глубины h . Этот факт может быть объяснен, если предположить, что с ростом глубины растет относительный вклад в суммарный спектр взрыва более низкочастотных компонент.

Приведенные здесь результаты подчеркивают значительную роль случайных факторов, вызывающих дисперсию величин K . Такими случайными факторами, помимо ошибок измерений, являются индивидуальные особенности взрывов. Если последние мало сказываются на дисперсии параметра τ_1 , то для параметра K — это второй по значимости фактор. Поэтому значения K можно использовать в дополнение к значениям τ_1 как характеристику индивидуального поведения источника возбуждения.

Влияние условий возбуждения на кинематику сейсмических волн.

Глубина взрыва. Для оценки влияния глубины взрыва проведены опыты с флуктуациями горизонтальных перемещений менее $\pm 50 м$. Форма записи на больших удалениях не зависит от малых горизонтальных флуктуаций, а времена пробега изменяются меньше чем на $\pm 0,01 сек$. На рис. 84 представлены начальные записи (интервал 1 сек от вступления) одного из таких опытов на эпицентральных расстояниях $\sim 70 км$ (с/с А, В, С), 104 км

(с/с D) и 185 км (с/с E). Видно, что длительность первой группы волн уменьшается с глубиной, что связано с уменьшением периода τ_1 первой пульсации (вступление τ_1 показано на рис. 84 сплошной линией). Интенсивность группы максимальна на глубинах около 85 м и затем уменьшается из-за расфазировки складывающихся колебаний, меняется соотношение амплитуд и преобладающих периодов. Подобные закономерности отмечены для всех серий таких опытов.

На рис. 85 приведены примеры зависимостей времени прихода различных фаз колебаний (с/с А и В) от глубины взрыва, полученных при обобщении результатов всех опытов. Видно, что

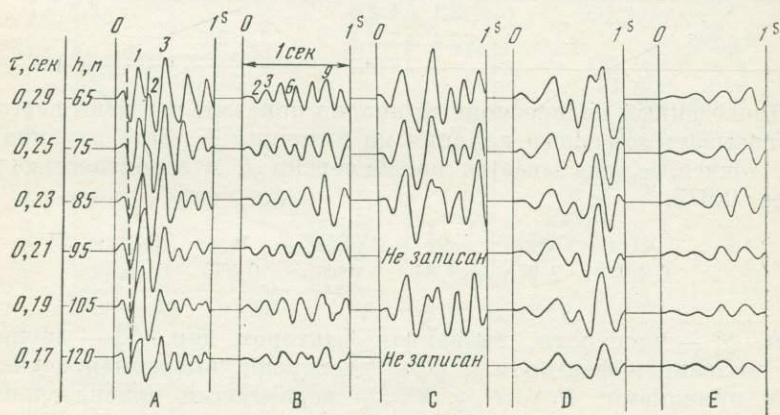


Рис. 84. Сводные сейсмограммы первой секунды записи взрывов с переменной глубиной вблизи ПВ 4 21.IX 1972 г.

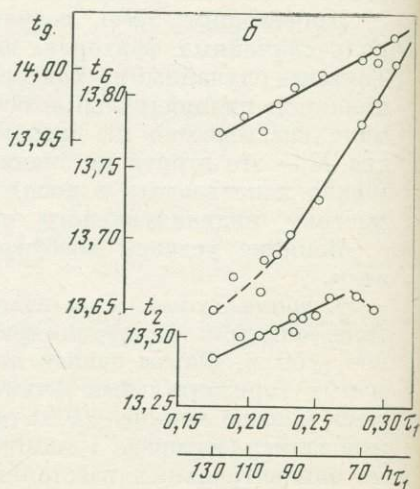
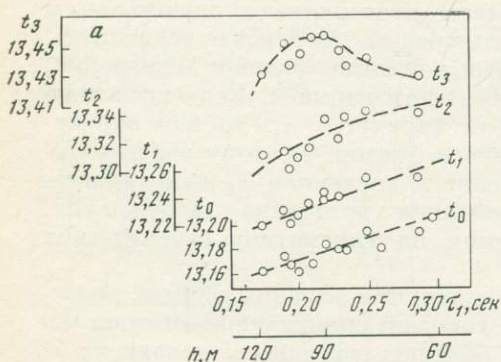


Рис. 85. Зависимость времени прихода фаз от глубины взрыва для станций А (а) и В (б)

фазы, не осложненные интерференцией (t_0, t_1 — рис. 85, а, t_2 и t_g — рис. 85, б), в пределах ошибок измерений закономерно изменяются с глубиной взрыва. Для интерференционных фаз зависимости от глубины индивидуальны и имеют сложный характер. Очевидно, при слежении за изменением кинематических параметров во времени лучше использовать начальные участки сейсмограмм, а также максимальные фазы групп волн в последующей части записи с одновременным учетом глубины взрыва.

Хорошее представление об изменчивости формы записи и зависимости кинематических параметров от каких-либо факторов (в данном случае от глубины) дает применение ЭВМ с использованием программы кросс-корреляции и определения относительных смещений времен прихода Δt различных волновых групп. Смысл этой программы, составленной Г. С. Кушниром, состоит в том, что на ЭВМ определяется не абсолютное время прихода отдельных экстремумов, а изменение разности Δt_{n_1} между первой и другими, выделенными на сейсмограмме волновыми группами. В известной мере такой принцип обработки, если его применить к отдельным волновым группам, аналогичен переходу от измерений фазовых скоростей волн к измерению групповой скорости. На рис. 86 показаны зависимости коэффициента корреляции для различных групп волн (c/c В ПВ 4) и величин Δt_{n_1} от глубины в одном из опытов. В качестве опорной использована сейсмограмма для глубины 78 м.

Уже зависимость коэффициента корреляции от глубины показывает, что с увеличением номера группы (увеличением времени прихода) форма волновых групп становится все менее устойчивой к изменению глубины взрыва. Это связано с осложнением записи рассеянными волнами предыдущих групп и с тем, что некоторые волновые группы являются интерференционными. Вместе с тем хорошо видно, что для большого числа групп в интервале глубин от 75—80 до 90—95 м коэффициент корреляции довольно высок (0,8—0,9). Однако устойчивость $\Delta t_{n_1}=f(h)$ в этом интервале глубин выдерживается не для всех групп, имеющих высокий коэффициент корреляции, что свидетельствует о различии характера зависимости времени прихода групп от глубины по сравнению с зависимостью для первой группы.

Значение параметра взрыва K практически не сказывается на кинематике сейсмических волн. Этот вывод сделан из рассмотрения отдельных записей, полученных в один день при взрывах в одной точке и на одной глубине с разными значениями K и по дисперсионному анализу выборки данных за 6.X 1971 г.

Отклонение взрыва от расчетной точки по горизонтали. Вокруг всех опорных точек были проведены специальные серии взрывов с существенным разбросом по координате (от сотни до тысячи метров) и контролируемой глубиной взрывов. По этим опытам установлены опорные волны с хорошей повторяемостью

записи, оценены ошибки определения времен прихода и амплитуд колебаний.

На рис. 87 представлены схемы и записи опытов 31.X 1971 г. вблизи ПВ 4 и 10 (восемь взрывов на глубинах 80—90 м, $0,23 \leq \tau_1 \leq 0,24$), максимальный разброс по координате 400 м.

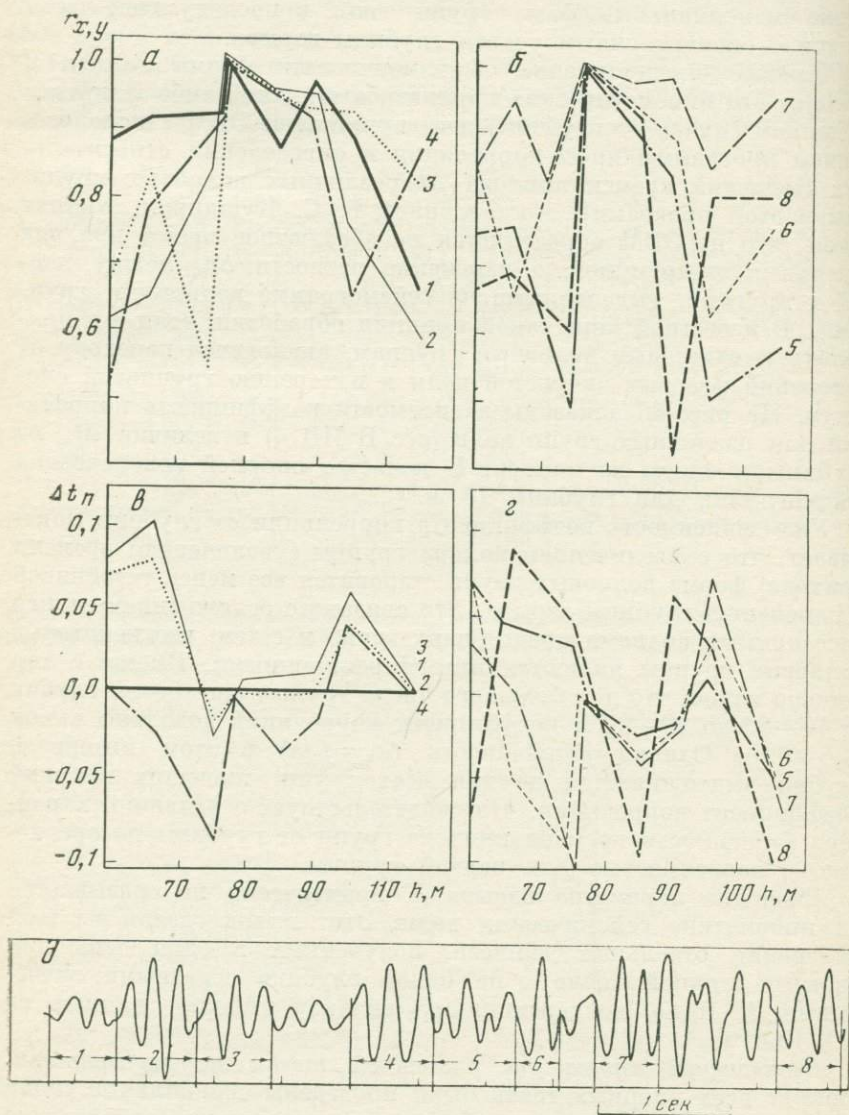


Рис. 86. Зависимость коэффициента корреляции для различных групп волн (с/с В ПВ 4) и величин Δt_n от глубины в одном из опытов

Подобие формы колебаний на станции А (рис. 87, б) очень хорошее даже для наиболее разнящихся по координатам взрывов. Для станции D (рис. 87, в) ослабление и искажение фаз наблюдаются уже на второй секунде записи при расстояниях ΔR между взрывами, больших 100 м. Подобные результаты получены и для всех других опытов. Анализ показал, что волновая картина остается подобной на всем протяжении записи, если $\Delta R \leq 100$ м, а глубина варьирует не более чем на 10 м. При увеличении ΔR до 150—400 м первая секунда записи сохраняет форму, а сходство остальной части зависит от типа записи на данной станции*.

Таким образом, наибольшую повторяемость и наименьшие флуктуации фазовых и групповых времен имеют первые группы волн, поэтому они являются наиболее надежными для параметрических измерений во времени. В случае, когда интенсивность первых групп волн мала, приходится использовать в качестве опорных последующие группы записи. Так, например, первая группа волн из точки 10 на записях станции В теряется на фоне помех, однако на 4-й секунде после вступления отмечается устойчивая, интенсивная группа, хорошо прослеживаемая при разбросе взрывов по координате (рис. 87, г).

О влиянии стабильности источника на динамику сейсмических волн. Источники ошибок амплитудных измерений при подводных взрывах исследованы в работе [28].

При экспериментах с разбросом по глубине и площади все сейсмограммы записаны одной и той же аппаратурой, и поэтому по ним можно оценить влияние изменения условий в источнике. Амплитуда на входе сейсмического канала $A_{вх}$ (в мкв) определяется соотношением

$$A_{вх} = A_{зап} U_{МГПА} / A_{МГПА}, \quad (3.3)$$

где $A_{зап}$ — амплитуда исследуемого колебания на сейсмограмме, мм, $U_{МГПА}$ — величина контрольного сигнала магнитоэлектрического генератора постоянной амплитуды, мкв, $A_{МГПА}$ — амплитуда контрольного сигнала на сейсмограмме, мм. Относительная среднеквадратичная ошибка $\pm 0,02$ [28]. Для измерений использовалась наиболее интенсивная фаза первой группы, наименее искаженная переходными процессами в сейсмической аппаратуре.

Измеренное значение $A_{вх}$ можно представить в виде суммы детерминированной A_0 и случайной δ компонент:

$$A_{вх} = A_0 + \delta A. \quad (3.4)$$

Факторы, влияющие на величину δA , можно условно отнести к четырем группам: аппаратурные, условия в точке взрыва,

* Деление записей по типам «простая» и «сложная» рассмотрено в следующем параграфе гл. 3.

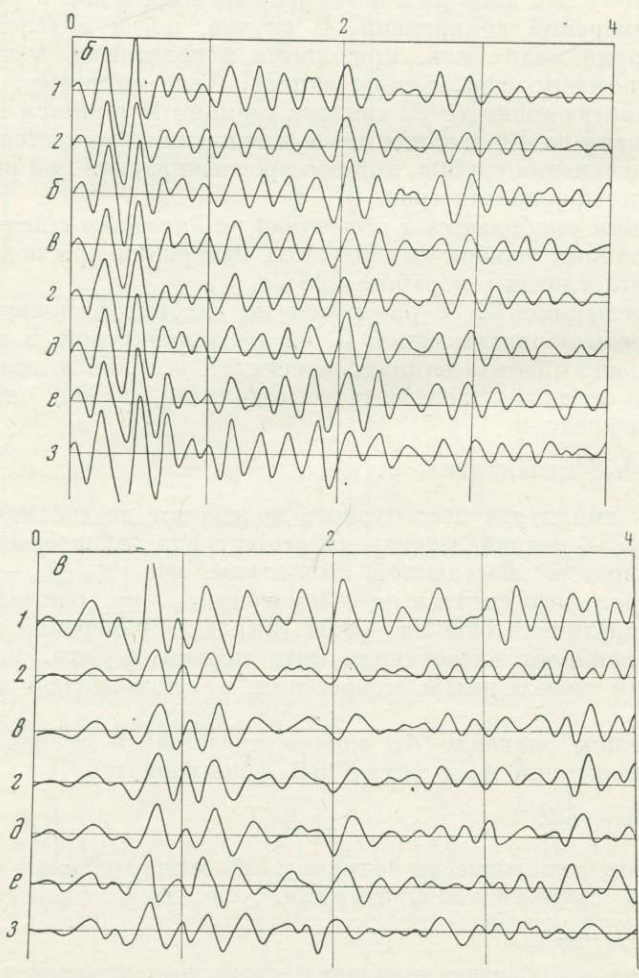
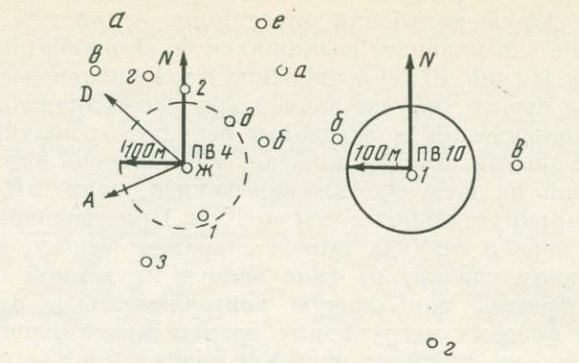


Рис. 87. Опыт с разбросом взрывов по координате вблизи ПВ 4 и ПВ 10 31. XI 1971 г.

а — схема опытов, б — сводная сейсмограмма 4А, в — сводная сейсмограмма 4Г

условия в точке приема и условия в среде, где распространяются сейсмические волны. Условно это можно выразить в виде формулы

$$A_{\text{вх}} = A_0 + \delta A_{\text{ашп}} + \delta A_{\text{прям}} + \delta A_{\text{ист. возб}} + \delta A_{\text{среды}}. \quad (3.5)$$

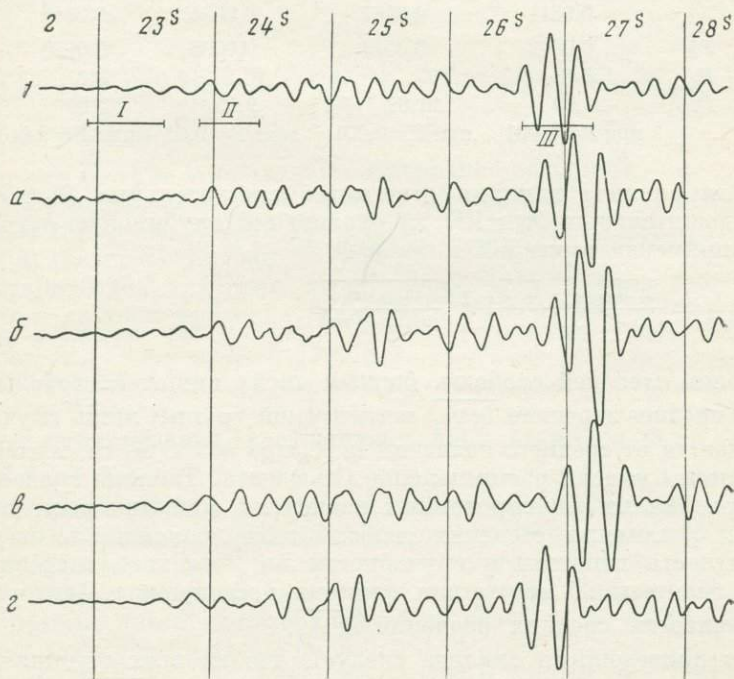
Задачей методических экспериментов было выяснить условия, при которых ошибку $\delta A_{\text{ист. возб}}$ можно считать несущественной с априорно заданной вероятностью.

Если в данной точке проводилась серия взрывов из n измерений, то значения $\lg A_{\text{вх}}$ будут распределены нормально около среднего значения, равного

$$\lg A = \left(\sum_{i=1}^n \lg A_i \right) / n. \quad (3.6)$$

Гипотеза о нормальном распределении измеренных значений $\lg A_{\text{вх}}$ не противоречит данным эксперимента в пределах, допустимых критерием согласия Пирсона χ^2 . В этом случае величину $\lg A_{\text{вх}}$ можно представить в виде суммы детерминированной компоненты $\lg A_0$ и случайной компоненты $\delta \lg A$:

$$\lg A_{\text{вх}} = \lg A_0 + \delta \lg A. \quad (3.7)$$



г — сводная сейсмограмма 10В

Случайные величины $\delta \lg A$ согласно экспериментальным данным распределены нормально около среднего нулевого значения. Этот экспериментальный факт дает возможность применить для изучения влияния отдельных факторов на изменчивость величин $\lg A_{\text{вх}}$ аппарат дисперсионного анализа.

Для исследования влияния глубины взрыва h на $\lg A_{\text{вх}}$ были взяты результаты эксперимента в точке 4, проведенного 21.IX и 11.XI 1972 г. Использовались записи только тех взрывов, отклонение в плане у которых не превышало ± 35 м, что не выходит за пределы точности привязки. Это делалось для исключения той компоненты $\delta \lg A$, которая связана с влиянием горизонтальных отклонений точки взрыва от расчетной.

Выделено три группы наблюдений: первая — при $h \cong 60$ м, вторая — при $h_2 = 85$ м, третья — при $h_3 \cong 100$ м; в каждой группе — от 3 до 4 значений $\lg A_{\text{вх}}$.

Из результатов, приведенных ниже, следует, что на всех станциях исследованные изменения глубины взрыва существенно влияют на $\lg A_{\text{вх}}$ (вероятность гипотезы об отсутствии влияния изменения глубины в этих пределах менее 2%):

	с/с Е	с/с В	с/с D	с/с А
S^2	0,0070	0,0113	0,0025	0,0149
S_A^2	0,0311	0,0467	0,0084	0,0513
S_R^2	0,0002	0,0013	0,0008	0,0058
$F_{\text{выч}}$	155,5	37	10,5	8,8
$F_{\text{табл}}$	21,69	21,69	9,55	3,65
	при $P=0,001$	при $P=0,001$	при $P=0,01$	при $P=0,01$

Для анализа влияния отдельных отрицательных ($h_1 \cong 60$ м) и положительных ($h_3 \cong 100$ м) отклонений глубины от $h_2 \cong 85$ м был применен критерий t , равный

$$t_{(1)3} = \frac{\overline{\lg A_{(1)3}} - \overline{\lg A_2}}{S_R} \sqrt{\frac{m_{(1)3} m_2}{m_{(1)3} + m_2}} \quad (3.8)$$

с числом степеней свободы, равным числу степеней свободы S_R^2 . Если среднее значение $\overline{\lg A_i}$ исследуемой группы лишь случайно отличается от среднего значения $\overline{\lg A_2}$ при $h \cong 85$ м, то случайная величина t имеет t -распределение Стьюдента. Таблица значений t при различных фиксированных значениях функции распределения и различных степенях свободы дает возможность оценить вероятность гипотезы о случайности вычисленного значения t , т. е. гипотезы об отсутствии влияния исследуемого фактора на изменчивость средних значений $\overline{\lg A_j}$.

Из приведенного анализа следует, что на всех станциях отклонение глубины взрыва с 85 до 60 м влияет на $\overline{\lg A_j}$ с высокой вероятностью (не менее 98%). Отклонение на 10—20 м в глубь

от 85-метрового уровня также с вероятностью не менее 98% влияет на всех станциях, кроме с/с А.

Результаты дисперсионного анализа позволяют качественно судить о характере зависимости амплитуды максимальной фазы первой группы от глубины взрыва. На рис. 88 по вертикальной оси отложены величины A/A_{\max} , где A_{\max} — наибольшая амплитуда в данной серии взрывов. Отчетливо наблюдается максимум на глубинах 80—90 м. К такому же выводу приводят и результаты эксперимента, проведенного 16.IX 1971 г. в точке 4, когда глубина взрыва менялась от 50 до 180 м (рис. 89).

Максимальные амплитуды первой группы волн на с/с Е, D, А имеют отчетливый максимум в интервале глубин взрыва от 80 до 100 м. Для определения характера связи между амплитудой А и глубиной взрыва h были подсчитаны коэффициенты корреляции случайных величин $\lg A_{\text{вх}}$ и h по формулам

$$r = \left[\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (\lg A_i - \overline{\lg A})(h_i - \bar{h}) \right] / \sigma_A \sigma_h,$$

$$\sigma_A^2 = \left[\sum_{i=1}^n (\lg A_i - \overline{\lg A})^2 \right] / (n-1), \quad \sigma_h = \left[\sum_{i=1}^n (h_i - \bar{h})^2 \right] / (n-1),$$
(3.9)

где $\overline{\lg A} = \left[\sum_{i=1}^n \lg A \right] / n$, $\bar{h} = \left[\sum_{i=1}^n h \right] / n$, n — число измерений $\lg A_i$ при различных h .

Для с/с Е, D и В получены следующие значения r :

с/с Е (интервал глубин 60—180 м) $r=0,98$

с/с D (интервал глубин 77—180 м) $r=0,83$

с/с В (интервал глубин 50—180 м) $r=0,22$

Эмпирические значения коэффициента корреляции оценивались при помощи критерия, равного в этом случае

$$t = \frac{r}{\sqrt{1-r^2}} \sqrt{n-2},$$
(3.10)

где r — эмпирический коэффициент корреляции, а n — число пар $\lg A_i$ и h_i .

При принятом 10%-ном уровне значимости коэффициенты корреляции на с/с Е и D являются значимыми, что позволяет говорить о наличии линейной корреляции величин $\lg A_i$ и h_i .

На с/с В линейная корреляция $\lg A_{\text{вх}}$ и h практически отсутствует. Данные по с/с А позволяют лишь качественно судить о характере зависимости $\lg A_{\text{вх}}$ от h .

Таким образом, с увеличением глубины взрыва от 50 до 80—90 м амплитуда максимальной фазы первой группы волн возра-

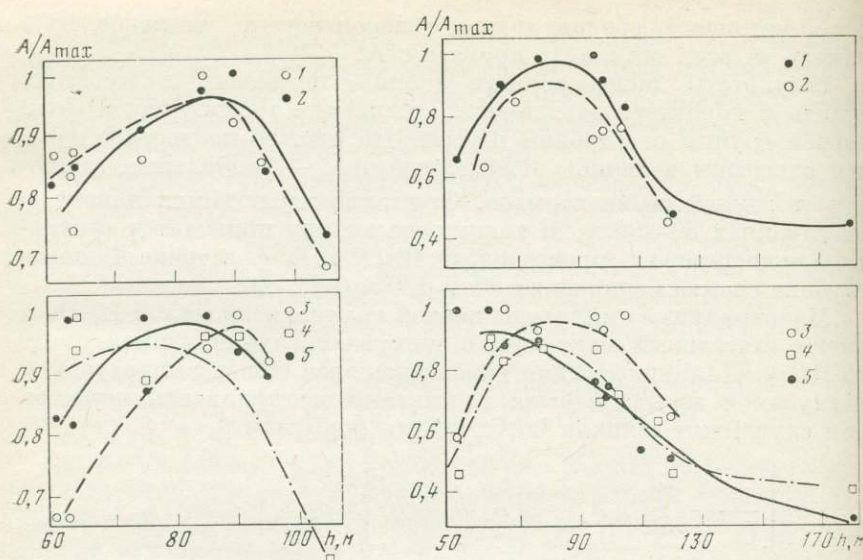


Рис. 88. Зависимость амплитуды максимальной фазы первой группы от глубины (эксперимент 21.IX 1972 г.)

1 — с/с «Снежная», 2 — с/с «Синичка», 3 — с/с «б. Русская», 4 — с/с «м. Жупаново», 5 — с/с «м. Шипунский»

Рис. 89. Зависимость амплитуды от глубины (эксперимент 16.X 1971 г.)

Обозначения те же, что на рис. 88

стает. При дальнейшем увеличении глубины взрыва амплитуда убывает (рис. 89).

Для выяснения влияния горизонтальных отклонений на амплитуды первой группы волн испытания 1972 г. в точке 4 были разбиты на три группы. Первая группа — записи взрывов с отклонением в пределах точности привязки ± 50 м (нормальная группа), вторая — 150—220 м, третья — 280—330 м. Глубина взрывов колебалась в пределах 80—90 м.

Отклонения от расчетной точки оказывают влияние на изменчивость средних значений $\overline{\lg A_j}$ с высокой степенью вероятности (более 99%). Это справедливо для всех станций, кроме с/с А, где при 10%-ном уровне значимости влияние горизонтальных отклонений в указанных пределах можно считать несущественным.

При помощи t -критерия проведена оценка влияния каждого из отклонений в отдельности.

Установлено, что в точке 4 отклонение на 150—200 м не влияет на изменчивость средних значений $\overline{\lg A_j}$. Отклонение же на 300 м вызывает на всех станциях, кроме с/с А, такие изменения средних

значений $\overline{\lg A_j}$, которые являются неслучайными с вероятностью более 99,8%.

Сравнение остаточных дисперсий S_{Rb}^2 эксперимента с разбросом по глубине с остаточными дисперсиями $S_{R\Delta}^2$ опыта с разбросом по площади позволяет сделать вывод, что колебания глубины взрыва в пределах 80—90 м не вызывают существенного увеличения дисперсии наблюдавшихся значений амплитуд максимальной фазы первой группы волн на береговых станциях.

Для анализа значимости влияния разброса точек взрыва на точность определения детерминированной компоненты амплитуды первой группы вокруг ПВ 4, 6, 8 был проведен дополнительный анализ. При этом для каждой станции выделялись две группы измерений: первая, которая включала в себя всю исследуемую серию взрывов в круге радиусом 200—250 м, и вторая, включавшая только те из них, для которых разброс $\Delta R \leq \pm 50-70$ м. Глубина взрыва при этом варьировала в пределах 80—90, 75—95 м. Проверялась гипотеза о том, что обе частные совокупности принадлежат к одной и той же общей совокупности с основным отклонением σ .

Примерные результаты показаны ниже для эксперимента 31.X 1971 г. в точке 4.

Отклонение, м		с/с E	с/с A	с/с B	с/с C
$ \Delta r \leq 70$	S_1^2	0,0036	0,022	0,0030	0,0033
$ \Delta r \leq 300$	S_2^2	0,0068	0,0027	0,0020	0,0023
	$F_{\text{выч}}$	1,9	1,23	1,5	1,4
	$F_{\text{табл}}$	8,84	8,84	8,94	8,84

при $P=0,05$

Для всех станций при 10%-ном уровне значимости $F_{\text{выч}} < F_{\text{табл}}$, так что нельзя говорить о неслучайности расхождения оценок дисперсий S_1^2 и S_2^2 . Такой же результат получен и для ПВ 6 и 8. Следовательно, рассеяние взрывов в круге радиусом ~200—250 м относительно расчетной точки не влияет существенно на точность определения детерминированной компоненты амплитуды первой группы. Этот результат понятен, если принять во внимание, что длины исследуемых волн порядка 1 км и смещение источника взрыва на четверть длины волны не могут существенно изменить путь луча в среде. Среда, в которой распространяются волны от источника к станциям, является случайно-неоднородной, и соответственно флуктуации рассеяния волновой группы должны при малых вариациях пути подчиняться законам нормального распределения. Максимальная амплитуда первой волны изменяется случайным образом в зависимости от слежения первого импульса, отраженной волны и первой пульсации.

На основании проведенных экспериментов, исходя из оценок дисперсии измеренных значений $\lg A_{\text{вх}}$, величины доверительного интервала для детерминированной компоненты могут быть

определены по формуле

$$\overline{\lg A} - t_P \frac{S}{\sqrt{n}} < \lg A_0 < \overline{\lg A} + t_P \frac{S}{\sqrt{n}}, \quad (3.11)$$

или

$$\overline{\lg A} - \varepsilon < \lg A_0 < \overline{\lg A} + \varepsilon. \quad (3.12)$$

Здесь $\overline{\lg A} = \left(\sum_{i=1}^n \lg A_{\text{вх} i} \right) / n$ — среднее значение $\lg A_{\text{вх}}$; S^2 — оценка дисперсии в общей совокупности; t_P — функция, зависящая от числа испытаний n и вероятности P , для которой строится доверительный интервал (доверительная вероятность). Для $n=4$ и $P=0,1$ величина доверительного интервала ε равна:

	с/с А	с/с В	с/с С	с/с D	с/с Е
		ПВ 4			
при $P=0,1$	S 0,050	0,045	0,050		0,080
	t_P 2,353	2,353	2,353		2,353
	ε 0,059	0,053	0,059		0,094
		ПВ 6			
при $P=0,1$	S 0,011	0,079		0,065	0,068
	t_P 2,353	2,353		2,353	2,353
	ε 0,021	0,09		0,08	0,08
		ПВ 8			
при $P=0,1$	S 0,03	0,02		0,04	0,03
	t_P 2,353	2,353		2,353	2,353
	ε 0,035	0,024		0,047	0,035

Доверительная вероятность вычисленных таким способом доверительных интервалов равна 0,9. Это значит, что с вероятностью 90% значение $\lg A_0$ принадлежит интервалу $(\overline{\lg A} - \varepsilon, \overline{\lg A} + \varepsilon)$, т. е. выполняется неравенство $\overline{\lg A} - \varepsilon < \lg A_0 < \overline{\lg A} + \varepsilon$.

Если среднесерийные значения $\overline{\lg A}$, полученные в одной точке в разные дни, различаются более чем на 2ε (при условии, что число испытаний было одним и тем же), то с вероятностью 90% можно говорить о наличии временной изменчивости детерминированной компоненты $\lg A_0$.

§ 4. МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ И ОШИБКИ НАБЛЮДЕНИЙ

Принципы методики обработки наблюдений по сейсмическому просвечиванию в своей основе естественны и просты: измерения одних и тех же выбранных на сейсмограммах кинематических и динамических параметров (времен фаз и групп, амплитуд и спектров и т. д.) и расположение их в пространственно-временной последовательности для анализа. Как и для любых физических измерений, конкретная методика обработки существенно зависит от соотношения величин искомых эффектов и ошибок наблюдений. Предварительный анализ физических предпосылок и отсутствие

прямых данных возможного эффекта * (гл. 1 и 2) требовали для выбора оптимальных методов обработки наблюдений одновременно накопления данных и о самом эффекте, и об устойчивости параметров сейсмических волн к флуктуациям условий наблюдения (стабильность источника, аппаратурных характеристик и т. п.). Поэтому практически методика обработки наблюдений проведена в два этапа: I — грубая оценка флуктуаций кинематических параметров во времени и анализ возможных ошибок наблюдений по стандартным сериям взрывов (1966—1968), II — проведение дополнительных методических экспериментов, учет всех выявившихся погрешностей, использование основной и дополнительных методик обработки (1968—1972). Основной методикой обработки, по которой и проанализирован весь материал наблюдений, является измерение времен распространения «опорных» групп волн, наименее чувствительных к ошибкам измерений [98]. Эта методика была использована и для создания экспресс-обработки материалов в период экспедиционных наблюдений 1972—1974 гг., чтобы не пропустить возможных резких изменений поля скоростей и создать эффективный способ контроля качества наблюдений. В результате применения экспресс-методики было своевременно отмечено изменение времени пробега волн в конце сезона 1972 г., предшествовавшее землетрясению с $M=6,0$ в районе наблюдений. Необходимо отметить, что трудности обеспечения работ (погодные условия, малая продолжительность дня в зимнее время и т. д.) приводили в ряде случаев к производству взрывных работ с нарушениями части методических требований к максимальной точности. Так, например, в выходе 4.XII 1971 г. (после землетрясения с $M=7,2$ 24.XI 1971 г.) в дальних точках взрывы были проведены с большими отклонениями от расчетной точки. Однако уникальность события требовала произвести эти измерения, хотя такого рода наблюдения не могут быть использованы для обработки по основной методике; есть основания считать, что разрабатываемые дополнительные методы позволят извлечь важную информацию, недоступную для простых методов обработки. В частности, на настоящем этапе исследований большая часть информации, содержащейся в последующей записи, не может быть интерпретирована из-за того, что природа волн неизвестна. Это является также следствием несовершенства метода ГСЗ и неполноты системы наблюдений. Однако можно надеяться, что уникальный материал, полученный экспедицией ГСЗ СахКНИИ с использованием взрывов, проводившихся в наших исследованиях, позволит преодолеть этот барьер.

В настоящем параграфе приводятся: характеристики материалов наблюдений, обоснования и основы методики обработки

* Ограничение «сверху» в известной мере было известно по работам И. Л. Нерсесова [109] и японских ученых [229]. Было ясно, что вряд ли существуют хорошо выраженные в пространстве и времени изменения поля скоростей, превышающие несколько процентов.

кинематики по «опорным» волнам, анализ ошибок измерений кинематических и динамических параметров, подходы к ЭВМ-обработке материалов и некоторые вопросы систематической обработки материалов.

Общая характеристика материалов наблюдений. Характер записей для различных станций и пунктов взрывов. Общий вид полученных сейсмограмм обычен для материалов ГСЗ на море для переходного типа строения коры [47] и характеризуется наличием большого числа волн различной природы. Преобладающие частоты 5—8 *гц* определяются условиями формирования сигнала при подводном взрыве [48] и частотным трактом аппаратуры. Представление о типичном распределении амплитуд и преобладающих частот вдоль временной оси сигнала дают приведенные на рис. 90 свандиagramмы некоторых записей. Видно, что волновые группы максимальной интенсивности хорошо совпадают по форме и близки по частотному составу. Распределение энергии в этих группах во времени, описываемое изолиниями амплитуд равного уровня, показывает, что в приведенных записях хорошо совпадает не только частотный состав, но и амплитуды волновых групп. Все это дает нам возможность для анализа повторяемости формы и амплитуд различных групп зарегистрированного волнового поля во времени.

Сводные сейсмограммы для пяти основных сейсмических станций и главного профиля пунктов взрывов представлены на рис. 68. Введем обозначения для каждой сейсмограммы: число — номер пункта взрыва, буква — обозначение станции. Разметка волновых групп проведена в соответствии с предполагаемой физической природой волн или с выделением волновых групп, опорных для измерений во времени. Общим свойством всех сейсмограмм является смена характера волновой картины при переходе от ПВ 4—8 к ПВ 8—12. Так, в начале записей 4А, 6А, 8А (рис. 68, б) отмечается интенсивная группа волн с четким первым вступлением, сменяющаяся затем на сейсмограммах 10А и 12А слабой и более высокочастотной волной, первое вступление которой теряется на фоне помех. То же можно сказать и о записях станций В и D, только в последнем случае смена волн происходит уже с ПВ 8. Малая интенсивность первых волн на трассах 10В, 12В, 8D, 10D, 12D делает невозможным проведение параметрических измерений на их основе, поэтому в качестве опорных волн здесь использовались группы в последующей части записи, форма которых хорошо повторялась при проведении методических экспериментов (§ 3 наст. главы). По-иному происходит смена волн на станции С. На записях 4С регистрируется интенсивная первая волна, резко затухающая на трассе 6С. Затем амплитуда первых волн вновь возрастает на записях 8—12С, увеличивается также четкость первого вступления. Станция Е расположена на побережье Кронцокского залива и на больших удалениях от опорного профиля взрывов, чем другие станции. Однако для нее также отмечается

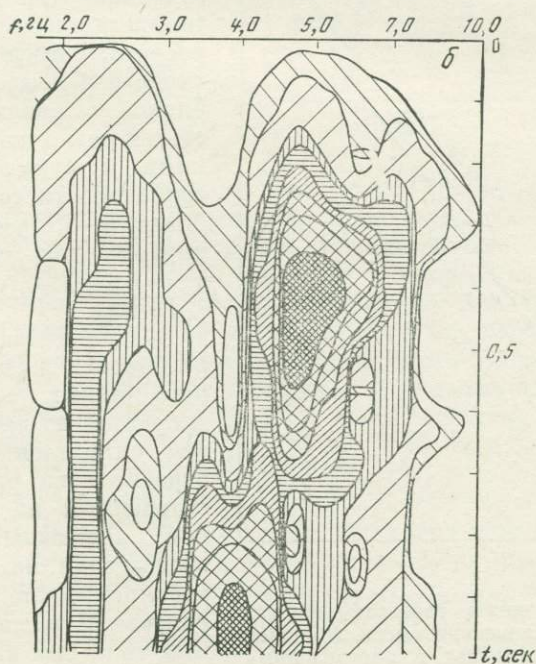
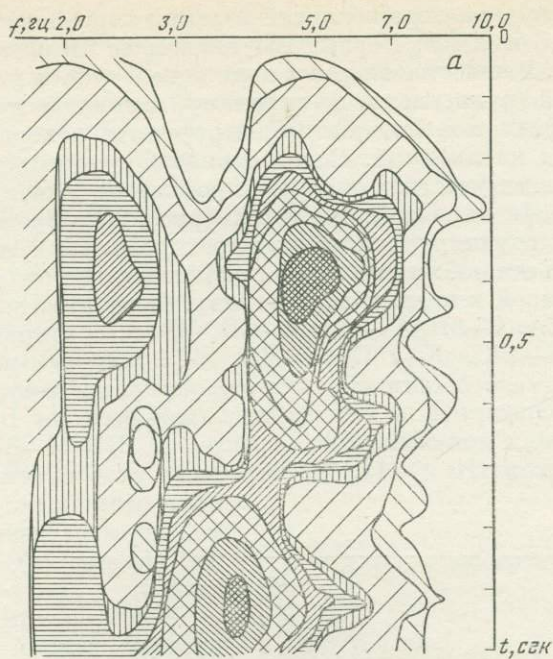


Рис. 90. Спандиagramмы записей с типичным распределением амплитуд и преобладающих частот вдоль временной оси сигнала

смена общего характера волновой картины первой секунды записи между ПВ 6 и ПВ 8. Первые вступления не прослеживаются на фоне помех. В качестве опорных волн используются максимальные фазы первой группы волн, по-видимому, являющиеся самыми глубинными среди тех, которые регистрируются в первых вступлениях наших наблюдений. Смена волновой картины при взрывах в определенных участках опорного профиля отражается и на сводном годографе первых вступлений (рис. 91). Времена первых вступлений группируются вокруг трех различных осредняющих прямых, объединяющих записи с приблизительно одинаковой волновой картиной в первых вступлениях. Первая ветвь объединяет трассы 4—6А, 4—8В, 4—6С и 4—6D, $V_1^* = 5,7$; вторая — 8—12А, 10—12В, 8—12С, 8—10D, 4—6Е, $V_2^* = 7,3$ и третья — 12D, 8—12Е, $V_3^* = 7,8$. Таким образом, совокупность записей каждой станции распадается на две группы (для станции D — на три). Первая из них получена при взрывах в ПВ 4—6, вторая — при взрывах в ПВ 8—12. Наблюдаемые особенности волнового

поля отвечают строению земной коры изучаемого района по данным ГСЗ (§ 1 наст. главы).

Ранее уже отмечалось, что разрезы земной коры, построенные при различии интерпретации волн и методики расчета, имеют некоторые сходные черты: наличие двух блоков с различной скоростью и разломной зоны между ними и существование высокоскоростного слоя на глубинах 5—15 км с границей внутри слоя со скоростью $V_r = 7,2 \div 7,3$ ($8 < h < 12$ км).

В дальнейшем для определенности при интерпретации данных об изменении скоростей во времени мы будем опираться на вариант осредненного разреза, представленный на рис. 67. На нем показаны некоторые трассы волн, которые использовались для построения разреза и в качестве опорных волн при изучении временной изменчивости.

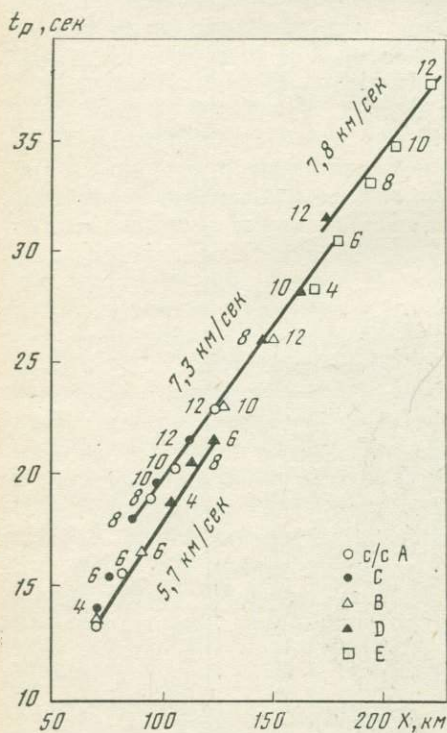


Рис. 91. Сводный годограф первых вступлений. Отражена смена волновой картины при взрывах в определенных участках опорного профиля

Продолжительность записи может быть охарактеризована абсолютным временем ΔT от первого вступления до момента, когда амплитуда колебаний становится устойчиво меньшей трети максимальной энергии. Суммарная энергия колебаний на интервале ΔT превышает 90% энергии на любом последующем интервале такой же длительности, а практически и на всей хвостовой части записи. Величина ΔT зависит от энергии источника, чувствительности аппаратуры, расстояния до источника и строения среды. В нашем случае при постоянстве энергии источника и чувствительности аппаратуры продолжительность записи позволяет сделать некоторые качественные оценки неоднородности среды в районе наблюдений и ее влияния на устойчивость волновой картины. Величина ΔT колеблется в пределах от секунд до нескольких десятков и практически не зависит от флуктуаций глубин и координат взрыва около каждого ПВ. На рис. 92 представлены колебания ΔT на всех станциях при переходе к разным пунктам взрыва. Из графика видно, что положение станции или пункта

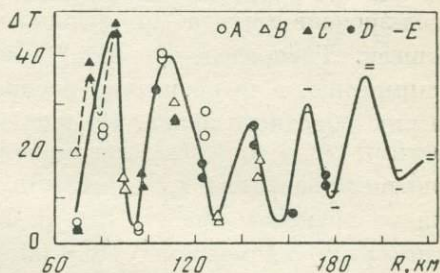


Рис. 92. Колебания ΔT на всех станциях при переходе к разным пунктам взрыва

взрыва не является определяющим для продолжительности записи, т. е. флуктуации ΔT вызываются неоднородностями в среде между станцией и пунктом взрыва. Одинаковый характер изменений ΔT на станциях В и D, лежащих в створе профиля, показывает, что направление — также не главный фактор в изменчивости ΔT . Осцилляции ΔT скорее могут быть связаны с различием неоднородности вдоль лучей в духе представлений, развиваемых А. В. Николаевым [111] и отраженных частично в § 1 наст. главы. Условно можно ввести понятия «сложной» среды (ей соответствуют длительности $\Delta T > 15$ сек и сложная волновая картина, например трассы 10А, 8С, 8D) и «простой» среды с малыми $\Delta T < 15$ сек и относительно простой волновой картиной (трассы 4А, 4С, 8А, 10В, 10С). Для близких эпицентральных расстояний и разных азимутов величина ΔT обратно пропорциональна величине максимальной амплитуды на записи, что подтверждает зависимость ΔT от рассеяния энергии на неоднородностях. Одной из важнейших характеристик записи является повторяемость ее формы, хорошо отмечаемая визуально. Коли-

чественной мерой повторяемости может служить коэффициент взаимной корреляции

$$r_{x,y} = \left(\frac{1}{n} \sum x \cdot y - \bar{x}\bar{y} \right) / S_x S_y, \quad (3.13)$$

где x и y — текущие координаты сравниваемых записей $x(t)$ и $y(t)$; \bar{x} и \bar{y} — средние значения этих координат на выбранном интервале корреляции; S_x и S_y — их стандартные отклонения; n — число сравниваемых точек.

Опробование этого метода было вначале сделано при ручной обработке ограниченной выборки сейсмограмм 1966 г. на пятисекундных интервалах записи. Сравнивались сейсмограммы, соответствующие одинаковым трассам, начиная с момента вступления первой группы волн. Затем подсчитывались коэффициенты корреляции $r_{x,y}$ для 145 пар записей. Из гистограммы для полученных значений $\{r_{x,y}\}$ (рис. 93) видно, что 70% всех величин $r_{x,y}$ заключена в интервале 0,6—1,0, а среднее значение $r_{x,y} = 0,67$. На рис. 93 приведена гистограмма абсолютных значений разностей времени прихода $|\Delta t_{x,y}|$ первых волн для той же совокупности записей. Распределение $\{r_{x,y}\}$ имеет явно выраженную левую асимметрию, в то время как распределение $\{|\Delta t_{x,y}|\}$ имеет асимметрию обратного знака. Из рис. 94 видно, что между совокупностями $\{r_{x,y}\}$ и $\{|\Delta t_{x,y}|\}$ несомненно существует обратная связь: меньшим значениям $r_{x,y}$ соответствуют в среднем большие различия во временах пробега $|\Delta t_{x,y}|$. Очевидно, что малое сходство некоторых сейсмограмм объясняется прежде всего различием во временах пробега, вызванным ошибками в координатах взрывов.

На рис. 95 приведено изменение $r_{x,y}$ внутри одной серии взрывов в ПВ 4 на с/с В, полученное на ЭВМ при увеличении длительности коррелируемых записей от 0,05 до 9,0 сек. Из рисунка видно, что для трех взрывов из этой серии форма хорошо сохраняется вдоль всего анализируемого участка, за исключением первых 0,25 сек, осложненных микросейсмами и помехами. Одна из сейсмограмм этой серии (№ 3) существенно отличается по форме, что объясняется достаточно легко: отклонение взрыва от расчетной точки более 100 м. Такой анализ был проведен на ЭВМ большого числа взрывов, и результаты его согласуются с выводами, полученными при ручной обработке.

Измерения и ошибки кинематических параметров сейсмических волн. По сейсмограммам определялись времена прихода всех фаз t_i опорных волн, где i — порядковый номер фазы в группе и разности времен пробега на две пары станций, находящихся в створе относительно ПВ: $\Delta t_{\perp} = t_D - t_B$ и $\Delta t_{\parallel} = t_E - t_C$. Индексы \perp и \parallel обозначают распространение волны перпендикулярно и параллельно фокальной зоне. Измерения сводятся к определению

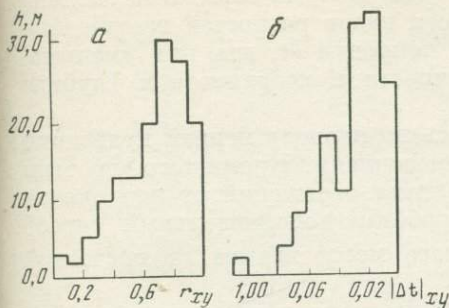


Рис. 93. Гистограмма значений $r_{x,y}$ (а) и $|\Delta t|_{x,y}$ (б)

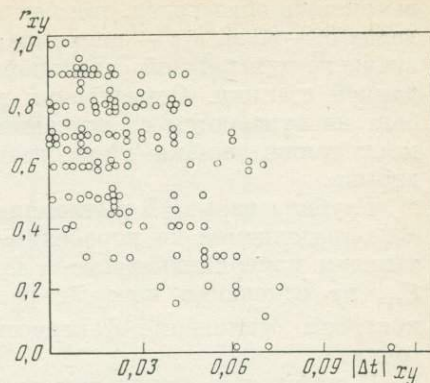
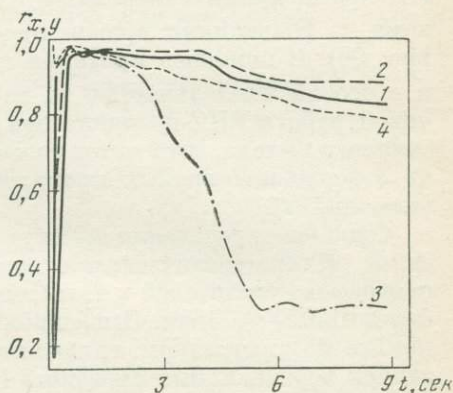


Рис. 94. Зависимость $\{r\}_{x,y}$ от $\{|\Delta t|_{x,y}\}$

Рис. 95. Изменение коэффициента корреляции при увеличении длины анализируемых отрезков сейсмограммы ПВ 4 с/с В, серия из четырех взрывов 16.X 1968 г.



интервала времени $t_{взм}$ между сигналом гидрофона и измеряемой фазой. Сигнал гидрофона соответствует времени прихода ударной волны на корабль, находящийся в 300—500 м от места взрыва. Полное время пробега равно

$$t_i = t_{взм} + \delta t + \delta_h t, \quad (3.14)$$

$$\delta t = \sqrt{[h^2 + (V_k t_a + a)^2] / V_{зв}^2} \quad (3.15)$$

— время распространения ударной волны от взрыва до корабля, где h — глубина взрыва, определяемая с точностью ± 5 м по величине первой пульсации τ ; V_k — скорость корабля по показаниям лага с точностью $\pm 5\%$; t_a — время погружения заряда с погрешностью $\pm 0,05\%$; $V_{зв} = 1470$ м/сек — средняя скорость звуковой волны в верхней стометровой толще воды (погрешность не более $\pm 1\%$); a — расстояние от корабельного прибора, регистрирующего взрыв до кормы корабля, известное с точностью ± 1 м. Учет

величины a обязателен, так как на разных судах a меняется в пределах 30—90 м; $\delta_h t$ — поправка за глубину взрыва, имеющая свое значение для каждой отдельной фазы данного взрыва на записях данной станции. Определения всех видов разностей времен пробега не нуждаются во внесении поправки δt , для них уменьшаются также ошибки из-за неточности в координате и глубине взрыва.

Глубина взрыва h вычислялась по периоду первой пульсации τ_1 , определяемой по корабельным записям. Кроме того, по этим записям измерялись времена прихода отражений от дна океана $t_{отр}$, на основании которых разработан дополнительный способ контроля отклонения фактического места взрыва от расчетной точки.

В результате изменения глубины моря вблизи главных ПВ время $t_{отр}$ закономерно меняется в зависимости от отклонения ΔR от расчетной точки, достигая 0,02—0,07 сек на 100 м для разных ПВ при точности измерения 0,005 сек. Величины $t_{отр}$ коррелируются со значениями времен пробега t_i на станциях (пример на рис. 96). С помощью критерия $t_{отр}$ проверены все серии взрывов и с особой тщательностью те из них, где в результате неустойчивой работы РНС-координатора возникали сомнения в реальной точности выхода. Этот метод позволил надежно выделить материал, не содержащий грубых промахов и связанных с ними ложных аномалий t_i .

Ошибки определения t_i могут быть систематическими и случайными. К систематическим относятся аппаратурные (смена сейсмографов, усилителей и т. п.), которые могут привести к сдвигам фаз до 0,02—0,03 сек. Эти ошибки были исключены постоянством комплекта аппаратуры, включающим основной и запасной каналы записи вертикальных смещений (§ 2). Смена координатных планшетов в разные полевые сезоны может приводить к сдвигу расчетной точки на величину до 50 м, т. е. сдвигу времен пробега до 0,01 сек. С 1969 г. использовался постоянный планшет на твердой основе, что исключило возможность этого рода ошибки.

Случайная ошибка определения времени прихода фазы t_i является в соответствии с (3.14) суммой случайных ошибок $t_{изм}$, δt и $\delta_h t$:

$$dt_i = d(t_{изм}) + d(\delta t) + d(\delta_h t). \quad (3.16)$$

Случайная ошибка $d(t_{изм})$ есть среднеквадратичная сумма независимых ошибок флуктуации координаты dt_1 и отсчета по сейсмограмме dt_2 :

$$d(t_{изм}) = \sqrt{dt_1^2 + dt_2^2}. \quad (3.17)$$

Отклонение от расчетной точки складывается из точности работы самой системы (§ 1) и неизбежного дополнительного промаха ΔR во время сброса заряда (ошибки оператора, задержка

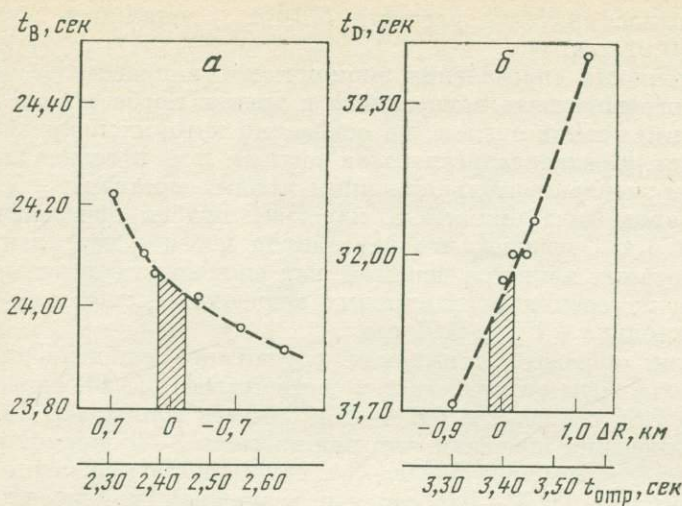
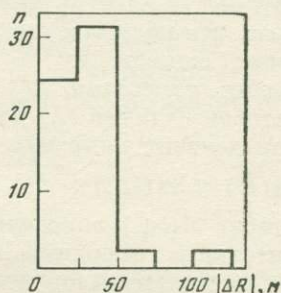


Рис. 96. Зависимость времен прихода волн на станции В и D от $t_{отр}$ и промаха в координате взрыва ΔR

Трассы 10В (а) и 12D (б)

Рис. 97. Гистограмма отклонений $|\Delta R|$ м от расчетных точек 4—12 по результатам трех выходов



команд на корабле, ветры, течения, волнения моря и т. п.). Величина этого промаха оценена по данным для трех точных выходов. Распределение абсолютных значений отклонений мест приведения зарядов от расчетной точности $|\Delta R|$ по результатам этих выходов показано на рис. 97. Из него следует, что 94% взрывов приходится на интервал $|\Delta R| = 0-50$ м, а среднее значение $|\overline{\Delta R}| = 30$ м. Таким образом, суммарная ошибка промаха при единичном взрыве может составлять $\Sigma \Delta R = \pm 80$ м в ПВ 4 и ± 130 м в ПВ 12. При минимальной кажущейся скорости, определенной для годографов опорных волн в этом районе, равной 5 км/сек, промахи в расчетной точке дают максимальные ошибки $dt_1 = [(\Sigma \Delta R)/5] \cdot 10^{-3}$. Ошибка снятия времен с сейсмограммы dt_2 не превышает $\pm 0,01$ сек. Отсюда $dt_{изм}$ составляет вблизи ПВ 4 и 6 0,019 сек; вблизи ПВ 8 — 0,022 сек; вблизи ПВ 10—12 — 0,028 сек.

Ошибка расчета поправки $d(\delta t) = \pm 0,015$ сек. Она определяется дифференцированием формулы и подстановкой ошибок определения величин h , V_k , t_3 , a и $V_{зв}$. Эта оценка подтверждена опытами с записью истинного момента времени (§ 2 наст. главы).

Абсолютное значение разности $(\delta t - \delta t_{\text{ист}})$ оказалось в среднем равно 0,01 сек.

Неточность определения эмпирической поправки $\delta_h t$ обусловлена погрешностями измерений h и времен пробега волн на сейсмограммах в тех опытах, на основании которых поправка определялась. Среднеквадратическая ошибка при проведении осредняющих экспериментальные данные кривых составляет $\pm 0,005$ сек. Эта оценка была принята в качестве ошибки определения поправки $\delta_h t$. Очевидно, что нет смысла вносить поправки, величина которых является меньшей, чем ошибка ее определения или ошибка измерения исправляемых значений $t_{\text{изм}}$; поэтому учитывались только $\delta_h t \geq \pm 0,01$ сек.

Таким образом, суммарная случайная ошибка единичного измерения времени пробега t_i в соответствии с (3.14) оказывается равной 0,04 сек вблизи ПВ 4—8 и 0,05 сек вблизи ПВ 10—12.

Наблюдения показали, что при взрывах 3—5 зарядов в серии среднеквадратическая ошибка S среднесерийного времени обычно не превышает $\pm 0,02$ — $0,03$ сек, т. е. возможная ошибка единичного наблюдения t_i с увеличением числа наблюдений n уменьшалась в \sqrt{n} раз, что подтверждает постулат о случайной природе анализируемых ошибок.

Ошибки измерений Δt_{\perp} и Δt_{\parallel} определяются суммой случайных ошибок величин $t_{\text{изм}}$, полученных на обеих станциях, и ошибкой определения поправки за глубину $\delta_h (\Delta t)$:

$$d(\Delta t) = 2d(t_{\text{изм}}) + d(\delta_h (\Delta t)). \quad (3.18)$$

Ошибка $d(t_{\text{изм}})$ определяется главным образом погрешностями измерительных операций на сейсмограммах, так как промахи в координатах взрывов должны одинаковым образом влиять на значения t_i , полученные на лежащих в створе станциях. Однако, если имеют место сильные локальные неоднородности на путях распространения упругих волн, то небольшие флуктуации в координате взрыва могут вызвать заметные изменения Δt . Устойчивость разностных измерений проверена в опытах с разбросом взрывов по координате. Результаты суммированы ниже для максимальных размахов $\Delta t_{\text{max}} - \Delta t_{\text{min}}$ при возрастающих диапазонах отклонений ΔR от расчетного ПВ (глубина h постоянна).

Видно, что разброс данных Δt_{\perp} во всех случаях остается в пределах максимальной ошибки измерения $2d(t_{\text{изм}}) = 0,02$ сек, поэтому величину Δt_{\perp} можно использовать для интерпретации и при отклонениях $\Delta R \leq \pm 400$ м. Колебания величин Δt_{\parallel} зависят от пункта взрыва и значений ΔR .

На основании этих результатов при выборе $\Delta t \leq \pm 0,015$ сек были сформулированы критерии отбора данных по разностным параметрам для дальнейшей интерпретации. Ошибка поправки $\delta_h (\Delta t)$ оценивалась таким же образом, как и ошибка поправки $\delta_h t$. Точность ее определения не превышает $\pm 0,005$ сек, поэтому поправка $\delta_h (\Delta t)$ вводилась только в тех случаях, когда ее вели-

Таблица 6

ПВ	$\Delta R \leq 100$ м	$100 < \Delta R < 200$	$200 < \Delta R \leq 300$	$300 < \Delta R \leq 400$ м
		$t_{\perp} = t_D - t_B$		
4	0,005	0,015	0,015	0,015 сек
6	0,010	0,020	0,020	0,020 »
8	0,020	0,020	0,025	0,025 »
10	0,020	0,020	0,025	0,025 »
12	0,015	0,015	0,015	0,020 »
		$t_{\parallel} = t_E - t_C$		
4	0,01	0,035	0,045	
8	0,01	0,015	0,015	
10	0,01	0,025	0,030	
12	0,02	0,040	—	

чина превышала $\pm 0,01$ сек. С увеличением числа наблюдений n суммарная ошибка разностного параметра $d(\Delta t)$ уменьшается в \sqrt{n} раз, что подтверждает постулат о случайной природе рассмотренных ошибок. Так, для серий из 3—5 измерений среднеквадратическая погрешность S распределяется следующим образом:

$$S < 0,01 \text{ сек} - 24,$$

$$0,01 \text{ сек} \leq S < 0,02 \text{ сек} - 8,$$

$$0,02 \text{ сек} \leq S < 0,03 \text{ сек} - 0.$$

Этот результат позволяет использовать для интерпретации большее количество материала и повышает надежность всех статистических оценок для Δt в сравнении с теми же оценками для t_i .

Принципы статистической обработки. Совокупность данных t и Δt обрабатывалась таким образом, чтобы можно было оценить наличие или отсутствие неслучайных вариаций кинематических параметров. Искомые вариации могли происходить как от сезона к сезону, так и от серии к серии в один и тот же сезон, поэтому статистические операции производились для каждого сезона отдельно, а потом уже их результаты за целый ряд лет сопоставлялись между собой. При таком подходе любое индивидуальное измерение t_i (или Δt) можно представить в виде

$$t_{ijk} = m + \xi_j + \varepsilon_{jk}. \quad (3.19)$$

Здесь m — истинное значение t_i , если оно не изменяется, или его первоначальное значение, если оно изменяется, ξ — добавка, вносимая особенностями данной серии, ε_{jk} — ошибка проведения данного конкретного взрыва в серии, $j=1, 2, \dots, J$ — текущий номер взрыва в рассматриваемом сезоне, $k=1, 2, \dots, n_j$ — теку-

щий номер взрыва в рассматриваемой серии. Сравнение значений ξ_i и ε_{jk} проводится с помощью дисперсионного анализа по дисперсиям S_{ξ}^2 и S_{ε}^2 и их различию. Порядок операций следующий.

1. Составляется таблица для дисперсионного анализа t_i или Δt . Оценивается вероятность влияния фактора выхода на результаты измерений P_{ξ} и вычисляется оценка S_{ξ} .

2. Если вероятность $P_{\xi} < 0,09$, то влияние ξ считается несущественным. В этом случае все измерения признаются равновероятными, определяется среднеарифметическое их значение и доверительный интервал среднеарифметического:

$$\bar{t}_i = \left(\sum_j \sum_k t_{ijk} \right) / N, \quad (3.20)$$

$$\bar{t}_i - \frac{S}{\sqrt{N}} t_{\alpha} \leq m \leq \bar{t}_i + \frac{S}{\sqrt{N}} t_{\alpha}, \quad (3.21)$$

где $S = \sqrt{\sum_j \sum_k (t_{ijk} - \bar{t}_i)^2 / (N - 1)}$ — стандартное отклонение, N — общее число измерений, t_{α} — статистика Стьюдента для выбранного уровня доверия α .

Доверительный интервал для совокупности $\{t_i\}$ выбирается на уровне $\alpha = 0,1$ ($P = 0,9$), а для $\{\Delta t\}$ — на уровне $\alpha = 0,05$ ($P = 0,95$).

3. Если вероятность $P_{\xi} \geq 0,9$, то возможны два варианта.

а) S_{ξ} меньше допустимых пределов случайных погрешностей выхода, оценки которых для разных ПВ были получены в предыдущем параграфе. Это означает, что изменения кинематических параметров нельзя признать неслучайными и они определяются точностью проведения работ в тот или иной день. В этом случае число независимых измерений равно числу выходов J , а дисперсия среднесерийного значения t_i будет равна сумме $S_{\xi}^2 + S_j^2/n_j$, где

$$S_j^2 = \sum_k (t_{ijk} - \bar{t}_{ij})^2 / (n_j - 1). \quad (3.22)$$

В качестве среднесезонной оценки t_j вычисляется его средневзвешенное значение

$$\bar{t}_i = \sum_{j=1}^J W_j \bar{t}_{ij}, \quad (3.23)$$

где

$$W_j = \left(S_{\xi}^2 + \frac{S_j^2}{n_j} \right)^{-1} / \sum_j \left(S_{\xi}^2 + \frac{S_j^2}{n_j} \right). \quad (3.24)$$

При подсчете средневзвешенного необходимо учитывать и возможные в отдельные дни единичные измерения t_{ijk} . В этом случае

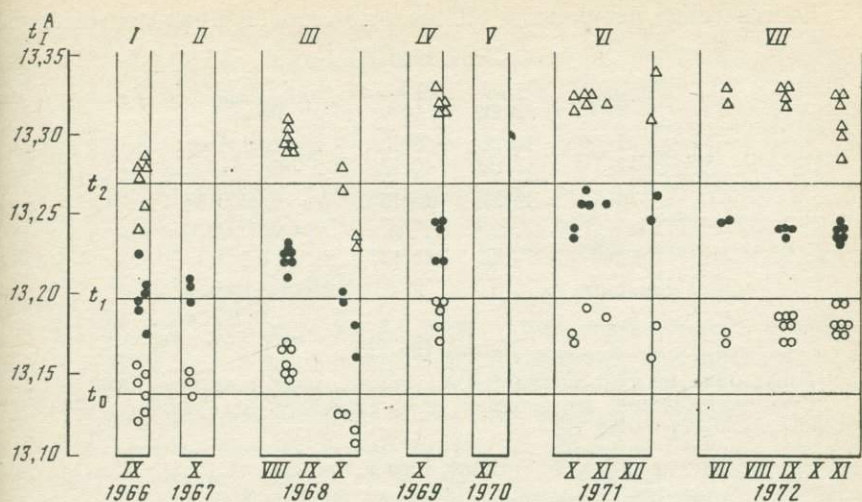


Рис. 98. Пример статистической обработки совокупности данных $\{t_i\}$ для трассы 4А за 1966—1972 гг.

в качестве дисперсии следует брать квадрат полученной оценки ошибки единичного измерения.

Выборки t_{ijk} имеют разные дисперсии, но относятся к общей генеральной совокупности с одним и тем же средним значением m и величины t_{ij} независимы, поэтому дисперсия средневзвешенного

$$S(\bar{t}) = \left(\sum_j \frac{1}{S_{\xi}^2 + S_j^2/n_j} \right)^{-1}. \quad (3.25)$$

б) S_{ξ} больше допустимых пределов случайных погрешностей выхода. В этом случае рассматриваются вариации среднесерийных значений \bar{t}_{ij} в течение сезона, для оценки которых определяются стандартные отклонения и доверительные интервалы среднесерийных (с теми уровнями доверия, которые указывались выше). Для сопоставления результатов наблюдений сезона с неслучайными вариациями параметров с данными всех остальных сезонов определяется условный средний уровень t_i и Δt , около которого происходят колебания среднесерийных значений. При сопоставлении с другими сезонами он проводится с указанием полного размаха кинематических параметров за сезон.

На рис. 98 приведен пример статистической обработки совокупности данных $\{t_i\}$ для трассы 4А за 1966—1972 гг. Первое вступление t_0 , первый максимум t_1 и первый минимум t_2 меняются синхронно с течением времени.

Фактические результаты анализа по сезонам приведены ниже:

Сезон 1966 г.

k	$j=1$ 21.IX	$j=2$ 27.IX	Вычисление оценок
1	13,12	13,125	$\bar{t}_0=13,138 \text{ сек}$
2	13,145	13,135	$N=6$
3	13,155	13,15	$S_{\xi}^2=0,000015$
			$S_{\epsilon}^2=0,000967$
Средне-серийные	13,14	13,137	$P_{\xi} \ll 0,9$ ДИ ($P=0,9$)= $= \pm 0,017$

Сезон 1967 г.

Лишь один из трех выходов 9.X удовлетворил критериям отбора. Среднее значение по серии с доверительным интервалом (ДИ) 90% равно $\bar{t}_0 = 13,14 \pm 0,014$.

Сезон 1968 г.

k	$j=1$ 24.VIII	$j=2$ 25.VIII	$j=3$ 3.IX	$j=4$ 16.X	$j=5$ 27.X	Оценки
1	13,150	13,150	13,140	13,120	13,105	$\bar{t}_0=13,140$
2	13,150	13,150		13,120	13,115	$N=13$
3	13,155	13,155		13,135		$S_{\xi}^2=0,0009$
						$S_{\epsilon}^2=0,00007$
4		13,160				$P_{\xi}=0,995$
	13,152	13,154	13,140	13,125	13,110	$t_{0 \max} - t_{0 \min} =$ $= 0,044 \text{ сек}$
ДИ	$\pm 0,003$		—		$\pm 0,008$	

Сезон 1969 г.

k	$j=1$ 27.X	$j=2$ 1.XI	Оценки
1	13,195	13,17	$t_0=13,185 \text{ сек}$
2		13,18	$N=5$
3		13,19	$S_{\xi}^2=0,000104$
4		13,195	$S_{\epsilon}^2=0,000155$
			$P_{\xi} < 0,9$
	13,195	13,184	ДИ = $\pm 0,011$

Сезон 1970 г.

Данные по взрывам в ПВ 4 29—30.IX (4 заряда с эпицентральной ошибкой, превышающей 200 м) не рассматриваются.

Сезон 1971 г.

k	$j=1$ 20.X	$j=2$ 31.X	$j=3$ 17.XI	$j=4$ 28.XII	$j=5$ 5.I	Оценки
1	13,170	13,19	13,185	13,170	13,185	$t_0=13,18$
2	13,175	—	—	—	—	$N=6$
						$S_{\xi}^2=0,01$
						ДИ ($P=0,9$)= $0,009$

Сезон 1972 г.

k	$j=1$ 26.VII	$j=2$ 21.IX	$j=3$ 11.XI	Оценки
1	13,170	13,170	13,175	$t_0=13,180$
2	13,175	13,170	13,175	$N=15$
3		13,180	13,180	$S_{\xi}^2=0,00009$
4		13,180	13,180	$S_{\xi}^2=0,000057$
5		13,185	13,180	$P_{\xi}=0,9$
6		13,185	13,195	$\bar{t}_0=13,177$
7			13,195	ДИ= $\pm 0,004$
$\bar{t}_{0,j}$	13,1725	13,178	13,183	

Обработка материалов на ЭВМ. При современных объемах получаемой при геофизических исследованиях информации массовая обработка материалов невозможна без применения ЭВМ. На стадии отбора материала по малому набору параметров (кинематические измерения в работе Н. А. Долбилкиной [42]) ценой больших усилий можно получить необходимую информацию. Однако при расширении числа исследуемых параметров требуется большое количество рабочих рук и времени, а некоторые параметры вообще невозможно получить при ручной обработке материала.

Параметрами записей, исследуемых на ЭВМ, могут быть: коэффициенты корреляции $r_{x,y}$ между выделенной волновой группой опорной сейсмограммы и такой же группой на исследуемой сейсмограмме. Коэффициент $r_{x,y}$ может исследоваться в окне (в таком случае сравниваются небольшие отрезки сейсмограмм, рис. 99) или на всей длительности сейсмограмм (в этом случае можно, например, оценить сходимость сейсмограмм внутри одной серии взрывов, рис. 95).

Времена групп и разности времен этих групп (рис. 99). Эти параметры получаются автоматически при получении коэффициента корреляции для фиксированных отрезков сейсмограмм, одна из которых смещается относительно другой (опорной). Таким же путем при незначительных усложнениях вычислительного процесса можно сравнивать амплитуды различных групп волн внутри исследуемой выборки сейсмограмм.

Однако кроме перечисленных параметров, получение которых достаточно просто, можно применять разработанную в сейсморазведке методику вычитания регулярных волн [107], выделять из зарегистрированного волнового поля отдельные детерминированные волны, для которых можно получать энергетические характеристики и изменение этих характеристик во времени. Имеется возможность, применив методику двойного вычитания, анализировать изменение спектральных и энергетических характеристик во времени, что может дать интересную информацию об изменении сейсмического режима на пути распространения сейсмических лучей. В настоящее время такая методика пробуеться

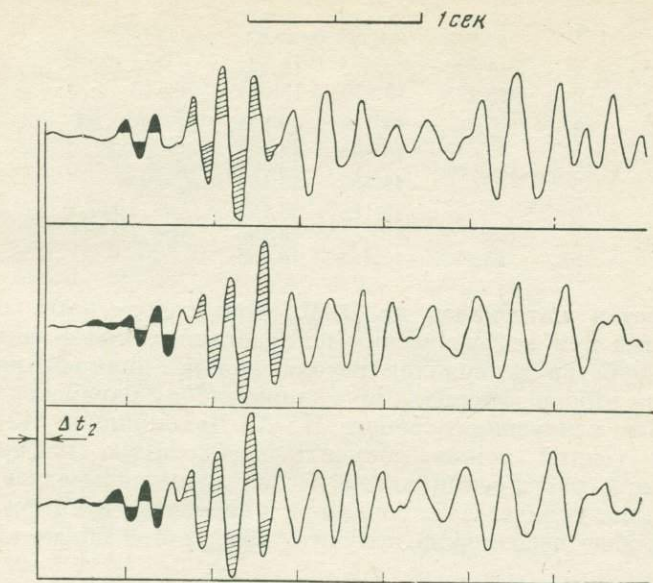


Рис. 99. Принцип определения изменения Δt_n временного интервала между второй группой двух сейсмограмм, зарегистрированных на одной станции в одном пункте взрыва

на ограниченной выборке материала, в которую включены сейсмограммы, полученные из ПВ 4 на с/с В и D.

В связи с тем, что методика обработки сейсмического материала имеет специфические особенности, мы ограничились пока исследованием изменения формы отдельных групп во времени и изменениями их кинематических параметров на ограниченной выборке материала, зарегистрированного из ПВ 4 на с/с В.

Программы по корреляционной обработке материалов составлены Г. С. Кушниром [74]. Принцип работы одной из программ, использовавшихся для обработки материалов полевых наблюдений, показан на рис. 99. Для выделенного интервала записи определяется коэффициент корреляции $r_{x,y}$ между отрезком опорной (эталонной) сейсмограммы и сравниваемой с ней исследуемой записи. Так как выделенный отрезок записи на исследуемой сейсмограмме может быть сдвинут вправо или влево, то считается коэффициент корреляции между отрезками этих сейсмограмм для таких положений, когда исследуемая запись сдвигается вправо и влево относительно начального положения двух записей. При этом каждой точке сдвига исследуемой сейсмограммы соответствует сдвиг на точку (в соответствующую сторону) начала и конца выделенного отрезка ее. На каждом сдвиге вычисляется

коэффициент корреляции $r_{x,y}^i$ и из полученного набора $r_{x,y}^i$ (число $r_{x,y}^i = 2k + 1$, где k — число точек сдвига в одну сторону от нулевого положения) выбирается максимальное значение, соответствующее наилучшему совпадению формы отрезков опорной и исследуемой сейсмограмм. При этом автоматически получается время Δt_n для исследуемой группы, если для опорной сейсмограммы зарегистрировано время отсчета какой-нибудь фазы или группы.

Эта же программа позволяет получать средние записи для набора сейсмограмм по наилучшему совпадению формы вдоль всей сейсмограммы или какого-либо отрезка их. Так, например, были получены среднесерийные сейсмограммы в выборке, которая исследуется ниже. Критерием при этом было наилучшее совпадение формы первых групп этих сейсмограмм.

Изложенная выше методика была применена для анализа опытов с разбросом по глубине и площади и для некоторой выборки данных ПВ 4, зарегистрированных на с/с В (рис. 86, 100).

Отбор материала сделан Н. А. Долбилкиной в соответствии с принципами, отработанными в ее работе [42].

Изменение формы и кинетических параметров некоторых исследованных групп волн приведено на рис. 93, 94. Очевидно, что для оценки изменений во времени необходимо $r_{x,y}$ и Δt_n приписать соответствующие ошибки.

Коэффициент корреляции $r_{x,y}$ — надежный и хороший параметр, однако до тех пор, пока исследуемые совокупности или отрезки сравниваемых сейсмограмм достаточно близки по форме и $r_{x,y}$ высок и близок к единице. При уменьшении $r_{x,y}$ до значения $r_{x,y} < 0,8$ трудно сказать, насколько близка форма исследуемых отрезков записей и скорее можно говорить о том, что в такой ситуации они совершенно непохожи. Поэтому в тех случаях, когда $1,0 > r_{x,y} > 0,8$, мы можем сравнивать форму исследуемых групп и получать надежные оценки. При серьезном изменении формы или сильном осложнении записи, что случается с многими группами, имеющими интерференционный характер, получаемые значения $r_{x,y} < 0,8$ свидетельствуют о значительном изменении волновой картины, а получаемые при этом временные сдвиги Δt_n имеют сомнительную ценность. В таких ситуациях для прояснения картины необходимо применять методики вычитания и усреднения исследуемой группы по всей выборке анализируемого материала.

Рассмотрим результаты, полученные при анализе устойчивости волновой картины в опытах с разбросом по глубине и по площади. Результаты обработки для первых восьми групп волн показаны на рис. 86—100, а величины $r_{x,y}$ и Δt_n представлены на стр. 177.

Видно, что в интервале глубин 75—90 м форма исследованных групп волн хорошо сохраняется ($r_{x,y} > 0,85$ почти для всех

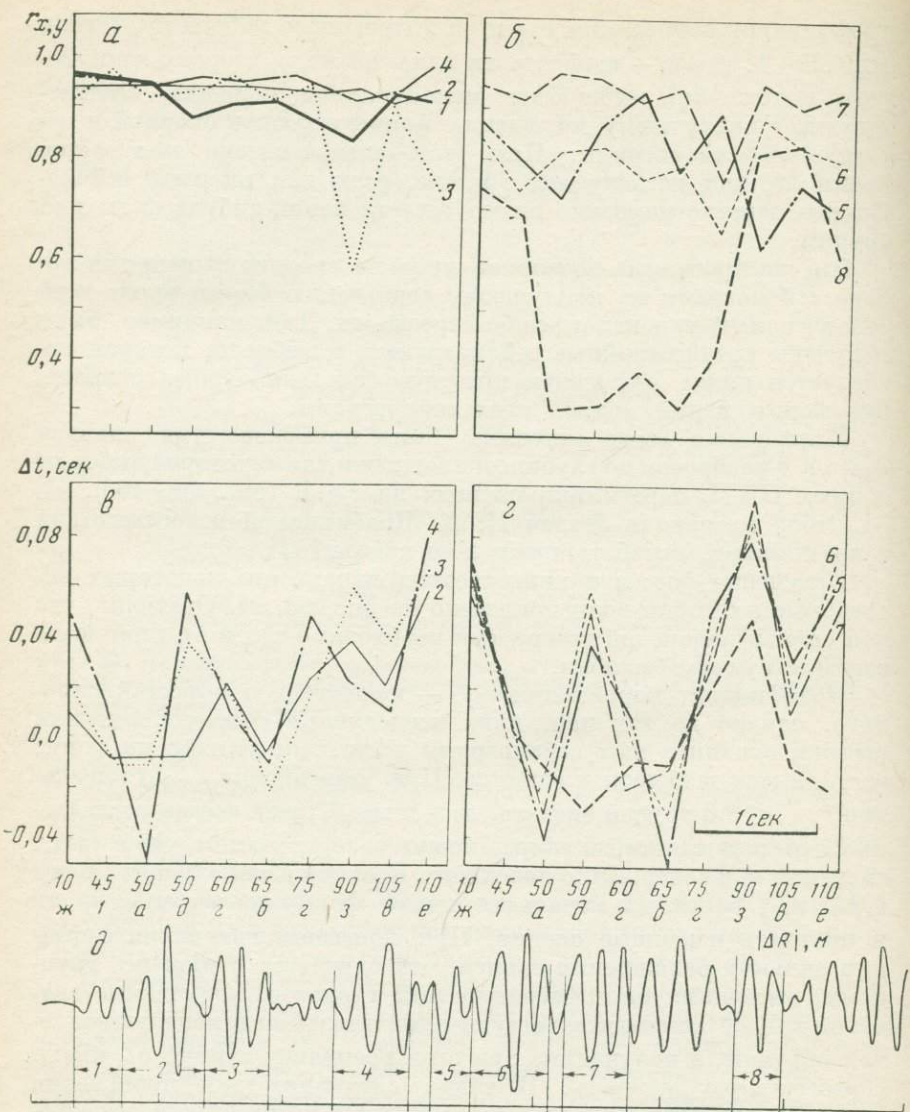


Рис. 100. Графики изменения коэффициента корреляции $r_{x,y}$ и временных сдвигов Δt_n для сейсмограмм ПВ 4 с/с В

Эксперимент с разбросом по координате: а-з — точки взрывов около ПВ 4. 1, а, б — изменение коэффициента корреляции первых восьми групп волн в зависимости от отклонения координат взрыва, 1, в, г — временные сдвиги Δt_n , полученные при наилучшем совпадении формы исследуемых групп волн, 1, д — сейсмограмма, с которой сравнивались записи, полученные в эксперименте.

Исследуемые группы отмечены соответствующими номерами

Интервал глубин, м	Группа							
	1	2	3	4	5	6	7	8
	$r_{x, y}$							
60—65	0,9	0,62	0,75	0,68	0,75	0,78	0,90	0,63
65—75	0,91	0,75	0,67	0,85	0,62	0,80	0,82	0,64
75—90	0,94	0,96	0,96	0,93	0,91	0,94	0,97	0,92
	(75÷85)							
90—100	0,88	0,77	0,93	0,64	0,50	0,62	0,84	0,81
>100	0,66	0,60	0,83	0,87	0,57	0,77	0,96	0,80
	Δt_n , сек							
60—65	0,0	0,08	0,07	-0,02	0,05	0,07÷	0,02	-0,09
	-0,05							
65—75	0,0	0,10	0,08	-0,02	0,04	-0,05	0,0	0,09÷
	0,03							
	0,02							
	-0,09							
75—90	0,0	0,0÷	0,0	0,0÷	0,0÷	0,0÷	0,0÷	0,04÷
	0,01							
	-0,04							
	-0,03							
	-0,04							
	-0,04							
	-0,04							
90—100	0,0	0,06	0,04	0,04	-0,02÷	-0,02÷	-0,02÷	0,06÷
	0,01							
	0,04							
	0,07							
	0,03							
>100	0,0	0,0	0,0	0,0	-0,05	-0,05	-0,07	-0,1

групп), а разброс времен этих групп не превышает величину $\delta\Delta t_n \leq \pm 0,04$ сек (за исключением группы 8).

Можно принять, что максимальная ошибка времен прихода групп и волн, вызванная изменением глубины взрыва заряда, не превышает величину $\delta\Delta t_n \leq \pm 0,04$ сек.

Рассмотрим аналогичные результаты, полученные при анализе материалов с разбросом зарядов по площади. Схема опыта приведена на рис. 88, а коэффициенты корреляции для первых восьми групп волн и временные сдвиги для них показаны на рис. 100.

Основные результаты приведены ниже:

ΔR , м	Группа							
	1	2	3	4	5	6	7	8
<50	0,96	0,93	0,95	0,96	0,80	0,80	0,93	0,7
50—60	0,90	0,93	0,95	0,96	0,85	0,80	0,93	>0,5
60—90	0,87	0,93	0,90÷	0,92	0,90÷	0,77÷	0,94÷	0,3÷
	0,60							
	0,60							
	0,66							
	0,76							
	0,8							
>90	0,91	0,90	0,80	0,95	0,70	0,85	0,90	0,70
	Δt_n , сек							
<50	0,0	+0,01	+0,02÷	+0,04÷	+0,07÷	+0,07÷	+0,06÷	+0,07÷
	-0,01							
	-0,01							
	-0,01							
	-0,04							
	-0,02							
	-0,02							
	-0,02							
50—60	0,0	+0,02	+0,02÷	-0,01	-0,05	-0,03	-0,02	-0,02
	-0,01							
	-0,02							
	+0,02							
60—90	0,0	+0,04	+0,06÷	+0,05÷	+0,08÷	+0,09÷	+0,1÷	+0,05
	-0,01							
	-0,02							
	-0,01							
	-0,05							
	-0,03							
	-0,02							
	-0,02							
	-0,01							
>90	0,0	+0,02	+0,04÷	+0,01÷	+0,03÷	+0,01÷	+0,01÷	+0,05÷
	+0,06							
	+0,07							
	+0,08							
	+0,06							
	+0,07							
	+0,1							
	-0,02							

Пределы изменения времен пробега для последующих групп волн приведены в предположении, что времена прихода первой группы волн для всех записей одинаковы. Из приведенных выше данных и рис. 100 видно, что при разбросе координат взрывов не более чем на 50 м ($\Delta R < 50$ м) наибольшие кинематические изменения исследованных групп волн варьируют с разбросом

$$\delta\Delta t = (+0,07 \div -0,04) \text{ сек.} \quad (3.26)$$

Этот разброс и можно принять за ошибку времен пробега данных групп волн при исследовании выборки материалов, полученных в период работы за 1966—1972 гг. из ПВ 4 на с/с В.

Основные результаты и выводы. 1. На основе проведения комплекса аппаратурно-методических исследований разработана методика сейсмического просвечивания блока земной коры сейсмоактивного района Восточной Камчатки с размерами порядка $200 \times 150 \times 30$ км.

2. Отработана и впервые осуществлена система наблюдений из пяти береговых станций и профиля опорных пунктов взрывов в океане с использованием радионавигационных средств, обеспечившая восьмилетний цикл наблюдений за изменениями характеристик распространения волн с ранее недостигавшейся точностью и детальностью измерений.

3. Впервые детально исследована стабильность условий возбуждения при малых флуктуациях подводных взрывов по месту и глубине и ее влияние на кинетику и динамику волн, распространяющихся в земной коре и верхах мантии.

4. Выделены опорные волны, разработаны приемы обработки материалов для изучения малых вариаций времен пробега волн (порядка нескольких сотых долей секунды), установлены критерии отбора материалов для получения надежных статистических оценок по малым сериям наблюдений. Исследованы ошибки наблюдений кинематических и динамических параметров волн при одиночных и серийных взрывах.

5. Опробованы методы ЭВМ-обработки для числовой оценки повторяемости записи по коэффициенту корреляции и временных интервалов между разными группами волн.

6. Получены некоторые данные о степени мелкой неоднородности земной коры района наблюдений (преобладающие размеры неоднородностей и коэффициент мутности). Установлена изменчивость длительности спада интенсивности колебаний на записи для различных трасс, что может служить дополнительным источником информации о неоднородности реальных сред.

Разработанная и примененная методика являлась почти оптимальной при имевшихся материально-технических возможностях, но далеко не отвечает сегодняшнему уровню аппаратуры и методики сейсмических наблюдений. Опыт, полученный из методических экспериментов по дальности регистрации, группированию и профильным наблюдениям, а также результаты экспери-

ментов с сейсморазведочной аппаратурой (лаборатория сейсморазведки ИФЗ) и детальных наблюдений по ГСЗ, проведенных СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, позволяют сделать вывод, что методика наблюдений и обработки по просвечиванию в условиях Камчатки может быть существенно улучшена.

Главные пути этого улучшения: применение площадных и скважинных систем наблюдений, использование для интерпретации большого числа волн различной природы, в том числе и обменных, применение методов поляризованного и частотного анализа. Использование современных систем наблюдений и методов анализа существенно повысит как точность определения изменений характеристик распространения волн, так и разрешающие возможности метода. Естественно, что дополнительные возможности, особенно для использования динамических параметров записи, должно дать повышение стабильности условий возбуждения. Это может быть достигнуто со взрывными источниками, более точно установленными по месту и глубине, и в еще большей степени при применении источников типа виброрейс, воздушная пушка и т. п., с которыми также легко может быть достигнута необходимая частота повторений зондирований. Особенное повышение разрешающей способности сейсмического просвечивания можно ожидать на пути комбинирования различных баз измерений (от нескольких километров с применением метода отраженных волн до 300—500 км) и различных частотных диапазонов регистрации. Применение аппаратуры, позволяющей получать записи в виде, пригодном для непосредственного ввода в ЭВМ, является необходимым условием для дальнейшего развития метода.

ВАРИАЦИИ ХАРАКТЕРИСТИК РАСПРОСТРАНЕНИЯ УПРУГИХ ВОЛН ВО ВРЕМЕНИ И ВОЗМОЖНОСТИ ИХ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

За все годы наблюдений не было обнаружено изменений времен пробега волн, превышающих 0,1—0,15 сек (менее 1% от времени пробега между источником и приемником), и лишь в отдельных случаях изменения амплитуд превышали ошибку наблюдений (более 20—25%). Очаговые области сейсмических событий с $M \geq 6$ в районе наблюдений не пересекались трассами первых групп волн в основном из-за их недостаточной глубинности. Вместе с тем анализ полученного материала с применением критериев отбора и статистических методов обработки (гл. 3) показывает существование неслучайных вариаций пробега волн и амплитуд с высокой степенью достоверности (с вероятностью P , большей 0,95—0,995) и обнаружены некоторые общие и частные закономерности изменения поля скоростей. В настоящей главе приводятся и сопоставляются данные обработки наблюдений в основном по первым группам волн для всей совокупности трасс просвечивания по отдельным сезонам и за все годы. Рассматриваются различные варианты интерпретации изменений в поле скоростей и некоторые особенности модели геофизических процессов и строения, которые могут быть причиной этих изменений. Основное внимание уделяется анализу возможных связей изменений поля скоростей с глубоким землетрясением с $M=7,2$ 24.XI 1971 г. на основе общих закономерностей, установленных и предполагаемых при подготовке землетрясения (гл. 1) и опыта сейсмического просвечивания, излагаются некоторые рекомендации по системе прогнозических наблюдений.

§ 1. ВАРИАЦИИ ВРЕМЕН РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВОЛН

В соответствии с временной последовательностью наблюдений анализировались изменения времен пробега t и разностных параметров Δt внутри каждого сезона и общий ход от года к году. Если внутри сезона колебания t и Δt относятся к одной совокупности, им приписывается среднее значение с указанием доверительного интервала с вероятностью 0,9 для t и 0,95 для Δt . Индивидуальные измерения следует рассматривать с учетом максимальной погрешности наблюдений в каждой точке. Для анализа ис-

пользованы только выборки t и Δt , отвечающие критериям, описанным в гл. 3.

Рассмотрим вначале сезоны наблюдений 1968, 1971 и 1972 гг., для которых на каких-либо трассах колебания t или Δt относятся к разряду неслучайных с вероятностью, близкой к единице.

Сезон 1968 г. Наблюдения проводились с августа по конец октября. К концу сезона изменились значимо (до 0,05—0,06 сек) времена пробега волн из ПВ 4 и 6 на станциях А и В (трассы 4А, 6А, 4В, 6В) и разность времен пробега на станциях С и Е из ПВ 4 (трасса 4С). Данные этих наблюдений представлены на рис. 101. В это же время на трассах из ПВ 8 и с меньшей вероятностью из ПВ 10 и 12 времена пробега оставались постоянными. Статистические оценки, подтверждающие неслучайный характер изменений, приведены в табл. 1.

Таблица 1

Номер трассы (цифра ПВ). Буква— станция	Число серий J	Размах данных $t_{\max} - t_{\min}$, сек	S_{ξ}	Вероят- ность значи- мости фактора серии P_{ξ}	Дополнительные статистические оценки по Стьюденту
4А	5	0,055	0,03	0,995	Выборки 24.VIII—3.IX и 16—27.X отличаются с $P > 0,995$
6А	5	0,055	0,035	0,995	$P > 0,995$
4В	4	0,06	0,038	0,995	Выборки 24.VIII—16 и 27.X отли- чаются с $P=0,9$
6В	3	0,06	0,040	0,95	Выборки 24.VIII и 22—27.X отли- чаются с $P=0,9$
4С	3	0,06	0,03	0,75	—
4Е	3	0,045	0,039	0,90	—
Разность 4Е—4С	4	0,030	0,02	0,995	Выборки 24.VIII—3.IX и 22—27.X отличаются с $P=0,995$

Дополнительные оценки различий средних значений выборок по Стьюденту [43] уже рассматривались в гл. 3 для амплитудных измерений. Этот критерий, обусловленный одинаковостью дисперсий выборок (при малом числе наблюдений), применим, так как причины, вызывающие дисперсию для нашего случая, постоянны на всем интервале наблюдений.

Пример результатов расчетов дан в табл. 2: \bar{t} — средние значения времен пробега, S^2 — дисперсии сравниваемых выборок, n — используемое число наблюдений, x — оценка статистики Стьюдента, t^* — ее табличное значение для уровня значимости 0,005, P — оценка вероятности различия средних значений.

Анализ данных работы системы РНС-координатор и величины времен $t_{\text{отр}}$ отражений от дна свидетельствуют, что эпицентральные ошибки взрывов для всех использованных записей не превышают ± 100 м. Поэтому факт изменения времен пробега волн

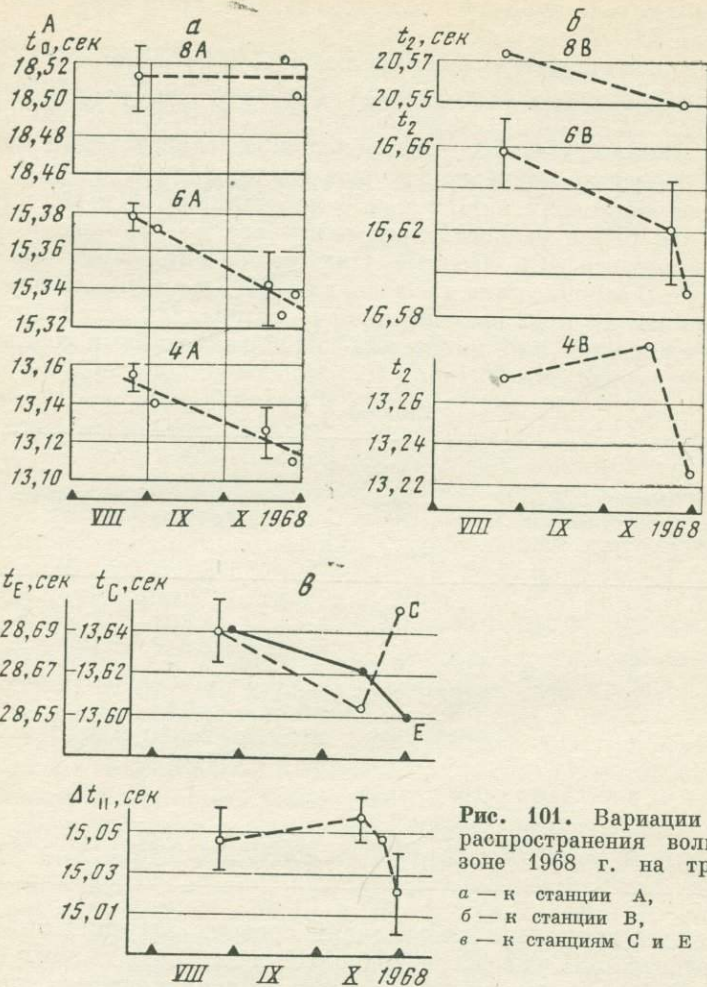


Рис. 101. Вариации времен распространения волн в сезоне 1968 г. на трассах
 а — к станции А,
 б — к станции В,
 в — к станциям С и Е

от 24.VIII к 27.X 1968 г. для части трасс, при постоянстве для других, можно считать установленным. Отметим также, что уменьшение времен пробега t_B 22—27.X на станцию В сопровождалось искажениями формы записи первой группы волн t_D на трассах 4—8D. Поэтому нельзя было надежно сравнить изменения t_B с t_D и разностным параметром $\Delta t_{II} = t_D - t_B$. Возможные связи замеченных изменений рассматриваются в § 3 и 4.

Сезон 1971 г. охватывает период с сентября по начало января 1972 г. Продление наблюдений на зимние месяцы было связано с землетрясением 24.XI 1971 г. с $M=7,2$. В этот период наблюдались значительные флуктуации времен пробега на всех станциях. Было выполнено большое число серий и отдельных взрывов.

Таблица 2

Дата	4A			6A		
	\bar{t}	S^2	n	\bar{t}	S^2	n
24.VIII—3.IX	13,15	$2,1 \cdot 10^{-5}$	8	15,375	$1,75 \cdot 10^{-5}$	5
16.X—27.X	13,12	$6,8 \cdot 10^{-5}$	5	15,335	$6,00 \cdot 10^{-5}$	6
x		8,2			7,2	
$t_{0,005}^*$		3,4966			3,6897	
P		>0,995			>0,995	

Однако для последующего анализа использованы только данные, удовлетворяющие критериям отбора для определения разностного параметра Δt_{\perp} и времен t_B и t_D . Разностный параметр Δt_{\perp} не мог быть использован, так как станция E была снята перед землетрясением из-за суровых зимних условий. Колебания Δt_{\perp} и t (рис. 102, 103) для всех трасс выходят за пределы доверительного интервала с $P=0,95$. Пример статистических оценок для параметра Δt_{\perp} дан в табл. 3.

Таблица 3

Номер ПВ	J	$t_{\max} - t_{\min}$	S_{ξ}	P_{ξ}	Дополнительные оценки
4	9	0,03	0,012	0,995	Различия между среднесерийными 6.X и 31.X существенны по Стьюденту с $P=0,95$
6	9	0,035	0,015	0,995	То же
8	5	0,03	0,015	0,995	—
10	4	0,06	0,030	0,975	Различия между средними выборок 17.X и 20.X значимы по Стьюденту с $P=0,95$
12	6	0,02	0,012	0,975	Различия между средними выборок 17.V и 17.XI значимо с $P=0,995$

Неслучайные изменения параметра Δt_{\perp} доказывают достоверность вариаций времен t_D и t_B . Наиболее сильные колебания t , достигающие 0,07 сек, отмечены для трасс 6B, 6D, 10B. Различие в абсолютных величинах в целом синхронных колебаний на трассах 4—8 для станций B и D вызывает вариации Δt_{\perp} . Вдоль трассы 10D время пробега неизменно в течение всего сезона, а на трассе 10B происходит резкое уменьшение в ноябре, сохраняющееся и к 5.I 1972 г., что и приводит к росту Δt_{\perp} . Наличие существенных вариаций времен пробега на большом числе трасс можно считать основной закономерностью этого сезона наблюдений.

Сезон 1972 г. Результаты наблюдений с июля по ноябрь представлены по всем станциям на рис. 104—108. За пределы доверительных интервалов выходят вариации величин: t_A на трассах

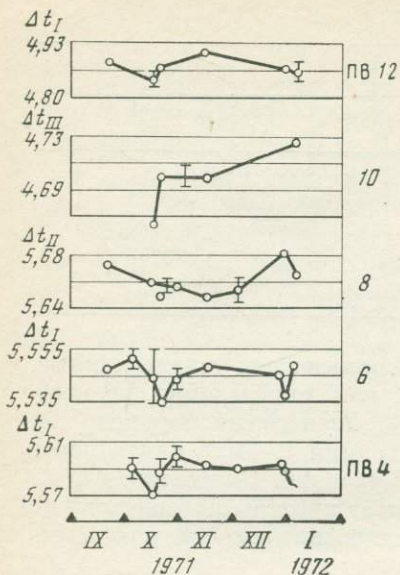


Рис. 102. Вариации разности времен пробега волн перпендикулярно фокальной зоне на станциях В и D в сезоне 1971 г.

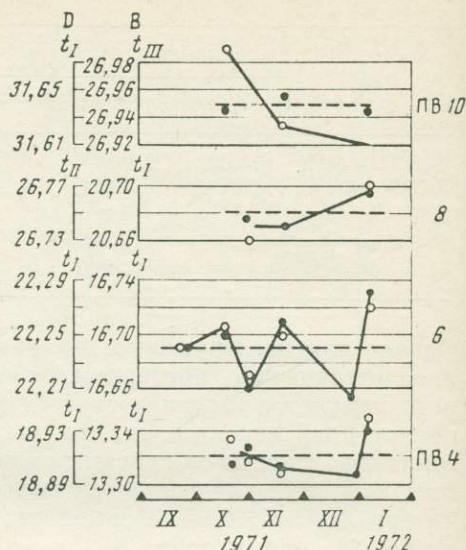


Рис. 103. Вариации времен пробега волн к станциям В и D в сезоне 1971 г.
1 — t_B , 2 — t_D

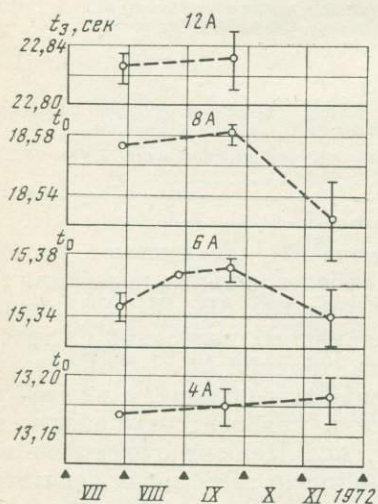


Рис. 104. Вариации времен пробега волн в сезоне 1972 г. (станция А)

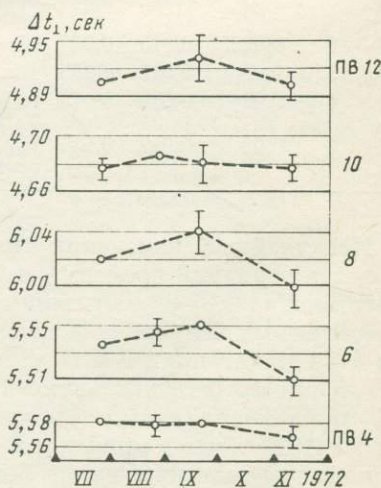


Рис. 105. Вариации разностей времен поперек фокальной зоны на станциях В и D в сезоне 1972 г.

Таблица 4

Номер трассы	J	Размах $t_{\max} - t_{\min}$ или $\Delta t_{\max} - \Delta t_{\min}$	S_{ξ}	P_{ξ}	Дополнительные оценки по Стьюденту
6A	4	0,040	0,026	0,995	Выборки 26.VII и 11.XI и 26.VIII—21.IX отличаются с $P > 0,995$
8A	3	0,060	0,048	0,995	Выборки 26.VII—21.IX и 11.XI отличаются с $P > 0,995$
4D—4B	4	0,025	0,010	0,90	Выборки 26.VII—21.IX и 11.XI отличаются с $P=0,975$
6D—6B	4	0,050	0,030	0,995	Выборки 26.VIII и 11.XI отличаются с $P=0,98$
8D—8B	4	0,050	0,036	0,995	Выборки 21.IX и 11.XI отличаются с $P > 0,995$
10D—10B	4	0,20	0,009	0,900	Различия между средними всех выборок не выходят за пределы ошибок
12D—12B	3	0,035	0,022	0,950	Выборки 26.VII и 11.XI и 22.IX отличаются с $P=0,98$
4E—4C	4	0,06	0,04	0,995	Выборки 21.IX и 11.XI отличаются с $P=0,995$
6E—6C	4	0,04	0,03	$>0,995$	Выборки 26.VII—21.IX и 11.XI отличаются с $P > 0,995$
8E—8C	4	0,07	0,037	$>0,995$	Выборки 26.VII—26.VIII и 11.XI отличаются с $P=0,995$
10E—10C	4	0,065	0,040	0,995	Выборки 26.VII и 22.IX отличаются с $P > 0,995$
12E—12C	3	0,025	0,010	$<0,75$	—

6A и 8A (рис. 104), разностного параметра Δt_{\perp} для всех трасс B—D, за исключением трассы 10 (рис. 105), разностного параметра Δt_{\parallel} для всех трасс, кроме 12 (рис. 107). Соответствующие статистические оценки представлены в табл. 4.

Неслучайные изменения Δt_{\perp} и Δt_{\parallel} доказывают достоверность вариаций t_D и t_B , t_C и t_E . Отметим, что совместное рассмотрение всех трасс позволяет обнаружить некоторые закономерности как вдоль определенных направлений, так и в зависимости от «угла просвечивания» по отношению к направлению фокальной зоны. Так, уменьшение t_B с увеличением глубинности (увеличением номера трассы и соответствующего увеличения расстояния) замедляется и сменяется ростом. Изменения t_D примерно такие же, но для более глубоких волн уменьшение времен пробега наступает позже, сами вариации t_D значительнее, чем вариации t_B . Для станций A вдоль трассы 4A, параллельной фокальной зоне, изменений t_A не отмечается, с увеличением угла и расстояния прослеживается небольшое возрастание (6A), а затем падение времен пробега (6A, 8A), аналогичное изменениям t_D . Глубинные волны на станцию C (угол $\sim 25-45^\circ$ с фокальной зоной) для всех трасс имеют одинаковый характер изменения времен пробега, аналогичный трассе 6A и поведению большинства графиков раз-

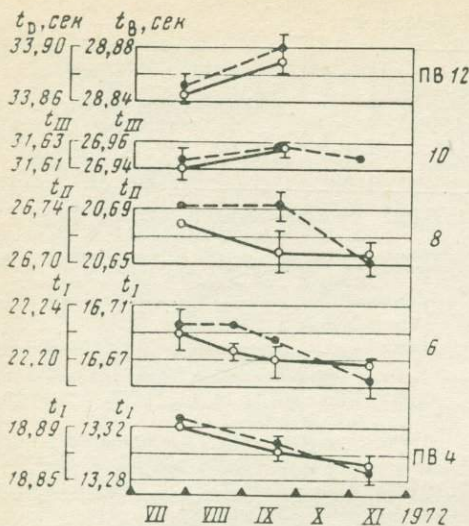
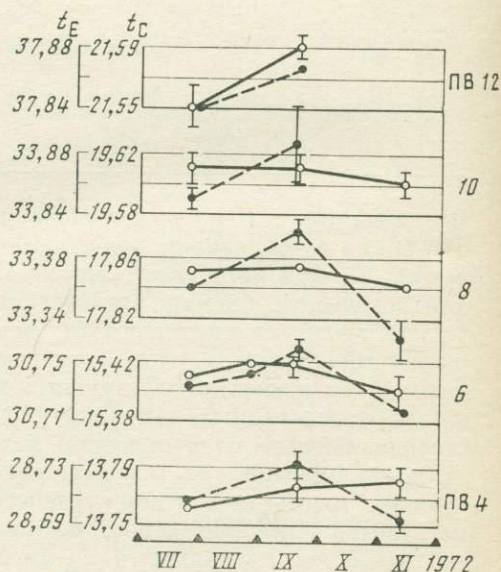
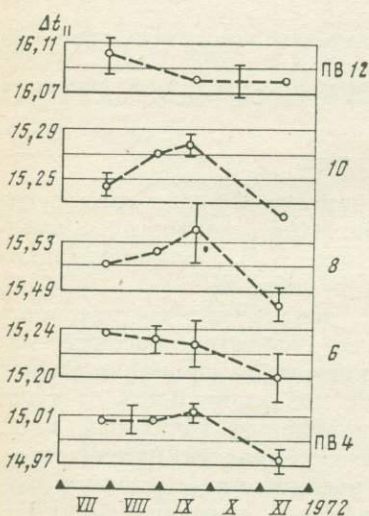


Рис. 106. Вариации времен пробега волн к станциям В и Д в сезоне 1972 г. (● — t_D)

Рис. 107. Вариации разностей времен пробега волн к станциям С и Е в сезоне 1972 г. Углы между трассами и простиранием фокальной зоны меняются от 0° (4С) до 45° (12Е)

Рис. 108. Вариации времен пробега волн к станциям С и Е в сезоне 1972 г. (○ — t_C , ● — t_E)



ностных параметров: возрастание к середине периода наблюдений, сменяющееся падением, наиболее резким для трассы 8С. (Заметим, что для 12А, 10Е, 12Е, 12В, 12Д в конце периода наблюдений отмечено резкое падение до 0,1 сек. Эти данные здесь не используются, так как сами взрывы не отвечают принятым здесь строгим критериям отбора. Однако представляется существенным, что даже с учетом возможных ошибок в координате эти данные

укладываются в рассматриваемые закономерности.) Существенно, что для трасс 6С, 8С, 10С в пределах ошибок наблюдений времена остаются постоянными. Тенденция к увеличению наблюдается для трассы 4С и существенные вариации для глубинной волны трассы 12С*. В § 3 мы дополнительно остановимся на возможных интерпретациях изменений этого сезона.

Заключая рассмотрение внутрисезонных вариаций, отметим, что сравнительная редкость зондирований и относительно малые интервалы наблюдений до 3—4 месяцев не позволяют утверждать, что не существует более резких кратковременных флуктуаций, которые были бы сравнимы с изменениями, отмечаемыми при исследованиях по V_P/V_S . Для преодоления этого недостатка была предпринята попытка провести полугодичные наблюдения (июль—декабрь 1973 г.) с равномерными интервалами между зондированиями в 15—20 сут. Программа не была реализована из-за непогод и по другим (организационно-техническим) причинам. Однако четырехмесячные наблюдения 1973 г. при очень устойчивой работе всех систем навигации и тщательной организации наблюдений показали, что флуктуаций времен пробега в этот период, превышающих 0,03—0,04 сек, для отдельных трасс не было. По этим данным и общему ходу времен за все годы сделан прогноз на полгода вперед (сильных землетрясений не будет).

Изменения времен пробега волн за период 1966—1973 гг. На рис. 109—113 показаны изменения времен распространения волн t и разностных параметров Δt от года к году по осредненным данным за каждый се-

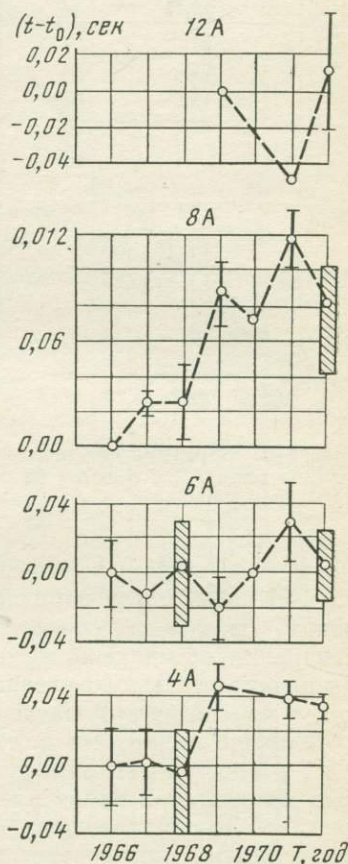


Рис. 109. Вариации средних по сезонам времен распространения волн \bar{t}_A на станции А

* Закономерные и заметные изменения времен глубинных волн к концу сезона 1972 г. позволили начальнику экспедиции А. М. Палену и старшему интерпретатору Р. П. Соловьевой по экспресс-обработке предположить и информировать руководство ИФЗ, что аномалия, развивающаяся в большом районе, предвещает крупное сейсмическое событие в декабре 1972 г. в Авачинском заливе. Этот прогноз по месту и времени оказался успешным: $M = 6,0$ 25. XII 1972 г. К сожалению, наблюдения после этого сигнала не были продолжены.

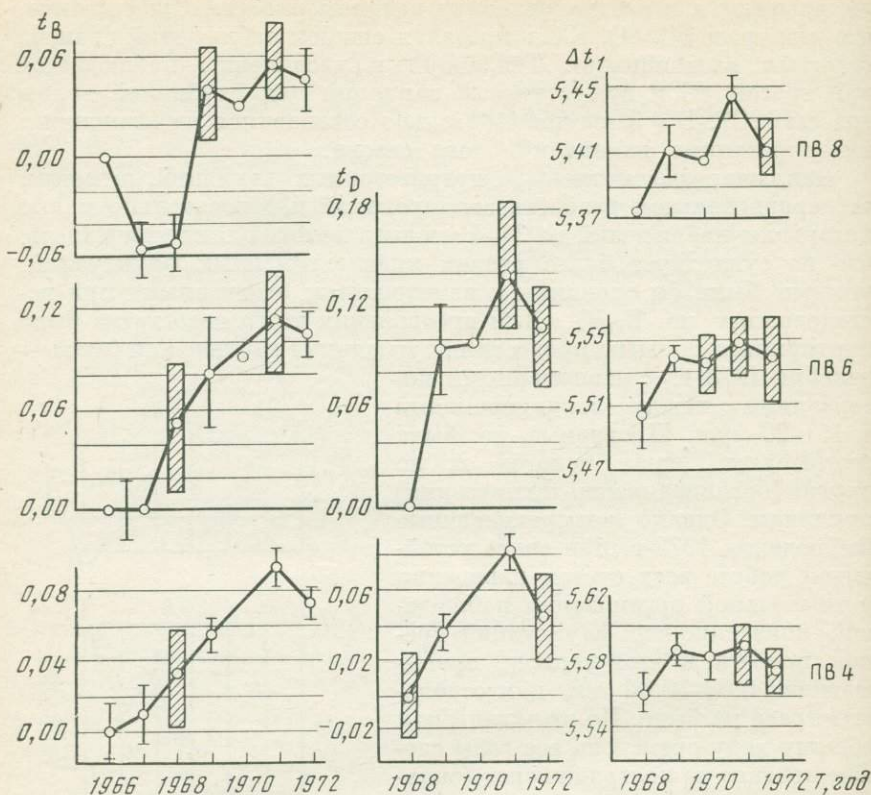


Рис. 110. Вариации средних по сезонам времен распространения первой группы волн \bar{t}_B , \bar{t}_D и Δt_{\perp} на станциях В и D ($\Delta t_1 = \Delta t_{\perp}$)

зон с указанием доверительного интервала с вероятностью 0,9 и 0,95. В годы, когда наблюдались значимые внутрисезонные различия, показаны соответствующие совокупности. Единичные измерения обозначены кружками без доверительных интервалов. За начало отсчета («нулевой уровень») приняты значения года, когда на соответствующей станции начаты наблюдения.

Хорошо видно, что для большинства трасс изменения времен и их разностей для пар станций выходят за пределы доверительных интервалов. Ясное представление о различии совокупностей данных разных лет дают гистограммы. На рис. 114 приведены для примера гистограммы данных станции А. Различие соответствующих выборок оценивается по Стьюденту с вероятностями: $P > 0,995$ (а), $P \geq 0,99$ (б) и $P > 0,995$ (в).

Преимущественный характер максимальных изменений среднесезонных времен распространения волн и оценки вероятности

Рис. 111. Вариации средних по сезонам времен распространения второй группы волн (станция D и Δt_{\perp})

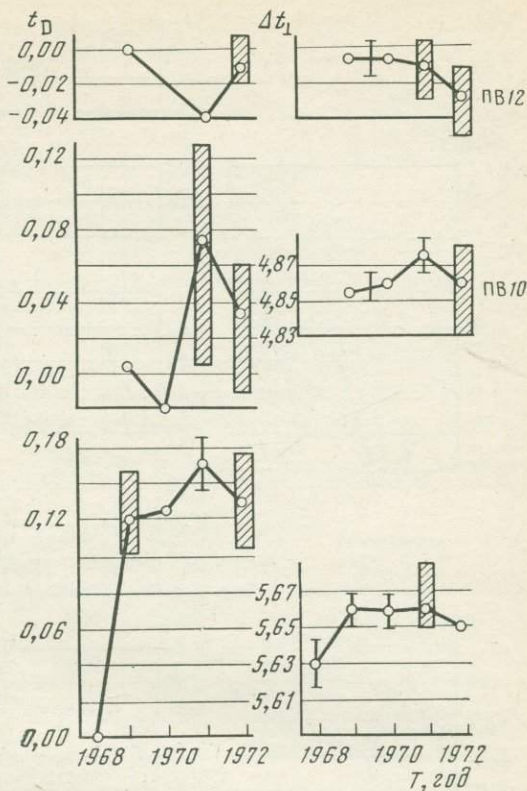
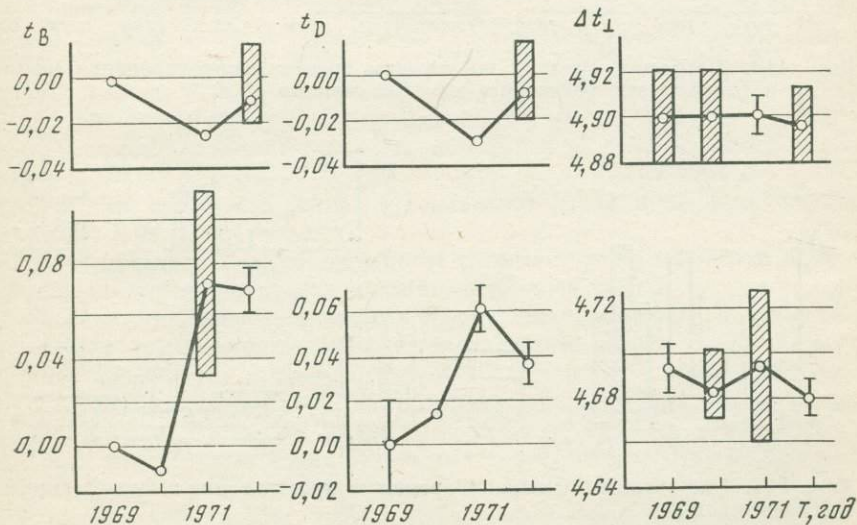


Рис. 112. Вариации средних по сезонам времен распространения волн \bar{t}_B , \bar{t}_D и разности Δt_{\perp} , регистрируемых на станциях В и D



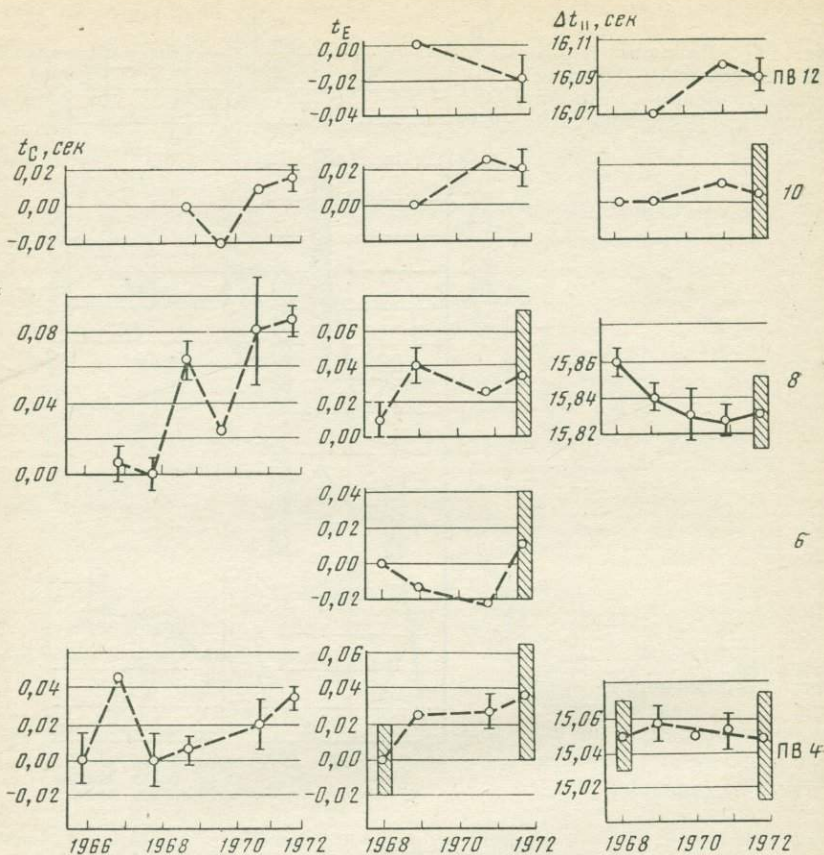


Рис. 113. Вариации средних по сезонам времен распространения волн t_C , t_E и разности Δt_{II} , регистрируемых на станции С и Е

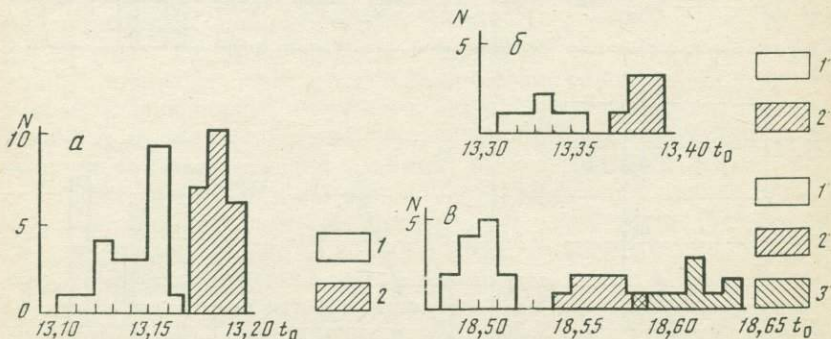


Рис. 114. Гистограммы изменений времен распространения волн на станции D в разные годы

а — трасса 4А: 1 — 1966—1968 гг., 2 — 1969—1971 гг.; б — трасса 6А: 1 — 1969 г., 2 — 1971 г.; в — трасса 8А: 1 — 1966—1968 гг., 2 — 1969—1970 гг., 3 — 1971 г.

Таблица 5

Номер трассы	Характер изменений 1966—1972 гг.	Размах t	Год t_{\max}	Год t_{\min}	Оценка вероятности различия по Стьюденту
4В	Рост	0,095	1971	1966	$>0,995$
4D	»	0,035	1971	1968	0,99
6В	»	0,110	1971	1966—1967	$>0,995$
6D	»	0,135	1971	1968	$>0,995$
8В	»	0,110	1971	1967—1968	0,995
8D	»	0,150	1971	1968	0,90
10В	»	0,075	1971—1972	1969—1970	0,95
10D	»	0,055	1971	1969	0,995
12В	Неясен	0,025	—	1971	Мала
12D	»	0,030	—	1971	»

Таблица 6

Номер трассы	Характер изменений	Размах t , сек	Оценка вероятности различия P по Стьюденту	Дополнения
4С	Рост от 1968 к 1972 г.	0,04	$>0,995$	1971 и 1972 гг. различны с $P=0,95$
4Е	То же	0,03	0,750	Различие 1968 и 1971 гг. несущественно
6С	Нет данных	—	—	—
6Е	Неясен	0,03	—	Различия в пределах случайных ошибок
8С	Рост от 1968 к 1972 г.	0,085	$>0,995$	То же
8Е	Рост от 1968 к 1972 г.	0,030	$<0,75$	Различие средних 1968 и 1969 гг. значимо с $P=0,975$
10С	Неясен	0,035	—	Различия в пределах случайных ошибок
10Е	»	0,020	—	То же
12С	»	—	—	» »
12Е	»	0,020	—	» »

значимости этих изменений для станций В, D и С, Е сведены в табл. 5 и 6.

Рассматривая всю совокупность данных среднесезонных изменений, можно выделить следующие основные черты.

1. Максимальные изменения (рост) времен пробега от 0,08 до 0,12 сек наблюдаются на всех трассах станций В и D (за исключением трассы 12) и трассах 8А и 8С в период с 1966—1968 по 1971 г. Максимум времен пробега приурочен к 1971 г., при этом данные до землетрясения 24.XI и после него хотя и испытывают большие флуктуации вдоль отдельных трасс, но остаются на том же среднем уровне. В последующие годы (1972—1973) этот уровень в среднем сохраняется, хотя и намечаются тенденции изменений разного знака для различных трасс.

2. Для трасс, ориентированных примерно вдоль фокальной зоны (4А, 6А, 4С), изменения не столь плавны и на максимальных перепадах составляют около 0,09—0,05 сек. Непрерывное уменьшение Δt_{\parallel} в 1968—1971 гг. убедительно показывает ($P > 0,95$), что оно вызвано преимущественным изменением на станции С, а не на станции Е.

3. Для глубинных трасс, связанных предположительно с границей Мохоровичича (все трассы станций Е, 12А, 12В, 12С, исключая трассы 10В и 10D), изменения незначительны и нерегулярны. В отдельных случаях намечается минимум для 1971 г. по сравнению с 1969 и 1972 гг. Правда, малочисленность надежных данных для ПВ 12 не позволяет строго обосновать это заключение.

4. Общий рост времен пробега к 1971 г. не является синхронным даже для разных трасс одних и тех же станций. Это доказывает, что вариации t не связаны с зонами выхода сейсмических волн. С другой стороны, сопоставление вариаций t на разных станциях при одном и том же ПВ показывает, что зона входа колебаний также не определяет наблюдаемых изменений и, следовательно, основные изменения происходят на «пологих» участках траекторий волн, где они уже существенно расходятся.

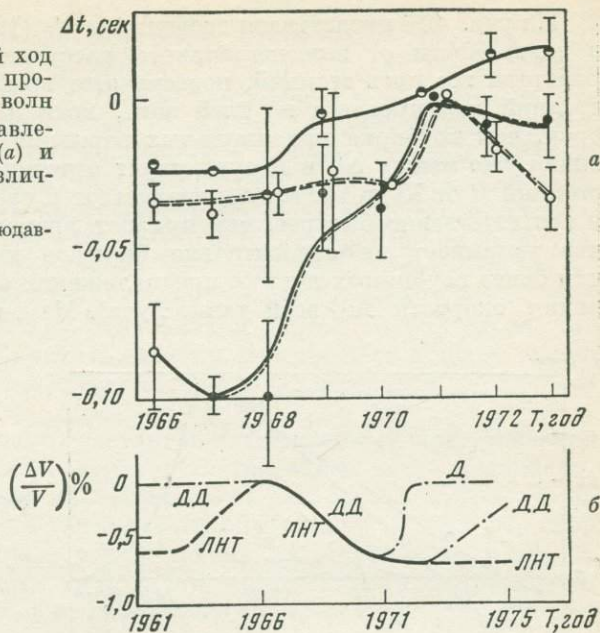
5. В результате смещения минимума времени пробега волн намечается интересная связь (по крайней мере, для наблюдений на станции В) интервалов текущего времени $T_{\min, \max}$, в течение которого отмечены экстремальные значения времен пробега и глубиной волн: так, для трассы 4В $T_{m, m} \geq 5$ лет, для 6В $\sim 4-5$ лет, для 8В — 3,5 года, для 10В — 1 год.

§ 2. ДОЛГОВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ ПОЛЯ СКОРОСТЕЙ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН И ИХ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Среднесезонные изменения времен распространения продольных волн на большом числе трасс и направлений свидетельствуют об изменении поля времен распространения волн в большом блоке земной коры с размерами порядка Авачинского залива ($\sim 100 \times 100 \times 15$ км). Общая, хотя и не синхронная по годам направленность изменений (возрастание времен пробега) к 1971 г. исключает в целом объяснение этих изменений локальными неоднородностями и искажениями траекторий лучей, хотя отдельные скачки и неравномерность хода изменений, по-видимому, связаны с этими явлениями. Таким образом, можно считать, что в среднем увеличение времен пробега волн может быть интерпретировано как уменьшение скоростей распространения волн. На рис. 115 приведен осредненный ход изменений Δt по отношению к 1971 г. для различно ориентированных к фокальной зоне направлений. Геофизическая интерпретация этих изменений зависит от многих факторов: истинных траекторий лучей, степени неоднородности напряженного состояния и свойств пород по этим траекториям и их изменений во времени. Детальное разбиение всего района на от-

Рис. 115. Осредненный ход изменений времен пробега Δt_p продольных волн по различным направлениям просвечивания (а) и экстраполяция по различным моделям (б)

Сплошная линия — наблюдавшиеся значения



дельные участки с однозначными изменениями упругих параметров затруднено как из-за малости самих эффектов, так и из-за недостаточно детальной системы наблюдений и неполноты использования материала наблюдений, обусловленной неоднозначностью или незнанием природы волн в последующей части записи. Поэтому мы будем рассматривать возможные варианты интерпретации с различной степенью осреднения («огрубления») данных, вводя последовательно добавочные предположения.

В качестве «нулевого» приближения рассмотрим гипотезу, что изменение поля скоростей в коре и глубокое землетрясение 1971 г. являются следствием общего тектонического процесса и изменения напряжений или физического состояния вещества, не имея в виду каких-либо специальных схем геологических процессов в этом районе. Если предположить, что изменения скоростей происходили на всем пути волны (за вычетом воды и слоярыхлых осадков), то представление о вариациях скоростей можно получить из приведенной ниже подборки максимальных значений наблюдавшихся изменений $\Delta t/t_p$ (%) для всех исследованных трасс:

Направление Станция ПВ	I		II		III	
	A	B	D	C	E	
4	-0,4	-0,8	-0,5	-0,3	-0,1	
6	-0,4	-0,7	-0,7	-	$\pm 0,0$	
8	-0,7	-0,6	-0,6	-0,6	-0,0	
10	-	-0,3	-0,2	-0,0	-0,0	
12	$\pm 0,2$	+0,0	+0,0	-	+0,0	

На рис. 116 представлен график $\Delta t_P = \bar{t}_P$ (1971 г.) — \bar{t}_P (1968 г.) в зависимости от эпицентрального расстояния R . В эти годы работали все пять станций, поэтому этот график лучше отражает средний ход процесса по всей зоне, хотя и за более короткий срок, чем подборка максимальных вариаций скоростей. Хорошо видно, что между Δt_P и R существует отчетливая связь. Для расстояний R от 70 до 140 км Δt_P возрастает в среднем быстрее $\Delta R/R$ и соответственно быстрее, чем прирост времени пробега t_P (ΔR), что указывает на относительно большое изменение скоростей для более глубоких волн (в предположении о равномерном изменении скорости по всей длине луча). Максимальные изменения

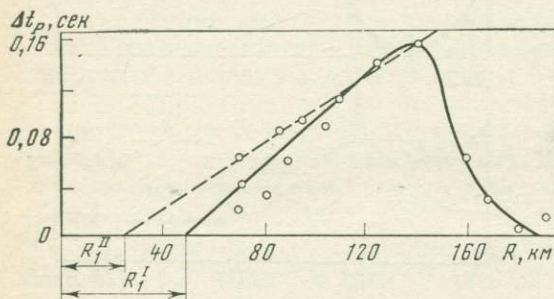


Рис. 116. Зависимость значений $\Delta t = \bar{t}_{1971} - \bar{t}_{1968}$ от эпицентрального расстояния R

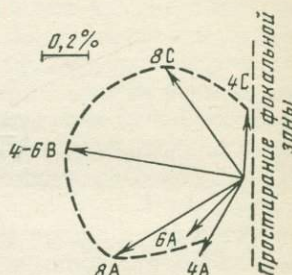


Рис. 117. Зависимость $\Delta V/V$ (%) от направления

(падение) скоростей приурочены к глубинам порядка 15 км (диапазон расстояний 120—150 км). Вся «аномальная» область заключена в пределах глубин не менее 10 км и не более 30 км. Вблизи границы Мохоровичича (выше или ниже) область уменьшения скоростей при таком рассмотрении не выявляется.

Прослеживается также связь между величиной изменений и направлением просвечивания. Диаграмма $\Delta V/V$ (%) для диапазона расстояний 70—100 км в зависимости от угла между трассой распространения волн и направлением фокальной зоны (рис. 117) отчетливо показывает, что максимальные уменьшения V_P перпендикулярны, а минимальные параллельны фокальной зоне. Возможная интерпретация такой модели изменения скоростей (рис. 115, б) с учетом знака и величины изменений средней величины $\Delta V/V$ поперек ($\sim -0,5\%$) и вдоль ($\sim -0,3\%$) фокальной зоны заключается в падении напряжения горизонтального сжатия коры поперек фокальной зоны в течение пятилетнего периода. Такое заключение основано на известном факте, что скорость упругих волн на образцах изменяется преимущественно в направлении нагрузки [99, 142]. О трудностях переноса результатов лабораторных опытов на большие масштабы уже упоминалось. Учтыв-

вая, что для больших блоков пород зависимость скорости более сильная, чем для образцов, оценки для $\Delta\sigma$ могут колебаться в больших пределах: от 100—200 кг/см² для гранитов, монолитных, как малые образцы, до 20—50 кг/см² для пород, нарушенных трещинами. Незначительность изменений в околослитовом веществе может с некоторой натяжкой быть объяснена весьма слабой зависимостью $V=f(\sigma)$ для больших глубин из-за высокого всестороннего давления и большой плотности консолидированного вещества. Конечно, если не предположить, что изменение напряжения происходит только в узком слое и не захватывает мантию. Связь с глубоким землетрясением должна быть и в этой грубой схеме, так как иначе трудно объяснить, почему весь процесс в целом закончился к моменту землетрясения и стабилизировался по крайней мере на два года.

Авторы применения дилатантно-диффузионных представлений к изменениям скоростей перед землетрясением часто указывают, что зона дилатантного растрескивания для объяснения полученных эффектов должна захватывать объем, в 3—10 раз больший по линейным размерам, чем величина магистрального разрыва. Отметим, что в нашем случае эти представления неприменимы в полном объеме к объяснению связи изменения скоростей с землетрясением 1971 г.

1. Скорость продольных волн перед землетрясением должна возрастать, в то время как мы имеем уменьшение.

2. Если отказаться от «диффузионной» части (а такие предположения высказываются некоторыми учеными), то нарастанием числа отрывных трещин, ориентированных преимущественно вертикально параллельно плоскости погружения фокального слоя, можно качественно объяснить эффект падения скоростей и его анизотропию. Однако в этом случае нужно предположить также вертикальную ориентировку возрастающих сил сжатия по всей зоне. Кроме этого, «чисто дилатансионный» эффект должен исчезнуть после сброса напряжений землетрясением.

Отметим также, что объяснение падения скоростей трещинообразованием не проходит и для модели ЛНТ, так как такое предположение равносильно принятию гипотезы о подготовке катастрофического землетрясения к 1975—1977 гг. Тогда землетрясение 1971 г. — лишь событие, случайно совпавшее по времени с минимумом скоростей волн в этом районе.

На схеме рис. 115, б разобранные предположения отвечают обобщенному ходу кривой: штрихпунктир DD — до 1966 г., сплошная линия — 1966—1973 гг. и штрихпунктиром D или DD — после 1973 г. Отметим здесь также, что общее падение скорости к 1971 г. может иметь и довольно тривиальное объяснение: наблюдаемое изменение является случайной флуктуацией поля скоростей, связанной с превышением числа возникших сдвиговых трещин, параллельных плоскости фокальной зоны, над числом заживавших трещин. Такое предположение, правда, противоре-

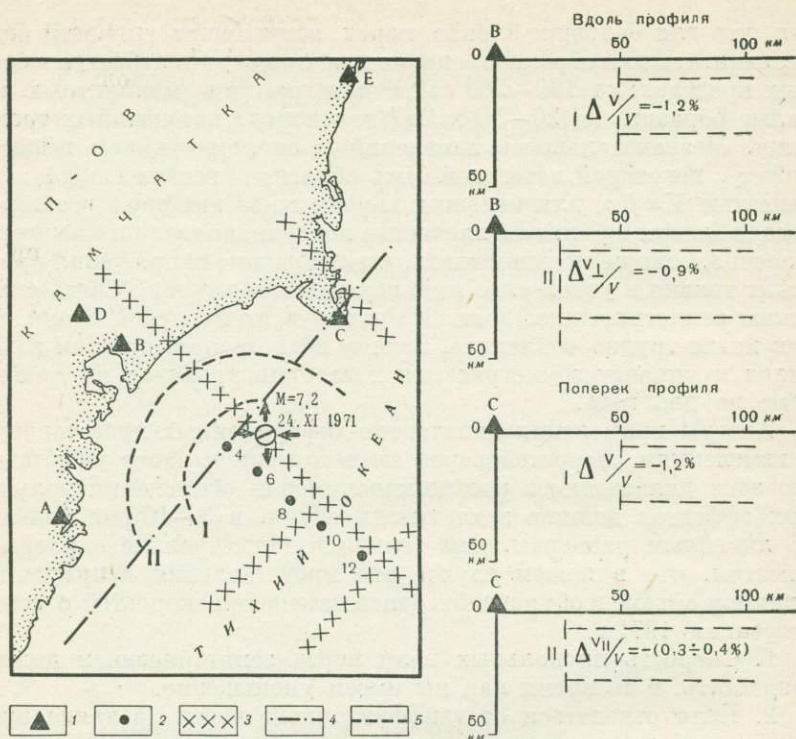


Рис. 118. Схема распределения изменений $\Delta V/V$ (%) в земной коре, I и II — границы области изменений без учета и с учетом анизотропии

1 — сейсмические станции, 2 — опорные пункты взрывов, 3 — глубинные разломы, 4 — граница фокальной зоны, 5 — границы зоны измененных скоростей

чит наблюдавшемуся в эти годы снижению уровня сейсмической активности A_{10} в Авачинском заливе.

Следующим этапом усложнения схемы изменения скоростей является отказ от предположения равномерности горизонтального изменения скоростей во всей зоне от пунктов взрывов до ближайших станций А, В, С. Введем вместо истолкования зависимости $\Delta t_P = f(R)$ в интервале $70 \text{ км} < R < 140 \text{ км}$ глубинностью проникновения лучей предположение об ограниченности горизонтального простираения «аномальной» зоны. Аппроксимация графика $\Delta t_P = f(R)$ линейной зависимостью (сплошная линия на рис. 116) дает

$$\Delta t_P = -C_1 + C_2 R_1, \quad (4.1)$$

где $C_1 = +0,09 \text{ сек}$, $C_2 = 1,7 \cdot 10^{-3} \text{ сек}$. Для упрощения оценок будем считать, что изменения скоростей $\Delta V/V = C$ постоянны на некотором отрезке $R - R_1$ «горизонтальной» части луча (угол с горизонталью $< 45^\circ$) и не зависят от глубины в высокоскоростном слое,

а на отрезке $0-R_1$ от станций А, В, С $\Delta V/V=0$. Нетрудно показать, что из (4.1) имеем с незначительными погрешностями: $|\Delta V/V|=C_2 V \approx 1,2\%$ при $V \sim 7,0$ км/сек, $R_1 \approx 45 \div 50$ км. Соответствующая схема распределения изменений скоростей представлена на рис. 118. Если принять другую аппроксимацию: $C_1=0,035$ сек, $C_2=1,3 \cdot 10^{-3}$ сек, соответствующую верхней части кривой $\Delta t(R)$ рис. 118 для изменений V поперек фокальной зоны, а для направления вдоль зоны принять зависимость типа $C_1 \approx 0,015$ сек и $C_2 \approx 0,5 \div 0,6 \cdot 10^{-3}$ сек, то получаем $\Delta V_{\perp}/V \sim 0,9\%$, $\Delta V_{\parallel}/V \sim 0,3-0,4\%$, $R_1 \approx 25$ км. В этом случае поле измененных скоростей захватывает больший район и грубо учитывает анизотропию изменений скоростей.

Связь с землетрясением $M=7,2$ при этом проявляется более отчетливо. Однако несовпадение зоны максимальных изменений скоростей с проекцией очаговой области по-прежнему не получает объяснений, не говоря уже об искусственности резкой границы измененной и неизмененной зон. Последнее, правда, легко преодолимо при введении плавного закона спада изменений с расстоянием от очага. Не учитывается также факт временного развития зоны аномалий—меньший временной интервал $T_{m,m}$ максимальных изменений $\Delta V/V$ (вернее, Δt_p), установленный для более удаленных пунктов взрывов при наблюдениях поперек фокальной зоны (см. § 1).

Перейдем к рассмотрению модели, которая по крайней мере в принципе способна качественно объяснить всю сумму наблюдаемых фактов или наметившихся закономерностей. Модель эта не претендует на законченность, и далеко не все ее предпосылки могут быть строго обоснованы на сегодняшний день.

Строгий математический подход к задаче о развитии разрушения в среде с мягким включением выполнен в недавнее время в работе [41].

Применение модели ЛНТ к качественному объяснению изменений поля скоростей в связи с подготовкой землетрясения $M=7,2$ 24.II 1971 г.

Положим средний уровень времен пробега волн или скоростей продольных волн за 1971—1973 гг. исходным. Тогда отклонения от этого уровня за 1966—1969 гг. оказываются положительными и максимальными аномалиями $\Delta V/V$ за период с 1961 по 1971 г. График изменений $\Delta V/V$ во времени в земной коре представлен на рис. 115, а схема, отражающая миграцию $\Delta V/V$ в пространстве, включая верх мантии, показана на рис. 119. В период наблюдений 24.XI 1971 г. произошло землетрясение магнитуды 7,2 с глубиной гипоцентра ~ 100 км. Покажем, что, используя основные представления модели ЛНТ, можно связать, по крайней мере качественно, наблюдавшиеся изменения $\Delta V/V$ с процессом подготовки этого землетрясения.

На рис. 120 представлен разрез зоны наблюдений вертикальной плоскостью, проходящей через линию взрывов. На эту

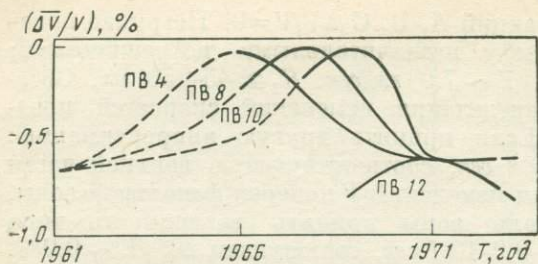


Рис. 119. Осредненный временной ход $\Delta V/V$ поперек фокальной зоны для разных взрыв-пунктов

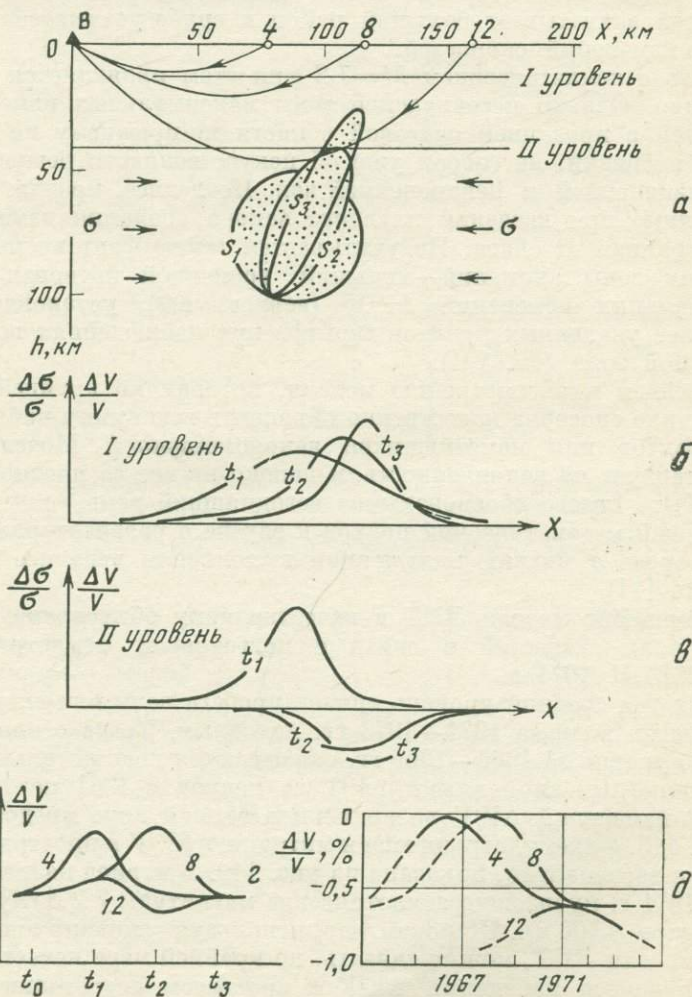


Рис. 120. Процесс подготовки и предвестники землетрясений 24.XI 1971 г. Теория и наблюдения

плоскость спроектированы гипоцентр 0 землетрясения, центры афтершоков 1—5 и линия разлома по данным сейсмологических наблюдений.

В соответствии с представлениями, изложенными в гл. 1, будем считать, что лавинное растрескивание материала зоны подготовки в некоторый момент t_1 изменило эффективные упругие параметры некоторого объема V_1 , ограниченного поверхностью S_1 (рис. 120, а). Это изменение характеризуется прежде всего уменьшением жесткости среды, т. е. уменьшением интегрального для данного объема модуля Юнга. Слой мантии и коры, в котором располагается зона подготовки, находится под действием сжимающих напряжений σ . С течением времени происходит концентрация трещин вблизи направления будущего разлома. Область более мягкого материала изменяет свою форму, заняв в момент t_2 объем, ограниченный поверхностью S_2 . В объеме между поверхностями S_1 и S_2 происходит «залечивание» трещин, свойства этого объема восстанавливаются, материал увеличивает жесткость до уровня, по-видимому, близкого к исходному.

Поверхность S_2 не обязательно находится внутри начального объема V_1 . Она может развиваться в «выгодных» направлениях. В рассматриваемом случае, на наш взгляд, такое развитие должно происходить в сторону коры, т. е. в сторону материала с худшими прочностными свойствами по сравнению с веществом мантии. В дальнейшем происходит еще большее сужение и удлинение объема, стягивание к будущему магистральному разлому. В момент t_3 незадолго перед землетрясением объем ослабленной породы займет область, ограниченную поверхностью S_3 . Расположение гипоцентра и центров афтершоков реального землетрясения, как нам представляется, в определенной мере подтверждает обоснованность проводимых построений.

Объемы, заполненные более мягким материалом, являются концентраторами напряжений. Для сжимающих напряжений σ (рис. 120, а) области концентрации располагаются сверху и снизу от рассматриваемых объемов. Величина максимальных напряжений и их сосредоточенность по направлению вдоль поверхности Земли возрастают с увеличением кривизны поверхностей S_i .

Концентрация напряжений вызывает прирост скоростей распространения волн. Из рис. 120, а видно, что лучи от пунктов взрыва проходят либо через область концентраций, либо захватывают область ослабленной породы. В дальнейшем рассмотрим как наиболее характерные лучи от пунктов взрыва 4, 8 и 12.

Анализируя изменения напряжений, а следовательно, и скоростей волн, выделим два уровня. Вблизи уровня I проходят лучи от пунктов взрыва 4 и 8, а вблизи уровня II — от пункта 12. На рис. 120, б и в даны графики $\Delta V/V$, пропорционального $\Delta\sigma/\sigma$ для трех моментов времени — t_1 , t_2 и t_3 , соответствующих поверхностям S_1 , S_2 , S_3 .

Для уровня I приращение напряжений в течение всего периода подготовки землетрясения не меняет знак, максимум напряжений перемещается со временем вправо, а локализация напряжений возрастает. Для уровня II картина в момент t_1 аналогична предыдущей. Однако в моменты t_2 и t_3 уровень пересекает область растрескивания, и скорости в этой зоне падают.

Эти графики отражают локальные изменения скоростей в различных точках. По ним можно получить полное изменение скорости по лучу. Так, лучи от пунктов взрывов 4 и 8 в течение всего периода подготовки проходят по области с положительным приращением скоростей. Очевидно, положительным будет и полное приращение скорости. Однако характер изменения ΔV во времени для этих пунктов будет различен (рис. 120, з). Для пункта 4 максимум полного приращения скорости получается примерно в момент t_1 , когда максимум локальных приращений находится ближе всего к этому пункту (кривая 4 на рис. 120, з). Для пункта 8 максимум полного приращения смещается к моменту t_2 , когда локальные приращения концентрируются вблизи пункта 8 (кривая 8 на рис. 120, з). Анализ полных изменений скорости вдоль луча от пункта 12 несколько более сложен. В момент t_1 происходит увеличение скорости, в последующие рассматриваемые моменты луч пересекает зону растрескивания, и на этом участке скорость сильно падает, что приводит к некоторому общему падению скорости. Таким образом, для пункта 12 не возникает систематических односторонних изменений.

На рис. 120, д нанесены действительно наблюдавшиеся изменения средних скоростей. Как видно, для пунктов взрыва 4 и 8 качественное согласие кривых достаточно удовлетворительно. Для ПВ 12 более или менее уверенно можно было нанести относительно короткий участок, поскольку отклонения скоростей были несистематическими, содержащими большие флуктуации, и интерпретация подобных данных, особенно на фоне наблюдений от других пунктов, была затруднена. Нужно отметить, что и этот результат в общем укладывается в описанную схему.

Приведенные данные построены на основании решения задачи о сжатии упругой плоскости, содержащей ослабленное эллиптическое включение.

Проведение обоснованного сравнения временного хода изменений скоростей упругих волн и возможных схем изменения напряженного состояния с параметрами сейсмического режима является сложной самостоятельной задачей и выходит за рамки настоящего исследования. По-видимому, для такого сравнения нужно сделать перебор данных о сейсмической активности, выделении сейсмической энергии по различным временным интервалам и других параметров (γ , K_{\max} и др.) по сравнительно небольшим площадям и возможно послонно по методу, развитому в работе [60] для энергий землетрясений, или методике, используемой в работах С. А. Федотова и других [172]. Попытки осреднения

по всей зоне Авачинского залива и узким коридорам вокруг трасс не дали отчетливых корреляций. Здесь мы только отметим, что начало работ (1966—1968 гг.) совпало с периодом сейсмического затишья у побережья Камчатки [173]. Уровень сейсмической активности A_{10} флуктуировал около среднего долговременного значения $\bar{A}_{10}=1,5$. Максимум активности и минимум плотности эпицентров находился вблизи м. Шипунского и у южной оконечности хр. Шатского [173 и др.]. На рис. 121 приведены некоторые данные, характеризующие в среднем сейсмическую

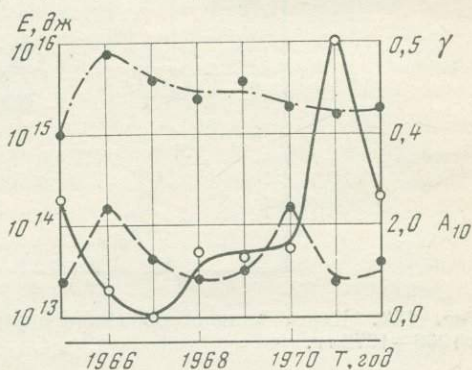


Рис. 121. Сейсмическая обстановка в районе работ в 1966—1972 гг.

Вариации A_{10} вблизи опорного профиля взрывов — пунктирная линия, вариации E [дж] в Авачинском заливе — сплошная линия, вариации γ в Авачинском заливе — штрихпунктирная линия

обстановку в районе работ. С достаточной долей условности можно говорить о намечающейся корреляции понижения уровня A_{10} и изменения $\gamma_{||}$ (T) с увеличением скоростей от 1966 г. к 1971—1972 гг. Заманчивое предположение о снижении A_{10} и $\gamma_{||}$ в результате понижения уровня средних напряжений из-за подготовки землетрясения $M=7,2$ нуждается в серьезной проверке. С достаточной определенностью можно лишь высказать утверждение, что сопоставление изменений поля скоростей упругих волн с временным ходом параметров сейсмического режима открывает хорошие перспективы для углубления наших знаний о связи сейсмичности с тектоническими процессами. Отметим также, что предположение о длительности существования аномалий повышенных скоростей в Авачинском заливе в течение 8—10 лет хорошо согласуется с графиком зависимости $\Delta T_{\text{аном}}=f(E)$, рассмотренным в § 6 гл. 1, и временем подготовки событий с $M=7\div 8$, определенным ранее С. А. Федотовым по исследованиям сейсмического цикла для Курило-Камчатской зоны [172].

§ 3. О ВОЗМОЖНЫХ СВЯЗЯХ

КРАТКОВРЕМЕННЫХ ФЛУКТУАЦИЙ СКОРОСТЕЙ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН С СЕЙСМИЧЕСКИМИ СОБЫТИЯМИ

На основании материала дискретных наблюдений сопоставить флуктуации скоростей с сейсмическими событиями весьма трудно. Относительная кратковременность сезонов наблюдений (не более

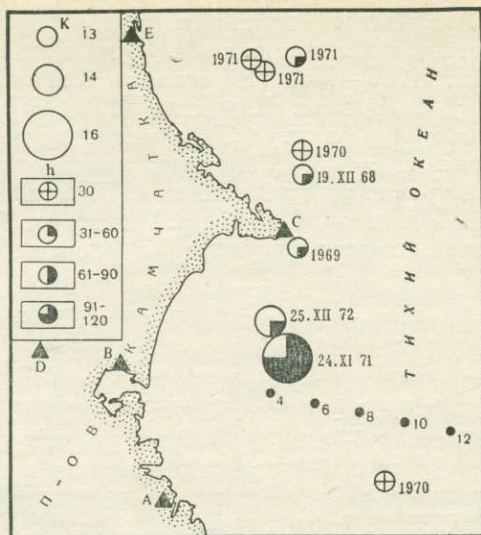


Рис. 122. Карта эпицентров сильнейших землетрясений в районе работ в 1966—1972 гг.

4—5 месяцев) и редкость повторных зондирований (в среднем 3—4 в 2 месяца) в принципе не обеспечивают получения материалов, по которым можно достоверно судить о существовании или отсутствии аномального изменения скоростей в виде «бухты», которая должна начинаться и заканчиваться в сроки от 1,5 месяцев до 0,5 года для землетрясений с $K=11\div 14$.

Для установления возможных связей значимых флуктуаций скоростей с сейсмическими событиями была принята следующая процедура проверки. С учетом осредненной зависимости сопоставлялось наличие или отсутствие флуктуаций времен пробега волн на трассах, проходящих на наиболее близких расстояниях к гипоцентрам землетрясений с $K \geq 11$ (глубины $h \leq 40$ км). Эпицентры этих землетрясений 1966—1972 гг. показаны на рис. 122.

Результаты проверки сведены в табл. 7. В графе «ожидаемый эффект» записана тенденция изменения времени пробега в предположении, что луч проходит через зону, где готовится или готовилось землетрясение и эффект его ускорения или замедления не претерпевает инверсии, связанной с эффектом «линзы» (§ 3 гл. 2). Заметим, что при распространении волны за зоной подготовки на удалениях до 2—3 диаметров этой зоны (§ 2 наст. главы) эффект должен быть обратным (опять же без учета возможной инверсии). Эти соображения показывают, что нельзя придавать слишком большого значения совпадению тенденций роста и падения времен пробега ожидаемого и наблюдаемых эффектов, так как

достоверно определить, распространяется волна через зону подготовки или вблизи нее, весьма трудно, за исключением единичных случаев. Поэтому главным критерием возможной связи изменений t_p с подготовкой землетрясения, а не реакций на него должны являться существование флуктуаций в течение «теоретического» аномального периода и их отсутствие непосредственно перед событием или после него.

Таблица 7

Номер п/п	Дата землетрясения	K	h , км	Период наблюдений, 1966 г.	Трасса возможных изменений	Ожидаемый эффект	Наблюдаемый эффект
1	25.IX 1966 г.	12	35	21—27.IX	4С	Падение t	Падение t
2	4.IX 1968 г.	12,3	40	24.VIII	4С	Падение или неизменность t	»
					6—8E	То же	Неизменность t
3	19.XII 1968 г.	13,4	40—50	3.X—27.X	12E	Падение t	Падение t
4	22.X 1969 г.	11,3	20—30	12.X—1.XI	4—6A	»	Рост t
5	24.III 1972 г.	12,3	30—40	XII.71—1.72	4—6С	Рост t	»
6	18.VIII 1972 г.	11,8	30	26.VII—21.IX	8С	Падение t	Неизменность t
					8—10E	»	Рост t
7	30.VIII 1972 г.	11,2	30	26.VII—21.IX	6A	»	»
8	25.XII 1972 г.	13,7	30	26.VII—11.XI	4С	VII—VIII — рост IX—XI — падение t	Постоянный рост t
					6E	То же	VII—IX — рост IX—XI — падение t

Из табл. 7 видно, что, за исключением события 6 и неясного результата для события 8 (на нем мы остановимся ниже), основной критерий наличия или отсутствия эффекта выполняется для шести случаев. Для достаточно сильного землетрясения 25.XII 1972 г. (№ 8) с $K=13,7$, эпицентр которого расположен вблизи линии профиля, естественно предположить и возможность влияния на все другие трассы. По нашему мнению, описанное в § 1 наст. главы закономерное искажение почти всего поля времен связано именно с этим землетрясением. Обратим внимание, что тенденции изменения поля времен, относящиеся к первой половине аномального периода, отвечают предполагаемой тенденции изменений скоростей в 1961—1966 гг. для землетрясения 24.XI 1971 г. с $M=7,2$. Возвращение поля времен в 1973 г. к уровню первой половины периода наблюдений 1972 г. также говорит в пользу этого предположения. Учитывая возможные эффекты концентрации напряжений на концах зоны подготовки землетрясения 25.XII 1972 г., можно объяснить неполное выполнение критериев табл. 7 для этого случая.

Отметим здесь также не помещенные в таблицу значительные флуктуации скоростей на ряде трасс в сезоне 1968 г. После завершения работ этого сезона 19.XII 1968 г. произошло землетрясение с $K=13,4$ в районе м. Шипунского (строка 3 табл. 7). Отнести вариации скоростей на трассах 4А, 6А и изменение формы колебаний на трассах 4—8D к влиянию подготовки этого далекого от пути волн события представляется незакономерным. Скорее можно считать, что этот эффект связан с подготовкой поверхностного землетрясения с $K=11,5$ 11.II 1969 г., эпицентр которого прямо совпадает с началом профиля. Аномальный период $\Delta T=3,5$ месяцев кажется несколько большим для события такого класса, но легко может быть принят как результат повышения чувствительности для данного случая. На рис. 123 приведен график $\Delta T_{ан} = f(E)$, построенный по данным предвестников, полученных только по наблюдениям распространения сейсмических волн (Г. С. Кушнир, С. И. Зубков). Видно, что времена проявлений флуктуаций, полученные в наших исследованиях, хорошо согласуются с этим графиком. Это может служить косвенным подтверждением, что связь флуктуаций с сейсмическими событиями неслучайна.

Работы, проводившиеся также с использованием взрывов у побережья Японии в 1968—1971 гг. [224], показали отсутствие вариаций от года к году, превышающих 0,01 сек. Система наблюдений (один постоянный пункт взрыва и девять станций, расположенных веером, рис. 124) обеспечивала большой охват площади и глубины на расстояниях до 100 км. Автор детально рассмотрел возможные ошибки наблюдений и отверг высказанное ранее предположение, что вариации от года к году порядка 0,05—0,08 сек не связаны с ошибками наблюдений. Однако ни в одной из работ не приводится каких-либо данных о сейсмических событиях в районе наблюдений в эти годы. Повторение взрывов проводилось один раз в год, может быть поэтому не рассматриваются слабые сейсмические события. Достаточно крупные события с $M \geq 5$ в этом районе (по каталогу мировых данных) не происходили ни в годы наблюдений, ни в последующие. Нам представляется, что отрицательный результат этих наблюдений свидетельствует в пользу предположения, что в отсутствие крупных сейсмических событий медленные тектонические процессы не приводят к заметному «дрейфу неоднородностей», к изменениям скоростей, большим 0,1%, на базах порядка сотен километров и временных интервалах порядка года. Если не предположить каких-либо особых условий в строении и свойствах земной коры Японии в просвечиваемой зоне, то отсутствие заметных изменений времен пробега в этих исследованиях можно считать косвенным подтверждением связи изменений скоростей на Камчатке именно с землетрясениями, а не следствием общих процессов деформирования, вызывающих и землетрясения, и изменения скоростей. В работах американских ученых [198], использовавших после ассамблеи

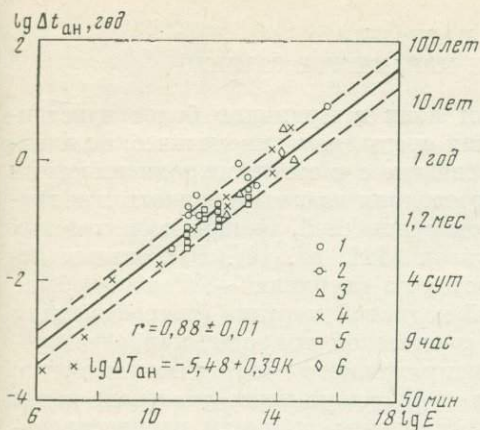


Рис. 123. График предвестников землетрясений по сейсмическим волнам
1 — Камчатка (данные ДВЭ ИФЗ АН СССР), 2 — Алеутские острова, 3 — Япония, 4 — Америка, 5 — Средняя Азия, 6 — Новая Зеландия

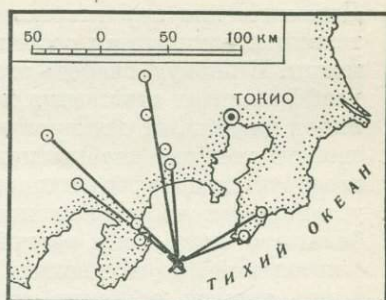


Рис. 124. Расположение пункта взрыва и станций наблюдения

МГГС 1971 г. записи промышленных взрывов для исследования скоростей волн, распространившихся через зоны подготовки землетрясений с $M \geq 6$, аномалий t_p достоверно не выявлено. Точность измерений в работе [198] составляла 0,35—0,6 сек. При этой точности и довольно редкой повторяемости взрывов не обнаружено аномального эффекта и для волн, распространявшихся через зону Сан-Фернандского землетрясения, где по данным [260] изменения V_p оцениваются в 15—20% для довольно большой зоны. В работах Мак-Эвили [166] точность измерений времен пробега была около $\pm 0,1$ сек. Выделяются некоторые периоды, предшествующие землетрясениям, где флуктуации времен пробега сравнятся и иногда превышают эту величину. Однако сам автор сомневается в реальности этих эффектов. Нужно учитывать также недостаточную изученность влияния перемещения места взрывов на расстояния до 0,5—1 км. При просвечивании зоны Паркфилдского землетрясения 1972 г. в этой работе также получен отрицательный результат, в то время как другим исследователем [247] эффект был обнаружен по разности пробега волн от естественных источников на двух станциях, лежащих в створе. В настоящее время в американской программе более трети проектов [191] направлены на исследования изменений скоростей распространения волн, начаты работы по применению для этих целей сейсмических вибраторов и воздушных пущек.

§ 4. ВАРИАЦИИ ДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ЗАПИСИ

Динамические характеристики волн в принципе более чувствительны к изменениям состояния среды, чем кинематические параметры. В первую очередь это связано с частотными зависимостями коэффициентов отражения и рассеяния на неоднородностях и границах раздела, от размеров неоднородностей, трещин и физических свойств тонких, слабых прослоек [111, гл. II]. В шахтных исследованиях на угольных пластах на глубинах ~ 800 м [84] было установлено, что при сложной волновой картине (интерференции большого числа волн разной физической природы) наиболее чувствительной к изменению напряженного состояния является форма записи, особенно на интерференционных участках, затем амплитуды волн и в последнюю очередь скорости распространения. Для грубой ориентировочной оценки достаточно указать, что при изменениях скорости упругих волн на проценты можно ожидать изменений амплитуды на десятки процентов. В наших исследованиях при значительной нестабильности динамических условий возбуждения (не менее 20% вариации амплитуд первых групп волн, гл. 3) и относительно узком частотном диапазоне возможность обнаружения устойчивых вариаций динамических параметров записи, соответствующих вариациям скоростей на доли процента, представляется проблематичной и требует намного большего, чем для кинематики, объема обработки с применением ЭВМ для получения надежных статистических оценок.

В данной работе мы остановимся только на отдельных примерах обнаруженных вариаций динамики волн и результатах ручной и ЭВМ-обработки ограниченной выборки материалов. Были проведены вручную измерения максимальных амплитуд A_{\max} первых групп волн для всех станций и пунктов взрывов для сезонов 1969—1972 гг., измерения отношения $A_n/A_{1\max}$ амплитуд некоторых групп волн к амплитуде первой устойчивой группы по части выборок, использованных для кинематических измерений. Исследованы с помощью методики перебора на ЭВМ (гл. 3, § 4) коэффициенты корреляции q разных групп волн по записям на станции В за все годы и временные интервалы Δt_n между временем прихода последующих групп и первой. Последнее может стать связующим звеном при интерпретации изменений кинематических и динамических параметров записи, так как интервал Δt_n при принятом способе обработки отражает колебания групповой скорости волн, зависящей и от изменений динамики.

Изменения формы записи. За весь период наблюдений было обнаружено только два случая резкого изменения формы записи, не связанных с изменениями мест и условий возбуждения [228]: между сезонами наблюдений 1968—1969 гг. на трассе 12E и внутри сезона 1968 г. на трассах 4—8D (отмечено в § 3 гл. 4).

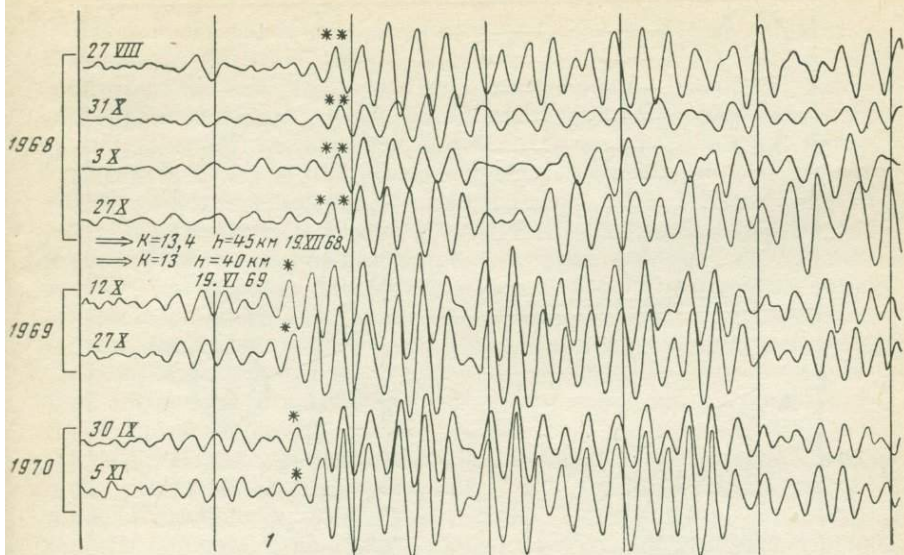


Рис. 125. Последовательность сейсмограмм трасс 12Е в 1968—1969 гг.

На рис. 125 представлены последовательности сейсмограмм трасс 12Е («сводные» сейсмограммы). Хорошо видно, что между 1968 и 1969 гг. на трассе 12Е происходит разрыв корреляции. На месте весьма слабых колебаний 1968 г. появляется интенсивная волновая группа, отмеченная звездочкой, которая затем прослеживается в последующие годы наблюдений. Разность времен прихода первых интенсивных волн на записях 1968 г. и последующих лет составляет около 0,1—0,15 сек. Для трасс из ПВ 12 на другие станции резких изменений формы не обнаружено. Устойчива и форма колебаний для трассы 10Е. На рис. 126 показана сейсмическая обстановка в районе вокруг трассы 12Е. Ближайшие гипоцентры сейсмических событий с $M \geq 5-6$ расположены к востоку от трассы на расстояниях порядка ~ 10 км. Глубина проникновения волн на трассе 12Е может быть оценена в $\sim 20-30$ км. Для объяснения этого факта могут быть привлечены весьма разнообразные предположения: от существования в 1968 г. на пути волновой группы аномальной области затухания до сильнейшего изменения локального поля скоростей или градиента скоростей (эффект типа скоростной линзы, § 3, гл. 2). Какова бы ни была физическая причина замеченного изменения, очевидно, что существуют две возможные интерпретации: либо это единичный акт перестройки среды за счет тектонических или вулканических процессов («дрейф» неоднородностей по А. В. Николаеву [111]), либо это было временное образование, связанное с подготовкой серии крупных сейсмических событий в 1969 г. Мы так подробно

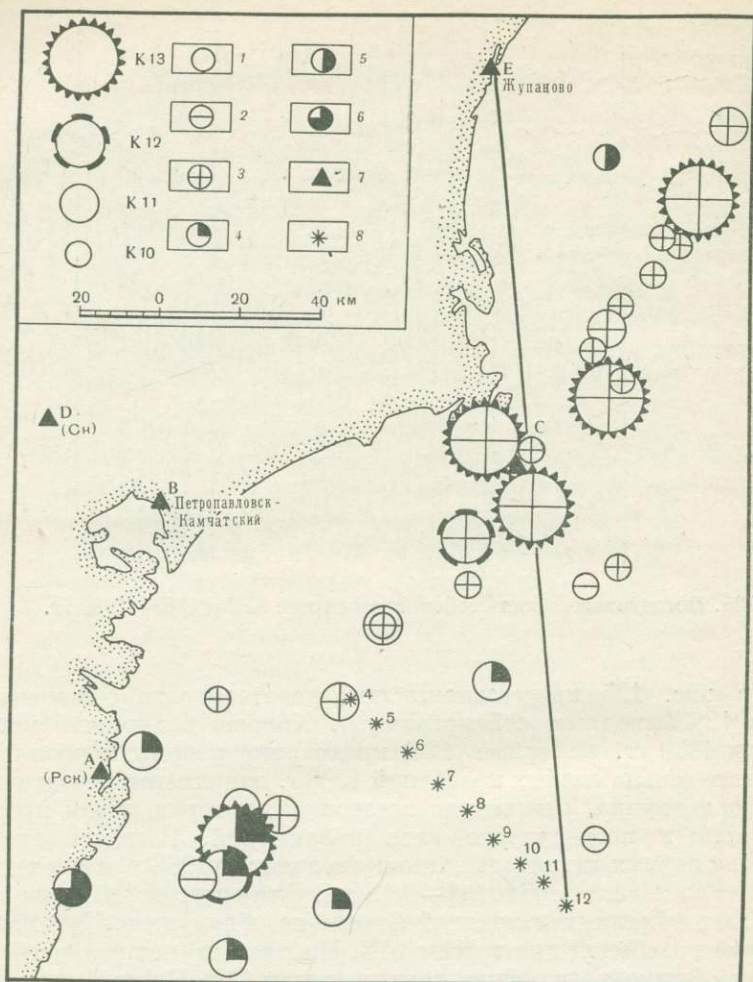


Рис. 126. Сейсмическая обстановка вдоль трассы 12Е в 1968—1969 гг.

1 — неклассное по глубине, 2 — 0—25 км, 3 — 26—50 км, 4 — 51—75 км, 5 — 76—100 км, 6 — 101—125 км, 7 — с/станция, 8 — пункт взрыва

Даты землетрясений с К13 (сверху вниз): 2.I 1969 г., 19.XII 1969 г., 8.VI 1969 г., 19.VI 1969 г., 14.VII 1969 г.

остановились на этом единичном факте потому, что при исследованиях с естественными источниками (например, [199, 254, 260]) неоднократно упоминаются изменения времен пробега порядка 1—2 сек и эти изменения прямо переводятся в изменения скоростей распространения волны. Нам кажется, что отмеченный случай еще раз показывает необходимость с большой осторожностью переводить изменения времен пробега в изменения скоростей, если не обеспечена надежная корреляция волн в пространстве и времени.

Изменения волновой картины на трассах 4—8D не были столь значительными (рис. 127), однако идентификация фаз первой группы волн, имеющей слабую интенсивность, оказалась весьма затрудненной. Так, при разной идентификации фаз изменения времен пробега колеблются в пределах от $+0,1$ до $-0,15$ сек. Существенно, что в 1969 и последующих годах волновая картина оказалась идентичной первой части сезона 1968 г. В работе [228] это изменение формы наряду с колебаниями времен пробега в этом сезоне (§ 1) было интерпретировано как возможный результат начала подготовки землетрясения с $K=11,5$, происшедшего 3,5 месяца спустя (11.II 1969 г.) в районе ПВ 4 (глубина гипоцентра $h \approx 30$ км по данным региональной сейсмической сети).

Основным критерием отбора материала было соблюдение стационарности условий возбуждения импульсов, т. е. ошибки координат сброса зарядов и глубины взрыва должны быть минимальными. Эти критерии более жесткие, чем ограничения, требующиеся для соблюдения устойчивости амплитуд к ошибкам эксперимента. Поэтому выборка получилась неравноценной: в некоторые дни точными оказались 2—3, иногда более взрывов в ПВ 4, в то время как иногда одному дню работы соответствует один взрыв. С другой стороны, специфика отбора материала сказалась на том, что в разные годы представлено разное количество дней, в которые проводились наблюдения. Такая неравномерность материала потребовала оценки сходимости записей, полученных в один день работы (пример такой оценки приведен на рис. 95), и получения среднесерийных сейсмограмм для тех дней, в которые по условиям отбора было выбрано 2 взрыва и более. Среднесерийные сейсмограммы полу-

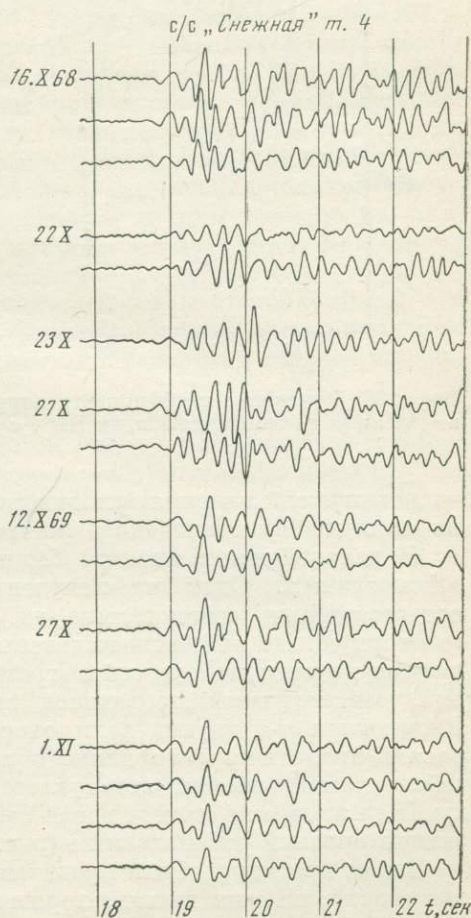


Рис. 127. Сводная сейсмограмма станции D для трассы 4 в 1968—1969 гг.

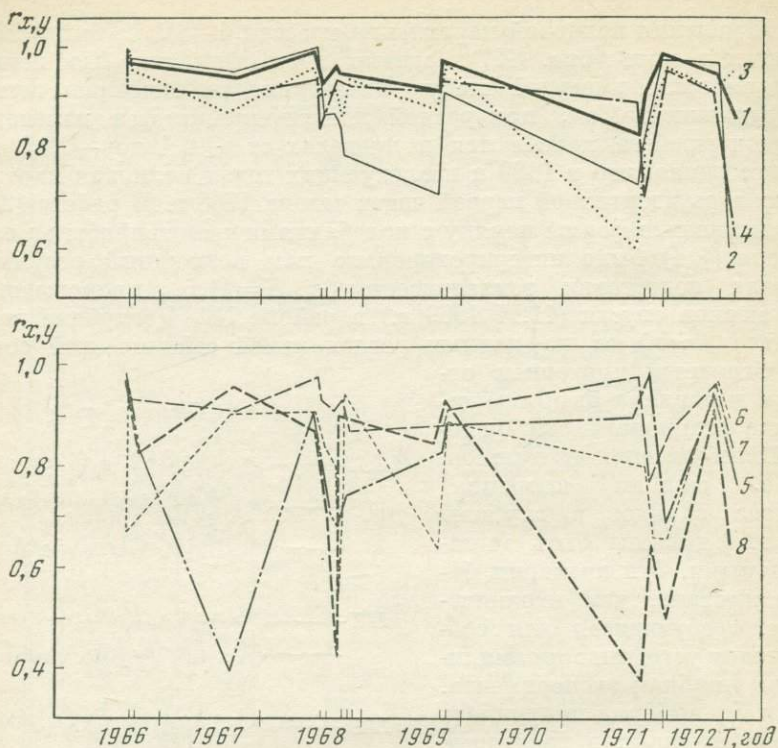


Рис. 128. Изменение коэффициента корреляции $r_{x,y}$ первых восьми групп, выделенных на записях выборки ПВ 4 с/с В

чались путем сложения исходных записей, которые совмещались по наилучшему совпадению формы первой группы волн.

В дальнейшем в анализе были использованы такие средние сейсмограммы. Одна из полученных сейсмограмм, а именно среднесерийная сейсмограмма за 21.IX 1966 г. была принята за опорную. На ней были выделены группы волн, которые повторяются во всем наборе сейсмограмм и относительно этой, опорной, сейсмограммы проводился анализ остального материала. Выделенная n -я группа волн опорной сейсмограммы сравнивалась с аналогичным по длине отрезком записи на исследуемой сейсмограмме, причем этот участок исследуемой сейсмограммы имеет то же время отсчета вдоль записи, что и эталонный отрезок записи опорной сейсмограммы (рис. 98).

Такая процедура была проделана для первых восьми волновых групп, на наш взгляд, хорошо сохраняющих свои основные черты на всех записях анализируемой выборки. Полученные при этом графики изменения коэффициентов корреляции и вариации времен прихода исследуемых групп приведены на рис. 128. Сле-

дует отметить, что в целом приведенные графики имеют достаточно сходный характер изменений как для r_{x,y_1} , так и для Δt_n , хотя для некоторых групп волн наблюдаются особенности. Серьезные нарушения формы исследованных групп волн имеют место для сезонов 1968, 1969, 1971 гг., в которых в период наблюдений вблизи трассы ПВ 4 с/с В происходили ощутимые события с $K=11$. Однако следует отметить, что форма первой группы волн при этом сохраняется очень хорошо: $r_{x,y} > 0,85$. Эти изменения формы синхронны и проявляются как в наименее изменяющей свою форму первой группе волн, так и в других, менее устойчивых волновых группах (рис. 129). Аналогичны полученные резкие колебания времен прихода исследуемых волновых групп в те же самые периоды наблюдений. Несмотря на резкие локальные изменения времен пробега в сезоне 1968 г., в целом наблюдается плавный их рост от сезона 1966 г. к сезону 1971 г., в конце которого 24.XI 1971 г. произошло землетрясение с $K > 16$ в Авачинском заливе. Необходимо отметить, что некоторые волновые группы изменяют свои кинематические характеристики синхронно с первой группой волн, в то время как другие из исследованных волновых групп изменяют кинематические параметры несколько отличным от первой группы волн образом. Возможно, что более детальное изучение позволит разделить исследованные группы волн по их природе, что весьма важно, если природа зарегистрированных волн не определена.

Рассмотрим, насколько значителен эффект вариаций времен пробега, если приписать полученным результатам максимальные ошибки, полученные в экспериментах с разбросом зарядов по глубине и площади.

Анализ материалов, полученных в экспериментах с разбросом зарядов по глубине и координате (см. с. 177), показывает, что при изменении глубины взрывов $h=75 \div 90$ м и разбросе относительно расчетной точки по координате $\Delta R < 50$ м общая суммарная ошибка $t_0 t_n^{\max}$ будет составлять

$$\delta \Delta t_n^{\max} = \delta \Delta t_{\max}^h + \delta \Delta t_{\max}^R = +0,06 \div -0,02 \text{ сек}$$

при $r_{x,y} > 0,90$. Коэффициент корреляции $r_{x,y} > 0,90$ сохраняется в этих экспериментах для волновых групп 1—4, 7.

При анализе выборки взрывов в ПВ 4 на с/с В получены коэффициенты корреляции $r_{x,y} < 0,90$. Поэтому существенное изменение формы всех волновых групп, полученных в результате корреляционного анализа, низкие значения коэффициента корреляции $r_{x,y}$ могут быть связаны с изменением характеристик среды на пути распространения сейсмических волн. Наложим полученную выше максимальную ошибку $t_0 t_n^{\max}$ на графики изменения времен пробега первых восьми групп волн рис. 129. Из рисунка видно, что эффекты изменения времен пробега в 1968 и 1971 гг. несомненны. 11.II 1969 г. вблизи ПВ 4 произошло земле-

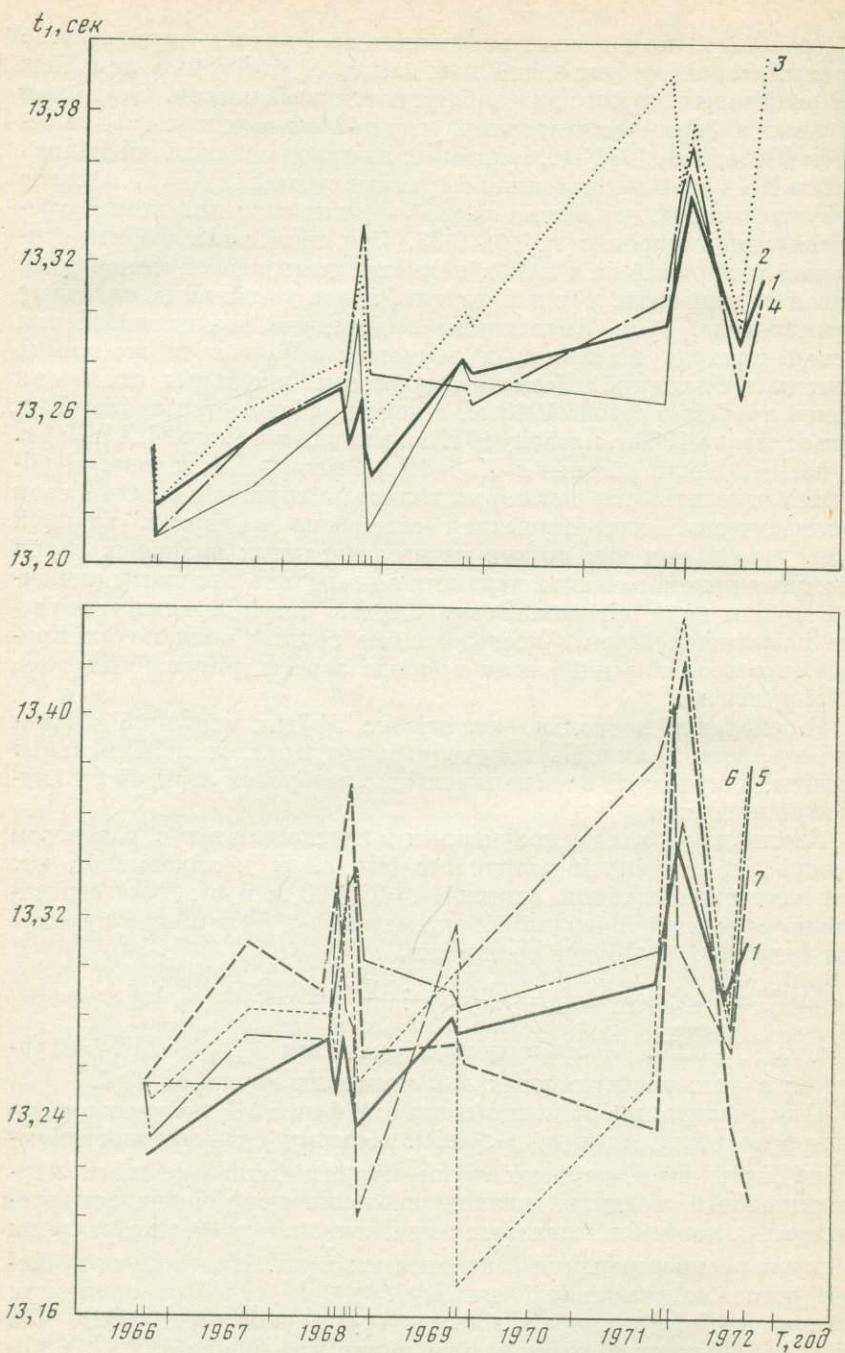


Рис. 129. Изменение времен пробега, полученное при анализе устойчивости формы первых восьми групп волн, выделяемых на записях выборки для ПВ 4 с/с В

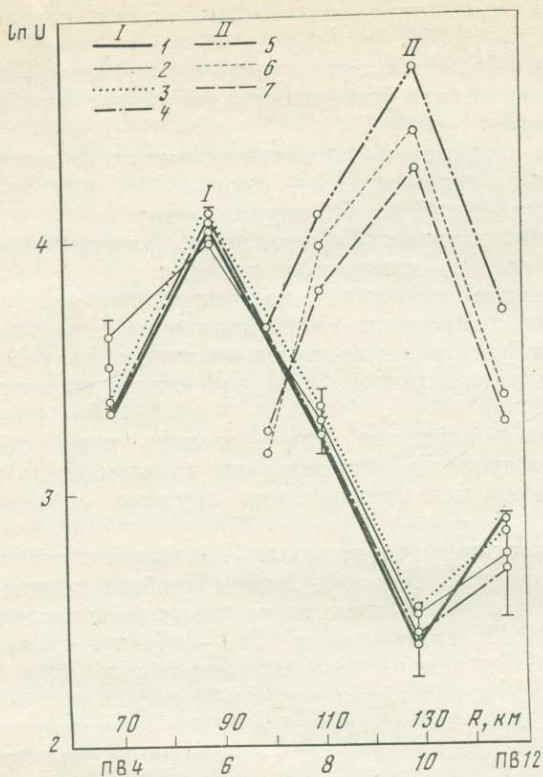


Рис. 130. Амплитудные графики для с/с В для максимальной фазы второй группы волн ПВ 4—12

I — 1969—1972 гг.: 1 — 21.IX 1972 г., 2 — 26.VII 1972 г., 3 — 27.X 1969 г., 4 — 17.X — 20.X 1971 г.;

II — 1973 г.: 5 — 25—26.VIII, 6 — 9.IX, 7 — 13—14.VII

трясение с $K=11$, а 24.XI 1971 г. в Авачинском заливе произошло землетрясение с $K > 16$.

Изменения времен пробега отдельных исследованных групп волн (группы 1—4, 7) перед этими сейсмическими событиями значительно превышают возможные максимальные ошибки эксперимента. Следует отметить, что изменение коэффициента корреляции $r_{x,y}$ для исследованной выборки, показанное на рис. 129, таково, что в некоторых случаях $r_{x,y} < 0,8$. В этом случае полученные временные сдвиги Δt_n требуют осторожного подхода при интерпретации: форма исследуемых групп волн в таких случаях изменилась существенным образом и для более точной оценки кинематических характеристик этих волновых групп необходимо применить методику суммирования и двойного вычитания с нормиров-

кой материала по амплитудам аналогично тому, как это делается в сейсморазведке [107].

Результаты обработки амплитуд по ограниченной выборке материалов показали, что устойчивыми динамическими признаками записи являются:

— среднее значение максимальных амплитуд доминирующих групп волн для системы ПВ — с/с;

— форма огибающей первой группы волн;

— форма амплитудных графиков доминирующих волн (рис. 130) и позволили сделать следующие выводы:

— обнаружение изменения напряженного состояния среды по динамическим характеристикам записи на фоне действия множества других факторов в принципе возможно, но требует полного перебора всех параметров на ЭВМ, что далеко выходит за рамки данной работы,

— временные вариации динамического поля сейсмической волны короткопериодны (локализованы во времени) и могут быть интерпретированы как предвестники крупных сейсмических событий.

Основные результаты и выводы. 1. Впервые в сейсмоактивном районе обнаружены изменения времен пробега продольных волн двух типов: 1) долговременные изменения с максимальным ростом t_p от 0,08 до 0,12 сек за период 1966—1971 гг. прослеживаются для большого блока земной коры с размерами порядка $100 \times 100 \times 30$ км и приурочены к глубинам 10—20 км; 2) кратковременные до нескольких месяцев флуктуации до 0,06 сек проявляются на совокупностях трасс просвечивания в отдельные периоды наблюдений.

Обнаружено пространственно-временное смещение к фокальной зоне минимума наблюдавшихся времен пробега по отношению к 1971 г.: максимальные изменения t_p для трасс, наиболее близких к побережью Камчатки, произошли в течение 5 лет, для наиболее далеких — в течение одного года.

2. Уменьшение скорости продольных волн за период с 1966 по 1971—1972 гг. составляет в среднем:

а) 0,5 и 0,3% для направлений поперек и вдоль фокальной зоны землетрясений, если изменения времен пробега отнести ко всему пути распространения за вычетом воды и рыхлых отложений. При этом изменения скоростей растут с глубиной волн;

б) 0,9 и 0,3—0,4%, если учесть ограниченность горизонтального простираения аномальной зоны до линии шельфа в Авачинском заливе, что имеет подтверждения в материалах наблюдений. Изменения скоростей при этом должны быть приурочены к высоко-скоростному слою в земной коре и глубинам 10—20 км.

Изменения скоростей волн для глубинных трасс незначительны и нерегулярны, хотя и намечается максимум скоростей по отношению к наблюдениям 1969 и 1972 гг.

3. Осредненные изменения скоростей продольных волн могут быть в первом приближении объяснены уменьшением сжимающих напряжений во всем блоке земной коры в направлении поперек фокальной зоны. Величины этих изменений вероятнее всего лежат в пределах от 20 до 100 кг/см².

4. Уменьшение скоростей не может быть объяснено растрескиванием пород ни по одной из моделей подготовки землетрясений, если предполагать связь этих изменений с подготовкой глубокого землетрясения с $M=7,2$ 24.XI 1971 г.

5. Общий характер изменения поля скоростей (пространственное расположение аномальной зоны и сохранение уровня средних скоростей в 1971—1973 гг.) позволяет предположить прямую связь с землетрясением 24.XI 1971 г. Показано, что, используя основные представления модели ЛНТ, можно качественно связать всю совокупность данных с изменением во времени и пространстве поля напряжений вокруг зоны подготовки глубокого землетрясения.

6. Связь кратковременных флуктуаций времен пробега на отдельных трассах с землетрясениями классов $K=11\div 14$ проверена для восьми случаев с использованием графика $\Delta T_{ан}=f(E)$ и представлений о ходе скоростей по модели ЛНТ. В семи случаях отмечены значимые изменения времен пробега в течение «теоретического» аномального периода.

Сравнительно редкая повторяемость наблюдений не позволяет в принципе получать материалы, по которым можно достоверно судить, имеют ли аномальные изменения скоростей вид «бухты». Для землетрясений таких классов изменения должны начинаться и заканчиваться в сроки от 1,5 месяцев до 0,5 года. Однако наличие флуктуаций в ожидаемый период перед землетрясением и отсутствие их за несколько дней до и после землетрясений является косвенным подтверждением справедливости модели ЛНТ.

7. За весь период наблюдений обнаружено только два случая резкого изменения формы записи. Такие изменения могут вызываться прохождением волн через зоны возникающей и исчезающей трещиноватости с резкими локальными изменениями скоростей или затухания. Повторяемость записи для подавляющего большинства измерений хорошая, с высоким коэффициентом корреляции. К отдельным выборкам применена ЭВМ-обработка для определения коэффициента корреляции. Показано, что эта характеристика записи может быть использована для получения дополнительной информации об изменениях характеристик упругих волн во времени. Результаты обработки амплитуд показывают, что лишь в отдельных случаях обнаруживаются кратковременные изменения, превышающие ошибку наблюдений в 2—3 раза. Несмотря на то, что чувствительность амплитуд приблизительно на порядок выше чувствительности кинематики к изменению свойств среды, нельзя без применения специальных методов обработки всей совокупности данных установить, существует ли детерминирован-

ный временной ход амплитуд, соответствующий зарегистрированным изменениям скоростей порядка 1%, так как средние ошибки в определении амплитуд в лучшем случае порядка 30%.

Таким образом, в результате проведенных исследований доказана возможность применения сейсмического просвечивания для наблюдений за изменениями скоростей упругих волн и установлено существование таких изменений в высокоактивном сейсмическом районе. Очевидно, что применение более детальных систем наблюдений позволит оконтуривать аномальные зоны по простиранию и глубине. В комплексе с измерениями деформаций на поверхности это открывает недоступные ранее возможности по определению места и объема зоны аномальных изменений и соответственно определения места и силы готовящегося землетрясения или по крайней мере района для детальных прогностических исследований. Важно отметить, что наличие двух ветвей на сводном графике предвестников землетрясений создает известную неопределенность для оценки энергии прогнозируемого землетрясения. Возможность сопоставления длительности предвестника с объемом аномальной зоны существенно повышает надежды на разработку методов прогноза.

По результатам наших наблюдений не делалось специальных оценок, каким набором числа и размеров трещин можно объяснить те или иные флуктуации времен пробега, хотя в гл. 2 проведены простейшие расчеты, показывающие, что изменению скоростей на 1% можно подобрать разумные параметры изменения степени и вида трещиноватости. Нам представляется, что такие оценки преждевременны без специальной совместной работы геологов и геофизиков по созданию моделей глубинной трещиноватости, отвечающих геологическим и инженерно-геологическим представлениям.

Проведенные исследования и их результаты создают физическую и экспериментальную основу и для другого важнейшего направления современной геологии и геофизики: изучения «дрейфа» неоднородностей, связанных с медленными тектоническими процессами [111]. Развитие метода вибропросвечивания Земли, применение средств и методов, указанных в выводах гл. 3, позволяют надеяться на возможность создания полигонной системы наблюдений для подземной геодезии.

В заключение этого раздела необходимо отметить, что материал наблюдений 1966—1973 гг. по сейсмическому просвечиванию использован в настоящей работе далеко не полностью.

Сейсмограммы содержат большое число регулярных волн, среди которых имеются и более глубинные, возможно проходящие через зону подготовки землетрясения 24.XI 1971 г. На записях горизонтальных приборов имеются обменные поперечные волны. Различие во временном ходе кинематических и динамических параметров разных групп волн использовано в минимальной степени. Основной причиной, из-за которой эти данные еще не обрабо-

таны, является, помимо всякого рода затруднений с ЭВМ-анализом, отсутствие надежной интерпретации физической природы и путей распространения волновых групп последующей части записи.

Это связано, как уже отмечалось, с недостаточным развитием метода глубинного сейсмического зондирования и неполнотой профильных систем наблюдений, проведенных в этом районе до 1972 г. Однако в настоящее время имеется реальная надежда на выход из этого тупика. В 1972 г. Экспедиция ГСЗ СахКНИИ ДВНЦ АН СССР провела детальные исследования этого района с использованием большого числа взрывов, проведенных на опорном профиле экспедицией ДВЭ ИФЗ, и получила, по-видимому, впервые, материал, позволяющий провести намного более полный анализ природы волн, чем это было возможно ранее.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты работы.

1. Рассмотрены некоторые аспекты физики деформирования и разрушения твердых тел применительно к задачам физики очага землетрясений. Развита на этой основе качественная теория лавинно-неустойчивого трещинообразования в процессе подготовки землетрясения, объясняющая появление и особенности временного хода предвестников землетрясений.

2. Проведено обобщение данных об аномальных явлениях перед землетрясениями и получен сводный график зависимости времени аномалий $\Delta T_{ан}$ от энергии землетрясений E (рис. 23), осредняемый для основной совокупности данных зависимостью $\lg \Delta T_{ан} = \delta \lg E - 7$, где $\delta \approx 0,48 \div 0,5$. Совокупность данных, лежащих ниже основной закономерности, отнесена к краткосрочным предвестникам и получила объяснения в ЛНТ-модели. Показано, что в первом приближении связь $\Delta T_{ан} = f(E)$ может быть истолкована с макроскопической точки зрения как результат уменьшения напряжений, сбрасываемых при землетрясении, с увеличением его энергии.

3. Развита физическая и методическая основы сейсмического просвечивания очаговых зон землетрясений. Разработана и испытана модификация метода с использованием в качестве источника возбуждения подводных взрывов в океане.

4. Впервые зарегистрированы и исследованы долговременные изменения и кратковременные флуктуации поля скоростей и некоторых динамических параметров продольных волн в земной коре высокоактивного сейсмического района на площади порядка 100×100 км. Совокупность данных не противоречит предположению о прямой связи изменений характеристик волн с подготовкой землетрясений.

5. Предложена геофизическая интерпретация зарегистрированных долговременных вариаций поля скоростей влиянием зоны подготовки глубокого землетрясения в соответствии с моделью лавинно-неустойчивого трещинообразования.

Результаты проведенных наблюдений показывают, что при условии применения более полных систем наблюдений и использовании источников возбуждения высокой стабильности (вибро-

сейс, воздушная пушка, специальные системы взрывов) можно получать дополнительную информацию о напряженном состоянии и процессах разрушения горных масс. В сочетании с другими методами и в первую очередь с детальными исследованиями пространственно-временных закономерностей сейсмического режима метод сейсмического просвечивания открывает ранее недоступные возможности познания процессов предразрушения в земных недрах и, безусловно, будет полезен для разработки методов прогноза землетрясений по комплексу наблюдений разными методами.

Можно отметить также, что проведенные исследования физических и методических основ могут иметь применение и для развития методов прогноза разрушений в горных выработках.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Авербах Б. Н.* Некоторые физические аспекты разрушения. — В кн.: Разрушение, т. 1. М., «Мир», 1973.
2. *Алешин А. С., Николаев А. В.* Методы изучения сред со случайными неоднородностями. — V научная конференция Геологического фак. МГУ. Тезисы доклада. Изд-во МГУ, 1970.
3. *Анциферов М. С.* О применении геоакустических методов и решении проблемы прогноза землетрясений. — Труды Геофизин-та, 1954, № 25 (152).
4. *Аптекман Ж. Я., Костров Б. В., Шебалин Н. В.* Об афтершоках обратной подвижки последовательности Дагестанских землетрясений 1970 г. Тезисы симпозиума по сейсмичности Карпато-Балканского региона. Кишинев, 1975.
5. *Артюшков Е. В.* Природа больших напряжений в земной коре. — Вестн. АН СССР, 1973, вып. 3.
6. *Баренблатт Г. И., Ентов В. М., Салганик Р. Л.* О кинематике распространения трещин. — Инж. ж. МТТ, ч. 1, 2, 1966, № 5, 6.
7. *Баренблатт Г. И., Черепанов Г. П.* О хрупких трещинах продольного сдвига. — ПММ, 1961, 25, № 6.
8. *Барсуков О. М.* О связи электрического сопротивления горных пород с тектоническими процессами. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 1.
9. *Белоносова А. В., Таджимухамедова С. С., Алексеев А. С.* К расчету годографов и геометрического расхождения лучей в неоднородных средах. — В кн.: Некоторые методы и алгоритмы интерпретации геофизических данных. М., «Наука», 1967.
10. *Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.
11. *Берзон И. С., Васильев Ю. И., Стародубровская С. П.* О преломленных волнах, соответствующих водоносным пескам. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1959, № 1, 2.
12. *Болотин В. В.* Статистические методы в строительной механике. М., Стройиздат, 1965.
13. *Болдырев С. А.* Спектры упругих волн от слабых землетрясений и оценка поглощения под Камчаткой. — В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз. Новосибирск, «Наука», 1974.
14. *Бончковский В. Ф.* Изменение градиента электрического потенциала атмосферы как один из возможных предвестников землетрясений. — В кн.: Проблемы прогноза землетрясений. М., Изд-во АН СССР, 1954.
15. *Буланже Ю. Д., Магницкий В. А.* Современные движения земной коры, состояние проблемы. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 10.
16. *Виноградов С. Д., Мячкин В. И.* Сейсмоакустические методы изучения напряженного состояния и разрушения горных пород. — В кн.: Геоакустика. М., «Наука», 1966.
17. *Виноградов С. Д.* Экспериментальное изучение распределения числа разрывов по энергии при разрушении горных пород. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 2.

18. *Виноградов С. Д., Мирзоев К. М.* Об энергии упругих импульсов при разрушении образцов из неоднородных материалов. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 1.
19. *Витвицкий П. М.* Предельное равновесие хрупких пластин со статическим распределением дефектов типа трещин. Физ.-хим. механ. матер., 1970, 6, № 5.
20. *Владимиров В. И., Орлов А. Н., Петров В. А.* К кинетике разрушения твердых тел. — Труды Ленингр. политехн. ин-та, 1971, № 322.
21. *Волков С. Д.* Статистическая теория прочности. М., Машгиз, 1970.
22. *Воевода О. Д., Мячкин В. И.* О распространении разрыва в случайно-неоднородной среде. — Тезисы Международного симпозиума по сейсмич. районированию Балкано-Карпатского региона. Кишинев, 1975.
23. *Гайнанов А. Г.* О некоторых результатах гравиметрических исследований в Охотском море, Курило-Камчатской впадине и прилегающих частях Тихого океана. — Морские гравиметрические исследования, 1963, вып. 2.
24. *Гайнанов А. Г.* Строение земной коры и верхней мантии переходных зон от материков к океанам. — Вестн. МГУ. Геология, 1968, №.
25. *Галкин И. Н., Левшенко В. Т., Мячкин В. И.* Выявление мелкой неоднородности земной коры в Авачинском заливе. — В кн.: Сильные Камчатские землетрясения в 1971 году. Владивосток, ДВНЦ, 1975.
26. *Галкин И. Н., Николаев А. В.* Опыт исследования мутности земной коры и верхней мантии по амплитудам преломленных волн. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 8.
27. *Галкин И. Н., Николаев А. В., Е. А. Старшинова.* Флуктуации волновых характеристик и мелкая неоднородность земной коры. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 11.
28. *Галкин И. Н., Долбилкина Н. А., Мячкин В. И.* О точности измерения амплитуд при сейсмических исследованиях на море. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1969, № 11.
29. *Гамбурцев Г. А.* и др. Отчет о работах по ГСЗ в районе Северного Тянь-Шаня в 1949—1951 гг. Фонды ИФЗ АН СССР.
30. Проблемы прогноза землетрясений. Под ред. Г. А. Гамбурцева. М., Изд-во АН СССР, 1954.
31. *Гельфанд И. Н., Губерман Ю. А., Извекова Н. Л., Кейлис-Борок В. Н., Раницман Е. Я.* О критериях высокой сейсмичности. — ДАН СССР, 1972, 202, № 6.
32. *Гзовский М. В.* Физическая теория образования тектонических разрывов. — В кн.: Проблемы тектонофизики. М., Гостеолтехиздат, 1960.
33. *Гзовский М. В.* Современные возможности оценки тектонических напряжений в земной коре. — В кн.: Тектонофизика и механизм свойства горных пород. М., «Наука», 1971.
34. *Голицын Б. В.* Лекции по сейсмометрии. СПб., 1912.
35. *Горельчик В. И.* Сейсмичность Южной Камчатки. — В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, «Наука», 1974.
36. *Горячев А. В.* Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М., «Наука», 1966.
37. *Горячев А. В., Кириллов Ф. А., Кондорская Н. В., Ландырева Н. С., Федотов С. А.* Камчатка и Курильские острова. — В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., «Наука», 1968.
38. *Гусев А. А., Шумилина Л. С.* Микросейсмический эффект Петропавловского землетрясения 25 ноября 1971 года на территории Камчатской области. — В кн.: Сильные камчатские землетрясения 1971 года. Владивосток, «Наука», 1974.
39. *Гусев А. А., Зобин Р. М., Кондратенко А. М.* Петропавловское землетрясение 24.XI 1971 г. — В кн.: Землетрясения в СССР в 1972 году. М., «Наука», 1975.

40. Гусев А. А. Прогноз землетрясений по статистике сейсмичности. — В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз. Новосибирск, «Наука», 1974.
41. Добровольский И. П., Мячкин В. И. Перемещения поверхности упругого полупространства, содержащего включения. — В кн.: Сейсмическое просвечивание очаговых зон. М., 1976.
42. Долбилкина Н. А. Автореф. канд. дис. М., ИФЗ АН СССР, 1975.
43. Дунин-Барковский И. В., Смирнов Н. В. Теория вероятностей и математическая статистика в технике. М., Гостехиздат, 1955.
44. Епинатъева А. М. Повторные удары при сейсмических наблюдениях. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1951, № 4.
45. Журков С. Н., Сапфурова Т. П. Изучение временной и температурной зависимости прочности. — ФТТ, 1960, 2, вып. 6.
46. Зверев С. М. Глубинные исследования на море. Изд-во МГУ, 1964.
47. Зверев С. М., Тулина Ю. В., Красильщикова Г. А. Земная кора и верхи мантии в области фокальной зоны у Восточной Камчатки. — В кн.: Сейсмические свойства границы Мохорoviчича. М., «Наука», 1972.
48. Зверев С. М. Частотные особенности взрывов при ГСЗ на глубоком море. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 3.
49. Зубков С. И. Обобщенная реологическая модель горных пород. — ДАН СССР, 1969, 185, № 4.
50. Зубков С. И. О расчете реологическими методами временного хода напряжений в очаговых зонах землетрясений. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1969, № 4.
51. Зубков С. И. Исследование с помощью реологических моделей процессов подготовки землетрясений. Автореф. канд. дис. М., ИФЗ АН СССР, 1969.
52. Зубков С. И., Мячкин В. И. Энергетические оценки процессов подготовки катастрофических землетрясений. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 4.
53. Зубков С. И., Мячкин В. И. Временной ход упругих и неупругих деформаций в период подготовки землетрясения. — Геофиз. сб. АН УССР, 1971, вып. 42.
54. Ивакин Б. Н. Методы управления плотностью и упругостью среды при двумерном моделировании сейсмических волн. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1960, № 8.
55. Иванова В. С., Гордиенко Л. К. и др. Роль дислокаций в управлении и разрушении металлов. М., «Наука», 1965.
56. Какорин Б. М. Исследование качества пыльных строительных материалов акустическим методом дефектоскопии на примере Козлгинского карьера пыльного мрамора. Автореф. канд. дис. М., МГИ, 1970.
57. Качанов Л. М. Основы механики разрушения. М., «Наука», 1974.
58. Качанов Л. М. О времени разрушения в условиях ползучести. — Изв. АН СССР. ОТН. Механика и машиностроение, 1960, № 5.
59. Качанов Л. М. К кинетике роста трещин. — ПММ, 1961, 25, вып. 3.
60. Кейлис-Борок В. И., Малиновская Л. Н. Об одной закономерности в возникновении сильных землетрясений. — В кн.: Сейсмические методы исследования. М., «Наука», 1966.
61. Справочник физических констант горных пород. Под ред. С. Кларка. М., «Мир», 1969.
62. Клем-Мусатов К. Д. Об оценке трещиноватости горных пород параметрами сейсмических волн. В кн.: Взрывное дело, № 53/10, 1963.
63. Кондратенко А. М., Пересов И. Л. Некоторые результаты изучения изменения продольных волн и отношения скоростей продольных и поперечных волн в очаговой зоне. — Труды ИФЗ АН СССР, 1962, № 25 (192).
64. Коптев В. И. Ультразвуковой многоканальный кароттаж с приемным зондом при инженерно-

- геологических изысканиях. — В кн.: Геоакустика. М., «Наука», 1966.
65. *Костров Б. В.* Механика очага тектонического землетрясения. М., «Наука», 1975.
 66. *Костров Б. В., Фридман В. Н.* Механика хрупкого разрушения при сжимающих нагрузках. — В кн.: Физика очага. М., «Наука», 1975.
 67. *Костров Б. В.* Сейсмический момент, энергия землетрясения и сейсмическое течение горных масс. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 1.
 68. *Костров Б. В.* Теория очагов тектонических землетрясений. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 4.
 69. *Костров Б. В., Никитин Л. В., Флитман Л. М.* Распространение трещин в упруговязких телах. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 7.
 70. *Коул Р.* Подводные взрывы. М., ИЛ, 1953.
 71. *Кузин И. П.* Фокальная зона и особенности строения верхней мантии в районе Восточной Камчатки. Автореф. канд. дис. М., ИФЗ АН СССР, 1971.
 72. *Кузнецова К. И.* Закономерности разрушения упруговязких тел и некоторые возможности приложения их к сейсмологии. М., «Наука», 1968.
 73. *Кузнецов Г. Н.* и др. Изучение проявления горного давления на моделях. М., Госгортехиздат, 1959.
 74. *Кушнир Г. С., Пручкина Ф. М.* Численное определение лучей и годографов в трехмерных неоднородных средах. — В кн.: Вычислительная сейсмология, вып. 7. М., «Наука», 1974.
 75. *Латынина Л. А., Кармалева Р. М.* Измерение медленных движений в земной коре как метод поиска предвестников землетрясений. — В кн.: Физические основания поисков методов прогноза землетрясения. М., «Наука», 1970.
 76. *Левыкин А. И.* Поглощение и скорости продольных и поперечных упругих волн в образцах горных пород при всесторонних давлениях до 4000 кг/см^2 . — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1965, № 2.
 77. Разрушение, т. 1. Под ред. Г. Либовица. М., «Мир», 1973.
 78. *Лукин Д. С., Спиридонов Ю. Г.* Применение метода характеристик для решения на ЭВМ задач распространения электромагнитных волн в неоднородных анизотропных средах. — В кн.: Лучевое приближение и вопросы распространения радиоволн. М., «Наука», 1971.
 79. *Магницкий В. А.* Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965.
 80. *Магницкий В. А.* Основы физики Земли. М., Геодизиздат, 1953.
 81. *Макклинток Ф., Аргон А.* Деформация и разрушение материалов. М., «Мир», 1970.
 82. *Максимов О. А., Преображенский В. Б.* Автоматическая станция для регистрации взрывов. — Бюл. по инженерной сейсмологии, 1972, № 7.
 83. *Мамадалиев Ю. А.* Об исследовании параметров сейсмического режима во времени и пространстве. — В кн.: Вопросы региональной сейсмичности Средней Азии. Фрунзе, «Илим», 1964.
 84. *Мячкин В. И.* Ультразвуковые исследования напряженного состояния и свойства горных пород в массиве. Автореф. канд. дис. М., ИФЗ АН СССР, 1964.
 85. *Мячкин В. И.* О прогнозе горных ударов и землетрясений. — В кн.: Сейсмические методы исследования. М., «Наука», 1966.
 86. *Мячкин В. И.* О прогнозе времени возникновения землетрясений по сейсмическим данным. — Земля и Вселенная, 1967, № 6.
 87. *Мячкин В. И., Максимов О. А., Паленов А. М., Преображенский В. Б.* Отметка момента взрыва при сейсмических работах на море. — В кн.: Сейсмические приборы, вып. 5. М., «Наука», 1969.
 88. *Мячкин В. И., Зубков С. И.* Сводный график предвестников землетрясений. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 6.
 89. *Мячкин В. И., Долбилкина Н. А.* Сейсмическое просвечивание оча-

- говых зон. — В кн.: Предвестники землетрясений. М., ВИНТИ, 1973.
90. *Мячкин В. И.* и др. Сейсмическое просвечивание очаговых зон землетрясений на Камчатке. — В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, «Наука», 1974.
91. *Мячкин В. И., Паленов А. М., Бурханов Э.* Изучение разрушения образцов из искусственных материалов ультразвуковым методом. — Изв. ТаджССР, 1974, 2/52.
92. *Мячкин В. И., Костров Б. В., Соболев Г. А., Шамина О. Г.* Лабораторные и теоретические исследования процесса подготовки землетрясений. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 10.
93. *Мячкин В. И., Костров Б. В., Соболев Г. А., Шамина О. Г.* Основы физики очага и предвестники землетрясений. — В кн.: Физика очага землетрясения. М., «Наука», 1975.
94. *Мячкин В. И., Воевода О. Д.* Предпосылки статической теории подготовки очага землетрясения. — В кн.: Физика очага землетрясения. М., «Наука», 1975.
95. *Мячкин В. И., Зубков С. И.* О длительной прочности горных масс очаговых зон землетрясений. — В сб.: Физика очага землетрясения. М., «Наука», 1975.
96. *Мячкин В. И., Кушнир Г. С.* Численное моделирование распространения лучей через очаговую зону землетрясений. — В кн.: Физика очага землетрясения. М., «Наука», 1975.
97. *Мячкин В. И.* и др. Аппаратура и методика работ по просвечиванию очаговых зон землетрясений. — В кн.: Физика очага землетрясения. М., «Наука», 1975.
98. *Мячкин В. И.* и др. Оценка точности и результаты измерений кинематических параметров упругих волн, прошедших через эпицентральную зону. — В кн.: Физика очага землетрясения. М., «Наука», 1975.
99. *Мячкин В. И.* Зависимости характеристик распространения упругих волн от напряженного состояния и нарушенности пород и их использование в проблеме прогноза землетрясений. — Тезисы I Общесоюз. совещ. по прогнозу землетрясений. М., 1965.
100. *Мячкин В. И., Костров Б. В., Соболев Г. А., Шамина О. Г.* Физические процессы подготовки и развития очага землетрясений. Всесоюз. симпозиум по сейсмич. режиму. Кишинев, 1971.
101. *Мячкин В. И., Соболев Г. А., Долбилкина Н. А., Морозов В. Н., Преображенский В. Б.* Изучение вариации геофизических полей на Камчатке и обобщение данных о предвестниках землетрясений. Тезисы XV Генеральной ассамблеи МГГС. М., 1971.
102. *Мячкин В. И.* Изменения характеристик распространения упругих волн перед Петропавловским землетрясением 24. XI 1971 г. — Тезисы II совещания по прогнозу землетрясений. М., 1972.
103. *Мячкин В. И.* Изучение изменений поля скоростей волн под океаническим дном. — Тезисы сессии Междувед. совета по сейсмологии и сейсмостойкому строительству при Президиуме АН СССР по океанич. исследованиям. М., 1973.
104. *Мячкин В. И., Костров Б. В., Соболев Г. А., Шамина О. Г.* Физика очага и предвестники землетрясений. Тезисы Международ. симпозиум по предвестникам землетрясений. Ташкент, 1974.
105. *Мячкин В. И.* Исследования по сейсмическому просвечиванию в СССР. — Доклад на II Пенроузской конф. по механике разрушения горных пород. США, Аспен, 1974.
106. *Мячкин В. И.* Подготовка землетрясения лавинно-неустойчивым трещинообразованием и предвестники землетрясений. — Доклад на II Пенроузской конф. по механике разрушения горных пород. США, Аспен, 1974.
107. *Нахамкин С. А.* Математические алгоритмы вычитания регуляр-

- ных волн-помех при разделении сейсмических волн, I, II. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 5.
108. *Непрочинов Ю. П.* О выборе оптимальных условий возбуждения при морских сейсмических исследованиях методом преломленных волн. — Разведочная и промысловая геофизика, 1960, вып. 35.
109. *Нерсесов И. Л.* и др. Возможности прогнозирования землетрясений на примере Гарьского района Таджикской ССР. — В кн.: Предвестники землетрясений. (Труды ИФЗ АН СССР). М., ВИНТИ, 1973.
110. *Николаев А. В.* Сейсмическая мутность реальных сред и возможность ее исследования. — ДАН СССР, 1967, 177, № 5.
111. *Николаев А. В.* Сейсмика неоднородных и мутных сред. М., «Наука», 1973.
112. *Николаев А. В., Аверьянов А. Г.* Исследование амплитуд продольных волн в плоской модели среды со случайными флуктуациями коэффициента поглощения. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 10.
113. *Николаев А. В., Трегуб Ф. С.* Результаты исследования статистической модели земной коры. — ДАН СССР, 1969, 189, № 6.
114. *Николаев Н. И.* Искусственные землетрясения. — Природа, 1973, № 7.
115. *Николаев Н. И.* Палеосейсмология. — В кн.: Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. М., «Наука», 1972.
116. *Облогина Т. И., Бурмаков Ю. А.* Сейсмические лучи и географы в трехмерно-неоднородных средах. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 1.
117. *Онодера Т. В.* Динамические исследования пород в массиве. — В кн.: Механика горных пород. М., «Недра», 1966.
118. *Осипенко Н. М.* Исследование механизма хрупкого разрушения трещиновых горных пород. Автореф. канд. дис. М., ИФЗ АН СССР, 1972.
119. *Островский А. В.* Об изменениях наклонов земной поверхности перед сильными близкими землетрясениями. — В кн.: Физические основания поисков методов прогноза землетрясений. М., «Наука», 1971.
120. *Павленкова Н. И.* Волновые поля и модели континентальной земной коры. Автореф. докт. дис. М., ИФЗ АН СССР, 1973.
121. *Партов В. З., Морозов Е. М.* Механика упругопластического разрушения. М., «Наука», 1974.
122. *Певнев А. К., Энман С. В., Атрушкевич Н. А.* Закономерности смещений земной поверхности на Гарьском полигоне. — В кн.: Современные движения земной коры. Таллин, 1972.
123. *Писаренко В. Ф.* Статистические методы спектрального анализа и их геофизические приложения. Автореф. докт. дис. М., ИФЗ АН СССР, 1973.
124. *Писаренко В. Ф., Раутиан Т. Г.* Влияние факторов станции и очага на точность определения сейсмических параметров. — В кн.: Анализ сейсмических наблюдений на ЭВМ. (Вычислит. сейсмология, вып. 1). М., «Наука», 1966.
125. *Потапова О. В., Федотов С. А.* Исследование параметра $\theta = \lg E_S - \lg E_P$ для камчатских землетрясений. — В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз. Новосибирск, «Наука», 1974.
126. *Пресс Ф., Брейс В.* Развитие проблемы прогноза землетрясений. — В кн.: Предсказание землетрясений. М., «Мир», 1968.
127. Программа работ по поискам предвестников землетрясений. М., ИФЗ АН СССР, 1971.
128. *Пшенинников К. В.* Физика очага землетрясения. — Тезисы докладов III Всесоюз. симп. по сейсмич. режиму. Новосибирск, СО АН СССР, ИГГ, 1968.
129. *Работнов Ю. Н.* О механизме длительного разрушения. — В кн.: Вопросы прочности материалов и конструкций. М., Изд-во АН СССР, 1959.
130. *Ратнер С. И.* Разрушение при повторных нагрузках. Изд. сб. промышленности. М., 1959.

131. Рац М. В., Чернышев С. Н. Трещиноватость и свойства трещиноватости горных пород. М., «Недра», 1970.
132. Рац М. В. Структурные модели в инженерной геологии. М., «Недра», 1973.
133. Ребиндер П. А. Физико-химические исследования процессов деформации твердых тел. (Юбилейный сборник, посвященный XXX-летию Октябрьской революции.) М., Изд-во АН СССР, 1947.
134. Регель В. Р. Кинетическая природа прочности твердых тел. М., «Наука», 1974.
135. Рейнер М. Реология. М., «Наука», 1965, гл. 1.
136. Рельтов Б. Ф., Краев Г. А. Затухание упругих волн на моделях трещин. — Учен. зап. МГУ. Сер. физ. и геол. наук, 1960, вып. 12, № 286.
137. Ржевский С. Н. Курс лекций по теории звука М., Изд-во МГУ, 1960.
138. Ризниченко Ю. В. О распространении сейсмических волн в дискретных и гетерогенных средах. — Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1949, № 2.
139. Ризниченко Ю. В. О сейсмическом течении горных масс. — В кн.: Динамика земной коры. М., «Наука», 1965.
140. Ризниченко Ю. В. Связь течения горных масс с сейсмичностью. — ДАН СССР, 1965, 161, № 1.
141. Ризниченко Ю. В. Сейсмоакустические методы изучения напряженного состояния горных пород. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1955, № 6.
142. Ризниченко Ю. В. и др. Сейсмоакустические методы изучения напряженного состояния горных пород на образцах и в массиве. — Труды Геофиз. ин-та АН СССР, 1956, № 34 (161).
143. Ризниченко Ю. В. Энергетическая модель сейсмического режима. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 5.
144. Ризниченко Ю. В., Мячкин В. И. Импульсный сейсмический метод изучения горного давления. — ДАН СССР, 1955, 102, № 3.
145. Исследование горного давления геофизическими методами. Под ред. Ю. В. Ризниченко. М., «Наука», 1967.
146. Рытов С. Введение в статистическую радиофизику. М., 1966.
147. Предсказание землетрясения. Под ред. Е. Ф. Саваренского. М., «Мир», 1968.
148. Савич А. И. Оценка степени неоднородности пород в массиве сейсмоакустическими методами. — В кн.: Вопросы инженерной геологии и грунтоведения. М., Изд-во МГУ, 1968.
149. Савич А. И., Лаврова Л. Д. Оценка неоднородности упругих свойств скальных пород по данным комплекса различного частотных модификаций сейсмоакустики. — Труды Гидропроекта, 1971, вып. 21.
150. Савич А. И. и др. Сейсмоакустические методы изучения массивов скальных пород. М., «Недра», 1969.
151. Садовский М. А. Наука будет предсказывать землетрясения. — Земля и Вселенная, 1967, № 6.
152. Садовский М. А. Научно-организационные задачи прогнозирования времени землетрясений. — В кн.: Проблемы геофизики Средней Азии и Казахстана. (Материалы выездной сессии ОНЗ АН СССР, октябрь 1964 г.). М., «Наука», 1967, с. 23—29.
153. Предвестники землетрясений. Под ред. М. А. Садовского. М., ВИНТИ, 1973.
154. Салганик Р. Л. Механика тел с большим числом трещин. — Изв. АН СССР. МГГ, 1973, № 4.
155. Сафронова И. Н. О взаимосвязи трещиноватости горных пород и скорости распространения упругих волн. М., Ротапринт ИФЗ АН СССР, 1972.
156. Семенов А. Н. Изменение отношения времен пробега поперечных и продольных волн перед сильными землетрясениями. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1969, № 4.

157. *Силаева О. И.* Методика изучения упругих свойств образцов горных пород под давлением. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1956, № 6.
158. *Соболев Г. А., Морозов В. Н.* Локальные возмущения электрического поля на Камчатке и их связь с землетрясениями. — В кн.: Физические основания поисков методов прогноза землетрясений. М., «Наука», 1970.
159. *Соболев Г. А.* Применение пьезоэлектрических явлений в геофизике. Автореф. докт. дис. М., ИФЗ АН СССР, 1975.
160. *Ставрогин А. Н.* Анализ экспериментальных данных результатов по деформации и разрушению горных пород. — В кн.: Горное давление, сдвигание горных пород и методика маркшейдерских работ. Л., 1968.
161. *Ставрогин А. Н.* О предельных состояниях и деформации горных пород. Л., ВНИМИ, 1964.
162. *Стаховская З. И., Кольцов А. М.* Исследование влияния квазипластического течения на скорость продольных волн в органическом стекле при двухосном сжатии. — В кн.: Физика очага землетрясения. М., «Наука», 1975.
163. *Супруненко О. И.* О происхождении восточных полуостровов Камчатки по региональным геофизическим данным. — ДАН СССР, 1971, 199, № 4.
164. *Тарута Н. У.* и др. О скорости распространения упругих волн в трещиноватой среде. — Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых, 1967, № 1.
165. *Татарский В. И.* Распространение волн в турбулентной атмосфере. М., «Наука», 1967.
166. Тезисы Международного Ташкентского симп. по прогнозу землетрясений. Ташкент, 1974.
167. *Тихонов В. И., Удинцев Г. Б.* К вопросу о связях между тектоникой Камчатки и рельефом ее подводных склонов. — ДАН СССР, 1960, 130, № 3.
168. *Томашевская И. С.* Исследование механических свойств образцов горных пород в условиях высокого давления при сложном напряженном состоянии. Автореф. канд. дис. М., ИФЗ АН СССР, 1966.
169. *Томашевская И. С., Хамидуллин Я. Н.* Предвестники разрушения образцов горных пород. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 5.
170. *Уломов В. И.* Внимание, землетрясение! Ташкент, «Узбекистан», 1971.
171. *Уломов В. И., Мавашев Б. З.* О предвестнике сильного тектонического землетрясения. — ДАН СССР, 1967, 176, № 2.
172. *Федотов С. А.* О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе. — В кн.: Сейсмическое районирование территории СССР. М., «Наука», 1968.
173. *Федотов С. А., Токарев П. И., Кузин И. П.* и др. Сейсмичность Камчатки и Командорских островов по данным детальных исследований и ее связь с глубинным строением. — В кн.: Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке. М., «Наука», 1969.
174. *Федотов С. А., Кузин И. П., Бобков М. Ф.* Детальные сейсмологические исследования на Камчатке в 1961—1962 гг. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1964, № 9.
175. *Федотов С. А., Багдасарова А. М.* Сейсмичность Камчатки и Командорских островов в 1897—1967 гг. по данным инструментальных наблюдений. — В кн.: Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск, «Наука», 1974.
176. *Финкель В. М.* Физика разрушения. М., «Металлургия», 1970.
177. Физика очага землетрясений. М., «Наука», 1975.
178. Физическое основание поисков методов прогноза землетрясений. М., «Наука», 1970.
179. Физические свойства горных пород при высоких термодина-

- мических параметрах. Киев, «Наукова думка», 1973.
180. *Хаякава М.* Изменение скоростей сейсмических волн. — В кн.: Предсказание землетрясений. М., «Мир», 1968.
 181. *Царева П. В.* Распространение упругих волн в песке. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1956, № 9.
 182. *Черепанов Г. П.* Механика хрупкого разрушения. М., «Наука», 1974.
 183. *Чернов Л. А.* Распространение волн в среде со случайными неоднородностями. М., Изд-во АН СССР, 1958.
 184. *Чечулин В. Н.* К статистической теории хрупкой прочности. — КТФ, 1954, 24, № 2.
 185. *Шамина О. Г., Павлов А. А., Копничев Ю. Ф.* Исследование процесса подготовки трещин. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975.
 186. *Шамина О. Г., Павлов А. А., Стрижков С. А., Копничев Ю. Ф.* Ультразвуковое прозвучивание области подготовки одиночной макротрещины. — В кн.: Физика очага землетрясения. М., «Наука», 1975.
 187. *Шамина О. Г., Стрижков С. А.* Сейсмические предвестники землетрясений. — ДАН СССР, 1974, 217, № 6.
 188. *Шаньгин Н. В., Макаров Ю. В.* Влияние трещиноватости среды на скорость и амплитуду сейсмической волны. — Учен. зап. МГУ. Сер. физ и геол. наук, 1964, вып. 15, № 324.
 189. *Шебалин Н. В.* Макросейсмическое поле и очаг сильного землетрясения. Автореф. докт. дис. М., ИФЗ АН СССР, 1969.
 190. *Шебалин Н. В.* и др. Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 г. Махачкала, Дагкнигиздат, 1970.
 191. *Эверден Д.* Программа по прогнозу землетрясений в США. (Тезисы доклада на Ташкентском симпозиуме). Ташкент, 1974.
 192. *Якобоввили О. П.* Исследование состояния массива горных пород на карьерах с помощью упругих волн. Автореф. канд. дис. М., МГИ, 1967.
 193. *Ямщиков В. С.* Введение в геоакустику. М., МГИ, 1968.
 194. *Aggarwal Y. P., Sykes L. R., Armbruster J., Sbar M. L.* Premonitory changes in seismic velocities and prediction of earthquake. — Nature, 1973, 241, N 5385.
 195. *Aki K.* Earthquake mechanism. — Tectonophysics, 1972, 13, N 1—4.
 196. *Aki K.* Generation and propagation of G-waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964. — Bull. Earthquake Res. Inst., 1966, 44, N 2.
 197. *Aki K.* Scaling law of seismic spectrum. — J. J. Res., 1967, 72, N 4.
 198. *Allen C. R., Helmberger D. V.* Search for temporal change in seismic velocities using large explosions in southern California. — Proc. Conf. Tecton. Probl. San Andreas Fault System, v. XIII. Stanford Univ. Publ., Calif., 1973.
 199. *Don L. Anderson, Whitcomb J. H.* Time depended seismology. Contrib. N 2363, Div. Geol. and Plan. Sci., Cal. Inst. Techn., Pas., 1973.
 200. *Bakun W. H., Stewart R. M., Tocher D.* Variations in V_p/V_s in Bear Valley in 1972. — Proc. Conf. Tecton. Probl. San Andreas Fault System, v. XIII. Stanford Univ. Publ., Calif., 1971.
 201. *Biot M. A.* Theory of propagation of elastic waves in a fluid saturated porous solid. — J. Acoustic Soc. America, 1956, 28, N 2.
 202. *Brady B.* Theory of earthquakes. Pt I, Pageoph. in press, 1974.
 203. *Brace W. F., Paulding J. B. W., Scholz C.* Dilatance in the fracture crystalline rocks. — J. Geophys. Res., 1966, 71, p. 3939—3953.
 204. *Brace W. F.* Current laboratory studies pertaining to earthquake prediction. — Tectonophysics, 1968, 6, 75.
 205. *Brace W. F.* Laboratory studies pertaining to earthquakes. —

- Trans. N. Y. Acad. Sci., 1969, 31, N 7, ser. 11.
206. *Brace W. F.* Dilatancy-related electrical resistivity changes in rocks. This issue PAGEOPH (in press).
 207. *Brace W. F., Orange A. S.* Electrical resistivity changes in saturated rocks fracture and frictional sliding. — *J. Geophys. Res.*, 1968, 73, p. 1433.
 208. *Brace W. F., Bombolakis S. G.* A note on brittle crack growth in compression. — *J. Geophys. Res.*, 1963, 68, p. 3709.
 209. *Bridgman P.* Volume changes in the plastic stages of simple compression. — *J. Appl. Phys.*, 1949, 20, p. 1241.
 210. *Breiner S., Kovach R. D.* Local magnetic events associated with displacement along the San Andreas Fault—Tectonophysics, 1968, 6, N 1.
 211. *Brown E. T., Hudson J. A.* Progressive collapse of simple block-jointed systems. — *Austral. Geomechanics J.*, 1972, 22, 49.
 212. *Brune J.* Seismic moment, seismicity and rate slip along major fault zones. — *J. J. Res.*, 1968, 73, N 2.
 213. *Brune J.* Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. — *J. J. Res.*, 1970, 75, N 26.
 214. *Brune J. N.* Seismic sources, fault-plane studies and tectonics. — XVth Gen. Assembly JUGG, U. S. Nat. Rept, 1971.
 215. *Dieterich J. H.* Earthquake mechanism and modeling. — *Annual Rev. Earth and Planet. Sci.*, v. 2, An. Rev. In.
 216. *Galkin I. N., Levshenko V. T., Myachkin V. I., Nikolaev A. V.* Inhomogeneity of the Earth with respect to physical processes of earthquakes. — *Z. Geophys.*, 1972, Bd 33.
 217. *Griggs D., Handin J.* Observation on fracture and a hypothesis of earthquakes. — *Mem. Geol. Soc. America*, 1960, 79, p. 347—365.
 218. *Chinnery M. A.* Theoretical fault models. — *Publs. Domin. Observ.*, 1969, 37, N 7.
 219. *Cisternas A.* Precision determination of focal depths and epicenters of local shocks in California. — *Bull. Seismol. Soc. America*, 1963, 53, N 5.
 220. *Eisler J.* Investigation of a method for determining stress accumulation at depth. — *Bull. Seismol. Soc. America*, 1969, 59, N 1.
 221. *Griffith A. A.* The phenomenon of rupture and flow in solids. — *Phylos. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A*, 1921, 221.
 222. *Haskell N. A.* Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults. Pt 2: A statistical source model. — *Bull. Seismol. Soc. America*, 1966, 56.
 223. *Hoff N.* Creep and fracture. — *J. Appl. Mechanics*, 1953, 20, N 1.
 224. *Susimi Jisuka.* Measurements on the time-variations of seismic wave velocities by explosion-seismic method. — *Rept CCEP*, 1971, 6.
 225. *Irwin G. R.* Basic concepts for dynamic fracture testing. — *Trans. ASME, Ser. D*, 1969, N 3, 91.
 226. *Kasahara K.* Focal processes and various approach to their mechanism. — *Publs. Domin. Observ.*, 1969, 37.
 227. *Herst H.* Über die Berührung festerelastischer Körper. — *J. reine und angew. Math.*, 1881, 92, S. 156—171.
 228. *Mjachkin V. I., Sobolev G. A., Dolbilkina N. A., Morosov N. N., Preobrazensky V. B.* The study of variations in geophysical fields near focal zones of Kamchatka. — *Tectonophysics*, 1972, 14, p. 287.
 229. *Miyamoto S.* Anomalies of seismic wave velocity before and after the Fukui earthquake origin. — *J. Seismol. Soc., Japan*, 1956, N 11.
 230. *Mogi K.* Source locations of elastic shocks in the fracturing process in rocks. — *Bull. Seismol. Soc. Japan*, 1968, 46, 5.
 231. *Mjachkin V. I., Brace W. F., Sobolev G. A., Dieterich J. H.* Two models for earthquake forerunners, *Pageoph.*, vol. 113. Basel, 1975.

232. *Mackenzie J.* The elastic constants of solid containing spectral holes. — Proc. Phys. Soc., Sec., B, 1950, v. 63, N 2.
233. *Mogi K.* Source locations of elastic shocks in the fracturing process in rocks. — Bull. Seismol. Soc. Japan, 1968, 46, 5.
234. *Mogi K.* Earthquakes and fracture. — Tectonophysics, 1967, 5, N 1.
235. *Mogi K.* Regularities in the spatial and temporal distribution of large earthquake prediction. — Sympos. Earthquake Forerunners Search., Tashkent, USSR, 1974.
236. *Mckinstry H. E.* Structural control of ore deposition in fissure veins. — Amer. Inst. Min. Met. Techn. Publ. N 1267, Mining Technol., 1941, 25 p.
237. *Gassmann.* Über die Elastizität Poröser Medien. — Vierteljahrsschr. Naturforsch. Ges. Zürich, 1951, 96.
238. *Hadley K.* Laboratory investigation of dilatancy and motion on fault surface at low confining pressures. — Proc. Conf. Tecton. Probl. San Andreas Fault System, v. XIII. Stanford Univ. Publ., Calif., 1973.
239. *Kövesligethy S.* L'hysteresis seismique. — Math. und Naturwiss. Ber. Ungarn, 1908, N 3.
240. *Matsushima.* Variation of the Elastic wave velocities of rocks in the process of deformation and fracture under high pressure. — J. Phys. Earth 8, Kyoto Univ. Bull., N 32, 1960, 1.
241. *Nur A.* Advances in rock mechanics. — Proc. Third Congr. Intern. Soc. Rock Mech. Denver, Colorado, 1974.
242. *O'Connell R. J., Budiansky B.* Seismic velocities in dry and saturated cracked solids. — J. Geophys. Res., 1974, 79, N 35.
243. *Orowan E.* Fundamentals of brittle behaviour of metals. — In: Fatigue and fracture of metals. N. Y., J. Wiley, 1950.
244. *Paulding Jr.* Crack growth during brittle fracture in compression, Ph. D. thesis, MIT, 1965.
245. Proc. Conf. Tecton. Probl. San Andreas Fault System, v. 13, Stanford Univ. Publ., Calif., 1973.
246. *Rikitake T.* An approach to prediction magnitude and occurrence time of earthquakes. — Tectonophysics, 1969, 8, N 2.
247. *Robinson R., Wesson R. L., Ellsworth W. L.* Variation of P-wave velocity before the Bear Valley, Cal. earthquake of 24 Febr. 1972. — Science, 1974, 184.
248. *Rummel F.* Experimentelle Untersuchungen zum Bruchvorgang in Gesteinen. — Ber. Inst. Geophys. Ruhr—Univ. Bochum, 1975, N 4.
249. *Shamina O. G.* Model investigations of incursions in medium. — Geophys., 1973, Bd 38.
250. *Sato J.* Velocity of elastic waves propagated in media with small holes. — Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 1952, 30, N 3.
251. *Sattergger H.* Three-dimensional depth computation using space-sampled velocity logs. — Geophysics, 1969, 34, N 1.
252. *Scholz C. H.* Experimental study of the fracturing process in brittle rock. — J. Geophys. Res., 1968, 73.
253. *Scholz C. H., Sykes L., Aggarwal G. P.* Earthquake prediction on a physical basis. — Science, 1973, 181, N 4102.
254. *Stewart G. S.* Prediction of the Pt. M. earthquake by two methods. — Proc. Conf. Tecton. Probl. San Andreas Fault System, v. XIII. Stanford Univ. Publ., Calif., 13, 1973.
255. *Stuart W. D.* Diffusionless model for earthquake precursors. — Geophys. Res. Letters, 1974, 1.
256. *Szendrei M. E., Lochner J.* The determination of the extent of fracture of rock faces by sonic means. — J. S. A. Mining and Metallurgy, 1958, 59, N 4.
257. *Tsubokava J., Ogawa Y., Hayashi.* Crystal movements before and after the Niigata earthquake. — J. Geol. Soc. Japan, 1964, 10, N 3.
258. *Tsubokava J.* On relation between duration of crustal move-

- ment and magnitude of earthquake expected. — Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 1969, 15, N 2—3.
259. *Tocher D.* Anisotropy in rocks under simple compression. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1957, 38, 89.
260. *Whitcomb J., Garmany J. D., Anderson D. L.* Earthquake prediction: Variation of seismic velocities before the San Fernando earthquake. — Science, 1973, 180.
261. *Koide H., Hoshino K., Nagumo Sh.* Microscopic mechanism of the development of rock failure. — Rock Mechan. Japan, 1970, 1.
262. *Koide H.* Fracture initiation in brittle polycrystalline material such as rocks. — Mechan. Behaviour Materials, 1972, 4.
263. *Hoshino K., Koide H.* Process of deformation of the sedimentary rocks. — Rock Mechan. Japan, 1970.
264. *Hoshino K., Koide H.* Process of yieldings and the macroscopic fractures in the rocks. — Rock Mechan. Japan, 1970, 1.
265. *Ishiyama Y., Koide H., Suzuki K.* Theoretical consideration on the measurement of stress in rock using a borehole contained with a meter of the type of a cylindrical inclusion. — Rock Mechan. Japan., 1974, 2.
266. *Rice J. R.* Mathematical analysis in the mechanics of fracture. — Advances Treatise, 1968, 2.
267. *Rice J. R.* Inelastic constitutive relations for solids: An internal variable theory and its application to plasticity. — J. Mech. Phys. Solids., 1971, 19.
268. *Rice J. R.* The initiation and growth of shear bands. — Plasticity and Soil Mechanics. A. C. Palmer (Ed.). 1973.
269. *Rice J. R., Cleary M. P.* Some basic stress-diffusion solutions for fluid-saturated elastic porous media with compressible constituents. — Nat. Sci. Foundat. Geophys. Program Grant GA-43380, Rept N 4, May 1975.
270. *Rice J. R., Simons D.* The stabilization of spreading shear faults by coupled deformation-diffusion effects in fluid-infiltrated porous materials. — Nat. Sci. Foundat., Geophys. Program Grant GA-43380 Rept N 5, 1975.
271. *Rudnicki J. W., Rice J. R.* Condition for the localization of deformation in pressure-sensitive dilatant materials. — J. Mech. Phys. Solids, 1975, vol. 23.
272. *Rudnicki J. W.* The incertion of faulting in a rock mass with a weakened zone. — Nar. Sci. Foundat. Geophys. Program Grant GA-43380, Rept N 8, 1976.
273. *Kovach R. L., Wesson R. L., Robinson R., Nur A.* Water-level fluctuations and earthquakes on the San Andreas fault zone. — Geology, 1975, 3, 8.
274. *Latynina L. A., Karmaleyeva R. M.* On certain anomalies in the variations of crustal strains before strong earthquakes. — Tectonophysics, 1970, 9.
275. *Fuju J.* Relation between duration period of the precursory crustal movement and magnitude of the earthquake. — Zisin, 1974, 27, 3.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
Глава 1. Процессы подготовки землетрясений	8
§ 1. Проблема прогноза землетрясений и поиски предвестников	8
§ 2. Физика очага землетрясений	19
§ 3. Применение реологических моделей для оценок напряжений и деформаций в сейсмическом цикле	24
§ 4. О разрушении твердых тел ростом трещин	35
§ 5. Зависимость длительности проявления предвестников от энергии землетрясений	47
§ 6. Качественные теории подготовки землетрясений	53
Глава 2. Физические основы метода сейсмического просвечивания	69
§ 1. Общие закономерности и причины зависимости скорости и амплитуды продольных волн от напряжения и процесса трещинообразования	70
§ 2. Количественные оценки изменения скоростей и амплитуд упругих волн для земной коры	79
§ 3. Численное моделирование распространения волн через зоны подготовки землетрясений	90
§ 4. Исследования на больших моделях скоростей упругих волн при разрушении	100
Глава 3. Разработка методики	115
§ 1. Геолого-геофизическая характеристика района работ	116
§ 2. Техника проведения наблюдений и используемая аппаратура	133
§ 3. Методические эксперименты по исследованию стабильности условий возбуждения сейсмических волн	140
§ 4. Методика обработки и ошибки наблюдений	158
Глава 4. Вариации характеристик распространения упругих волн во времени и возможности их геофизической интерпретации	180
§ 1. Вариации времен распространения волн	180
§ 2. Долговременные вариации поля скоростей продольных волн и их геофизическая интерпретация	192
§ 3. О возможных связях кратковременных флуктуаций скоростей продольных волн с сейсмическими событиями	201
§ 4. Вариации динамических параметров записи	206
Заключение	218
Литература	220

1 р. 80 к.

2480