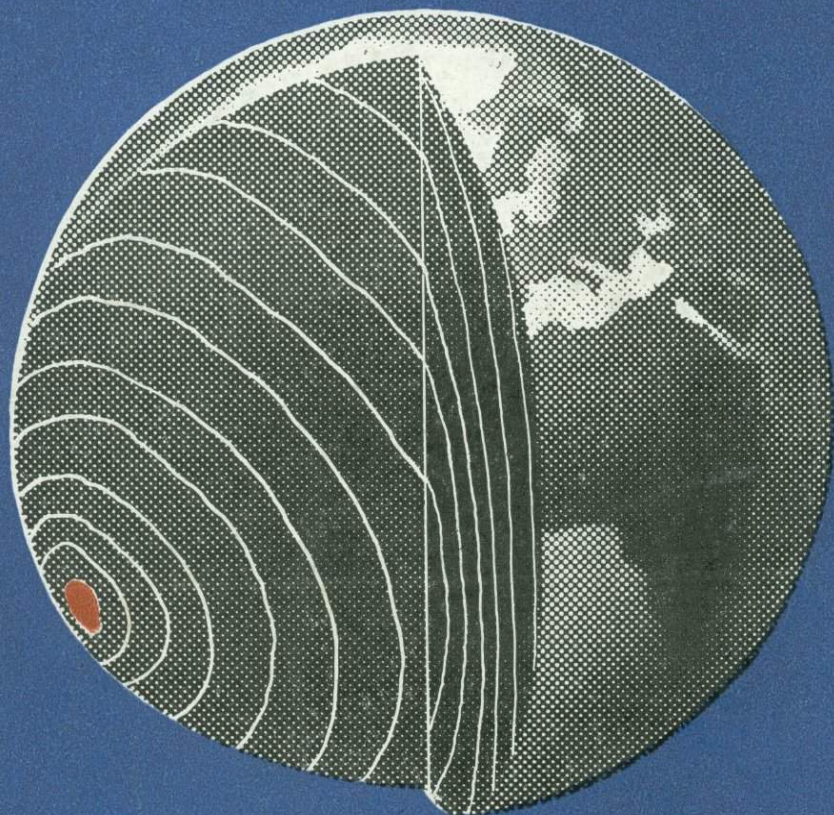


# Экспериментальные сейсмические исследования недр ЗЕМЛИ

---



---

ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРДЕНА ЛЕНИНА ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ  
имени О. Ю. ШМИДТА

550.3

# Экспериментальные сейсмические исследования недр ЗЕМЛИ

---

*Л. В. Антонова, Ф. Ф. Аптикаев, Р. И. Курочкина,  
И. Л. Нерсесов, А. В. Николаев, А. И. Рузайкин,  
Е. Н. Седова, А. В. Ситников, Ф. С. Трегуб,  
Л. Д. Федорская, В. И. Халтурин*

---

6622



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

1978



Экспериментальные сейсмические исследования недр Земли. Авт.: Л. В. Антонова, Ф. Ф. Аптикаев, Р. И. Курочкина и др. М., «Наука», 1978, 156 с.

В работе рассматриваются методика и результаты экспериментального изучения закономерностей распространения сейсмических волн в неоднородной Земле. Разработаны принципы разделения наблюдаемого волнового поля на регулярную (фоновую) компоненту и флуктуации (отклонения от фона), введены новые морфологические характеристики волнового поля и способы их количественной оценки. В ряде районов СССР и земного шара с существенно различным геологическим строением изучена взаимосвязь флуктуаций характеристик продольных волн с неоднородностью оболочек Земли. Дан подробный анализ особенностей распространения волн  $P_n$ ,  $P_g$ ,  $P$ ,  $S_n$ ,  $S$ ,  $Lg$  и  $Rg$  в обширном районе Центральной Азии. По данным сейсмологического профиля Памир-Байкал детально изучено внутреннее строение коры и верхней мантии этого региона. Выделены коро-мантийные блоки с различными скоростными характеристиками, получен разрез добротности среды до границы мантия—ядро, построены региональные калибровочные кривые для широкого класса волн. Приводятся новые экспериментальные данные о взаимной связи амплитудных характеристик сейсмических волн с гравитационными и магнитными аномалиями, наблюдаемыми в пределах территории СССР, а также с положением сейсмических станций относительно тектонических структур. Даются рекомендации по выбору мест установки высокочувствительных сейсмических станций.

Книга рассчитана на геофизиков.

Табл. 30, ил. 76, список лит. 120 назв.

Ответственный редактор  
доктор технических наук  
А. М. ЕПИНАТЪЕВА

## ВВЕДЕНИЕ

Современное представление о внутреннем строении Земли базируется на фундаментальных результатах, полученных экспериментальной сейсмологией. В последнее десятилетие экспериментальная сейсмология добилась существенного прогресса в изучении недр Земли. В настоящее время на Земле действует несколько тысяч сейсмических станций и несколько десятков станций группирования. Ежегодно регистрируются сотни тысяч землетрясений. Однако, несмотря на огромный объем накопленного материала, строение отдельных районов Земли известно только ориентировочно. До последнего времени остаются неизвестными такие, казалось бы, начальные сведения о строении Земли, как диапазон естественных региональных и локальных вариаций скоростей сейсмических волн и глубин границ раздела, характер этих вариаций для основных оболочек Земли и геологических структур. Изучению этих вопросов и посвящена предлагаемая работа.

Постановка задачи исследования требует решения двух основных вопросов: выбора модели среды, параметры которой должны быть определены, и выбора информативных характеристик волнового поля. Эти вопросы тесно связаны между собой, пути их решения неформальны, они зависят от многих дополнительных обстоятельств: имеющихся предварительных сведений об изучаемом объекте, качества и количества экспериментальных данных, возможности их обработки и, наконец, конкретной задачи исследования. Все это определяет выбор модели среды и соответственно методов решения поставленной задачи.

**Модели среды.** По мере увеличения объема экспериментальных данных и совершенствования методов их обработки изменяются представления о Земле, усложняются модели ее строения.

Развитие представлений о строении недр Земли идет от одномерной сферически-симметричной модели к сложной трехмерной модели, содержащей горизонтальные неоднородности различного размера.

Развитие техники регистрации и создание плотных сетей сейсмических станций повысило точность определения координат очага и магнитуды и позволило установить существенное влияние горизонтальных неоднородностей разного масштаба (от тысяч километров до десятков метров) на формирование волновой картины. Это в свою очередь поставило задачу изучения неоднородностей.

В настоящее время происходит интенсивное развитие методов исследования строения горизонтально-неоднородной Земли, и, хотя они находятся в стадии разработки и еще не оформились в виде определенной системы, их можно подразделить и описать в порядке усложнения модели среды.

1°. *Одномерная сферически-симметричная модель Земли.* В течение нескольких десятилетий она была единственной. В процессе ее формирования было установлено расслоение Земли на оболочки, найдены основные характеристики слоев: скорости продольных и поперечных волн, механическая добротность среды. В основу этих результатов положен огромный экспериментальный материал, качество которого было достаточным, чтобы установить отклонения модели от сферической симметрии. Однако усилия исследователей были сосредоточены на совершенствовании этой «идеальной»

модели, поисках единых глобальных закономерностей. В последние годы сформировалась концепция горизонтально-однородной мантии и сравнительно однородной, но различной по толщине земной коры. Такая модель оправдывала широкое использование в исследованиях поверхностных волн, интерпретация которых проводилась в предположении о сферической симметрии или горизонтальной слоистости среды. Успехи экспериментальных и теоретических исследований, связанные с применением этой модели, поддержка со стороны других геофизических методов, авторитет ведущих ученых определили некоторый конформизм представлений о строении Земли и излишнюю живучесть сферически-симметричной модели, вплоть до последнего десятилетия.

2°. *Локально-одномерная модель.* Согласно этой модели отдельные крупные структуры — континенты, океаны, горные сооружения, платформы — горизонтально-однородные области, отличающиеся характером изменения сейсмических параметров с глубиной. Для исследования таких областей могут применяться развитые методы, однако подготовка экспериментального материала требует определенного отбора данных.

В ходе детальных исследований, выполненных при региональных сейсмологических наблюдениях и глубинных зондированиях Земли, обнаружилась сильная горизонтальная мозаичность коры и верхней мантии. Это привело к созданию слоисто-блоковой модели, в которой среда разделяется на сравнительно небольшие горизонтально-слоистые блоки. В настоящее время эта модель широко используется в сейсмологии и при глубинном сейсмическом зондировании (ГСЗ).

3°. *Сферически-симметричная модель, содержащая крупные горизонтальные неоднородности.* Предполагается, что скоростной контраст этих неоднородностей невелик, поэтому сейсмические лучи лежат в вертикальной плоскости.

Профильные наблюдения обеспечивают получение данных, позволяющих переопределить координаты и глубины очагов землетрясений и параметры скоростного разреза. Этот метод развит в ВЦ СО АН СССР (Алексеев и др., 1969).

4°. *Неоднородно-блоковая модель.* Это трехмерная модель, состоящая из нескольких слоев, разделенных на сравнительно небольшие блоки. Для решения обратной кинематической задачи по временам пробега волны  $P$  предполагается, что аномалии скоростей сейсмических волн в блоках невелики, поэтому лучи проходят через среду без преломления. Исходная информация — данные о временах пробега волн от удаленных источников, лежащих в различных азимутах, к станциям площадной группы.

Решение задачи сводится к отысканию аномалий скорости в отдельных блоках, наилучшим образом соответствующих наблюдаемым аномалиям времени пробега. Для того чтобы определить скорость в некотором объеме среды под группой станций, необходимо, чтобы сейсмические лучи многократно и в разных направлениях пронизывали элементарные объемы. Такой подход к решению задачи был независимо предложен А. С. Алексеевым и К. Аки (Алексеев и др., 1971; Аки, 1973).

На практике этот метод был применен к определению скоростного разреза земной коры и верха мантии в ряде районов — Камчатка, Калифорния и другие — и дал неплохие результаты.

Сравнительно редкая сеть станций, неполный интервал азимутов прихода сейсмических волн ограничивают возможности определения строения среды под станциями. Это требует качественно иного, статистического подхода к изучению среды.

5°. *Случайные неоднородности, сейсмически мутные среды.* Это сложная модель, состоящая из детерминированного фона, построенного по одной из рассмотренных выше схем  $1^\circ$  —  $4^\circ$ , и случайного поля флуктуаций скоростей и поглощающих свойств, которым аппроксимируется отличие реальной среды от детерминированной модели. Обычно это поле предполагается локально

однородным, изотропным, гладким и мало контрастным. В результате интерпретации определяются такие характеристики среды, как преобладающий размер неоднородностей, их контраст, коэффициент мутности (Николаев, 1973).

**Начальный этап изучения трехмерной модели Земли.** Особенно важное значение статистические модели приобретают на начальном этапе исследования горизонтально-неоднородной Земли. Это связано с недостатком данных, которые можно было бы использовать для построения детерминированной модели. Вместе с тем, даже сравнительно неполная система данных (редкая сеть станций, небольшое число землетрясений) оказывается достаточной, чтобы установить некоторые общие характеристики неоднородностей. Эти характеристики имеют самостоятельное геологическое значение, кроме того, они могут быть использованы для планирования дальнейших исследований.

**Основные задачи.** Наше исследование посвящено трем задачам: 1°. Установить естественный диапазон вариаций скоростей распространения сейсмических волн и поглощающих свойств, их характерный масштаб и грубую стратификацию. 2°. Выявить основные, характерные черты волнового поля, связанные с горизонтальными неоднородностями, оценить локальную и региональную изменчивость характеристик объемных и поверхностных волн. 3°. Разработать элементы простой и конструктивной методики исследований, отвечающей условиям 1° и 2°; это требует в первую очередь введения некоторых новых морфологических характеристик волнового поля, основанных на статистических оценках.

**Методика исследований.** В основе исследования лежит разделение наблюдаемых сейсмических полей на две основные компоненты: фон и отклонение от фона, флуктуации. В зависимости от масштаба фоновая компонента характеризует среднее значение по большей или меньшей территории.

Такой подход требует введения определенной иерархии масштабов. Нами введено пять масштабов: глобальный, континентальный, региональный, локальный и детальный. Глобальному масштабу соответствуют закономерности, полученные осреднением данных по всей Земле, континентальному — по частям Земли типа континент — океан, региональному — по площадям с поперечником от 3 до 6 тыс. км, локальному — от 200 км до 2 тыс. км, детальному — меньше 200 км.

Глобальному масштабу соответствует сферически-симметричная модель Земли. Общие закономерности изменения характеристик основных типов волн хорошо изучены, поэтому в качестве фоновых характеристик взяты существующие данные (годографы, калибровочные и амплитудные кривые).

Уровень детальности исследований зависит от детальности системы наблюдений. Низкая детальность, скупой экспериментальный материал позволяют изучить лишь отклонения от глобального фона, включающие в себя влияние региональных, локальных и местных условий; наиболее детальные исследования, использующие данные наблюдений плотных сетей сейсмических станций, позволяют исследовать тонкую пространственную структуру флуктуаций, выявленных относительно локального фона.

**Исходные экспериментальные данные.** В основе этой работы лежит экспериментальный материал, полученный Комплексной сейсмологической экспедицией Института физики Земли (КСЭ) в разные годы в ходе выполнения различных сейсмологических исследований, ориентированных главным образом на решение задач сейсмического районирования, прогноза землетрясений и изучение степени сейсмической опасности проектируемых и строящихся гидроэлектростанций на Северном Тянь-Шане, в Киргизии в бассейне р. Нарын, в Гармском р-не Таджикской ССР, в Центральных Саянах, в районе Зеи. Система наблюдений в каждом районе представляла собой сеть станций, число которых обычно доходило до десяти-двенадцати с расстоянием от десятков до сотен километров между станциями.

С целью получения более общего материала о характере региональных неоднородностей Земли были организованы краткосрочные наблюдения группами станций в малосейсмичных районах: на Украине и на севере Казахстана. В дополнение к детальным системам наблюдений, описанным выше, и системе наблюдений в Европейской части СССР и центральных районах страны в ряде случаев привлекались данные Единой сети сейсмических наблюдений СССР (ЕССН). Используемый в работе сейсмограммный материал получен по данным наблюдений более чем 100 станций.

Наблюдения велись с помощью стандартных сейсмических каналов СК, СКМ-ЗМ, СМ-2 и ЧИСС (Запольский, 1971) с фото- или видимой регистрацией. Описание соответствующей аппаратуры можно найти в книге «Аппаратура и методика сейсмометрических наблюдений в СССР» (1974).

Использовано в разной мере — от единичных замеров амплитуды и времени вступления волны  $P$  до спектрального анализа — более шести тысяч сейсмограмм землетрясений, охватывающих весь диапазон эпицентральных расстояний и находящихся в самых разных азимутах по отношению к регистрирующим станциям. Более подробные сведения об исходных данных содержатся в соответствующих разделах работы. Замеры динамических характеристик волн — амплитуд, периодов — проводились строго по схеме, описанной в книге (Антонова и др., 1968).

В оформлении настоящей монографии участвовали З. П. Андрейченко, Л. М. Власова, П. С. Глазков, А. М. Соколова, С. Г. Старченко.

В работе использован сейсмограммный материал, полученный КСЭ в различных районах СССР. В организацию и успешное проведение полевых наблюдений, а также обработку экспериментальных материалов вложен большой труд сотрудников экспедиции. Всем им, в первую очередь начальникам отрядов Г. И. Аксеновичу, Ю. П. Колобашкину, В. Н. Кривошееву, К. К. Кузнецову, В. Д. Павлову, Г. Г. Старченко, Г. Г. Тарасову, В. И. Шелопутову, авторы приносят свою благодарность.

---

# I

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В НЕОДНОРОДНОЙ ЗЕМЛЕ

---

### Глава I

#### СЕЙСМИЧЕСКИЕ ВОЛНЫ В НЕОДНОРОДНОЙ ЗЕМЛЕ

Первые экспериментальные свидетельства о слоистости глубоких недр Земли по данным сейсмологии были получены в начале XX в. Годографы основных типов упругих колебаний — продольных и поперечных — явились тем фундаментом, на котором в последующие 25—30 лет строилась модель радиально-неоднородной и сферически-симметричной Земли.

Проявление радиальной неоднородности планетарного масштаба связывалось с такими характерными особенностями годографов, как расщепление на ветви преломленных и отраженных волн, резкие изломы и разрывы. Наиболее яркие проявления этих особенностей оказались приуроченными к разделам оболочек Земли: коры и мантии, мантии и ядра.

В результате тщательного анализа годографов основных волн в толще Земли были выделены другие разделы и получены многочисленные осредненные модели ее строения. Характерно, что все эти модели находились в «хорошем» согласии с данными наблюдений. В конечном счете это привело к неопределенности в выборе подходящего стандартного разреза Земли.

Указанная неоднозначность послужила причиной многочисленных уточнений модели Земли. Этот процесс привел к выводу о существовании разномасштабных отклонений строения оболочек от сферической симметрии и необходимости расширения класса моделей Земли, учитывающих радиальную и горизонтальную неоднородность строения ее оболочек. Проблема стандартизации приобрела характер уточнения общих закономерностей в строении оболочек на основе конкретизации отклонений от сферической симметрии в разных регионах.

Ведущим направлением экспериментальной сейсмологии становится изучение сравнительно тонких деталей строения недр Земли, в особенности тех ее частей, которым свойственна разнотипная геолого-тектоническая эволюция.

Очевидно, что выбор и уточнение модели Земли в конкретных условиях должны быть ориентированы на некоторый характерный масштаб ее неоднородного строения, согласованный с детальностью исследований и точностью данных. В этой связи существенный интерес представляет установление соподчиненности масштабов неоднородностей строения земных недр и их проявления в сейсмических характеристиках среды, а также соотношения масштабов сейсмических неоднородностей и характерных элементов схем геолого-тектонического районирования.

В частности, по материалам геолого-тектонического районирования складчатых комплексов Центральной Азии установлено, что наиболее часто встречаются вытянутые структуры с преобладающими продольными размерами  $\sim 500$ — $600$  км и поперечными  $\sim 100$ — $150$  км (Беляевский, 1974).

По материалам ГСЗ в разных районах Сибири характерные значения горизонтальной протяженности ондуляций поверхностей кристаллического фундамента и границы Мохоровичича составляют  $100$ — $200$  км, преобладающие размеры ондуляций границы Мохоровичича —  $5$ — $8$  км, а фундамента —  $3$ — $5$  км. Вариации граничной скорости на поверхности фундамента могут достигать значений  $1,0$ — $1,2$  км/с (с преобладающим значением около  $0,3$  км/с), горизонтальная протяженность таких аномалий до  $40$  км (Пузырев и др., 1975).

Имеющиеся экспериментальные данные по временам пробега и амплитудам объемных волн и фазовым скоростям поверхностных волн позволяют расчленить неоднородности внутреннего строения Земли в первом приближении на пять характерных масштабов: глобальный, континентальный, региональный, локальный и детальный, о которых было сказано выше.

Глобальному масштабу соответствует радиальная сферически-симметричная неоднородность.

Эта модель удовлетворительно объясняет основные экспериментальные закономерности, наблюдающиеся по всей Земле.

### 1. Связь радиальной неоднородности Земли с временами пробега и амплитудами сейсмических волн

В однородной и безграничной упругой среде волновое поле обладает сравнительно простыми свойствами. Сейсмические записи в этом случае были бы представлены только двумя волнами: продольной  $P$  и поперечной  $S$ . В частности, для однородной сферы можно построить годографы волн  $P$  и  $S$ , но они будут существенно отличаться от годографов, наблюдаемых в реальной Земле.

Основное отличие состоит в том, что времена пробега волн  $P$  и  $S$  с увеличением эпицентрального расстояния в случае однородной сферы растут значительно быстрее, чем в реальной Земле. Из этого, в частности, следует, что в реальной Земле скорость в общем возрастает с глубиной.

Известно также, что в целом годографы  $P$ - и  $S$ -волн неплохо описываются гладкими функциями, скажем, параболой (Hales e. a., 1968). Наиболее существенные отклонения от гладких функций наблюдаются на эпицентральных расстояниях до  $30^\circ$  и от  $105$  до  $142^\circ$ . Вообще, чем пристальнее и детальнее анализируются данные, тем больше появляется оснований для расчленения их на отдельные части.

Анализ производной годографа  $dt/d\Delta$  продольной волны по данным прямых измерений на группах сейсмических станций для интервала расстояний от  $30$  до  $100^\circ$  показывает, что в поведении этой функции наблюдаются характерные перепады, чаще всего вблизи расстояний, равных приблизительно  $35$ — $36$ ,  $48$ — $49$ ,  $60$ ,  $68$ — $70$ ,  $84$ — $85$  и  $95^\circ$  (Corbishley, 1970). Это указывает на возможное аномальное изменение градиента скорости вблизи глубин, равных примерно  $850$ — $900$ ,  $1200$ ,  $1550$ ,  $1800$ — $1900$ ,  $2500$  и  $2800$  км. Анализ данных  $d^2t/d\Delta^2$  также указывает на наличие особенностей в пределах указанных глубин. На рис. 1 приведена сводка данных по прямым измерениям производной  $dt/d\Delta$  на ряде групп сейсмических станций (Chinnery, 1969; Chinnery, Toksöz, 1967; Corbishley, 1970; Johnson, 1967, 1969; Kanamogy, 1967b; Niazi, Anderson, 1965; Simpson e. a., 1974). Здесь же для сравнения показана кривая  $dt/d\Delta$  стандартного разреза И. Херрина (Herrin, 1968) и аппроксимация

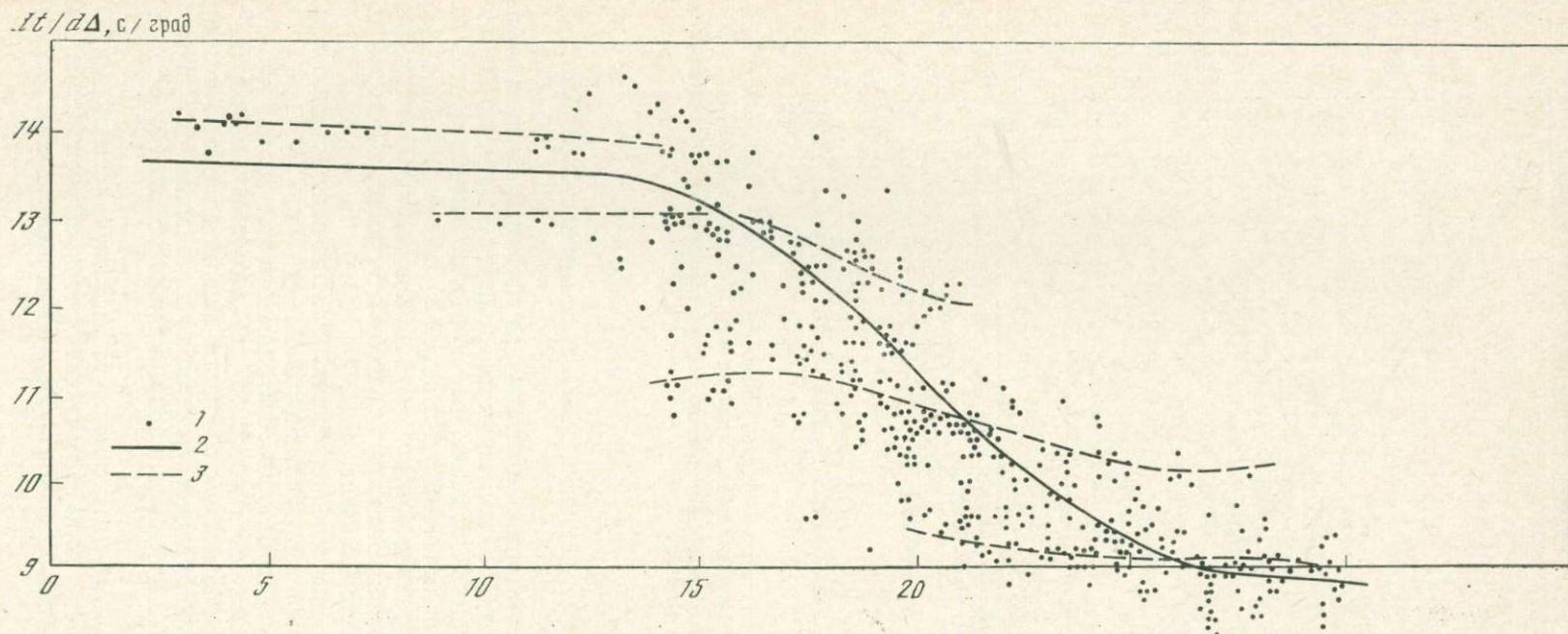


Рис. 1. Прямые измерения производной годографа  $dt/d\Delta$  по иностранным данным (по оси абсцисс отложено эпицентральное расстояние  $\Delta$ , в град)

1 — отдельные измерения;

2 — стандартная кривая И. Херрина (Herrin, 1968);

3 — данные из работы К. Каила и Д. Саркара (Kaila, Sarkar, 1975)

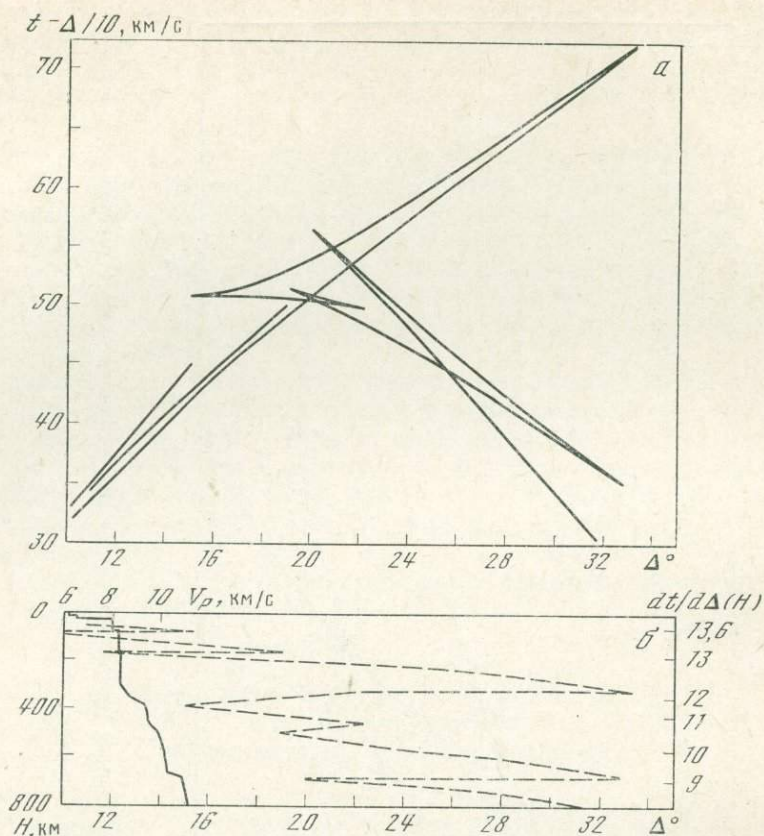


Рис. 2. Модель строения коры и верхней мантии по волнам  $P$  в районе группы Варрамунга в Австралии по данным работы Д. Симпсона и др. (Simpson e.a., 1974)

$a$  — редуцированный годограф;  $b$  — скоростной разрез (сплошная линия) и проекция производной годографа  $dt/d\Delta$  ( $H$ ) (штриховая)

данных Л. Джонсона (Johnson, 1967), выполненная К. Кайла и Д. Саркаром (Kaila, Sarkar, 1975).

Однако наиболее яркие изменения во временах пробега наблюдаются на расстояниях до  $30^\circ$ . Рассмотрим для примера данные по группе Варрамунга в Австралии (Simpson e. a., 1974), которые приведены на рис. 2. Модель  $SMACKI$  включает кору толщиной 35 км с перепадом скорости продольных волн на границе Мохоровичича от 6,5 до 8,1 км/с. На глубинах от 150 до 300 км наблюдается зона малого градиента скорости, в которой последняя изменяется от 8,3 до 8,5 км/с.

Такое тонкое расчленение верхней мантии находит свое отражение в структуре годографа и производной  $dt/d\Delta$ .

Радиальная неоднородность Земли находит свое проявление и в других параметрах сейсмических волн. В предыдущей монографии (Антонова и др., 1968) представлены обширные сводные данные об изменении в зависимости от эпицентрального расстояния преобладающего периода на записи продольных и поперечных волн, а также максимума отношения  $A/T$  для этих же волн.

На рис. 3 приведены зависимости от расстояния отношения  $(A/T)_{\max}$  и видимого периода для волн  $P$ , полученные по данным регистрации каналом СК на группе станций в Северном Тянь-Шане и на станции Талгар соответственно.

Рассмотрим подробнее эти данные. Поведение видимого периода волны  $P$  с расстоянием определяется характерной ступенчатой формой графика. Нижний уровень ступени наблюдается на расстоянии от 200 до 700 км и равен примерно 1,5 с, верхний уровень, равный примерно 4—4,5 с, простирается почти от 2 тыс. до 10 тыс. км, а между этими уровнями отмечается относительно плавный переход.

Особо следует отметить наличие относительных минимумов на графике, которые приурочены к расстояниям примерно 2,5 тыс., 6 тыс. и после 10 тыс. км.

Весьма интересными свойствами обладают зависимости от расстояния отношения  $(A/T)_{\max}$ , приведенные на рис. 3, а. Если сопоставить интервалы расстояний, на которых наблюдаются характерные перепады функции  $dt/d\Delta$  (см. рис. 1), с положением резких минимумов на графике  $(A/T)_{\max}$  для продольной волны, то можно убедиться в их совпадении. В том, что это совпадение не случайное, можно убедиться, если сравнить наши данные с данными, полученными М. Сенгупта и Б. Джулианом (Sengupta, Julian, 1976) для глубоководных землетрясений (см. рис. 3, а).

Кроме того, связь амплитуды с параметрами разреза можно проанализировать, если рассмотреть следующее выражение (Волков и Яновская, 1974):

$$A(\omega, \Delta) = A_0 G(p) \exp(-\omega I_0(p)), \quad (*)$$

где  $A_0$  — постоянная, определяющая интенсивность волны  $P$  в области источника,

$$G(p) = R^{-1} \left[ p(p_0^2 - p_m^2)^{-1} \sin \Delta p_m \frac{dp}{d\Delta} \right]^{1/2},$$

$$I_0(p) = \int_{r_m}^R r Q^{-1} V^{-2} [(r/V)^2 - p_m^2]^{-1/2} dr,$$

$$\Delta p_m = 2p_m \int_{r_m}^R r^{-1} [(r/V)^2 - p_m^2]^{-1/2} dr,$$

$$p_0 = R/V(R), \quad p_m = r_m/V(r_m).$$

Здесь  $r_m$  — радиус проникновения сейсмического луча;  $p_m$  — параметр этого луча;  $\Delta p_m$  — эпицентральное расстояние, при котором луч проникает до  $r_m$ ;  $V(r_m)$  — скорость, соответствующая радиусу  $r_m$ ;  $R$  — радиус Земли;  $Q$  — механическая добротность.

Выражение (\*) описывает поведение амплитудной кривой  $A(\omega, \Delta)$  в зависимости от геометрического расхождения фронта волны  $G(p)$ , который в свою очередь определяется скоростным разрезом  $V(r)$ , а также в зависимости от параметров неупругого разреза  $Q(r)$ .

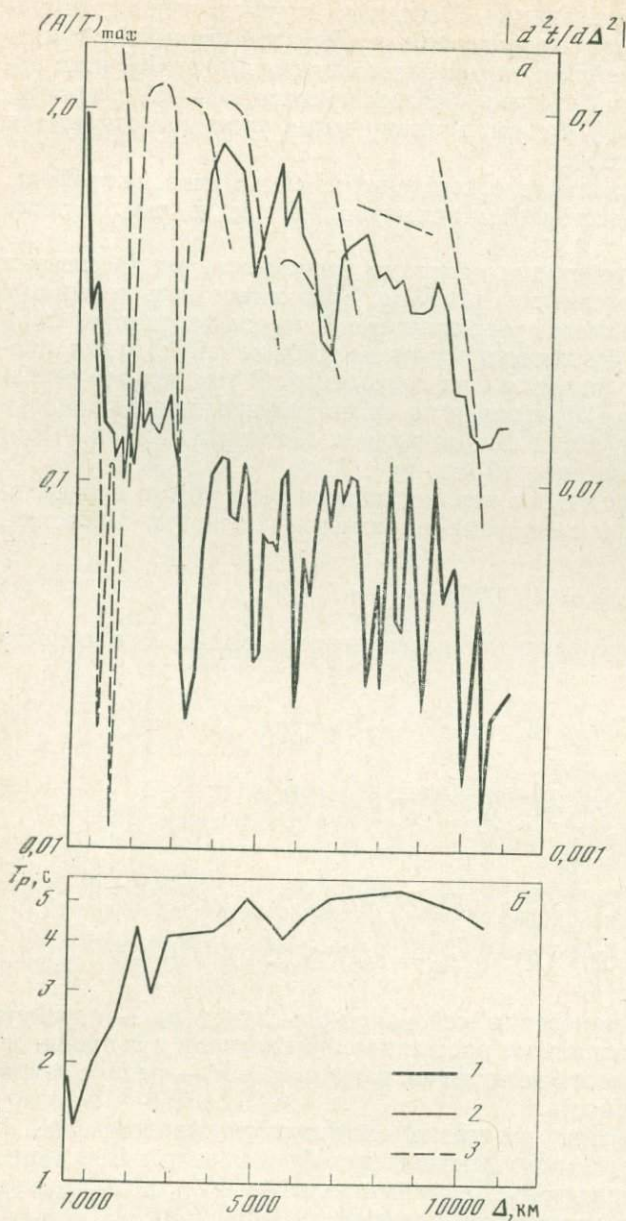
Если оставить пока без внимания влияние разреза  $Q(r)$  и потери энергии волны на границах раздела, то основной вклад в поведение амплитудной кривой  $A(\omega, \Delta)$  вносит член  $G(p)$ . В этом случае выражение (\*) удобно представить в виде

$$A(\Delta) \sim K [(\sin \Delta)^{-1} (dt/d\Delta) (d^2 t/d\Delta^2)]^{1/2},$$

откуда видно, что поведение амплитудной кривой определяется второй производной годографа  $d^2 t/d\Delta^2$  и, следовательно, кривая должна быть более чувствительной к особенностям скоростного разреза.

Вместе с тем есть основание считать, что изменение добротности с глубиной также может оказывать на амплитудную кривую весьма существенное влияние.

Для иллюстрации этого положения воспользуемся расчетами



**Рис. 3.** Зависимости от расстояния отношения  $(A/T)_{\max}$  (а) и видимого периода записи волны  $P$  (б)

1 — кривые по станциям Северного Тянь-Шаня (Антонова и др., 1968);  
 2 — амплитудная кривая для грубофокусных землетрясений по данным М. Сенгупта и Б. Джулиана (Sengupta, Julian, 1976);  
 3 — расчетные кривые  $|d^2t/d\Delta^2|$  из работы К. Кайла и Д. Саркара (Kaila, Sarkar, 1975)

К. Кайла и Д. Саркара (Kaila, Sarkar, 1975). В своей работе авторы использовали данные Л. Джонсона (Johnson, 1967, 1969) по  $dt/d\Delta$  и рассчитали вторую производную  $d^2t/d\Delta^2$ , чтобы сопоставить с известными амплитудными кривыми Б. Гутенберга — Ч. Рихтера (Gutenberg, Richter, 1956) и О. Наттли (Nuttli, 1972).

На рис. 3, а воспроизведены эти данные совместно с амплитудной кривой волны  $P$ , полученной на группе станций Северного Тянь-Шаня, и амплитудной кривой М. Сенгупта и Б. Джулиана (Sengupta, Julian, 1976) для станций США. Сравнивая результаты, можно убедиться в том, что поведение амплитудных кривых только отчасти может быть обусловлено влиянием функции  $d^2t/d\Delta^2$ .

В этой связи заслуживает внимания работа К. Вейта и Дж. Клавсона (Veith, Clawson, 1972), в которой авторы использовали данные многочисленных амплитудных измерений для изучения влияния неупругого разреза  $Q(r)$ .

Они рассчитали и исключили из наблюдаемых данных эффект геометрического расхождения  $G(r)$ . В результате показано, что неупругий разрез, действительно, оказывает существенное влияние на поведение амплитудной кривой, причем наибольшее воздействие  $Q(r)$  наблюдается на эпицентральных расстояниях, меньших  $30^\circ$ .

В общих чертах радиальная неоднородность Земли в настоящее время изучена сравнительно хорошо. Физико-химическая эволюция Земли привела к образованию оболочек с существенно различными свойствами. Наиболее яркие изменения сейсмических свойств среды приурочены к глубинам 10—70, 150—270, 350—450 и 620—870 км (Пресс, 1975), 2883—2889 и 5141—5156 км (Adams, Engdahl, 1974; Dziewonski, Haddon, 1974).

Глубины 10—70 км связаны с земной корой, наиболее тонкой под океанами. Интервал глубин 150—270 км обычно ассоциируется с астеносферной зоной, характерными особенностями которой являются низкие значения скорости поперечных волн и механической добротности. Глубины от 350 до 870 км связаны с переходной зоной, в которой наблюдается относительно высокий рост скорости и добротности. Область от 870 до 2885 км относится к нижней мантии, для которой характерны в среднем низкие градиенты скорости, плотности и добротности. Диапазон глубин 2883—2889 км связан с границей, проходящей между нижней мантией и внешним ядром. Граница между внешним и внутренним ядром расположена на глубинах от 5141 до 5156 км.

Внутренние оболочки Земли в настоящее время относительно мало изучены. Поэтому представляет значительный интерес исследование времен пробега и амплитуд волн, прошедших внешнее и внутреннее ядро, в частности волн типа  $PKP$ . В настоящем параграфе рассмотрены времена пробега волн  $PKP$ ; амплитуды этих волн рассмотрены в следующем параграфе.

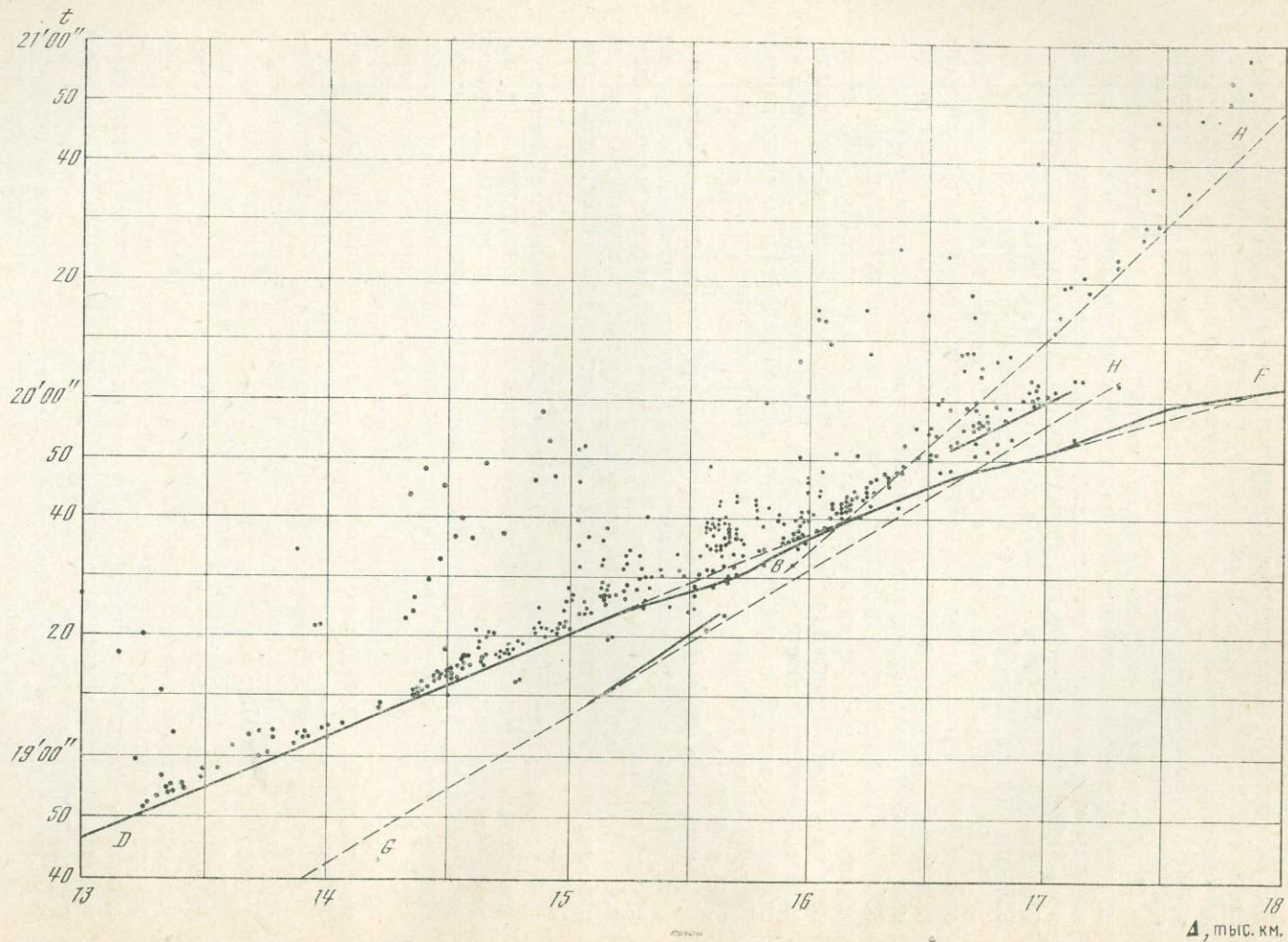
Изучение характеристик волн  $PKP$  имеет фундаментальное значение для исследования строения Земли. По этим волнам можно также определить характеристики очагов, которые обычно определяются по волнам  $P$  (момент возникновения, координаты, глубину, магнитуду, параметры механизма). Вместе с тем повышение эффективности использования волн  $PKP$  требует учета особенностей их пространственной структуры, которые проявляются прежде всего в характерных искажениях амплитуд и времен пробега, свойственных отдельным сейсмическим станциям и эпицентральной области.

На территории СССР волны  $PKP$  регистрируются от землетрясений Южной Америки, района подводных хребтов южнее Африки и южной части Тихого океана. При изучении кинематических характеристик использовалось около 700 записей. Для получения более надежных данных отбирались только сильные землетрясения Южной Америки. Все регистрирующие станции оборудованы короткопериодными приборами с типовыми частотными характеристиками и увеличением от 40 тыс. до 250 тыс. Сведения о землетрясениях — момент возникновения, координаты, глубина очага и магнитуда — брались из сейсмологических бюллетеней СССР, США и Международного сейсмологического центра.

При построении годографов первых вступлений и максимальных фаз волн  $PKP$  никаких предположений о самой форме годографа не делалось. В результате удалось проследить несколько четких ветвей, которые не всегда совпадают с известным годографом Б. Болта (Bolt, 1968).

В диапазоне эпицентральных расстояний от 12 тыс. до 18 тыс. км наиболее устойчивая фаза волны  $PKP$  соответствует ветви  $DF$  годографа (рис. 4). При этом она следует с опережением до 3 с по отношению к годографу Б. Болта на расстояниях  $\Delta = 15,3 \div 15,9$  тыс. км и запаздывает до 1 с на  $\Delta = 16,6 \div 16,7$  тыс. км и до 2 с на  $\Delta = 17,4 \div 17,6$  тыс. км. Наблюдаемые опережения и отставания не превышают стандартных отклонений, рассчитанных для соответствующих расстояний.

Рис. 4. Годограф первых вступлений (сплошная линия) и времена максимальных фаз (точки) волн РКР  
 Годограф Б. Волта (Volt, 1968) показан пунктиром



$\Delta$ , тыс. км.

Вступления фазы  $PKP$ , которые идентифицированы как ветвь  $GH$  (см. рис. 4), выделяются только при достаточно сильных ( $m_{PV}^{CKM} > 6,5$ ) землетрясениях на эпицентральных расстояниях  $\Delta = 15,1 \div 15,7$  тыс. км и  $\Delta = 16,7 \div 17,1$  тыс. км. Заметим, что на расстоянии, равном 15,1 тыс. км, время пробега этой фазы по нашим оценкам соответствует годографу Б. Болта. Вместе с тем производная годографа здесь достигает значений  $p = 3$  с/град, т. е. несколько выше, чем у Б. Болта. Второй участок ветви  $GH$  отклоняется от годографа Б. Болта примерно на 4 с и на расстоянии  $\Delta = 17$  тыс. км имеет параметр  $p = 2,15$  с/град.

Можно думать, что при таких значениях параметра  $p$  наблюдаемые участки ветви  $GH$  вряд ли принадлежат одной прямой, как это предполагает Б. Болт, и, возможно, являются независимыми ветвями. Кроме того, наблюдаемые значения параметра  $p$  устраняют возможность пересечения ветвей  $GH$  и  $DF$ .

Отметим, что полученные относительно  $GH$ -ветви параметры весьма близки к результатам Т. Б. Яновской (1971).

Стандартное отклонение экспериментальных данных не остается постоянным с изменением эпицентрального расстояния, чутко реагируя на неоднородности строения среды. Ветвь  $DF$  в интервале расстояний 12,1—15,1 тыс. км характеризуется стандартным отклонением  $\sigma = \pm 1,5$  с. На участке 15,1—15,6 тыс. км стандартное отклонение для этой ветви увеличивается до  $\sigma = \pm 2,1$  с. Увеличение дисперсии, возможно, связано с тем, что на этом участке в первых вступлениях видны волны ветви  $GH$ , а волны ветви  $DF$  прослеживаются во вторых вступлениях. Для ветви  $GH$  на этом участке стандартное отклонение составляет  $\sigma = \pm 1,8$  с.

На участке 15,6—16,0 тыс. км первые вступления ветви  $GH$  не видны, а на более поздних временах наблюдается интерференция нескольких волновых групп, среди которых наиболее устойчивой является группа, соответствующая ветви  $DF$ . Стандартное отклонение на этом участке составляет  $\sigma = \pm 3,1$  с. После 16 тыс. км волны ветви  $DF$  снова выходят в первые вступления и стандартное отклонение вновь уменьшается до  $\sigma = \pm 1,9$  с на участке 16,0—16,5 тыс. км. С дальнейшим ростом расстояния ветви  $GH$  и  $DF$  расходятся еще больше и стандартное отклонение уменьшается: для ветви  $DF$  до  $\sigma = \pm 1,4$  с и для ветви  $GH$  до  $\sigma = \pm 1,2$  с.

Таким образом, оказывается, что волновая картина в рассматриваемом диапазоне расстояний очень сложна и выделение различных ветвей неизбежно будет сопровождаться ошибками, особенно при слабых землетрясениях.

Анализ годографов максимальных фаз  $PKP$  показывает, что максимальные амплитуды также могут соответствовать различным ветвям. Из рис. 4 видно, что на расстояниях до 16,0 тыс. км максимальные амплитуды, как правило, соответствуют ветви  $DF$ . Они наблюдаются в среднем через 4 с после первого вступления волн данной ветви; дисперсия времен наступления максимумов не намного больше, чем у первых вступлений. В интервале эпицентральных расстояний 15,0—16,0 тыс. км первые вступления ветви  $GH$  выделяются плохо, однако максимальные амплитуды примерно в 15% случаев соответствуют именно этой ветви.

В интервале 16,0—16,2 тыс. км ветви  $DF$  и  $GH$  не разделяются, а в интервале 16,2—16,4 тыс. км в подавляющем большинстве случаев максимальные амплитуды приходятся на ветвь  $GH$ . В интервале 16,4—17,2 тыс. км максимальные амплитуды только в 10% связаны с ветвью  $DF$ , на ветви  $GH$  и  $AB$  приходится примерно по 40% случаев. После 17 тыс. км доминирует ветвь  $AB$ .

## 2. Соотношение масштабов флуктуаций параметров сейсмических волн и горизонтальных неоднородностей Земли

Горизонтальная неоднородность Земли изучена мало, хотя ее влияние на кинематические и динамические характеристики волн очень велико. Воздействие неоднородности на уровень, форму и разность фаз (аномалии времен пробега) зависит от ее размера, «интенсивности», взаимного положения источника и пункта наблюдения. Относительно «интенсивности», т. е. величины отклонения скорости (добротности) от среднего значения, известно, что в большинстве случаев величины аномалий не превышают единиц процента. Это обстоятельство существенно упрощает расчеты волновых полей, так как эффект действия неоднородности оказывается линейно зависящим от ее «интенсивности».

Распространению сейсмических волн в плоскослоистых и сферически-симметричных средах посвящено большое количество теоретических и экспериментальных исследований. Хотя эффект горизонтальной неоднородности среды проявляется в отдельных случаях довольно ярко, изучен он очень слабо. Поэтому нами рассмотрены главным образом вопросы распространения волн в слабонеоднородных средах, где мелкая (горизонтальная или трехмерная) неоднородность наложена на неоднородность одномерную, плоскослоистую или сферически-симметричную. Такому расчленению среды соответствует аналогичное расчленение поля.

**Влияние неоднородности среды на уровень и фазу сейсмической волны. Терминология.** Уровнем колебательного процесса называют натуральный логарифм амплитуды  $\ln A$ , а фазой — произведение времени пробега волны на круговую частоту. Нас в дальнейшем будут интересовать лишь отклонения времени пробега или фаз от средних значений. Эти характеристики будем называть просто: отклонение времени  $\delta t$  или отклонение фазы  $\delta \varphi = (2\pi f) \delta t$ . Не вникая подробно в теорию распространения волн в неоднородных средах, разработанную в акустике, оптике и радиофизике, остановимся лишь на главных результатах. Для этого введем понятия, которые не употребляются в сейсмике горизонтально-слоистых и сферически-симметричных сред.

Случайная неоднородность среды — это мелкомасштабная неоднородность, аппроксимируемая трехмерным случайным полем. Будем считать, что реальное поле неоднородности представляет собой одну из выборок генеральной совокупности, содержащей всевозможные образцы случайного поля. Наиболее простая и физически приемлемая модель случайного поля — это гладкое, однородное и изотропное поле. Гладкость — это непрерывность изменения поля и его производной; однородность — это пространственная стационарность, одинаковость статистических характеристик поля во всем рассматриваемом объеме среды; изотропность — это равнозначность всех направлений, т. е. отсутствие направлений, вдоль которых статистические характеристики среды оказываются отличными от средних, взятых в других направлениях.

Термин «размер неоднородности» может иметь два значения. В случае локальной, изолированной неоднородности — это средний размер ее поперечника. При описании поля с неоднородностями различных размеров обычно рассматривают максимальный размер, с которым отождествляют интервал пространственной корреляции  $a$  флуктуаций параметров сейсмических волн. Этот интервал — расстояние между двумя точками, при котором коэффициент корреляции достигает некоторого порога, например 0,2, — может служить оценкой средних размеров неоднородностей. Необходимо различать продольный и поперечный интервалы корреляции: продольный — корреляция вдоль лучей, поперечный — вдоль фронтов.

Геометрическая область — это часть среды, заполненная «тенью», отбрасываемой неоднородностью. Граница этой области простирается до расстояния  $\sim \sqrt{\lambda a}$  от неоднородности;  $\lambda$  — преобладающая длина волн.

Дифракционная область лежит за геометрической, на расстояниях больше  $\sqrt{\lambda a}$  от неоднородности.

Точка наблюдения находится в геометрической области близких к ней неоднородностей и в дифракционной области удаленных неоднородностей. Вследствие принципа взаимности оказывается, что если приемник находится в геометрической области относительно некоторой неоднородности и сейсмического источника, то при перестановке местами источника и приемника последний окажется также в геометрической области. Значит, неоднородности, расположенные вблизи приемника, отбрасывают тень на всю длину сейсмического луча.

В средах с крупными неоднородностями распространение волн происходит по законам лучевой, или геометрической сейсмологии. Такие среды будем называть неоднородными. В средах с мелкими неоднородностями распространение волн происходит по законам нелучевой дифракционной сейсмологии. Такие среды будем называть мутными (Николаев, 1972). Реальные среды содержат неоднородности разного размера и оказываются неоднородными и мутными одновременно.

Главные особенности волнового поля в неоднородной среде (мы здесь имеем в виду крупную трехмерную неоднородность, а не изменение скорости в одном направлении): а) наблюдается хорошая коррелированность флуктуаций амплитуд и фаз; б) аномалии характеристик волнового поля на плоскости наблюдений совпадают с областью, в которую сейсмические лучи проектируют неоднородность; в) сейсмические колебания подвержены изменению амплитуды и фазы, но их форма сохраняется, т. е. флуктуации амплитуд отдельных фаз колебания сильно коррелированы.

Главные особенности волнового поля в мутной среде:

а) флуктуации амплитуд и фаз некоррелированы;

б) продольная корреляция флуктуаций простирается на такие же расстояния, как и область геометрической тени. Поперечная корреляция флуктуаций для плоских волн такая же, как и корреляция самих неоднородностей, интервал корреляции равен  $a$ . При прохождении через среду волн со сложными поверхностями фронтов интервал корреляции составляет  $a l_2 / l_1$ , где  $l_1$  — геометрическое расхождение фронта волны вблизи неоднородности,  $l_2$  — геометрическое расхождение вблизи поверхности наблюдения.  $l_2$  почти всегда больше  $l_1$ , значит, интервал поперечной корреляции растет с приближением неоднородности к источнику и с удалением от плоскости наблюдения.  $l_1$  и  $l_2$  прямо пропорциональны сечениям лучевых трубок;

в) в среде с большими неоднородностями ( $a \gg \lambda$ ) рассеяние направлено вперед и сосредоточено в конусе с небольшим углом раскрытия. В среде с малыми неоднородностями ( $a \ll \lambda$ ) рассеяние изотропно, поэтому в направлении распространения проходящей волны следует сравнительно небольшая доля энергии рассеянного поля. Флуктуации времен первых вступлений происходят главным образом под действием крупной неоднородности. Рассеяние на мелких неоднородностях сопровождается существенным обменом типа  $P \rightarrow S$ . Рассеянные волны приходят к точке наблюдения с разных направлений с большими запаздываниями, поэтому интенсивность флуктуаций растет в глубь сейсмограммы;

г) флуктуации амплитуд и времен связаны следующим соотношением:

$$D\delta \ln A = 4\pi^2 f^2 D\delta t = D\delta\Phi.$$

Здесь  $A$  — амплитуда,  $t$  — время,  $D$  — символ среднего квадрата или дисперсии,  $\delta$  — символ флуктуации,  $\Phi$  — фаза. Это соотношение означает, что дисперсия флуктуаций натурального логарифма амплитуды равна дисперсии флуктуаций фазы. Заметим, что

$$\delta \ln A \approx \delta A / \bar{A}, \text{ если } \delta A \ll \bar{A},$$

где  $\delta A$  — флуктуация амплитуды,  $\bar{A}$  — среднее значение амплитуды.



В мутной среде флуктуации амплитуд и времен растут по мере распространения волны. Величины  $D\delta \ln A$  и  $D\delta t$  в однофазной мутной среде пропорциональны пройденному волной пути  $L$ :

$$D\delta \ln A = 4\pi^2 f^2 D\delta t = gL,$$

где  $g$  — это коэффициент пропорциональности, называемый коэффициентом мутности. Он имеет размерность [длина] $^{-1}$  и характеризует рассеивающее действие среды. В случае крупных неоднородностей  $g$  совпадает с коэффициентом рассеяния.

**Методика исследования пространственной структуры поля амплитуд и годографов.** Исследование пространственной структуры амплитуд и времен пробега требует прежде всего разделения наблюдаемых полей на компоненты, соответствующие изменению скорости с глубиной, крупной горизонтальной неоднородности, мелкой неоднородности — мутности, неоднородности вблизи источника и приемника. Это разделение осуществляется путем пространственного осреднения характеристик поля и основано поэтому на совместной обработке данных большого числа сейсмических станций и источников. В зависимости от требований детальности сейсмические станции должны располагаться более или менее близко друг к другу.

Исследование влияния изменения скорости сейсмических волн с глубиной на амплитуды и времена не требует густой сети станций и хорошо изучено как для Земли в целом, так и для ее отдельных регионов. Результаты этих исследований — годографы волн и калибровочные кривые  $A$  и  $A/T$ .

Исследование влияния региональной неоднородности, связанной с крупными аномалиями скорости и поглощающих свойств в коре и верхней мантии, требует хорошо развитой региональной сети сейсмических станций. Процедура выделения аномалий состоит в осреднении данных по площадям, вычислении соответствующих фоновых значений и отклонений от фона. Эти отклонения в свою очередь осредняются по меньшим участкам (локальным), что позволяет найти локальный фон аномалии и отклонения уже от этого фона, которые связаны с еще более мелкими неоднородностями. Систематические отклонения по каждой станции зависят от сейсмогеологических особенностей, т. е. неоднородности верхней части разреза вблизи станций. Оставшиеся флуктуации вызваны мелкой неоднородностью Земли на траекториях лучей от источников к сейсмическим станциям; они не могут быть локализованы, их описание проводится в статистических терминах: определяется средний квадрат флуктуаций, исследуется закон их распределения и т.д.

**Возможности использования кинематических и динамических характеристик волн для изучения строения Земли.** Амплитуды и времена пробега неодинаково чувствительны к неоднородностям Земли. Время пробега — это устойчивый параметр, зависящий прежде всего от изменения скорости с глубиной и крупной неоднородности среды. Мелкие неоднородности среды вызывают очень небольшие флуктуации времен пробега, мало искажающие его характерные черты, связанные с наиболее значительными элементами строения Земли. Поэтому в изучении основных крупных черт строения Земли главная роль принадлежит кинематическим характеристикам волн.

Амплитуды колебаний — это менее устойчивая характеристика, чутко реагирующая как на крупные, так и на сравнительно мелкие неоднородности. Поэтому амплитуды колебаний используются как вспомогательный параметр при построении скоростных разрезов. Однако мелкая неоднородность, мутность, лучше выявляется по амплитудам, чем по временам пробега волн.

**Детальное исследование пространственной и временной структуры волны  $P$**  стало возможным сравнительно недавно: одновременно с развертыванием плотных сетей регистрирующих станций и сейсмических групп. В настоящее время получены лишь предварительные результаты о пространственной и временной организации продольной волны (Аки и др., 1976; Седова, 1974).

В общем случае пространственно-временная структура волны  $P$  может быть представлена следующим образом:

$$P(S, t) = A(S) \varphi(S, t + \delta t),$$

где  $A(S)$  — амплитуда сигнала, регистрируемого на площади  $S(X, Y)$ ;  $\varphi(S, t)$  — форма импульса продольной волны, нормированного по амплитуде и регистрируемого в момент времени соответствующего годографа  $t(S)$  и аномалии времени пробега  $\delta t$ . Таким образом, вариации пространственно-временной организации волны  $P$  связаны с флуктуациями амплитуды  $\delta A$ , времени пробега  $\delta t$  и формы  $\delta \varphi$  импульса.

Пространственная изменчивость формы  $\varphi$  связана с искажением спектра сигнала, которое может быть выражено через пространственные флуктуации спектральных составляющих сигнала. Пространственную вариацию спектральных составляющих импульса волны  $P$  можно оценить, используя функцию когерентности. Так, если на некоторой площади  $S(X, Y)$  форма волны  $\varphi(S, t)$  может быть описана спектральной функцией  $\Phi(S, \omega)$ , то пространственная когерентность определится выражением

$$G(S_j, S_k, \omega) = k \operatorname{mod} \left( \int_S \Phi(S, \omega) e^{2\pi i(S_j - S_k)} dS \right),$$

где  $\Phi(S, \omega)$  — спектральная функция волны  $P$ ;  $k$  — константа;  $S_j$  и  $S_k$  — точки наблюдения на площади  $S$ , для которой  $\Phi(S, \omega) \neq 0$ . Изучая пространственную изменчивость когерентности  $G$ , можно получить представление о характере распределения волновых чисел в исследуемой среде.

На практике чаще оценивается функция когерентности временных реализаций процесса, который предполагается стационарным и эргодическим случайным процессом. Если в точках  $S_j$  и  $S_k$  получены реализации  $f_j(t)$  и  $f_k(t)$ , то оценка их функции когерентности имеет вид

$$G_{jk}^2(\omega) = |F_{jk}(\omega)|^2 [F_j(\omega) F_k(\omega)]^{-1}, \quad (*)$$

где  $F_{jk}(\omega)$  — взаимная спектральная плотность реализаций  $f_j(t)$  и  $f_k(t)$ ;  $F_j(\omega)$  и  $F_k(\omega)$  — спектральные плотности отдельных реализаций.

Анализ известных результатов оценки когерентности волны  $P$  на группах и системах станций (Caron e. a., 1968; Hasegawa, 1970; Jansson, Husebye, 1968) показывает, что когерентность волны  $P$  в среднем ослабевает с увеличением взаимного расстояния между пунктами регистрации. Одновременно с этим функция когерентности испытывает существенные пространственные вариации, вероятно, связанные с пространственными неоднородностями в недрах Земли.

Существует прямая аналогия между оценкой  $G_{jk}(\omega)$ , которая равна корню квадратному из выражения (\*), и оценкой коэффициента корреляции

$$K_{ij} = [\sigma_{ij}^2 (\sigma_i^2 \sigma_j^2)^{-1}]^{1/2},$$

где  $\sigma_{ij}^2$  — взаимная дисперсия сигналов  $f_i(t)$  и  $f_j(t)$ ;  $\sigma_i^2$  и  $\sigma_j^2$  — дисперсии отдельных сигналов. Поэтому при изучении пространственной изменчивости формы волны  $P$  часто пользуются оценкой коэффициента корреляции.

Для оценки точности коэффициента корреляции обычно используется  $Z$ -преобразование Фишера

$$Z = \frac{1}{2} \ln \left( \frac{1 + K_{ij}}{1 - K_{ij}} \right) = \operatorname{arctanh} K_{ij}.$$

Для  $n > 20$  величина  $Z$  приближенно подчиняется нормальному распределению со средним

$$m_Z = \frac{1}{2} \ln \left( \frac{1 + \kappa}{1 - \kappa} \right)$$

и дисперсией

$$\sigma_Z^2 = 1/(n - 3),$$

где  $\kappa$  — истинный коэффициент корреляции;  $n$  — объем выборки.

Доверительные границы для  $\kappa$  определяются согласно соотношению

$$-\lambda_\alpha < \sqrt{n-3} (Z - m_Z) < \lambda_\alpha,$$

где  $\lambda_\alpha$  — квантиль нормального распределения для уровня доверия  $\alpha$ .

Таким образом, истинный коэффициент корреляции  $\kappa$  с вероятностью  $\alpha$  будет заключен в интервале

$$\kappa_1 < \kappa < \kappa_2,$$

где

$$\kappa_1 = \text{th } Z - l; \quad \kappa_2 = \text{th } Z + l; \quad l = \lambda_\alpha / \sqrt{n-3}.$$

В ряде случаев применяются более простые приемы оценки надежности коэффициента корреляции. В частности, удобно пользоваться оценкой средней квадратической ошибки коэффициента корреляции

$$\sigma_K = (1 - K^2) / \sqrt{n}.$$

В этом случае можно приближенно считать, что с вероятностью 0,95 случайная ошибка не будет превышать  $2\sigma_K$ , т. е.:

$$\kappa = K \pm 2\sigma_K.$$

Кроме того, если величина отношения  $(K/\sigma_K) > 3$  при  $n \geq 50$ , то можно считать, что выборочный коэффициент корреляции надежен и отображает истинную связь.

В наших исследованиях всюду, где требовалось, надежность коэффициента корреляции оценивалась в соответствии с правилами, описанными выше. На рис. 5 приведены средние оценки коэффициента корреляции формы волн  $P$  в функции взаимного расстояния между регистрирующими станциями, полученными В. Динном (1965) на группе Тонто-Форест и Б. Янсоном и И. Хьюзбай (Jansson, Husebye, 1968) на станциях Фенноскандии и мировой сети WWSSN.

Анализ этих данных показывает, что характерной чертой пространственной корреляции формы волны  $P$  являются тенденция к последовательному ее ослаблению с увеличением взаимного расстояния между регистрирующими станциями и наличие сравнительно резких всплесков и ослаблений, наложенных на основной ход зависимости. Трендовая составляющая функции  $K_{ij}(\Delta)$  асимптотически стремится к уровню 0,5. Наиболее ярко выраженные всплески и провалы функции  $K_{ij}(\Delta)$  приурочены к интервалам расстояний 40, 120, 1500, 2500, 5000, 8000 и 11 000 км.

Для исследования пространственной структуры флуктуаций параметров  $\delta \lg A$ ,  $\delta t$ ,  $\delta \varphi$  волны  $P$  большой интерес представляет структурная функция, введенная А. И. Колмогоровым (1941). Иногда эту функцию называют автоструктурной. Под структурной функцией понимается средний квадрат разности значений функции  $x(r)$ , разделенных промежутком  $\tau$ :

$$C(\tau) = \langle |X(r) - X(r + \tau)|^2 \rangle = (N - \tau)^{-1} \sum_{i=1}^{N-\tau} |X_i(r) - X_i(r + \tau)|^2.$$

Если брать не сами значения  $X(r)$ , а их отклонение от среднего, то

$$C(\tau) = \langle |X'(r) - X'(r + \tau)|^2 \rangle,$$

$$X'(r) = X(r) - \langle X(r) \rangle, \quad X'(r + \tau) = X(r + \tau) - \langle X(r) \rangle.$$

Между структурной и корреляционной функциями существует вполне определенная связь. В самом деле, из предыдущего выражения имеем

$$C(\tau) = \langle |X'(r)|^2 \rangle - 2 \langle X'(r) X'(r + \tau) \rangle + \langle |x'(r + \tau)|^2 \rangle.$$

Поскольку  $\langle |X'(r)|^2 \rangle = \langle |X'(r + \tau)|^2 \rangle = \sigma^2$ , где  $\sigma^2$  — дисперсия, имеем

$$C(\tau) = 2[\sigma^2 - K(\tau)].$$

При  $\tau \rightarrow \infty$ ,  $K(\tau) \rightarrow 0$ , отсюда  $C(\infty) = 2\sigma^2$  и нормированная корреляционная функция имеет следующий вид:

$$K'(\tau) = K(\tau)/\sigma^2 = 1 - C(\tau)/2\sigma^2. \quad (**)$$

Формула (\*\*) устанавливает простую связь между структурной и корреляционной функциями: при  $\tau = 0$ ,  $C(\tau) = 0$ , а  $K'(\tau) = 1$ ; при  $\tau \rightarrow \infty$ ,  $C(\tau) = 2\sigma^2$  и  $K'(\tau) \rightarrow 0$ .

Для удобства введем условное обозначение структурной функции флуктуаций  $\delta \lg A$ ,  $\delta t$ ,  $\delta \varphi$  через  $\langle \delta \delta A^2 \rangle$ ,  $\langle \delta \delta t^2 \rangle$ ,  $\langle \delta \delta \varphi^2 \rangle$ . На рис. 6 приведены структурные функции  $\langle \delta \delta t^2 \rangle$  для флуктуаций времени пробега волны  $P$ , а также структурной функции  $\langle \delta \delta H^2 \rangle$  для вариаций толщины земной коры  $\delta H$ , по данным группы LASA и 20 портативных станций USGS (Iyer, Healy, 1972).

Как видно, структурная функция имеет абсолютный максимум на расстоянии 100 км и ряд относительно меньших экстремумов. Если рассматривать сглаженную функцию  $\langle \delta \delta H^2 \rangle$ , то можно видеть, что первый максимум приходится на расстояние, равное 100 км, и первый минимум вблизи 180—190 км. Это указывает на то, что в изменении мощности коры в районе группы LASA наблюдается характерный ритм, имеющий период порядка 180 км и полупериод соответственно порядка 90 км. Кроме того, наблюдаются и другие характерные ритмы, но менее выразительные, например, порядка 35, 110 км и др.

Если обратиться к структурной функции флуктуаций времени пробега волны  $P$ , то можно увидеть, что она практически идентична по своей форме функции  $\langle \delta \delta H^2 \rangle$ . Это говорит о прямой генетической связи между флуктуациями времени пробега волны  $P$  и вариациями толщины земной коры и, видимо, верхней мантии.

На рис. 7 приведены структурные функции  $\langle \delta \delta t^2 \rangle$  и  $\langle \delta \delta A^2 \rangle$ , по данным системы сейсмических станций США и Канады. Структурная функция  $\langle \delta \delta t^2 \rangle$  для взаимных расстояний до 150 км получена по данным системы станций Центральной Калифорнии (Robinson, Iyer, 1976). Анализ этой структурной функции показывает существенное ее сходство со структурной функцией для группы LASA. Вместе с тем наблюдаются некоторые отличия, например, абсолютный максимум здесь приходится на расстояние, равное 70 км. Кроме того, относительные максимумы здесь наблюдаются на расстояниях около 10 и 45 км и относительные минимумы вблизи 20 и 55 км. Эти факты свидетельствуют о существенном отличии структуры коры и мантии в пределах центральной и крайней западной частей США.

Структурные функции  $\langle \delta \delta t^2 \rangle$  и  $\langle \delta \delta A^2 \rangle$  в пределах расстояний от 70 до 4,5 тыс. км (см. рис. 7) построены по данным системы сейсмических станций США и Канады (Carder e. a., 1966; Cleary, 1967). Анализ структурной функции флуктуаций времени пробега волны  $P$  показывает, что средний квадрат вторых разностей  $\langle \delta \delta t^2 \rangle$  последовательно увеличивается с ростом взаимных расстояний между сейсмическими станциями. В самом деле, если для расстояний между пунктами регистрации, меньших 100 км, средний квадрат  $\langle \delta \delta t^2 \rangle$  не превышает 0,2 единицы логарифма, то для  $\Delta = 4 \div 4,5$  тыс. км. средний квадрат равен примерно 0,7—0,8 единицы логарифма (ед. лог.). В поведении структурной функции  $\langle \delta \delta t^2 \rangle$  отмечаются относительные максимумы и минимумы, свидетельствующие о наличии характерных масштабов флуктуаций времени пробега волны  $P$ . Наличие максимумов и минимумов среднего квадрата флуктуаций времени прихода волны  $P$ , как и в случае группы LASA, свидетельствует о вероятном наличии характерных масштабов неоднородностей в строении земной коры и мантии. Минимумы структурной функции отмечаются на расстояниях порядка 80—90, 200, 400, 1000 и 4000 км.

Рассмотрение структурной функции флуктуаций логарифма амплитуды  $\langle \delta \delta A^2 \rangle$  показывает ее существенное сходство со структурной функцией флуктуаций времени прихода волны  $P$ . Примечательно, что данные по

Рис. 5. Зависимость коэффициента корреляции формы волны  $P$  от расстояния между станциями и эпицентрами землетрясений для разных районов мира

1 — данные В. Дина (1965); 2 — данные Б. Янссона и И. Хьюзбай (Jansson, Husebye, 1968). Горизонтальные линии — интервалы осреднения; вертикальные — 70%-ный доверительный интервал средних значений

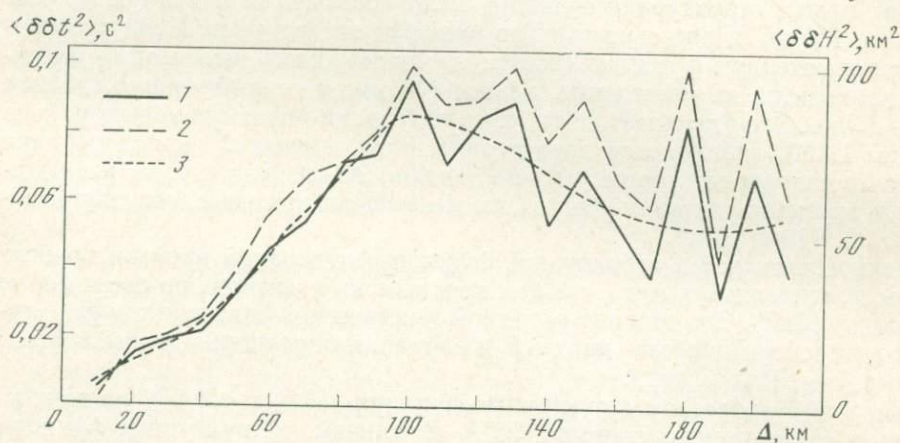
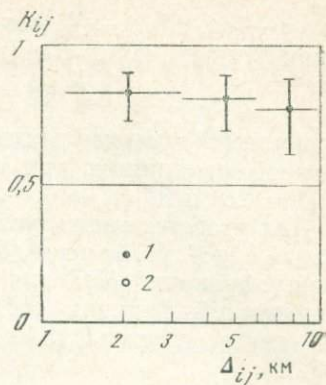


Рис. 6. Структурная функция флуктуаций времен пробега и вариаций толщины земной коры для района группы станций LASA по данным Х. Иера и Дж. Хили (Iyer, Healy, 1972) 1 — вариации толщины земной коры; 2 — флуктуации времен пробега; 3 — сглаженная структурная функция вариаций [толщины коры]

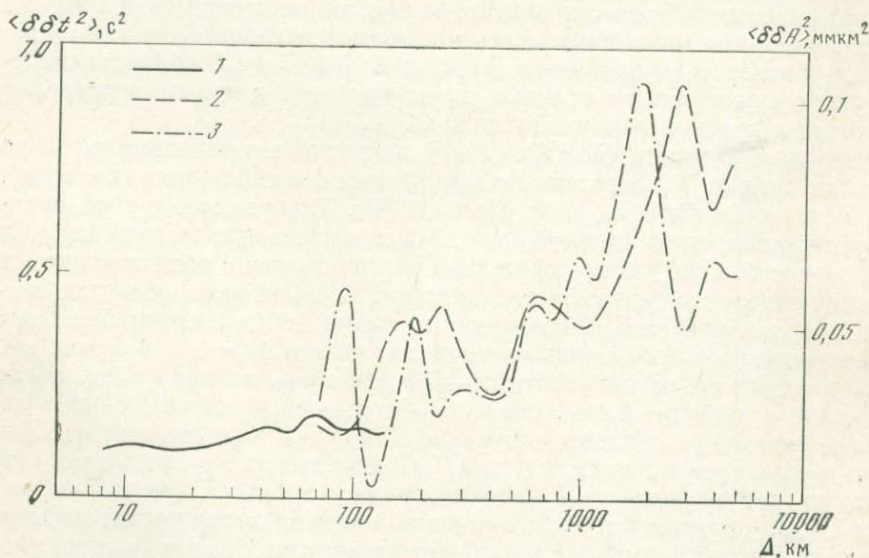


Рис. 7. Структурные функции флуктуаций времен пробега и логарифмов амплитуд волны  $P$  для системы станций США и Канады

1 — времена пробега по данным станций Калифорнии (Robinson, Iyer, 1976); 2 — времена пробега по данным станций США и Канады (Cargher e. a., 1966); 3 — амплитуды по данным станций США (Cleary, 1967)

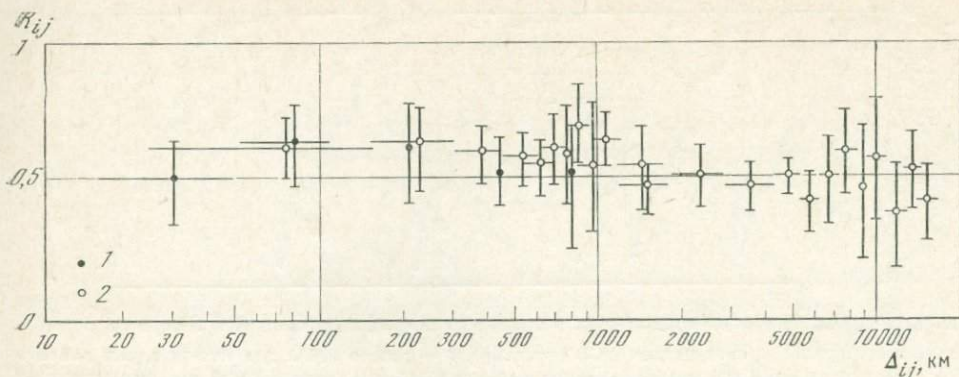


Рис. 5 (окончание)

флуктуациям параметров  $\delta \lg A$  и  $\delta t$  были получены по одной и той же системе станций регистрации. Вместе с тем системы сейсмических источников были разными: отклонения  $\delta \lg A$  были получены по землетрясениям, а отклонения  $\delta t$  — по подземным ядерным взрывам. Структурной функции  $\langle \delta \delta A^2 \rangle$  в отличие от  $\langle \delta \delta t^2 \rangle$  свойственна несколько бóльшая выразительность формы. Кроме того, видно, что структурная функция флуктуаций амплитуды опережает «по фазе» структурную функцию флуктуаций времени прихода волны  $P$  так, что максимумам среднего квадрата флуктуаций логарифма амплитуды, как правило, соответствуют минимумы среднего квадрата флуктуаций времени.

Причину наблюдаемых особенностей структурных функций флуктуаций времени пробега и логарифма амплитуды волны  $P$  можно увидеть, если сравнить скоростные разрезы коры и верхней мантии для территории США и Канады. На рис. 8 приведены разрезы скорости продольных волн, полученные Р. Виггинсом и Д. Хелмбергером (Wiggins, Helmberger, 1973), Г. Мак-Механом (Mc Mecham, 1975), а также С. Дей-Саркар и Р. Виггинсом (Dey-Sarkar, Wiggins, 1976).

Рассматривая относительные различия скоростных разрезов коры и мантии разных районов Северной Америки, можно убедиться в том, что наблюдаемые флуктуации времени пробега и амплитуд продольной волны порождены горизонтальными неоднородностями, которые наиболее контрастны вблизи основных разделов в коре и верхней мантии.

Горизонтальная неоднородность, по-видимому, свойственна и более глубоким недрам Земли. На рис. 9 приведена структурная функция флуктуаций времени пробега волны  $PcP$ , которая построена по данным регистрации подземного ядерного взрыва LONG-SHOT, приведенным в известной сводке И. Херрина и др. (Herrin, 1968).

Средний квадрат флуктуаций времени пробега волны  $PcP$  весьма своеобразным образом зависит от расстояний между сейсмическими станциями. При взаимном расстоянии, равном примерно 100—200 км, средний квадрат флуктуаций времени достигает в среднем  $0,6 \text{ с}^2$ . С увеличением расстояния до 3—3,5 тыс. км. средний квадрат флуктуаций уменьшается до  $0,45$ — $0,5 \text{ с}^2$ . При дальнейшем увеличении взаимного расстояния  $\langle \delta \delta t^2 \rangle$  быстро возрастает и при расстоянии, равном примерно 7 тыс. км, достигает значения  $1,85$ — $1,9 \text{ с}^2$ . С увеличением расстояния до 8—9 тыс. км средний квадрат уменьшается до  $0,5$ — $0,55 \text{ с}^2$  и далее, к 12—13 тыс. км, становится равным  $0,05$ — $0,1$ , т. е. спадает почти до нуля.

Своеобразие структурной функции флуктуаций времени пробега волны  $PcP$  заключается в характере ее осцилляций. Действительно, наиболее яркие всплески среднего квадрата флуктуаций приурочены к расстояниям, кратным радиусу внешнего ядра ( $R_1 = 3486 \pm 3 \text{ км}$ ); абсолютный максимум наблюдается на расстоянии, равном  $2R_1$ ; второй и третий по величине

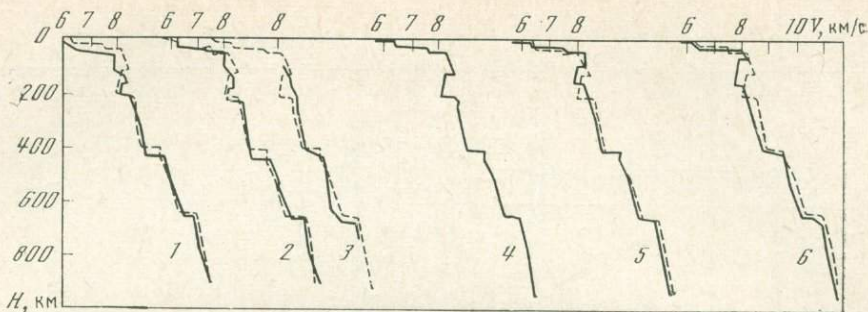


Рис. 8. Разрезы скорости продольных волн для ряда районов Северной Америки

В качестве опорного принят разрез WCB (пунктир). 1 — разрез HWA для юго-западных районов США; 2 — разрез HWB для северо-западных районов США; 3 — разрез VIC-3 для юго-восточных районов Канады; 4 — разрез WCB для континентальных районов запада Канады; 5 — разрез WCA для прибрежных районов запада Канады; 6 — разрез WCC для северо-западных районов Канады

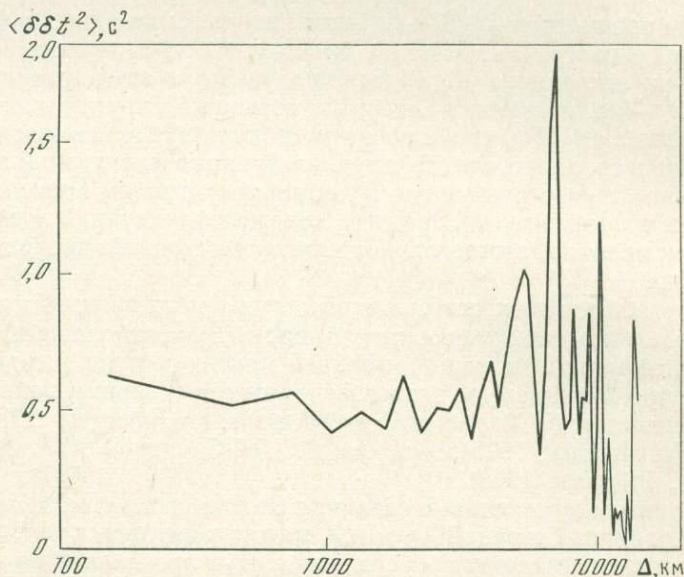


Рис. 9. Структурная функция флуктуаций времен пробега волны  $P_cP$ , вычисленная по данным подземного ядерного взрыва LONG-SHOT (Herrin, 1968)

максимумы — на расстояниях в  $3R_1$  и  $4R_1$  соответственно. Кроме того, наблюдаемый минимум среднего квадрата флуктуаций приурочен к расстоянию, равному половине длины окружности внешнего ядра.

Сопоставляя структурные функции  $\langle \delta\delta t^2 \rangle$  для волн  $P$  и  $P_cP$ , можно убедиться, что они отражают существенно разные элементы неоднородного строения Земли. Подтверждение этому выводу можно найти, если рассмотреть материалы по амплитудам волн  $P$  и  $PKP$  11 станций КСЭ, которые

Рис. 10. Зависимость абсолютной величины отклонения логарифма амплитуды волн  $P$  и  $PKP$  от эпицентрального расстояния по данным 11 станций КСЭ

Рис. 11. Структурная функция флуктуаций логарифма амплитуды волн  $P$  и  $PKP$  по данным 11 станций КСЭ

Рис. 12. Зависимость величины  $(A/T)_{\max}$  от расстояния для продольных волн по различным азимутам

Данные получены по сети станций Северного Тянь-Шаня аппаратурой СК

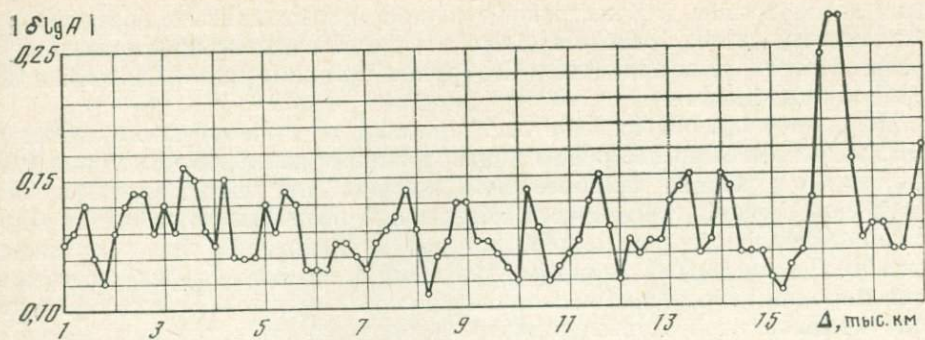


Рис. 10

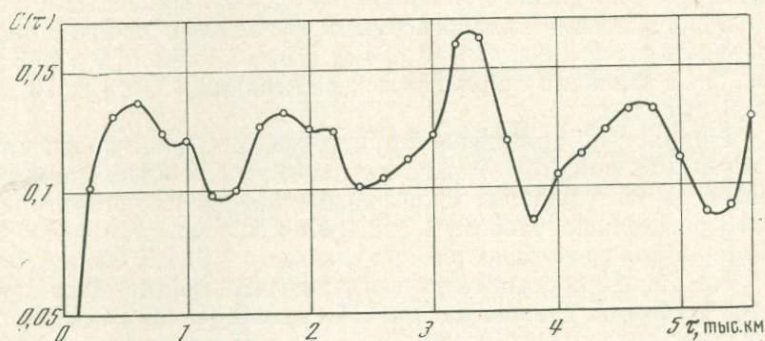


Рис. 11

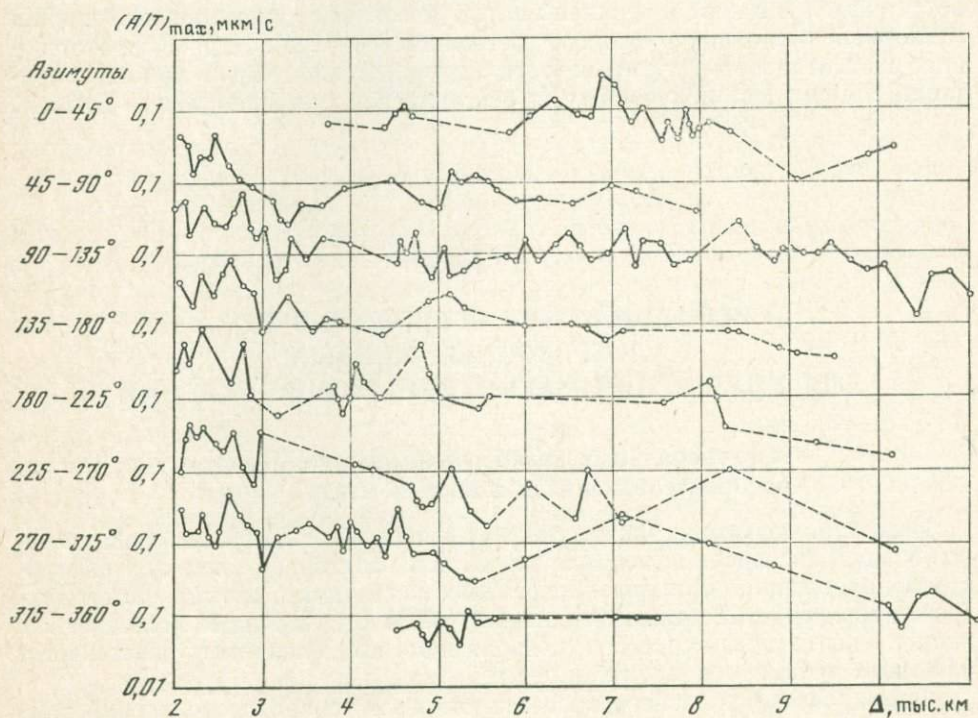


Рис. 12

были использованы для построения калибровочных кривых, обсуждаемых в следующей главе, а также азимутальные амплитудные кривые волны  $P$ , построенные по данным каналов СК группы станций, расположенных в Северном Тянь-Шане.

По данным замеров более 50 тыс. записей волн  $P$  и  $RKP$  короткопериодными каналами были построены индивидуальные калибровочные стационарные кривые и сводная калибровочная кривая. Для каждой станции были построены графики зависимости абсолютной величины отклонения  $\delta \lg A$  от эпицентрального расстояния, которые в дальнейшем были осреднены (рис. 10). Таким образом, каждому значению  $\Delta$  сводного графика соответствует широкий набор станций и эпицентральных районов. Поэтому флуктуации графика  $\delta \lg A$  характеризуют неоднородность строения Земли в среднем, безотносительно к какому-либо конкретному району.

Из рис. 10 следует, что на эпицентральных расстояниях 1—15,8 тыс. км среднее отклонение амплитуды на произвольной станции для произвольных землетрясений равно примерно 0,13 ед. лог. Наибольшие различия между индивидуальными калибровочными функциями наблюдаются на эпицентральных расстояниях 3,4—3,6; 4,2; 11,6; 13,4; 14; 15,9 и 16,6 тыс. км. Минимальные различия приурочены к расстояниям 1,8; 8,2; 10; 10,6; 12; 15—15,3 тыс. км.

На рис. 11 приведена структурная функция, полученная по данным  $|\delta \lg A|$  (см. рис. 10). Можно видеть, что средний квадрат флуктуаций логарифма амплитуды имеет минимальные значения при сдвиге по эпицентральному расстоянию, равному 1,3; 2,4; 3,8 и 5,3 тыс. км, и, наоборот, максимальные значения наблюдаются при сдвигах в 0,6; 1,8; 3,3 и 4,7 тыс. км.

На рис. 12 представлены азимутальные амплитудные кривые  $(A/T)_{\max}$ , полученные по данным канала СК группы станций Северного Тянь-Шаня. Анализ этих данных показывает, что индивидуальные амплитудные кривые имеют существенные отклонения от среднего тренда. Ряд особенностей указывает на то, что в районе расположения станций изоскоростные поверхности разделов в коре и верхней мантии испытывают существенный наклон в направлении, азимут которого составляет 180—225°. Подробнее этот вопрос рассматривается в третьей части настоящей монографии при интерпретации материалов, полученных на сейсмическом профиле Памир—Байкал.

## Глава 2

### ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ КАЛИБРОВОЧНЫХ КРИВЫХ ДЛЯ УЛУЧШЕНИЯ МАГНИТУДНЫХ ОПРЕДЕЛЕНИЙ

#### 1. Региональные калибровочные кривые волн, распространяющихся в коре и мантии Земли

Известно, что оценка магнитуды землетрясений подвержена сравнительно большой дисперсии вследствие воздействия факторов очага, пути распространения и взаимного положения станции и источника, а также нестандартности характеристик приемной аппаратуры. Многочисленные исследования направлены на поиск способов, позволяющих компенсировать действие тех или иных механизмов флуктуаций магнитуды.

Формирование волнового процесса можно в первом приближении описать следующей линейной системой:

$$A(\omega) = A_0(\omega, \theta, \Phi) A_1(\omega, \Delta) A_2(\omega), \quad (*)$$

где  $A(\omega)$  — спектральная амплитуда записи волны;  $A_0$  — спектральная функция источника;  $A_1$  — передаточная функция среды в области источника, приемника и на пути распространения волны;  $A_2$  — передаточная функция приемника.

В практике сейсмических служб оценку магнитуды осуществляют по следующей схеме:

$$M = \lg(A/T) + Q_M(\Delta).$$

Здесь  $Q_M(\Delta)$  — эмпирическая функция затухания. В соответствии с (\*)

$$\lg A(\omega) = \lg A_0 + (\lg A_1 + \lg A_2), \quad (**)$$

где  $\lg A_0$  в принципе соответствует оцениваемой величине  $M$ , так что функция  $Q_M(\Delta)$  определяется суммой факторов в круглых скобках выражения (\*\*), и призвана компенсировать их действие. Функция  $Q_M(\Delta)$  получила название калибровочной функции.

Существуют два способа построения калибровочных кривых: первый — построение индивидуальных калибровочных кривых для каждой отдельной волны, второй — построение единой калибровочной кривой для максимального значения  $A/T$  независимо от того, к какой группе волн данного типа принадлежит этот максимум. Первый способ требует идентификации отдельных фаз, поскольку для каждой волны используется своя калибровочная кривая. Неправильная идентификация волн является дополнительным источником погрешностей.

Ошибочная идентификация волн связана не только с недостаточной квалификацией интерпретатора, но и с такими объективными факторами, как флуктуации времен пробега, потери первых вступлений при слабых сигналах, большое количество волн с близкими временами пробега, в том числе и некоторых неустойчивых в пространстве волн, природа которых нам еще не известна. Использование системы калибровочных кривых по каждому типу волн, например по многим фазам  $P_n$ , может обеспечить более высокую точность только при том условии, что известна система магнитудных поправок по каждой группе волн, для каждой станции относительно каждой эпицентральной области. В конечном счете такая система калибровочных функций окажется чрезвычайно чувствительной и неустойчивой. Интегральная амплитудная кривая  $(A/T)_{\max}$  более устойчива, особенно в областях смены волн, где наблюдается сложная интерференционная картина. Поэтому калибровочные кривые, построенные по второму способу, несмотря на ряд упрощений, зачастую обеспечивают большую точность. Вместе с тем надежность калибровки может быть повышена использованием интегральных калибровочных кривых других типов волн, например  $P_g$ ,  $L_g$ ,  $S_n$  и др.

Наибольшее распространение получили магнитудные шкалы, построенные для поверхностных и продольных волн. Шкалы, в которых используются поверхностные волны, в дальнейшем будем обозначать символом  $M$ , а шкалы, в которых используются объемные волны, — символом  $m$ . Для продольных волн разработаны шкалы с использованием как вертикальной компоненты (вертикальную компоненту будем обозначать индексом  $V$ ), так и горизонтальной ( $H$ ). Определение магнитуды по поверхностным волнам проводится на основании полного горизонтального вектора смещения. Калибровка землетрясений по другим типам волн широкого распространения не получила. Магнитудные шкалы обоих типов имеют многочисленные модификации в зависимости от применяемой аппаратуры и методики измерений.

Анализ станционных расхождений в оценке магнитуд показал, что иногда уже само определение магнитуды оставляет место для субъективного толкования экспериментального материала. Например, при выделении максимальных значений  $A/T$  на двух горизонтальных компонентах допускается нарушение синхронности (Аранович и др., 1966).

Как показали наши исследования, использование только одной компоненты не снижает сходимости магнитудных оценок и в то же время упрощает процедуру измерений, в значительной мере ослабляя роль субъективного фактора. В этой связи при построении калибровочных функций для продольных волн и волн Релея мы использовали вертикальную компоненту, а для поперечных волн — ту, на которой значение  $A/T$  максимально. Обычно это бывает одна из горизонтальных компонент.

Сходимость магнитудных оценок по объемным волнам в большой степени зависит от способа измерений и, в первую очередь, от выбора интервала времени, используемого для магнитудных оценок. Тщательный анализ этого положения был проведен по записям землетрясений на сейсмических станциях Талгар, Фрунзе и других по типовой аппаратуре СК, СКД-0, СКМ-3М. Было установлено, что более 90% землетрясений, магнитуда  $M$  которых не превосходит 7,5, имеют в продольной волне максимальные значения отношения  $A/T$  в пределах первых 20 с записи и только примерно для 55% землетрясений максимум  $A/T$  имеет место в пределах первых 5 с записи.

Видимо, одной из основных причин, по которой служба NOS США систематически занижает оценки магнитуд землетрясений по данным  $PV$ -волны относительно службы ЕССН СССР, является использование укороченного интервала измерений максимального значения отношения  $A/T$ .

Кроме того, следует иметь в виду, что для сильных землетрясений с магнитудой  $M \geq 7,5$  максимальное значение  $A/T$  в волне  $PV$  может запаздывать относительно первого вступления на 60 с и более. Заметим, что аналогичные результаты получены К. К. Запольским (Запольский, 1971; Запольский и др., 1974) по данным анализа частотно-временных полей.

При построении калибровочных кривых по продольным волнам, которые приведены ниже, поиск и измерение максимальной величины  $A/T$  осуществлялся в 20-секундном интервале записи для землетрясений с  $M < 7,5$  и в интервале длительностью в 60 с для землетрясений с  $M \geq 7,5$ .

Весьма существенные методические промахи, приводящие к систематическим погрешностям порядка 0,1—0,15 единиц магнитуды, могут возникать вследствие несовершенства способов поиска и измерения действительно максимального значения отношения  $A/T$ . Например, в ряде случаев вместо величины  $(A/T)_{\max}$  используется величина  $A_{\max}/T$ . Здесь уместно напомнить, что в основу магнитудной классификации Б. Гутенбергом (1963) было положено именно максимальное значение отношения  $(A/T)_{\max}$ .

Более совершенной, как показывает опыт, является оценка  $(A/T)_{\max}$  по амплитуде  $A$ , измеренной от нулевой линии записи, и соответствующему ей полупериоду  $T/2$ .

Для построения калибровочных кривых использованы записи сейсмических станций: Алма-Ата, Щель-Дальняя, Талгар, Рыбачье, Каджи-Сай, Пржевальск и Фрунзе — от землетрясений с нормальной глубиной очага. Указанные станции оснащены комплектами типовой аппаратуры СК (СКД-0) и СКМ-3М, имеющими достаточно сходные амплитудно-частотные характеристики. При этом постоянное увеличение отмечается в диапазоне периодов от 0,3 до 10 (15) с для каналов СК (СКД-0) и от 0,1 до 1,2 с для каналов СКМ-3М. В сторону больших периодов амплитудно-частотные характеристики спадают по третьей степени.

Для улучшения сходимости калибровочных кривых при их построении использовался известный прием Б. Гутенберга (1963), сводящийся к увязке калибровочной кривой объемной волны с данными калибровочной кривой поверхностных волн. При этом важно, чтобы шаг новой шкалы был постоянным и была соблюдена параллельность кривых в разных диапазонах магнитуд опорной шкалы по поверхностным волнам.

Такая увязка калибровочных кривых была проделана для всех указанных выше типов волн. Для этого индивидуальные кривые  $(A/T)_{\max}$  были построены в функциях эпицентрального расстояния для шести уровней шкалы магнитуд  $M_{LN}$  службы ЕССН: 3, 4, 5, 6, 7 и 8. По каждому типу волн использо-

вано около 1500 записей землетрясений в диапазоне расстояний от 200 до 11 000 км и диапазоне магнитуд  $M_{LH}$  от 3 до 8. Данные о  $M_{LH}$  брались из бюллетеня службы ЕССН и выборочно контролировались по записям станций: Фрунзе, Алма-Ата и Пржевальск.

Оказалось, землетрясения с магнитудой  $M_{LH} = 3$  представительны на расстояниях до 400 км, с  $M_{LH} = 4$  до 1800 км, с  $M_{LH} = 5$  до 6000 км, с  $M_{LH} = 6$  представительны во всем диапазоне расстояний, с  $M_{LH} = 7$  от 1500 до 11 000 км и с  $M_{LH} = 8$  на расстояниях свыше 5000 км.

При осреднении экспериментальных данных  $\lg(A/T)_{LH}$  шаг по расстоянию обычно равнялся 200 км. Осредняющие кривые проводились внутри доверительных интервалов, которые оценивались по формуле

$$q_i = \sigma_i t_{(p,k)} / \sqrt{n_i - 1},$$

где  $q_i$  — доверительные границы для истинной величины  $Q_M$  в  $i$ -м интервале эпицентрального расстояния;  $\sigma_i$  — соответствующее значение среднеквадратического отклонения;  $n_i$  — количество данных  $\lg(A/T)_{\max}$ ;  $t_{(p,k)}$  — критерий Стьюдента для доверительной вероятности  $p = 0,68$  и числа степеней свободы  $k = n_i - 1$ .

Оценка среднеквадратического отклонения  $\sigma_i$  осуществлялась упрощенным способом. Поскольку закон распределения величины  $\lg(A/T)_{\max}$  близок к нормальному, то среднеквадратическое значение в  $i$ -м интервале расстояний оценивалось на графике по ширине 68%-ного интервала значений  $\lg(A/T)_{\max}$ . Проверка оценок  $\sigma_i$  по формуле

$$\sigma_i = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^{n_i} [(A/T)_{ij} - (\overline{A/T})_i]^2}{n_i - 1}}$$

показала, что при  $n \geq 10$  расхождение в оценках не превышает 10—15%. Полученные таким образом калибровочные кривые представлены на рис. 13.

Анализ полученных результатов показывает, что кривые зависимости  $\lg(A/T)_{\max}$  от эпицентрального расстояния для волны Релея параллельны между собой практически во всем диапазоне эпицентральных расстояний. Шаг между кривыми постоянный, не зависит от диапазона магнитуд опорной шкалы  $M_{LH}$  и практически совпадает с шагом шкалы  $M_{LH}$ . Относительный уровень калибровочной кривой волны  $R$  такой, что в среднем выдерживается соотношение

$$\lg(A/T)_{LH} - \lg(A/T)_R = 0,1.$$

Таким образом, можно считать вполне оправданным выполнение калибровки землетрясений по волне Релея с использованием известной калибровочной кривой  $M_{LH}$  для среднепериодной аппаратуры СК (СКД-0).

Калибровочная кривая для волны Релея, полученная по сети станций Северного Тянь-Шаня, приведена на рис. 13, г. Здесь же для сравнения показана калибровочная кривая  $M_{LH}$  службы ЕССН.

Рассмотрение калибровочной кривой показывает, что в интервале расстояний 200—2000 км ее уровень спадает в среднем в соответствии с  $\Delta^{-1/6}$ . При этом показатель степени может варьировать от  $-1,52$  до  $-1,66$ . На больших расстояниях спад кривой происходит по закону  $\Delta^{-1,66}$ .

В случае сферически симметричной модели Земли и изотропном излучении сейсмического источника амплитуду фазы Эйри поверхностной волны можно описать выражением

$$A = k \Delta^{-1/2} (\sin \Delta)^{-1/2} \exp(-\gamma \Delta), \quad (***)$$

где  $k$  — константа;  $\gamma = \pi(VTQ)^{-1}$  — коэффициент затухания;  $V$  — групповая скорость;  $T$  — период;  $Q$  — добротность среды.

При подборе теоретической амплитудной кривой согласно (\*\*\*) наилучшее совпадение с экспериментальными данными получается при  $\gamma = 0,025$  (град) $^{-1}$ . При групповой скорости  $V = 3$  км/с и периоде  $T = 9$  ÷

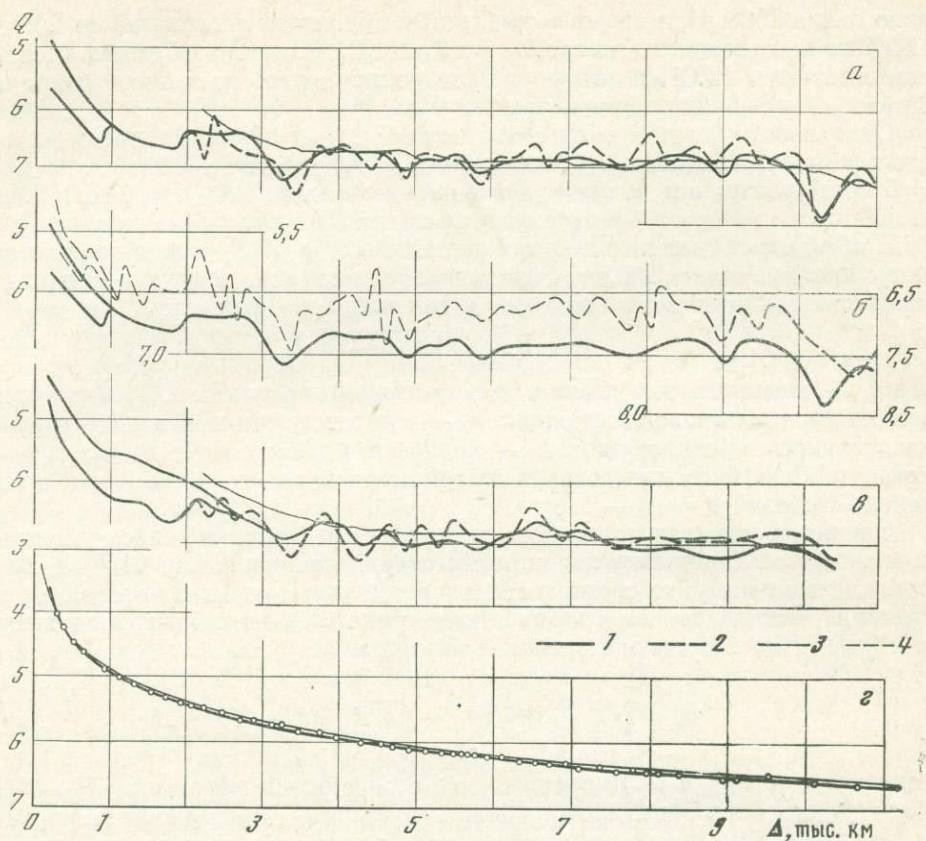


Рис. 13. Калибровочные кривые для продольных волн (а, б), поперечных (в) и поверхностных (г) волн

1 — по данным станций Северного Тянь-Шаня, аппаратура СК; 2 — по данным станции Талгар, аппаратура СК; 3 — сводные кривые ЕССН; 4 — по данным станций Северного Тянь-Шаня, аппаратура СКМ-3, ось ординат размечена справа (б)

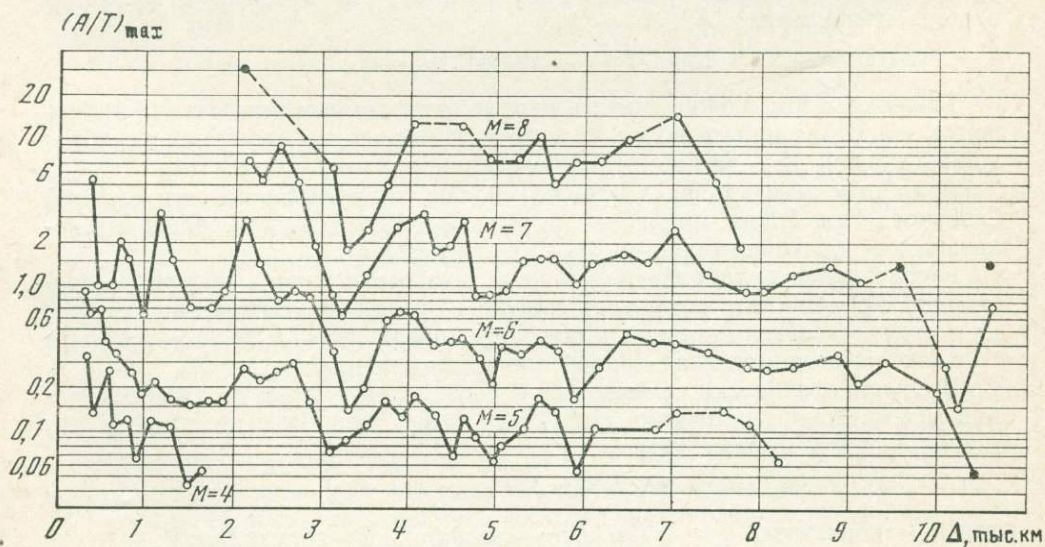


Рис. 14. Семейство кривых изменения  $(A/T)_{\max}$  в волне  $P_V$  с расстоянием для пяти значений  $M_{LH}$  (аппаратура СК)

Светлые кружки — средние значения, темные — единичные

$\div 16$  с (Рузайкин, Халтурин, 1974) это соответствует величине  $Q \approx 300 \div 500$ , что находится в согласии с известными данными по поверхностным волнам (Смит, 1975).

Анализ калибровочных кривых продольных волн  $P_V$ , полученных по среднепериодной аппаратуре СК (рис. 14), показывает, что в общем параллельность кривых  $(A/T)_{\max}$  для разных интервалов магнитуд не нарушается. Средние значения шага между этими кривыми или коэффициента  $b$  регрессии в уравнении  $m = bM_{LH} + a$  для разных интервалов расстояний приведены в табл. 1.

Таблица 1

Средние значения коэффициента  $b$  в регрессии  $m = bM_{LH} + a$

| Интервалы расстояний, км | Магнитуда $M_{LH}$ |      |      |      | Интервалы расстояний, км | Магнитуда $M_{LH}$ |      |      |      |
|--------------------------|--------------------|------|------|------|--------------------------|--------------------|------|------|------|
|                          | 4-5                | 5-6  | 6-7  | 7-8  |                          | 4-5                | 5-6  | 6-7  | 7-8  |
| 200-2000                 | 0,39               | 0,68 | —    | —    | 5000-7000                | —                  | 0,50 | 0,62 | 0,72 |
| 2000-5000                | —                  | 0,58 | 0,64 | 0,66 | 7000-10 000              | —                  | —    | 0,60 | —    |

Данные табл. 1 показывают, что только для диапазона амплитуд  $M_{LH} = 4 \div 5$  и интервала расстояний от 200 до 2000 км коэффициент регрессии существенно отличается от среднего значения 0,63, полученного без учета этого аномально низкого значения. Как известно, шаг шкалы, равный 0,63, был получен Б. Гутенбергом (1963) по мировой сводке. Вместе с тем включение в среднюю оценку коэффициента  $b$  для  $M_{LH} = 4 \div 5$  уменьшает шаг шкалы до 0,57. Это значение в свою очередь близко к оценке, рекомендованной комитетом по магнитудным определениям в Цюрихе от 3.X.1976 г.

Для калибровки землетрясений на расстояниях до 1000 км предлагается использовать две ветви калибровочной кривой: одну по волнам  $P_n$ , другую по волнам  $P_g$ . Это позволит существенно расширить динамический диапазон калибровки на таких расстояниях.

Для сравнения с калибровочной кривой по северо-тяньшаньской группе станций на рис. 13, а приведены калибровочные кривые службы ЕССН (показана тонкой линией) и станции Талгар для канала СК (штриховая линия). Отметим, что калибровочная кривая службы ЕССН чрезмерно сглаженная и не позволяет учитывать региональные особенности, которые сравнительно надежно выделяются по данным станций Северного Тянь-Шаня.

На рис. 13, б сопоставлены калибровочные кривые по продольным волнам, полученные на станциях Северного Тянь-Шаня по двум типам аппаратуры: среднепериодной (сплошная линия) и короткопериодной (штриховая линия). Видно, что калибровочная кривая, полученная по данным канала СКМ-3М, существенно осложнена мелкими деталями. Вместе с тем на ней ясно прослеживаются основные элементы калибровочной кривой для среднепериодной аппаратуры СК (СКД-0). Считая детальность кривой СКМ-3М излишней и замечая, что она отстоит от кривой СК в среднем на 0,3 ед. лог., можно рекомендовать для калибровки землетрясений по данным канала СКМ-3М калибровочную кривую для канала СК с поправкой, равной 0,3.

На рис. 13, в приведены калибровочные кривые для волн  $S$  и  $L_g$ . При их построении в зависимости от значения  $M_{LH}$  получен одинаковый шаг шкалы, равный 0,60 ед. лог. Однако затухание волн в диапазоне расстояний от 200 до 2500 км существенно различается. Если для волны  $S_n$  ( $S$ ) затухание в среднем происходит по закону  $\Delta^{-1,8}$ , то для волн  $L_g$  этот закон имеет вид  $\Delta^{-1,6}$ , что в среднем согласуется с затуханием волны Релея, как это было показано выше.

Обращает на себя внимание тот факт, что затухание волны  $L_g$  несколько различается для расстояний  $\Delta < 1000$  и  $\Delta > 1000$  км. В самом деле, если вос-

пользоваться для аппроксимации амплитудной кривой волны  $Lg$  выражением (\*\*\*) , полагая ее связь с высшими модами поверхностных волн, распространяющихся с минимальной групповой скоростью, то наилучшее согласие теоретической кривой с экспериментальными данными отмечается для  $\gamma = 0,20$  при  $\Delta < 1000$  км и  $\gamma = 0,13$  при  $\Delta > 1000$  км. Принимая во внимание, что  $T \approx 3$  с,  $V = 3,57$  км/с для  $\Delta < 1000$  км и  $V = 3,65$  км/с для  $\Delta > 1000$  км, получим для первого случая  $Q \approx 160$ , а для второго —  $Q \approx 250$ . Такая упрощенная оценка позволяет предположить, что регистрируемая на расстояниях  $\Delta > 1000$  км волна  $Lg$  распространяется в сравнительно более добротной среде.

Сопоставляя морфологические особенности калибровочных кривых для продольных и поперечных волн, приведенных на рис. 13, *a* и *b*, можно отметить в них существенное сходство как средних тенденций, так и целого ряда деталей, например, согласованность минимумов кривых в области 3300, 4300, 4900, 5800 и 9000 км и максимумов в области 4000, 5600, 6600 и 9600 км. В то же время имеются и некоторые расхождения в поведении кривых на расстояниях от 1000 до 3000 км. Это может служить косвенным указанием на несимметричность упругого разреза Земли по отношению к продольным и поперечным волнам.

Таблица 2

Значения калибровочных функций  $Q_M(\Delta)$  для продольных волн  $Pg$  и  $P_V$  от неглубоких ( $H < 60$  км) землетрясений

| $\Delta$ , км | $Pg$ | $P_V$ | $\Delta$ , км | $P_V$ | $\Delta$ , км | $P_V$ | $\Delta$ , км | $P_V$ |
|---------------|------|-------|---------------|-------|---------------|-------|---------------|-------|
| 200           | 4,85 | 5,65  | 3300          | 7,18  | 6400          | 6,90  | 9500          | 6,86  |
| 300           | 5,14 | 5,80  | 3400          | 7,08  | 6500          | 6,90  | 9600          | 6,89  |
| 400           | 5,36 | 5,94  | 3500          | 6,98  | 6600          | 6,90  | 9700          | 6,92  |
| 500           | 5,54 | 6,06  | 3600          | 6,88  | 6700          | 6,90  | 9800          | 6,98  |
| 600           | 5,70 | 6,18  | 3700          | 6,78  | 6800          | 6,90  | 9900          | 7,06  |
| 700           | 5,87 | 6,32  | 3800          | 6,70  | 6900          | 6,90  | 10000         | 7,20  |
| 800           | 6,00 | 6,44  | 3900          | 6,70  | 7000          | 6,84  | 10100         | 7,41  |
| 900           | 6,10 | 6,45  | 4000          | 6,70  | 7100          | 6,84  | 10200         | 7,64  |
| 1000          | 6,22 | 6,22  | 4100          | 6,70  | 7200          | 6,84  | 10300         | 7,86  |
| 1100          | —    | 6,32  | 4200          | 6,70  | 7300          | 6,86  | 10400         | 7,74  |
| 1200          | —    | 6,42  | 4300          | 6,70  | 7400          | 6,90  | 10500         | 7,58  |
| 1300          | —    | 6,46  | 4400          | 6,70  | 7500          | 6,96  | 10600         | 7,40  |
| 1400          | —    | 6,50  | 4500          | 6,70  | 7600          | 7,01  | 10700         | 7,28  |
| 1500          | —    | 6,53  | 4600          | 6,70  | 7700          | 7,02  | 10800         | 7,29  |
| 1600          | —    | 6,55  | 4700          | 6,82  | 7800          | 7,02  | 10900         | 7,30  |
| 1700          | —    | 6,59  | 4800          | 6,92  | 7900          | 7,02  | 11000         | 7,35  |
| 1800          | —    | 6,63  | 4900          | 7,05  | 8000          | 6,98  |               |       |
| 1900          | —    | 6,63  | 5000          | 6,97  | 8100          | 6,90  |               |       |
| 2000          | —    | 6,40  | 5100          | 6,86  | 8200          | 6,88  |               |       |
| 2100          | —    | 6,36  | 5200          | 6,85  | 8300          | 6,85  |               |       |
| 2200          | —    | 6,39  | 5300          | 6,85  | 8400          | 6,82  |               |       |
| 2300          | —    | 6,40  | 5400          | 6,85  | 8500          | 6,80  |               |       |
| 2400          | —    | 6,41  | 5500          | 6,78  | 8600          | 6,82  |               |       |
| 2500          | —    | 6,42  | 5600          | 6,77  | 8700          | 6,85  |               |       |
| 2600          | —    | 6,40  | 5700          | 6,90  | 8800          | 6,90  |               |       |
| 2700          | —    | 6,38  | 5800          | 7,02  | 8900          | 7,01  |               |       |
| 2800          | —    | 6,42  | 5900          | 7,08  | 9000          | 7,14  |               |       |
| 2900          | —    | 6,57  | 6000          | 7,00  | 9100          | 7,12  |               |       |
| 3000          | —    | 6,70  | 6100          | 6,94  | 9200          | 6,88  |               |       |
| 3100          | —    | 6,90  | 6200          | 6,90  | 9300          | 6,82  |               |       |
| 3200          | —    | 7,08  | 6300          | 6,90  | 9400          | 6,83  |               |       |

Таблица 3

Калибровочные функции  $Q_M(\Delta)$  для поперечных волн  $Sn$  и  $S$  и волн  $Lg$  неглубоких землетрясений по замерам  $(A/T)_{\max}$  на одной наиболее интенсивной компоненте

| $\Delta$ , км | $Lg$ | $Sn$ | $\Delta$ , км | $S$  | $\Delta$ , км | $S$  | $\Delta$ , км | $S$  |
|---------------|------|------|---------------|------|---------------|------|---------------|------|
| 200           | 4,34 | 4,60 | 3200          | 6,87 | 6200          | 6,82 | 9 200         | 7,16 |
| 300           | 4,57 | 5,20 | 3300          | 6,92 | 6300          | 6,80 | 9 300         | 7,10 |
| 400           | 4,78 | 5,40 | 3400          | 6,86 | 6400          | 6,76 | 9 400         | 7,03 |
| 500           | 4,98 | 5,58 | 3500          | 6,82 | 6500          | 6,66 | 9 500         | 7,00 |
| 600           | 5,15 | 5,73 | 3600          | 6,75 | 6600          | 6,61 | 9 600         | 7,00 |
| 700           | 5,30 | 5,86 | 3700          | 6,68 | 6700          | 6,69 | 9 700         | 7,02 |
| 800           | 5,42 | 6,00 | 3800          | 6,64 | 6800          | 6,77 | 9 800         | 7,06 |
| 900           | 5,50 | 6,14 | 3900          | 6,64 | 6900          | 6,81 | 9 900         | 7,09 |
| 1000          | 5,55 | 6,23 | 4000          | 6,70 | 7000          | 6,80 | 10 000        | 7,13 |
| 1100          | 5,55 | 6,26 | 4100          | 6,73 | 7100          | 6,76 | 10 100        | 7,18 |
| 1200          | 5,56 | 6,30 | 4200          | 6,86 | 7200          | 6,78 | 10 200        | 7,25 |
| 1300          | 5,60 | 6,31 | 4300          | 7,00 | 7300          | 6,83 | 10 300        | 7,33 |
| 1400          | 5,67 | 6,34 | 4400          | 6,96 | 7400          | 6,93 | 10 400        | 7,42 |
| 1500          | 5,73 | 6,40 | 4500          | 6,86 | 7500          | 6,97 | 10 500        | 7,52 |
| 1600          | 5,80 | 6,54 | 4600          | 6,78 | 7600          | 7,02 |               |      |
| 1700          | 5,86 | 6,62 | 4700          | 6,82 | 7700          | 7,04 |               |      |
| 1800          | 5,90 | 6,62 | 4800          | 6,95 | 7800          | 7,07 |               |      |
| 1900          | 5,94 | 6,60 | 4900          | 7,02 | 7900          | 7,10 |               |      |
| 2000          | 6,00 | 6,48 | 5000          | 7,00 | 8000          | 7,10 |               |      |
| 2100          | 6,05 | 6,30 | 5100          | 6,96 | 8100          | 7,08 |               |      |
| 2200          | 6,12 | 6,29 | 5200          | 6,95 | 8200          | 7,07 |               |      |
| 2300          | 6,20 | 6,38 | 5300          | 6,95 | 8300          | 7,06 |               |      |
| 2400          | 6,28 | 6,44 | 5400          | 6,93 | 8400          | 7,07 |               |      |
| 2500          | 6,38 | 6,48 | 5500          | 6,92 | 8500          | 7,11 |               |      |
| 2600          | 6,50 | 6,53 | 5600          | 6,94 | 8600          | 7,16 |               |      |
| 2700          | —    | 6,56 | 5700          | 7,03 | 8700          | 7,19 |               |      |
| 2800          | —    | 6,60 | 5800          | 7,08 | 8800          | 7,21 |               |      |
| 2900          | —    | 6,64 | 5900          | 7,02 | 8900          | 7,22 |               |      |
| 3000          | —    | 6,70 | 6000          | 6,94 | 9000          | 7,22 |               |      |
| 3100          | —    | 6,77 | 6100          | 6,87 | 9100          | 7,22 |               |      |

Сравнивая калибровочную кривую для  $S$ -волн, полученную на станциях Северного Тянь-Шаня, с кривой  $SH$ , принятой в службе ЕССН (Ванек и др., 1962), можно убедиться в том, что применение региональной калибровочной кривой позволит улучшить в целом сходимость амплитудной калибровки по поперечным волнам.

В табл. 2 приведены значения калибровочных функций  $Q_M(\Delta)$  для продольных волн  $P_V$  и  $P_g$  от неглубоких землетрясений, полученные по станциям Северного Тянь-Шаня, а в табл. 3 — значения калибровочных функций для поперечных волн и волн  $Lg$ , полученные на группе северо-тяньшаньских станций.

Следует заметить, что в последние годы проявляется значительный интерес к привлечению для целей калибровки ряда сейсмических волн, традиционно не использовавшихся для амплитудной калибровки (Васег, 1967; Evernden, 1967; Nuttli, 1972; Street, 1976; Zoltan e. a., 1975). Можно надеяться, что полученные в настоящей работе калибровочные функции для серии объемных и поверхностных волн помогут расширить возможности калибровки сейсмических источников и существенно повысить надежность магнитудных определений.

## 2. Калибровочные кривые волн, прошедших ядро

Волны типа  $PKP$  пока не нашли широкого применения при магнитудной классификации землетрясений. Между тем использование волн этого типа позволило бы привлечь к обработке данные для землетрясений, удаленных более чем на 12 тыс. км.

Анализ, приведенный в предыдущей главе, показал, что выделение некоторых ветвей волн  $PKP$  проводится очень неуверенно, поэтому построение магнитудных калибровочных кривых целесообразно проводить по двум группам волн. В одну группу мы включили хорошо выделяемую ветвь  $AB$  ( $PKP_2$ ), в другую — ветви  $DF$  и  $GH$ , рассматриваемые совместно. Условно будем называть совокупность этих двух ветвей группой  $PKP_1$ .

При построении магнитудной шкалы необходимо решить следующие задачи:

1) убедиться в справедливости основного принципа построения магнитудных шкал — параллельности амплитудных кривых для землетрясений различной энергии;

2) оценить соотношение между данной шкалой и известными шкалами, построенными по другим типам волн.

Интервалы времени, в которых производились измерения амплитуд сейсмических волн, выбирались в соответствии с построенным годографом.

На участке до 15 тыс. км. максимумы волн  $PKP$  лежат не дальше 10 с после первого вступления. На участке 15—16 тыс. км, где в первых вступлениях иногда видны волны ветви  $GH$ , во избежание ошибок интервал измерений увеличен до 15 с после первого вступления независимо от того, к какой ветви относятся эти вступления. За зоной интерференции интервал измерений в первой группе волн (ветви  $DF$  и  $GH$ ) ограничивается моментом вступления ветви  $PKP_2(AB)$ .

Для волны  $PKP_2$  интервал времени, в котором наблюдаются максимумы амплитуды, несколько больше, чем для волн первой группы, и в среднем составляет 20 с после вступления группы  $PKP_2$ .

Обработка данных по двум выделенным группам производилась отдельно. Значения  $A/T$  приводились к уровню  $m_b = 5,5$ , а затем осреднялись в стокилометровых интервалах эпицентрального расстояния. Полученная кривая явилась основой для калибровочной кривой в единицах магнитудной шкалы США. Для проверки выполнения основных принципов построения магнитудных шкал были сопоставлены отклонения приведенных значений  $A/T$  от средней кривой с магнитудами соответствующих толчков. Такие сравнения производились в разных диапазонах эпицентральных расстояний. Зависимость отклонений  $A/T$  от магнитуды и эпицентрального расстояния не обнаружена.

Измерения проводились на сейсмограммах, полученных типовыми каналами. Обработка материалов выполнена таким образом, что уровень амплитудных кривых соответствует магнитудной оценке 5,5 в единицах шкалы  $m_b$ . Для приведения калибровочных кривых, построенных по волнам типа  $PKP$ , в соответствие со шкалой  $m_{PV}^{СКМ}$  использовалось эмпирическое соотношение, связывающее шкалы  $m_b$  и  $m_{PV}^{СКМ}$  (рис. 15). Заметим, что вблизи значения  $m_b = 5,5$  пересчет магнитуд из одной шкалы в другую производится с минимальными погрешностями, поскольку формулы, полученные различными авторами, вблизи значения  $m_b = 5,5$  приводят практически к одинаковым результатам.

Кроме того, для землетрясений с нормальной глубиной очага мы имели оценки магнитуды в единицах шкалы  $M_{LH}$  (около 50 случаев). Эти оценки также были пересчитаны по известным формулам (Антонова и др., 1968; Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений, 1974) в единицы шкалы  $m_{PV}^{СКМ}$ .

Для некоторых землетрясений нашей сетью станций зарегистрированы одновременно волны типа  $P$  и  $PKP$  (около 40 случаев). Это позволило про-

Рис. 15. Соотношение магнитудных шкал  $m_b$  (США) и  $m_{PV}^{СКМ}$  (КСЭ)

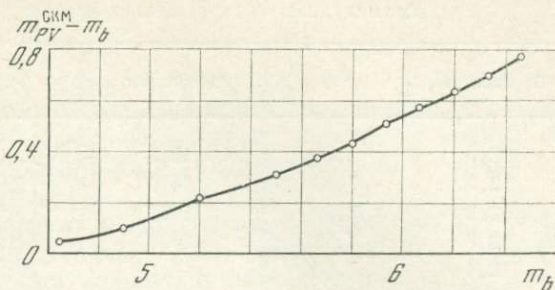
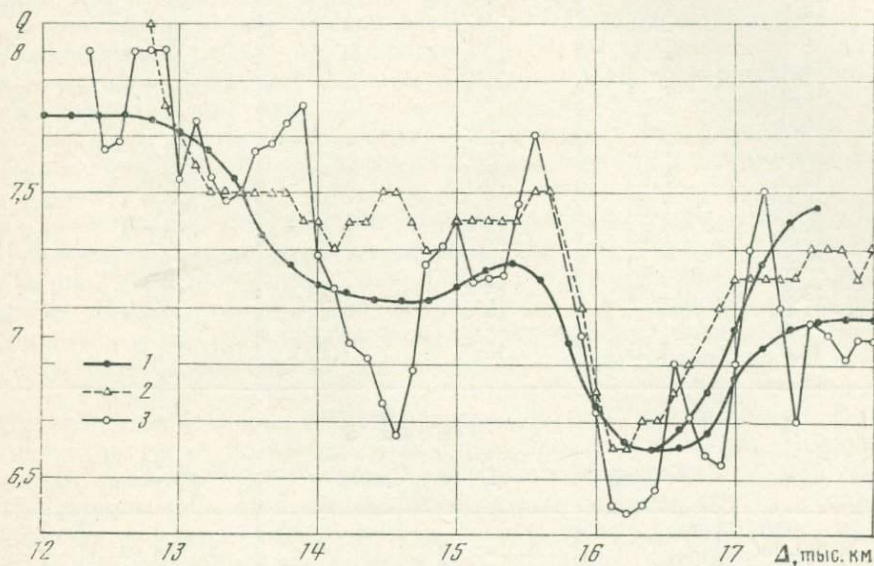


Рис. 16. Калибровочные кривые для волн РҚР

1 — по данным КСЭ, верхняя ветвь, соответствует группе РҚР<sub>1</sub>, нижняя — РҚР<sub>2</sub>; 2 — по данным И. В. Горбуновой и Н. В. Шаторной (1976); 3 — по данным С. Миямура (Miyamura, 1974)



известии прямое сопоставление значений  $A/T$  для волн типа РҚР с магнитудными оценками  $m_{PV}^{СКМ}$ .

Различия в уровне привязки калибровочной кривой, полученном тремя способами, не превысили 0,1 магнитудной единицы. Оценки по построенным магнитудным шкалам, которые условно назовем  $m_{RQR_1}^{СКМ}$  и  $m_{RQR_2}^{СКМ}$ , в среднем совпадают со шкалой  $m_{PV}^{СКМ}$ .

Точность отдельного определения магнитуды по шкалам для волн РҚР примерно такая же, как для волн Р. Повышенная региональная изменчивость магнитудных отклонений наблюдается только вблизи минимума калибровочной функции. Эта погрешность может быть устранена введением региональных магнитудных поправок. Калибровочная функция приводится в табл. 4 и 5 и на рис. 16, где для сравнения нанесены данные по литературным источникам.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изучение времен пробега и амплитуд объемных волн, фазовых скоростей поверхностных волн и свободных колебаний Земли позволило получить представление о слоистой структуре Земли и построить ее радиально-неоднородную и сферически симметричную модель. Вместе с тем многие известные факты не могут быть объяснены в рамках радиально-неоднородной модели и требуют расширения класса моделей Земли, учитывающих и радиальную, и латеральную неоднородность ее строения.

Таблица 4  
Магнитудная калибровочная кривая для волн типа  $PKP_1$

| $\Delta$ , тыс. км | $Q_M$ | $\Delta$ , тыс. км | $Q_M$ | $\Delta$ , тыс. км | $Q_M$ |
|--------------------|-------|--------------------|-------|--------------------|-------|
| 12,0               | 7,80  | 13,9               | 7,20  | 15,8               | 7,00  |
| 12,1               | 7,80  | 14,0               | 7,20  | 15,9               | 6,80  |
| 12,2               | 7,80  | 14,1               | 7,15  | 16,0               | 6,75  |
| 12,3               | 7,80  | 14,2               | 7,15  | 16,1               | 6,70  |
| 12,4               | 7,80  | 14,3               | 7,15  | 16,2               | 6,60  |
| 12,5               | 7,80  | 14,4               | 7,10  | 16,3               | 6,60  |
| 12,6               | 7,80  | 14,5               | 7,10  | 16,4               | 6,60  |
| 12,7               | 7,75  | 14,6               | 7,10  | 16,5               | 6,60  |
| 12,8               | 7,75  | 14,7               | 7,10  | 16,6               | 6,65  |
| 12,9               | 7,75  | 14,8               | 7,10  | 16,7               | 6,70  |
| 13,0               | 7,70  | 14,9               | 7,15  | 16,8               | 6,80  |
| 13,1               | 7,70  | 15,0               | 7,20  | 16,9               | 6,90  |
| 13,2               | 7,65  | 15,1               | 7,20  | 17,0               | 7,0   |
| 13,3               | 7,60  | 15,2               | 7,25  | 17,1               | 7,15  |
| 13,4               | 7,55  | 15,3               | 7,25  | 17,2               | 7,25  |
| 13,5               | 7,45  | 15,4               | 7,25  | 17,3               | 7,35  |
| 13,6               | 7,35  | 15,5               | 7,25  | 17,4               | 7,40  |
| 13,7               | 7,30  | 15,6               | 7,20  | 17,5               | 7,45  |
| 13,8               | 7,25  | 15,7               | 7,10  | 17,6               | 7,45  |

Таблица 5  
Калибровочная функция  $Q_M$  для волн типа  $PKP_2$

| $\Delta$ , тыс. км | $Q_M$ | $\Delta$ , тыс. км | $Q_M$ | $\Delta$ , тыс. км | $Q_M$ |
|--------------------|-------|--------------------|-------|--------------------|-------|
| 16,5               | 6,6   | 17,0               | 6,85  | 17,5               | 7,05  |
| 16,6               | 6,6   | 17,1               | 6,90  | 17,6               | 7,05  |
| 16,7               | 6,6   | 17,2               | 6,95  | 17,7               | 7,05  |
| 16,8               | 6,65  | 17,3               | 7,00  | 17,8               | 7,05  |
| 16,9               | 6,75  | 17,4               | 7,00  | 17,9               | 7,05  |
|                    |       |                    |       | 18,0               | 7,05  |

Для экспериментального изучения горизонтальной неоднородности Земли требуется развивать детальные профильные и площадные сейсмологические системы, которые в соответствии с детальностью исследований должны быть ориентированы на тот или иной характерный масштаб неоднородностей строения. Для этого необходимо установить иерархию естественных масштабов неоднородностей строения земных недр и их соотношение с масштабами вариаций параметров волнового поля.

Для выявления и изучения масштабных эффектов, определяющих региональную изменчивость элементов волнового поля, необходимо ввести ряд новых морфологических характеристик поля и разработать относительно простые и эффективные приемы анализа данных.

В первой части монографии на основе экспериментальных данных о закономерностях распространения сейсмических волн в неоднородной Земле показана связь основных элементов волнового поля с характером распределения и масштабом вариации скоростей распространения сейсмических волн и поглощающих свойств среды.

Основным методическим приемом, использованным для анализа региональной изменчивости характеристик объемных и поверхностных волн, является разделение наблюдаемых волновых полей на две основные компоненты: среднее поле (фон) и отклонение от среднего, флуктуации. Предложены простые и сравнительно эффективные приемы анализа статистической структуры флуктуаций. На характерных примерах показаны реальные возможности разработанных методик исследования масштабных эффектов проявления неоднородностей строения в структуре флуктуаций параметров волнового поля.

Показано, что для анализа структуры флуктуаций параметров волнового поля большими возможностями обладают такие статистические характеристики, как функции когерентности, корреляционные и структурные функции. По данным корреляции формы импульса волны  $P$ , полученным в разных районах Земли, построена сводная зависимость коэффициента корреляции от эпицентрального расстояния в диапазоне от 10 км до 12 тыс. км. Анализ этих данных показывает, что с помощью пространственной корреляционной функции в существенно различных геолого-тектонических районах Земли можно выделить характерные для этих районов масштабы флуктуаций параметров волнового поля и соотнести их с масштабами неоднородностей среды.

Пространственные структурные функции особенно удобны для оценки пространственных масштабов неоднородностей строения по характеру флуктуаций параметров волнового поля. Они были вычислены для флуктуаций времени пробега волны  $P$  для группы LASA и 20 станций USGS, расположенных в континентальном районе, а также для группы сейсмических станций Калифорнии в зоне перехода от континента к океану и для системы сейсмических станций в других районах США и Канады. По данным станций, на территории США построена пространственная структурная функция флуктуаций логарифма амплитуды продольной волны. Полученные данные сопоставлены со структурной функцией мощности земной коры в районе группы LASA и с системой скоростных разрезов коры и верхней мантии шести районов США и Канады. Установлена прямая связь между структурными функциями элементов волнового поля и горизонтальными неоднородностями строения коры и мантии.

По данным регистрации подземного ядерного взрыва LONG-SHOT, для системы сейсмических станций мировой сети построена структурная функция флуктуаций времен прихода волны  $PcP$ . Показано, что с помощью структурных функций горизонтальные неоднородности могут проследиваться на больших глубинах, в том числе в области перехода от нижней мантии к внешнему ядру.

Показано также, что применение системы регионально дифференцированных калибровочных кривых волн  $Pn$ ,  $Pg$ ,  $P$ ,  $Sn$ ,  $S$ ,  $Lg$  и  $R$  позволяет существенно расширить динамический диапазон и диапазон эпицентральных расстояний в решении задачи оценки магнитуд сейсмических источников.

---

## II

# РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН И СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

---

Во второй части монографии представлены результаты многолетних исследований, проводившихся в центральной части Азиатского континента. Основное место отводится изучению строения верхней мантии по направлению Памир—Байкал, где в 1961—1963 гг. были проведены сейсмологические профильные наблюдения (Лукк, Нерсесов, 1965; Нерсесов, Раутиан, 1964). В последующие годы получены дополнительные данные, которые позволили провести более детальный анализ внутреннего строения верхней мантии в пределах этого региона.

Район Центральной Азии между Памиром и Байкалом включает ряд тектонических сооружений, составляющих восточную ветвь Урало-Монгольского геосинклинального складчатого пояса: Тянь-Шань, Казахстан, Монголия, Алтай, Прибайкалье.

Как считают Е. Н. Алтухов и др. (1974), эти относительно «разновозрастные складчатые зоны можно объединить в три группы, обладающие сходством развития и структуры». При этом гипотетически полагается, что региональные структуры могут быть систематизированы в соответствии с типами земной коры, которая являлась складчатым основанием архейского заложения для развивавшихся с нижнепротерозойского и более позднего времени «первичных и регенерированных геосинклиналей». На рис. 17 приведена схема основных структурных элементов восточной части Урало-Монгольского складчатого пояса (Алтухов и др., 1974).

Отличительной чертой складчатых систем, отнесенных к первой группе, в которую включены Саяно-Байкальская, Казахстано-Тяньшаньская и Хингано-Гобийская системы, считается то, что складчатые зоны этой группы сформировались на фундаменте с континентальным типом коры, «с мощным гранитоидным слоем архейского возраста». Первичные геосинклинальные системы протерозой-рифейского заложения составляют обрамление Сибирской и Китайской платформ и представляют главным образом структуры Саяно-Байкальской складчатой системы. Регенерированные геосинклинали проявились в основном в пределах Казахстано-Тяньшаньской системы: Кокчетав-Северо-Тяньшаньская каледонского возраста, Джунгаро-Балхашская и Южно-Тяньшаньская герцинского возраста.

Ко второй группе складчатых систем отнесены Монголо-Алтайская и Чингиз-Гарбагатайская складчатые зоны, которые сформировались на фундаменте промежуточного (между континентальным и океаническим) типа коры с относительно «недоразвитым гранитометаморфическим слоем протерозойского возраста».

К третьему типу складчатых систем, которые были сформированы на фундаменте с океаническим типом коры (без сиалического слоя), отнесена Зайсан-Гобийская складчатая зона, которая «прослеживается более чем на 2000 км непрерывной полосой шириной 150—200 км от г. Семипалатинска на западе через Зайсан-Уленгурскую котловину, вдоль Юго-Западных

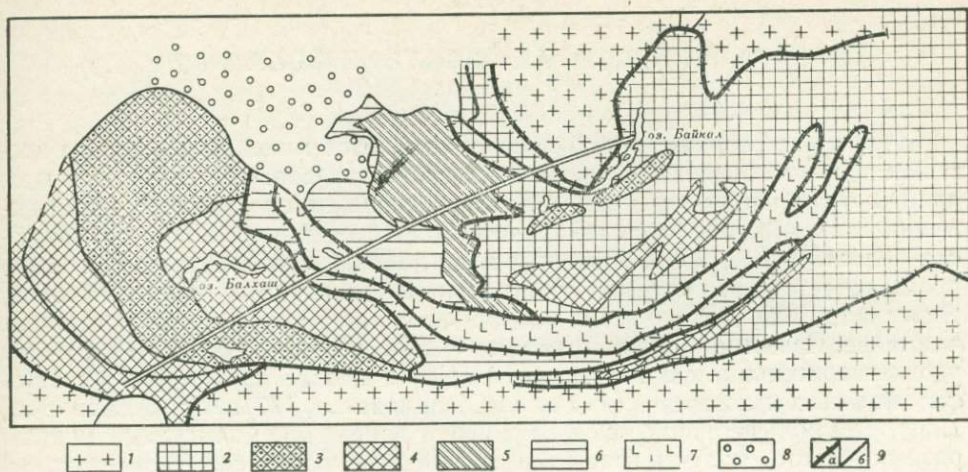


Рис. 17. Основные структурные элементы восточной части Урало-Монгольского пояса (Алтухов и др., 1974)

1 — древние платформы и массивы; 2—4 — складчатые системы, развивавшиеся на коре континентального типа (Казахстано-Тяньшаньская, Саяно-Байкальская и Хингано-Гобийская): 2 — первичные геосинклинали, 3, 4 — регенерированные геосинклинали (3 — раннекаледонские, 4 — герцинские); 5, 6 — складчатая система, развивавшаяся на коре переходного типа (Монголо-Алтайская), первичные геосинклинали: 5 — раннекаледонские, 6 — герцинские; 7 — складчатая система, развивавшаяся на коре океанического типа (Зайсано-Гобийская, герцинская); 8 — чехол Западно-Сибирской плиты; 9 — зоны разломов: а — по границам складчатых систем, б — по границам разновозрастных геосинклинальных зон. Профиль Памир — Байкал показан двойной линией

склонов Монгольского Алтая, через Гобийский Алтай, до впадины Восточной Гоби.

Таким образом, в процессе эволюции земной коры Урало-Монгольского тектонического пояса, как считают Е. Н. Алтухов и другие, архейский гранито-метаморфический слой коры с нижнепротерозойского и более позднего времени последовательными геосинклинальными циклами был переработан в кору нового типа. Байкало-Саянская и Казахстано-Тяньшаньская складчатые системы с континентальным типом коры были сформированы в процессе первичного геосинклинального цикла в протерозое и регенеративного цикла в каледонскую и герцинскую эпохи. Кора промежуточного типа была сформирована в пределах Монголо-Алтайской складчатой системы в нижне-верхне-палеозойскую эпоху. При этом предполагается, что наращивание коры шло от краев системы к ее центру. В ордовике—силуре вследствие распада и «растяжения коры почти по осевой части Урало-Монгольского пояса возникла Зайсано-Гобийская система с корой океанического типа».

Приведенная картина эволюции коры Урало-Монгольского пояса в известной мере гипотетическая. Реальность подобной трактовки может быть в прямой зависимости от возможности объяснения ряда фактов, полученных в последние годы геологией, геофизикой и геохимией.

Представляется, что некоторые положения, высказанные геологами на основании обобщения различных данных относительно происхождения и тектонического строения восточной части Урало-Монгольского геосинклинального складчатого пояса (Алтухов и др., 1974; Зайцев и др., 1974; Зоненштайн, 1974; Шульц, 1974), могут найти известное подтверждение в результатах сейсмологических исследований, изложенных в настоящей монографии.

СПЕКТРАЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВОЛН  $P$ ,  $Pg$ ,  $Lg$ 

Изучение строения верхней мантии базируется главным образом на временах пробега объемных волн, фазовых скоростях поверхностных волн и на данных о свободных колебаниях Земли. Использование для этих целей динамических характеристик сейсмических волн открывает новые возможности (Азбель и др., 1966; Яновская и др., 1964). Наиболее перспективным представляется рассмотрение спектральных амплитудных кривых (Волков, Яновская, 1974). Однако этому вопросу до сих пор уделяется недостаточное внимание. Известно крайне малое число работ, в которых были бы получены удовлетворительные данные по спектральным амплитудным кривым разных фаз объемных и поверхностных волн (Малиновская, 1971; Archanbeau e. a., 1969). Тем большего интереса заслуживают данные по амплитудным кривым разных частот, полученные Комплексной сейсмологической экспедицией в результате более чем десятилетних наблюдений с использованием частотно-избирательных сейсмических станций ЧИСС (Запольский, 1971).

## 1. Амплитудные кривые разных частот

**Обработанные материалы.** Для экспериментального исследования общей структуры сейсмических волн в интервале эпицентральных расстояний от 200 до 3500 км были использованы записи землетрясений семиканальной станции ЧИСС, расположенной в Талгаре. Этот диапазон расстояний иногда для краткости называют промежуточной зоной. Средние частоты  $\bar{f}$  каналов регистрации станции составляли: 0,35; 0,7; 1,4; 2,8; 5,6; 11 и 22 Гц. Всего были обработаны данные около 800 землетрясений.

Сведения о землетрясениях (время в очаге, координаты, глубина, магнитуда и класс) были взяты из сейсмических бюллетеней СССР и США, а также из данных региональных сетей (Байкальской, Алтайской и Северо-Тяньшаньской). Основное количество землетрясений в зоне до 1000 км имеет величину  $K$  от 9-го до 11-го класса, а в зоне свыше 1000 км — магнитуду  $M$  от 4 до 5,5.

Вся совокупность эпицентров землетрясений была разделена на четыре направления. В соответствии с расположением эпицентров относительно станции Талгар эти направления получили названия: Северо-Восток, Восток, Юг и Запад, в дальнейшем для краткости обозначаемые как СВ, В, Ю и З. Эпицентральные расстояния внутри каждого направления с различной детальностью перекрывали диапазон от 200—300 до 3000—3500 км. Распределение количества эпицентров по направлениям дано в табл. 6.

Северо-Восточное направление формируется эпицентрами Зайсана, Алтая, Саян, Прибайкалья и Забайкалья. Восточное — землетрясениями Джунгарии, северо-западного Китая, Монголии. В южное направление входят эпицентры Кашгарии, Пакистана, Непала, Индии, Бенгальского залива. В западное направление — Южный Тянь-Шань, Памир, Таджикская депрессия, Копет-Даг, Иран и Кавказ.

**Методика измерений и обработки.** По каждому из четырех направлений были построены спектральные амплитудные кривые основных волновых групп, устойчиво выделяемых в промежуточной зоне:  $Pn$ ,  $P$ ,  $Pg$ ,  $S$  и  $Lg$ . При обработке данных использовался годограф, составленный И. Л. Нерсесовым и Т. Г. Раутиан (1964). Измерения максимальных амплитуд производились в интервалах длительностью 10—15 с для продольных волн и 15—20 с для волн  $S$  и  $Lg$ .

Из-за сильного поглощения высокие частоты не удалось проследить во всем исследованном диапазоне расстояний. Так, записи на седьмом

канале ( $\bar{f} = 22$  Гц) получены на расстояниях до 300 км, на шестом ( $\bar{f} = 11$  Гц) — до 500—700 км, на пятом ( $\bar{f} = 5,6$  Гц) — до 800—1000 км. Для четырех низкочастотных каналов амплитудные кривые удалось проследить в пределах всего исследованного диапазона расстояний.

При обработке использовался метод одной станции. Построение амплитудных кривых производилось по записям многих землетрясений, эпицентральные расстояния которых перекрывают интересующий нас диапазон. Для всех этих землетрясений были известны оценки их интенсивности — либо энергетический класс  $K$  (на расстояниях до 1000 км) по наблюдениям

Таблица 6

Данные о количестве землетрясений в зависимости от интервала расстояний и направления

| $\Delta$ , км | СВ  | В   | Ю   | З   |
|---------------|-----|-----|-----|-----|
| 200—1000      | 59  | 153 | 60  | —   |
| 1000—3000     | 108 | 127 | 130 | 132 |

Таблица 7

Значения  $\beta$  ( $\bar{f}$ ) для каналов станции ЧИСС

| Параметр       | 1    | 2    | 3    | 4    | 5    | 6     |
|----------------|------|------|------|------|------|-------|
| $\bar{f}$ , Гц | 0,35 | 0,70 | 1,40 | 2,80 | 5,60 | 11,00 |
| $\beta_K$      | 0,64 | 0,62 | 0,59 | 0,54 | 0,50 | 0,46  |
| $\beta_M$      | 1,00 | 0,96 | 0,91 | 0,84 | 0,78 | 0,72  |

региональных сетей, либо магнитуда  $M$ , определяемая по поверхностным волнам (на расстояниях свыше 1000 км). Важно, что эти оценки не зависят от поведения объемных волн в промежуточной зоне.

Располагая оценкой интенсивности землетрясения  $M_i$  или  $K_i$  и зная зависимость спектральных амплитуд  $A(f)$  от  $M$  или  $K$  (Нурмагамбетов и др., 1975), можно нормировать измеренные амплитуды, приводя их к фиксированному значению  $M_0$  или  $K_0$ . Такие нормированные амплитуды и использовались для построения амплитудных кривых.

Все измеренные спектральные амплитуды приводились к опорному классу  $K_0 = 10$  или к опорной магнитуде  $M_0 = 5$ . Нормировка производилась по формулам:

$$A(f, K_0) = A(f, K_i) \cdot 10^{\beta_K(f)(K_0 - K_i)}$$

или

$$A(f, M_0) = A(f, M_i) \cdot 10^{\beta_M(f)(M_0 - M_i)}$$

Значения функции  $\beta(f)$  для средних частот каналов станции ЧИСС, полученные экспериментально (Нурмагамбетов и др., 1975), приведены в табл. 7.

Функция  $\beta(f)$  была принята нами одинаковой для разных волн и регионов. Значения  $\beta_K$  и  $\beta_M$  связаны формулой вида

$$\beta_K = 0,64 \beta_M,$$

вытекающей из соотношения между энергетическими шкалами  $M$  и  $K$ , справедливого в пределах динамического диапазона используемых землетрясений (Запольский и др., 1974).

Так как в близкой зоне (до 1000 км) амплитуды нормировались к  $K_0 = 10$ , а в дальней к  $M_0 = 5$ , то при составлении амплитудных кривых, сводных для всего интервала расстояний (от 200 до 3000 км), кривые близкой зоны сдвигались на величину, пропорциональную  $\beta_K$ , до совпадения с кривой дальней зоны на участке перекрытия. Так как  $\beta$  зависит от частоты, то этот сдвиг был неодинаков для разных каналов записи.

Таким образом, при построении спектральных амплитудных кривых были использованы нормированные значения максимальных амплитуд волновых групп  $P_n, P, P_g, S_n, S, L_g$ .

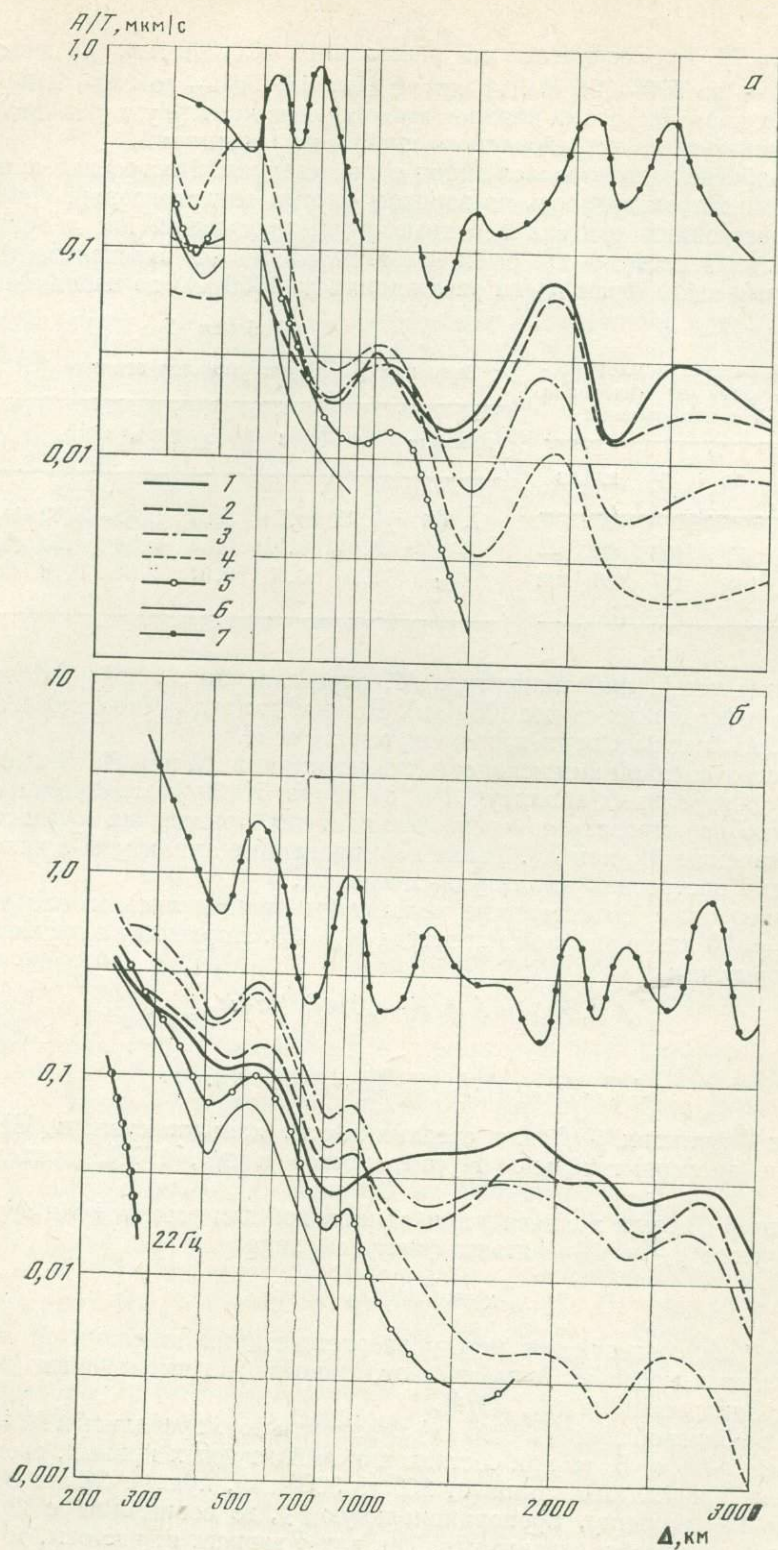


Рис. 18. Спектральные амплитудные кривые волн  $P_n$  и  $P$  для северо-восточного (а), восточного (б), южного (в), западного (г) направлений

1 — средняя частота канала 0,35 Гц; 2 — 0,7; 3 — 1,4; 4 — 2,8; 5 — 5,6; 6 — 11 Гц; 7 — по записям широкополосной аппаратуры СК

Для каждой волновой группы по шести частотным каналам строились графики зависимости максимальных амплитуд от расстояния. Экспериментальные значения (от 60 до 250 точек) осреднялись, и через центры тяжести отдельных интервалов расстояний со сглаживанием проводилась кривая. Подробно методика описана в работе (Антонова и др., 1968). В результате для каждого направления по волновым группам были получены семейства спектральных амплитудных кривых.

На графиках, построенных по записям станции ЧИСС Талгар, приведены амплитудные кривые для примерно тех же азимутов по данным широкополосных приборов общего типа СК для шести станций, располо-

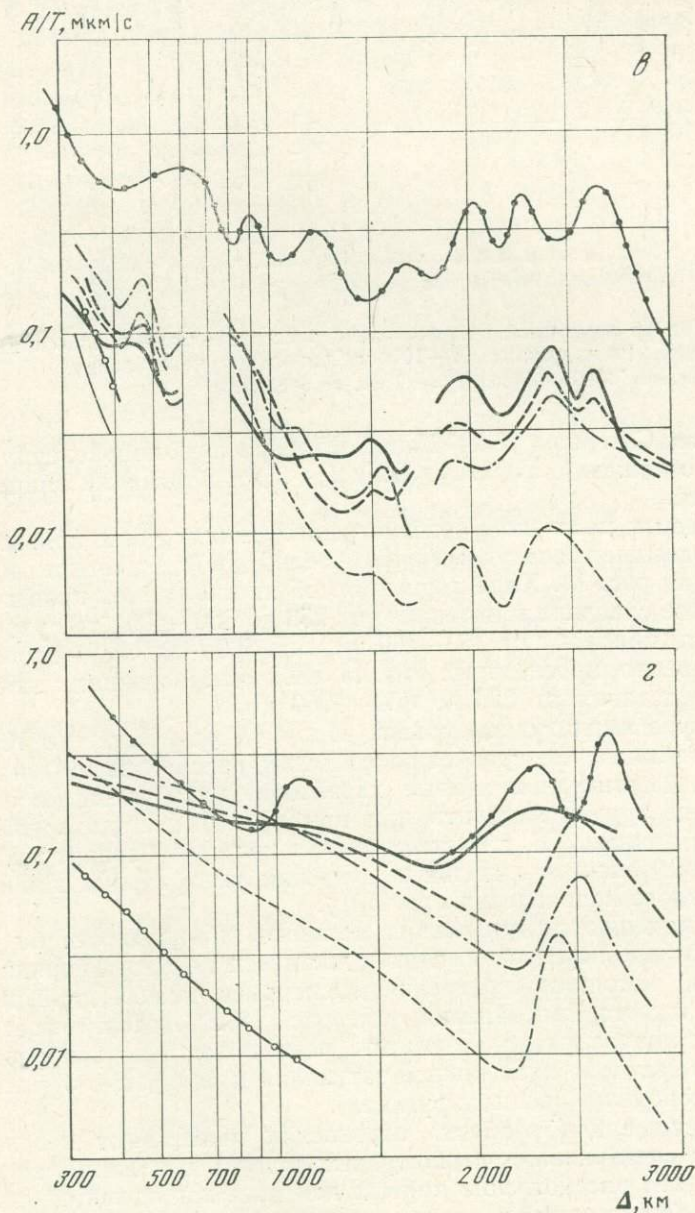


Рис. 18 (окончание)

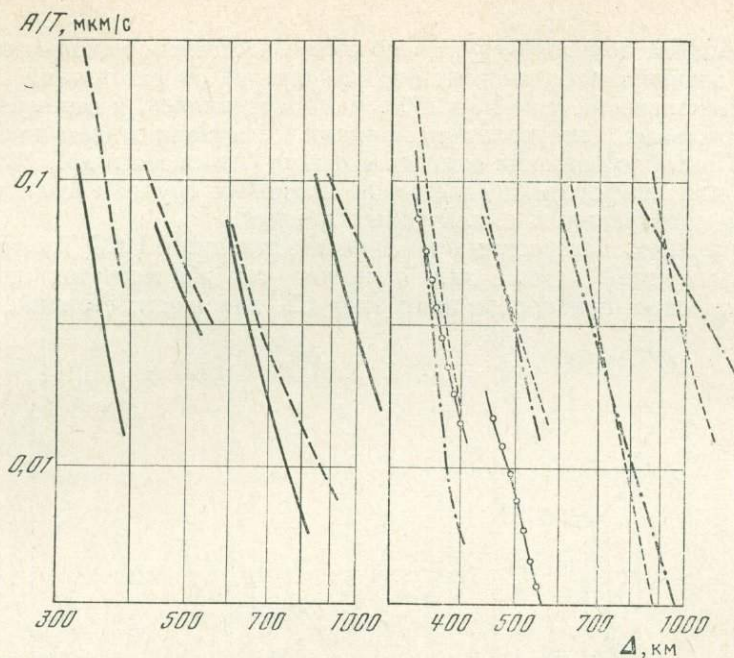


Рис. 19. Пример возможной аппроксимации экспериментальных значений спектральных амплитуд волны  $P_n$  на участке 300—1000 км для южного направления. Каналы разнесены. Условные обозначения см. на рис. 18, а

женных на Северном Тянь-Шане. Для каждого направления построены графики отношений амплитуд волн  $P_g$  и  $P_n$  в функции эпицентрального расстояния.

Перейдем к детальному рассмотрению амплитудных кривых.

**Спектральные амплитудные кривые волн  $P_n$  и  $P$**  для четырех направлений показаны на рис. 18. Характерными особенностями всех кривых являются: равномерное спадание в интервале от 250 до 350—400 км, увеличение интенсивности примерно на 350—400 км и на 500—600 км — второй всплеск, более уверенно прослеживаемый на всех направлениях, затем участок сильного спадания от 600 до 800—1000 км.

Структура амплитудной кривой волны  $P_n$  на участке до 1000 км наиболее нестабильна по сравнению со всеми рассматриваемыми волновыми группами. Амплитудные кривые характеризуются сильными осцилляциями, которые трудно выделить при применяемой методике наблюдений и обработки данных. В качестве примера приведем вариант возможной аппроксимации экспериментальных значений спектральных амплитуд волны  $P_n$  для южного направления (рис. 19).

Четко выделяются три резких всплеска интенсивности на 400, 600 и 800—900 км, где перепады амплитуд достигают полутора порядков. Примером другой методики осреднения экспериментальных данных являются кривые западного направления (см. рис. 18, з), которые построены при сильном сглаживании, в результате чего выявилась наиболее «длинно-периодная» составляющая кривой затухания и полностью отфильтровалась «короткопериодная» (осциллирующая).

Приведенные два варианта осреднения показывают неоднозначность построения спектральных амплитудных кривых в ближней зоне.

Продолжим рассмотрение кривых для всех направлений (см. рис. 18). Частотно-избирательный характер затухания на участке до 800 км выражен слабо. Кривые первых четырех каналов (частоты от 0,35 до 3 Гц) почти параллельны, несколько больший наклон имеет кривая затухания пятого канала (5,6 Гц), и лишь кривая шестого канала (11 Гц) идет существенно

круче. Наиболее резкие различия в поведении спектральных кривых разных частот наблюдаются на участке 800—1500 км. Так, если на расстоянии 600—800 км амплитуды на пятом и шестом каналах (5—10 Гц) примерно равны амплитудам на первом и втором каналах (0,35—0,7 Гц), то на расстояниях 1300—1500 км они становятся меньше в 20—30 раз.

Из сопоставления кривых разных направлений на участке до 1000 км видно, что по мере перехода от СВ к В, а затем к Ю и З происходит уменьшение среднего наклона кривых и смещение положения экстремумов на большие расстояния.

На кривых направлений СВ и В около 1000 км наблюдается осцилляция с минимумом на 800—850 км и максимумом на 950—1050 км. На кривых направлений Ю и З эта особенность выражена очень слабо.

На расстояниях, больших 1000—1500 км, общее затухание амплитуд резко уменьшается, кривые выполаживаются, достигая на расстояниях около 1500 км минимума, который четко выделяется на кривых направления СВ, В и Ю. Для западного направления он, видимо, смещен к 2—2,2 тыс. км.

Далее наблюдается максимум, наиболее выраженный на кривых направлений СВ и З, где его «амплитуда» достигает 0,7—0,8 ед. лог. Для направлений В и Ю «амплитуда» всплеска меньше: 0,3—0,4 ед. лог. Положение максимума амплитудной кривой постепенно смещается от 1,8 тыс. км до 2,4 тыс. км по мере перехода от направлений СВ и В к Ю и З. Этот максимум имеет сложную структуру, он разделится на два максимума, расположенных на расстояниях примерно 2 тыс. и 2,5 тыс. км.

К сожалению, выявить спектральную структуру этого всплеска, т. е. проследить устойчивые различия в поведении разных частот, почти не удалось. Кривые частот от 0,35 до 2,8 Гц ведут себя примерно одинаково, а более высокие частоты на расстояниях, больших 1500 км, исчезают.

Для количественного описания региональных различий введем несколько параметров, характеризующих основные особенности амплитудных кривых:  $l_i$  мин. или  $l_i$  макс. — положение (в км) экстремумов кривых;  $\eta_i$  — логарифмическая крутизна наклона (отрицательный показатель аппроксимирующей степенной функции) в пределах определенного интервала расстояний;  $\delta_i$  — «амплитуда» максимума кривой (в лог. ед.) и характеристика уровня — значение величины  $A/T$  (в мкм/с) на определенном расстоянии. Величины этих параметров определим для трех интервалов частот: 0,35—0,7; 1,4—2,8 и 5,6—11 Гц, которые для сокращения будем обозначать величинами средних частот: 0,5; 2 и 8 Гц. Все значения параметров для амплитудных кривых волн  $Pn$  и  $Pg$ , а также  $Pg$  сведены в табл. 8. Ненадежные определения параметров заключены в скобки.

Амплитудные кривые волн  $Pg$  приведены на рис. 20. Им также свойственна осцилляционная структура, которая, однако, выражена заметно слабее, чем у волн  $Pn$ . Отмечаются два участка монотонного спада амплитуд: первый — от 250 до 350—500 км и второй — от 500—600 до 800—1000 км. Эти два участка разделены осцилляцией, хорошо выраженной на кривых направлений СВ и В и гораздо слабее — на кривых для Ю и З.

На кривых направлений СВ, В и Ю выделяется минимум, находящийся соответственно на расстояниях 340, 420 и 450 км, и максимум — на расстояниях 400, 500 и 520 км. Средние значения логарифмической крутизны  $\eta_1$  и  $\eta_2$  этих двух участков амплитудных кривых приведены в табл. 8. Волны  $Pg$  затухают очень сильно (примерно как  $\Delta^{-3}$ — $\Delta^{-5}$ ) в пределах первого участка и еще сильнее в пределах второго. Степень затухания ослабевает по мере перехода от направления СВ к В и далее к Ю и З. Спектрально-избирательный характер затухания выражен слабо, так что общее затухание не может быть объяснено эффектом поглощения. Сопоставляя волны  $Pg$  и  $Pn$  по уровню, видим, что на расстоянии 300 км они различаются в 5—15 раз на частотах около 1 Гц и в 3—6 раз на частотах 3—6 Гц.

Из сравнения амплитудных кривых волн  $Pg$  и  $Pn$  по форме следует, что показатель аппроксимирующей степенной функции для волн  $Pg$  примерно

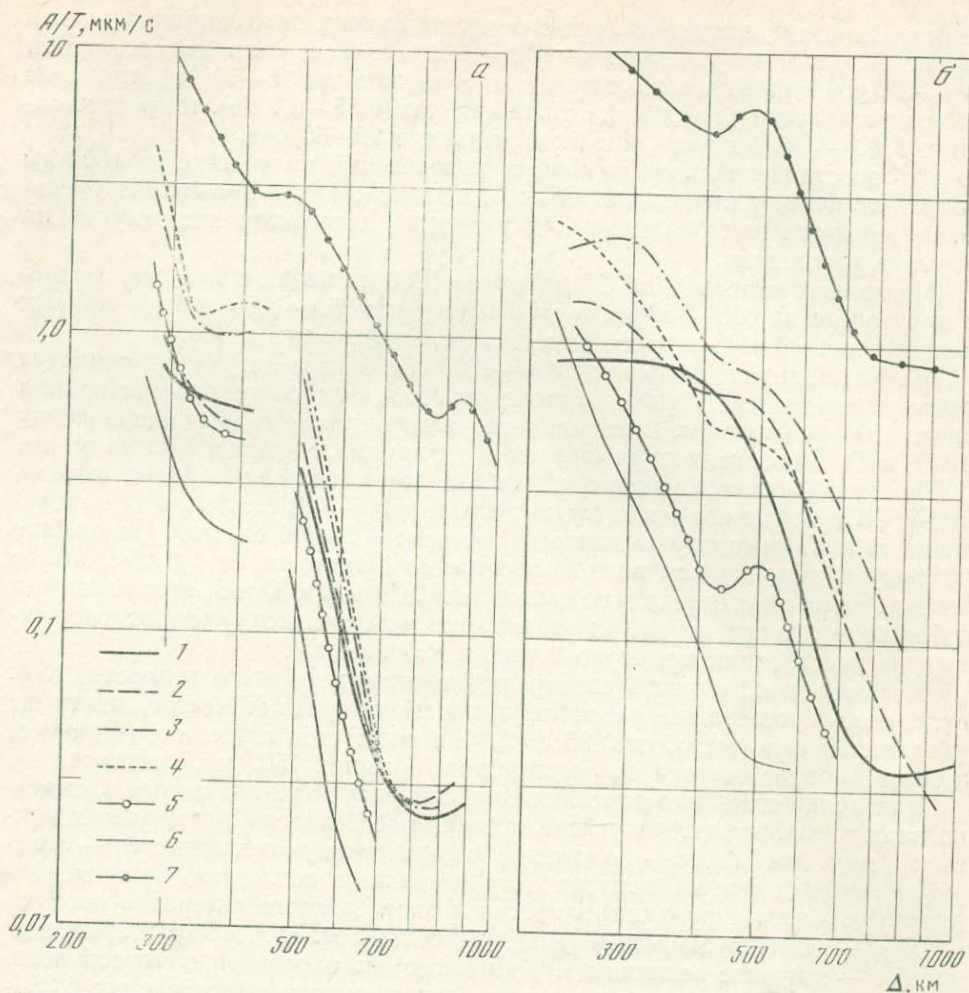


Рис. 20. Спектральные амплитудные кривые волн  $P$  в юго-восточного (а), южного (б), западного (в) направлений  
Условные обозначения см. на рис. 18, а

на две единицы больше, чем для  $Pn$ . Особо обращает внимание совпадение положений (по оси расстояний) экстремумов амплитудных кривых обоих типов волн. Так, их минимумы совпадают и приходятся на 340—420 км для направлений СВ и В соответственно. Аналогично совпадают и положения последующего максимума: на 400—450 и 500—520 км для указанных направлений. Для удобства сопоставления спектральных амплитуд волн  $Pg$  и  $Pn$  были построены графики изменения с расстоянием отношения их амплитуд по каждому направлению (рис. 21). Эти графики также имеют осцилляционную структуру, в значительной мере повторяющую (с обратным знаком) осцилляцию амплитудных кривых волн  $Pn$ .

Графики отношения амплитуд позволяют легко определить предельные расстояния, до которых группа  $Pg$  доминирует на записи, т. е. превосходит по амплитуде волну  $Pn$ . Они показывают интервал прослеживания группы  $Pg$  в разных частотных диапазонах. Значения этих расстояний приведены в табл. 9. Из нее видно, как уменьшается интервал прослеживания волны  $Pg$  с увеличением частоты — от 1000 км для частоты 0,35—0,7 Гц до 400 км для частоты 22 Гц.

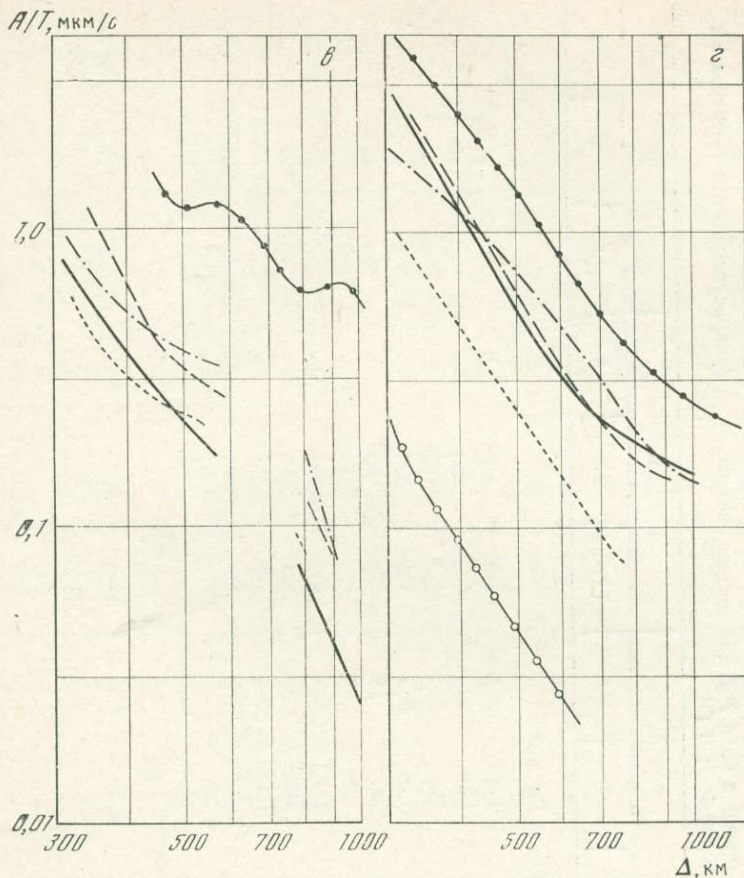


Рис. 20 (окончание)

Другой количественной характеристикой этих графиков является их логарифмическая крутизна  $\eta_1$  в пределах определенных интервалов расстояний. Значения этого параметра по каждому направлению и для всех частот приведены в табл. 10. Различия крутизны отношения амплитуд волн  $Pg$  и  $Pn$  по направлениям невелики. Но можно заметить, что наибольшие значения крутизны для направлений СВ и больших расстояний Ю, а наименьшее — для В.

Важным в понимании природы волны  $Pg$  является зависимость наклона графиков от частоты. Как видно из табл. 10, эффект поглощения примерно одинаков для обоих типов волн.

Амплитудные кривые волн  $S$  показаны на рис. 22. Волны  $Sn$  и  $S$  являются наиболее слабыми среди рассматриваемых групп волн. В ряде случаев они практически не выделяются на записях. Надо отметить, что волны  $Sn$  вообще плохо наблюдаются на всей территории юго-востока СССР. Кроме того, дополнительные трудности обуславливаются использованием записей вертикальной составляющей, на которой эти волны пишутся заметно хуже, чем на горизонтальных компонентах. Для случаев, когда волны  $S$  не имеют четких вступлений и на записях отмечается только некоторое разрастание амплитуд, измерения проводятся внутри временного участка, выделенного согласно годографу. Полученные амплитудные кривые волн  $Sn$  менее надежны, чем кривые других типов волн.

Для восточного и южного направлений амплитуда волн  $Sn$  на эпицентральных расстояниях до 1000 км не измерялась ввиду очень малой их

Таблица 8

Значения параметров спектральных амплитудных кривых волн  $Pn$ ,  $P$  и волн  $Pg$  для четырех направлений распространения и трех средних частот: 0,5; 2; 8 Гц

| Параметр         | $\Delta$ , км | СВ    |      |     | В    |      |     | Ю     |      |     | З     |      |       |
|------------------|---------------|-------|------|-----|------|------|-----|-------|------|-----|-------|------|-------|
|                  |               | 0,5   | 2    | 8   | 0,5  | 2    | 8   | 0,5   | 2    | 8   | 0,5   | 2    | 8     |
| Волны $Pn$ и $P$ |               |       |      |     |      |      |     |       |      |     |       |      |       |
| $\eta_1$         | 250—400       | —     | 4,5  | 5   | 1,7  | 2,2  | 3,5 | (3)   | 3,0  | 4,5 | (0,6) | 1,8  | 2,0   |
| $l_1$ мин.       | 300—450       | —     | 340  | 360 | 450  | 420  | 400 | 420   | 420  | —   | —     | —    | —     |
| $l_1$ макс.      | 400—600       | —     | 450  | —   | 550  | 540  | 510 | 470   | 480  | —   | —     | —    | —     |
| $\eta_2$         | 500—800       | 4,0   | 6,5  | 8,0 | 4,5  | 5,0  | 5,5 | 3,5   | 5,0  | —   | 0,6   | 1,6  | 2,0   |
| $A/T$            | 800           | 20    | 25   | 10  | 35   | 60   | 15  | 70    | 90   | —   | 150   | 100  | 20    |
| $A/T$            | 1500          | 13    | 5    | 1   | 35   | 12   | 3   | 20    | 10   | —   | 100   | 50   | —     |
| $l_2$ мин.       | 1300—1500     | 1350  | 1500 | —   | 1350 | 1300 | —   | 1300  | 1400 | —   | —     | —    | —     |
| $l_2$ макс.      | 1700—2000     | 1900  | 1870 | —   | 1850 | 1700 | —   | 2000  | 1950 | —   | —     | —    | —     |
| $\delta_2$ макс. | 1700—2000     | 0,7   | 0,5  | —   | 0,3  | 0,1  | —   | 0,45  | 0,35 | —   | —     | —    | —     |
| $l_3$ макс.      | 2400—2700     | 2500  | 2700 | —   | 2500 | 2700 | —   | 2700  | 2800 | —   | 2450  | 2450 | —     |
| $\delta_3$ макс. | 2400—2700     | 0,25  | 0,15 | —   | 0,15 | 0,20 | —   | 0,35  | 0,40 | —   | 0,40  | 0,55 | —     |
| Волна $Pg$       |               |       |      |     |      |      |     |       |      |     |       |      |       |
| $\eta_1$         | 250—500       | 2,5—5 | 5    | 6   | (2)  | 3,2  | 3,7 | 3—5   | 3,0  | 6,0 | (3,3) | 1,7  | 3,0   |
| $\eta_2$         | 500—800       | 7,5   | 9    | 10  | 5,3  | 4,5  | 5   | (4,2) | 5    | —   | 3,3   | 2,8  | (3,0) |

Таблица 9

Значения эпицентральных расстояний (км), на которых амплитуды волн  $Pn$  и  $Pg$  равны

| Направление распространения | Частота канала, Гц |      |     |     |     |     |       |
|-----------------------------|--------------------|------|-----|-----|-----|-----|-------|
|                             | 0,35               | 0,7  | 1,4 | 2,8 | 5,6 | 11  | 22    |
| СВ                          | —                  | 950  | 900 | 780 | 650 | 540 | 390   |
| В                           | 1150               | 1100 | 900 | 680 | 650 | 550 | —     |
| Ю                           | 1000               | 870  | 880 | 780 | 700 | —   | —     |
| З                           | 1050               | 870  | 870 | 760 | 610 | —   | —     |
| Среднее                     | 1070               | 940  | 890 | 750 | 650 | 550 | (400) |

Таблица 10

Средние значения логарифмической крутизны  $\eta$  отношения амплитуд волн  $Pg$  и  $Pn$ 

| Направление распространения | Интервал расстояний, км | Частота канала, Гц |       |     |     |     |     |     |
|-----------------------------|-------------------------|--------------------|-------|-----|-----|-----|-----|-----|
|                             |                         | 0,35               | 0,7   | 1,4 | 2,8 | 5,6 | 11  | 22  |
| СВ                          | 300—700                 | —                  | 2,4   | 2,6 | 2,0 | 1,9 | 2,0 | 2,4 |
| В                           | 450—900                 | 1,5                | 1,6   | 1,6 | 1,8 | 1,2 | 1,4 | —   |
| Ю                           | 300—500                 | (1,1)              | 1,2   | 1,6 | 2,0 | 2,0 | —   | —   |
| Ю                           | 500—900                 | (2,2)              | (3,0) | 3,2 | 3,0 | 3,3 | —   | —   |
| З                           | 300—700                 | 2,8                | 2,8   | 1,7 | 1,4 | 1,2 | —   | —   |
| Среднее                     |                         | 1,9                | 2,2   | 2,1 | 2,0 | 1,9 | 1,7 | —   |

интенсивности. А для северо-восточного направления выделить волны этого типа вообще не удалось в пределах всего рассматриваемого интервала эпицентральных расстояний. Амплитудная кривая этого направления не построена.

Остановимся более подробно на характеристике спектральных амплитудных кривых.

На участке до 1000 км по данным записей широкополосных приборов СК общий наклон кривых трех направлений примерно постоянен: они спадают обратно пропорционально третьей степени расстояния. Выделяется относительный максимум в интервале 450—600 км, т. е. там же, где и для кривых волн  $P$ . Второй, менее выразительный максимум выделяется на расстояниях 800—900 км.

На больших расстояниях спадание кривых несколько уменьшается и вблизи 1,5—2 тыс. км наблюдается относительный минимум, за которым следует максимум, наступающий на расстояниях 2,2—2,5 тыс. км. На участке 1,5—3 тыс. км уровень спектральных кривых западного направления примерно в 1,8—2 раза выше, чем на других направлениях.

О спектрально-избирательном характере затухания волн  $S$  на расстояниях от 300 до 700 км можно судить только по кривым западного направления. Их параллельность свидетельствует, что спектр волн  $S$  практически не изменяется. В интервале расстояний от 1 тыс. км до 2,0—2,5 тыс. км отмечается существенная зависимость затухания от частоты: с повышением частоты затухание сильно увеличивается.

Амплитудные кривые волн  $Lg$  показаны на рис. 23. Они также имеют осциллирующую структуру, хотя заметно более слабую, чем у продольных волн. Кривые западного направления монотонны и на расстояниях до

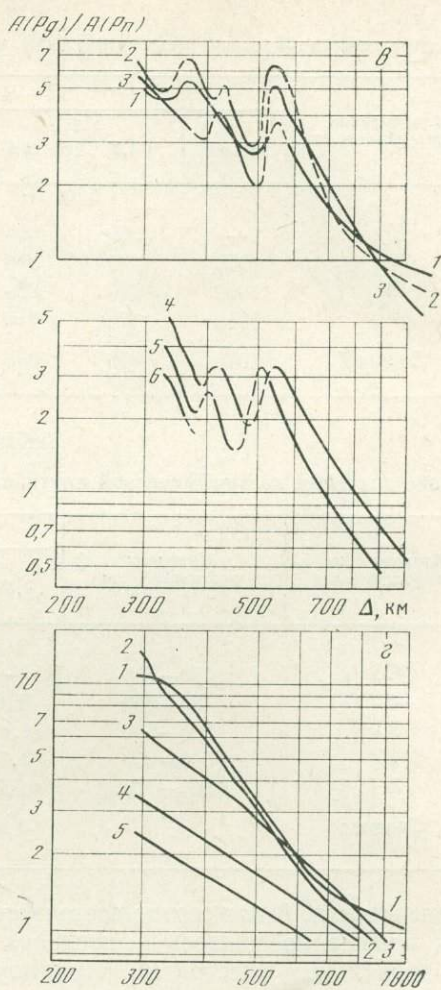
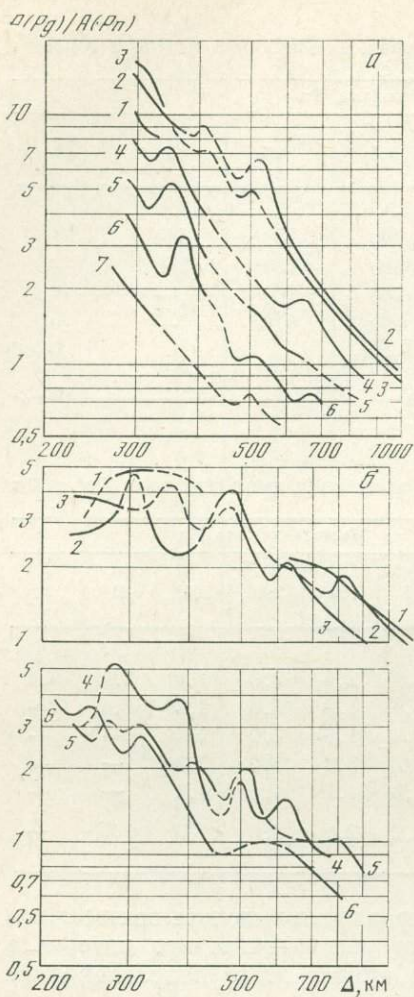


Рис. 21

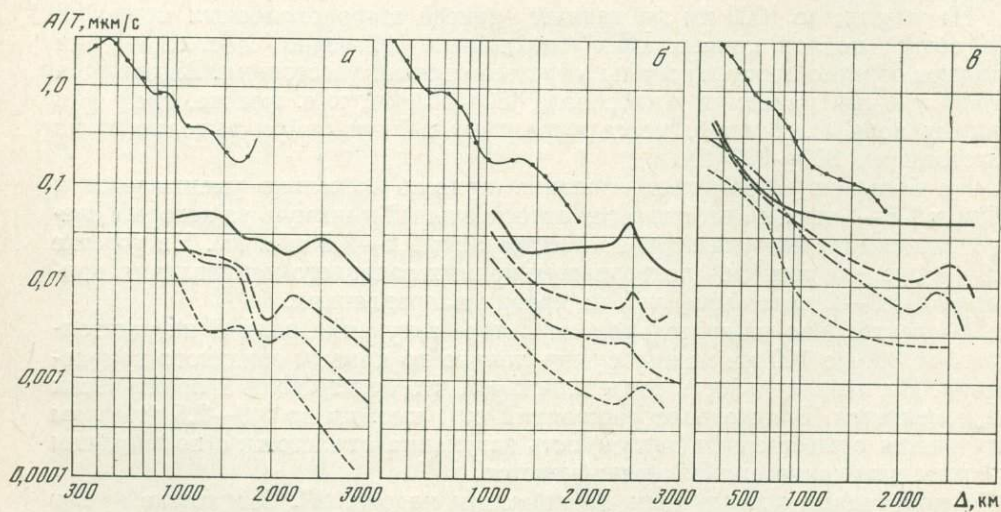


Рис. 22

1000 км не имеют осцилляций. Можно выделить несколько характерных участков на амплитудных кривых.

Начальный участок до расстояний 350, 400 и 550 км для направлений СВ, В и Ю соответственно характеризуется относительно слабым затуханием, и логарифмическая крутизна  $\eta_1$  мало зависит от частоты.

В пределах расстояний  $\Delta l_1$  400—800 км имеется всплеск кривых, наиболее сильно выраженный для направления СВ. При переходе к другим направлениям «амплитуда» всплеска уменьшается, а сам интервал  $\Delta l_1$  смещается в сторону больших расстояний: 350—450 км для СВ, 400—550 км для В и 550—800 км для Ю.

На участке  $\Delta l_2$  амплитудные кривые спадают монотонно, хорошо аппроксимируясь степенной функцией с показателем  $\eta_2$ , примерно равным 5—7. Участок  $\Delta l_2$  занимает интервалы расстояний 500—800, 600—1200, 800—1500 и 700—1500 км соответственно для кривых направлений СВ, В, Ю и З. Степень затухания  $\eta_2$  постепенно уменьшается с переходом от северо-восточного направления к западному.

В интервале расстояний от 800 до 1,5—2 тыс. км сильно проявляется частотно-избирательный характер затухания. Так, если для направлений СВ и В спектральные кривые частот 0,35 и 2,8 Гц на расстоянии 500 км примерно совпадают по уровню, то на 1500 км они уже различаются на 1,5—2 порядка.

Участок  $\Delta l_2$  заканчивается следующей осциллирующей амплитудных кривых, наиболее четко проявляющейся для СВ направления. Положения минимума  $l_3^{\text{мин}}$  и максимума  $l_3^{\text{макс}}$  постепенно сдвигаются в сторону больших расстояний с увеличением азимута направления на эпицентральный район. Одновременно уменьшается и «амплитуда» осцилляции.

Для южного и западного направлений в интервале расстояний 2—2,5 тыс. км выделяется относительное увеличение интенсивности —  $l_4^{\text{макс}}$ .

В табл. 11 приведены параметры спектральных амплитудных кривых волн  $Lg$ .

Общий уровень амплитуд волн группы  $Lg$  на расстояниях до 1000 км для всех рассмотренных направлений примерно одинаков. Исключение составляет западное направление, для которого уровень амплитуд в 1,5—2 раза меньше. В интервале 1,5—2 тыс. км наибольшая интенсивность волн  $Lg$  характерна северо-восточному направлению, а минимальная — южному, что обусловлено резким уменьшением амплитуд в пределах северной границы Тибетского плато. Подробно этот эффект будет рассмотрен ниже.

Рассеяние индивидуальных экспериментальных значений  $A/T$  относительно амплитудных кривых в зависимости от частоты, типа волны и эпицентрального расстояния показано в табл. 12. Зависимость  $\sigma$  от частоты не отмечена.

Рассмотрение зависимости величины  $\sigma$  от типа волны и расстояния показывает, что до 1000 км минимальное рассеяние имеет волна  $Lg$ , а максимальное  $Pn$ . После 1000 км в северо-восточном направлении большей устойчивостью обладают волны  $Pn$ , а рассеяние для группы волн  $Lg$  резко возрастает:  $\sigma$  увеличивается от 0,30 до 0,40; в южном направлении значение  $\sigma$  для волн  $Lg$  мало. По-видимому, это можно объяснить тем, что измерения здесь относятся, собственно, не к волне  $Lg$ , а к «фону колебаний», который

Рис. 21. Отношение амплитуд волн  $Pg$  и  $Pn$  в зависимости от эпицентрального расстояния для северо-восточного (а), восточного (б), южного (в), западного (г) направлений  
Номера кривых соответствуют условным обозначениям на рис. 18, а

Рис. 22. Спектральные амплитудные кривые волн  $S$  восточного (а), южного (б), западного (в) направлений

Условные обозначения см. на рис. 18, а

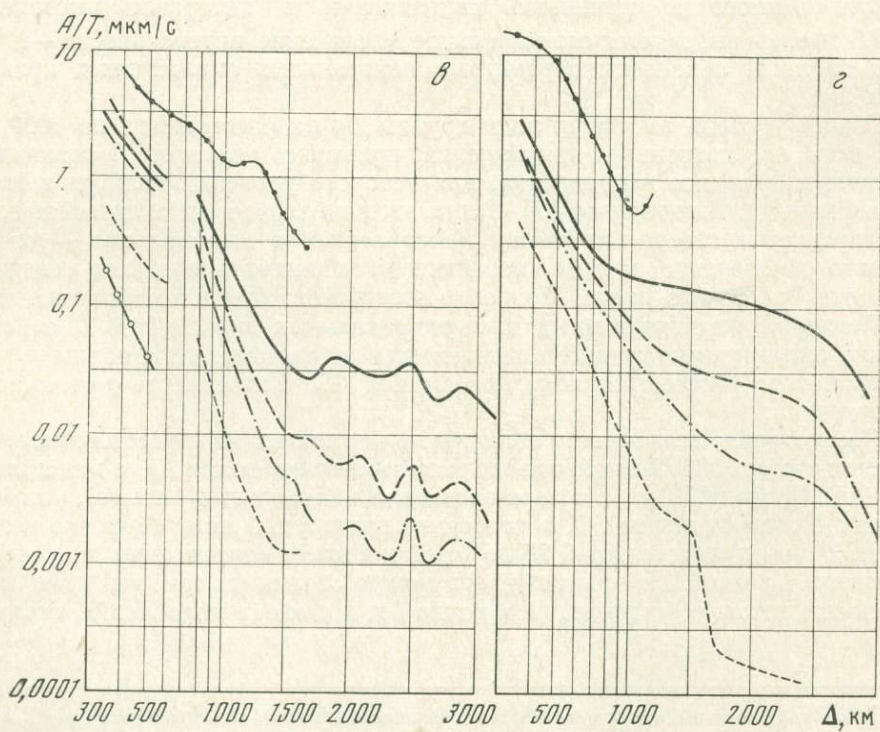
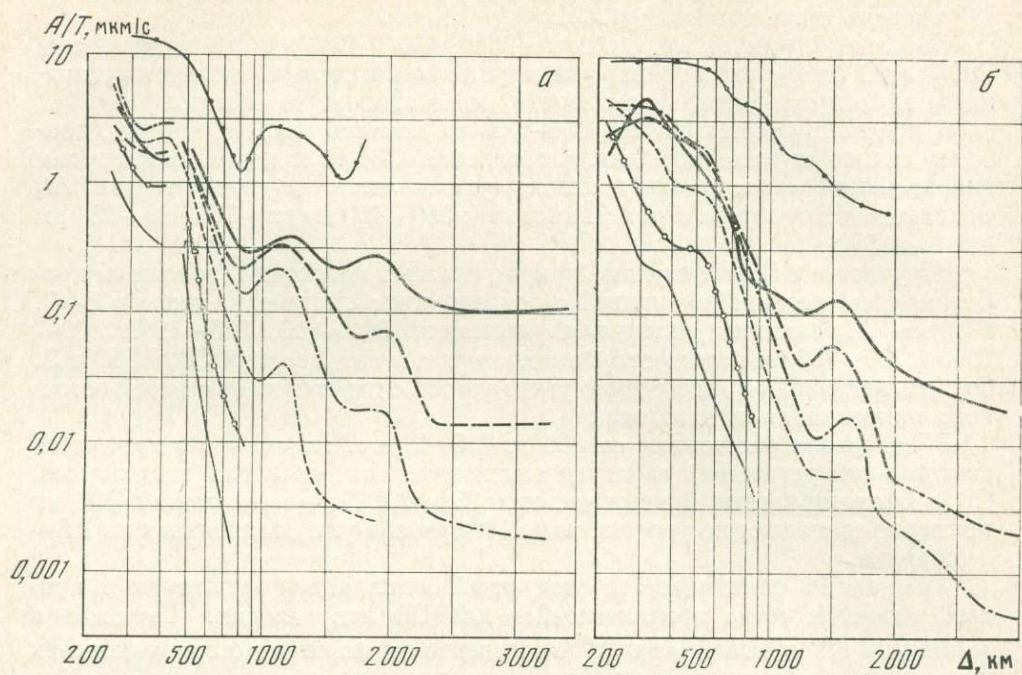


Рис. 23. Спектральные амплитудные кривые волн  $Lg$  северо-восточного (а), восточного (б), южного (в), западного (г) направлений  
Условные обозначения см. на рис. 18, а

Таблица 11

Параметры спектральных амплитудных кривых волн  $Lg$  для четырех направлений распространения и трех частот: 0,5; 2; 8 Гц

| Параметр    | Расстояние, км | СВ   |      |    | В    |      |     |
|-------------|----------------|------|------|----|------|------|-----|
|             |                | 0,5  | 2    | 8  | 0,5  | 2    | 8   |
| $\eta_1$    | 300—600        | 2,5  | 5    | 4  | —    | 2    | 4,5 |
| $\eta_2$    | 500—1000       | 4,5  | 6,5  | 11 | 5,0  | 6,5  | 6,5 |
| $A/T$       | 800            | 250  | 100  | 3  | 300  | 200  | 14  |
| $A/T$       | 1500           | 200  | 10   | —  | 100  | 10   | —   |
| $l_3$ мин.  | —              | 850  | 900  | —  | 1250 | 1350 | —   |
| $l_3$ макс. | —              | 1100 | 1150 | —  | 1500 | 1600 | —   |
| $l_3$ макс. | —              | 1900 | 1900 | —  | —    | —    | —   |

Таблица 11 (окончание)

| Параметр    | Расстояние, км | Ю    |      |     | З     |       |   |
|-------------|----------------|------|------|-----|-------|-------|---|
|             |                | 0,5  | 2    | 8   | 0,5   | 2     | 8 |
| $\eta_1$    | 300—600        | 2,7  | 3,0  | 4,0 | 3,6   | 3,8   | — |
| $\eta_2$    | 500—1000       | 5,5  | 6,5  | —   | (2,5) | (3,3) | — |
| $A/T$       | 800            | 500  | 100  | —   | 120   | 20    | — |
| $A/T$       | 1500           | 20   | 2    | —   | 80    | 5     | — |
| $l_3$ мин.  | —              | 1600 | 1500 | —   | —     | —     | — |
| $l_3$ макс. | —              | 2000 | 2000 | —   | —     | —     | — |
| $l_3$ макс. | —              | 2500 | 2500 | —   | —     | —     | — |

Примечание. В скобках приведены ненадежные данные.

Таблица 12

Значения стандартных отклонений  $\sigma$  (лог. ед.) отдельных измерений от спектральных амплитудных кривых в зависимости от частоты и от типа волны

| Осреднение по всем типам волн |          | Осреднение по всем частотам |          |               |
|-------------------------------|----------|-----------------------------|----------|---------------|
| $\bar{f}$ , Гц                | $\sigma$ | волна                       | $\sigma$ | $\Delta$ , км |
| 0,35                          | 0,34     | $Pn$                        | 0,38     | } 200—1000    |
| 0,70                          | 0,32     | $Pg$                        | 0,30     |               |
| 1,40                          | 0,31     | $Lg$                        | 0,29     |               |
| 2,80                          | 0,31     | $Pn$ и $P$                  | 0,32     | } 1000—3000   |
| 5,60                          | 0,31     | $S$                         | 0,34     |               |
| 11,00                         | 0,33     | $Lg$                        | 0,33     |               |

Примечание. Общее среднее значение стандартного отклонения отдельного измерения составляет 0,32.

формируется в результате многократного рассеяния продольных и поперечных волн, образуя  $P$ -коду и  $S$ -коду.

Кодовые волны осуществляют диффузию энергии сейсмических колебаний и выравнивают неоднородность излучения, связанную как с крупными неоднородностями строения, так и с механизмом очага, поэтому этим волнам свойственна малая величина рассеяния отдельных измерений.

Зависимость  $\sigma$  от направления проявляется довольно заметно. Так, при расстояниях до 1000 км  $\sigma$  возрастает по мере перехода от северо-восточного направления к южному, а на расстояниях больше 1000 км  $\sigma$  увеличивается при переходе от южного направления к северо-восточному. По-видимому, это связано с тем, что расстояния порядка 1000 км к югу от Талгара соответствуют выходу сейсмического луча за пределы горной системы Тибет—Гималаи, на Индостанскую платформу, где строение коры и мантии более однородно, тогда как в направлениях на восток и северо-восток сейсмические лучи остаются в пределах крупных горных систем и связанных с ними неоднородностей строения.

Очевидно, что величину  $\sigma$  можно рассматривать как оценку сходимости определения магнитуд по соответствующим волнам, если построенные нами амплитудные кривые использовать в качестве калибровочных. Анализ разброса данных приводит к выводу, что для повышения точности магнитудных определений следует на расстояниях до 1000 км пользоваться калибровочной кривой, построенной по волнам  $Lg$  или  $Pg$ , а на расстояниях свыше 1000 км — по волне  $P$ . Существенное улучшение точности может быть достигнуто как за счет использования нескольких типов волн, так и за счет одновременного использования записей нескольких частотно-избирательных каналов.

#### **Сопоставление особенностей волновой картины по разным направлениям.**

Для записей северо-восточного направления характерны интенсивные фазы волн  $Pg$  и  $Lg$ , с четким вступлением и крутым передним фронтом; волны  $Pn$  — наиболее слабые. Большие различия в амплитудах начальной и последующей частей записи у слабых землетрясений часто приводят к потере истинных первых вступлений. В таких случаях за них ошибочно принимаются последующие волны в группе  $Pn$  или даже в группе  $Pg$ . Чаще всего это имеет место на расстояниях 400—700 км.

На амплитудных кривых трех типов волн  $Pn$ ,  $Pg$  и  $Lg$  наиболее резко по сравнению с другими направлениями выражен всплеск интенсивности на расстоянии 350—450 км, а в интервале 500—1000 км эти волны затухают сильнее, чем в других направлениях.

В пределах расстояний 800—1300 км группа продольных волн крайне невыразительна, амплитуды очень малы, в 2—4 раза меньше, чем в других направлениях. Наибольший всплеск амплитуд волн  $P$  отмечается на расстоянии около 2 тыс. км. По своему спектральному составу вступления всех волн (в интервале до 1000 км) по сравнению с другими направлениями наиболее высокочастотны.

Хуже всего в этом направлении прослеживаются волны  $S$ , которые на расстояниях свыше 1,5 тыс. км удается выделить лишь в редких случаях.

Амплитудные кривые восточного направления имеют много общего с кривыми для северо-востока. Первый всплеск на кривых  $Pn$ ,  $Pg$  и  $Lg$  сместился здесь к 400—550 км, «амплитуда» его заметно уменьшилась. Кривые этих трех типов волн затухают существенно слабее. Группа  $Pn$  на расстояниях 800—1300 км более компактна, максимальная амплитуда обычно тяготеет к начальной части группы. Вообще амплитуды основных групп волн на этих расстояниях (в зоне тени) заметно больше, чем на записях направления СВ. 20-градусный всплеск (расстояние около 2 тыс. км) для этого направления почти не выражен.

По своему спектральному составу на расстояниях до 1000 км все волны несколько низкочастотнее. На некоторых записях этого направления удается выделить фазы волн  $Sn$  и  $S$ . Амплитудные кривые волн  $Lg$  имеют максимум на 1600 км, после которого их интенсивность резко уменьшается.

Южное направление характеризуется четкими вступлениями волн группы  $P$  в пределах всего интервала прослеживания, малой интенсивностью высокочастотных составляющих (выше 2,8 Гц) в спектрах основных типов волн, четким 20-градусным всплеском для продольных волн.

*Западное направление:* продольные волны наиболее интенсивны; удается выделить поперечные волны, которые на удалениях более 1500 км становятся устойчивыми. Здесь хуже всего проявляется группа волн *Lg*: отсутствуют четкие вступления, амплитуда в 3—4 раза ниже, чем для СВ и В направлений.

Амплитуды основных групп волн в среднем затухают слабее, чем на других направлениях.

Волны *Pg* и *Lg* наиболее низкочастотны.

**Характерные особенности амплитудных кривых основных групп волн.**

Значения параметров спектральных амплитудных кривых для различных направлений распространения приведены в табл. 8, 9, 10, 11.

1. Спектральные амплитудные кривые волн *Pn*, *Pg*, *S* и *Lg* имеют осцилляционную структуру, сильнее всего выраженную в группе *Pn* и слабее — в *Lg*. Положения основных экстремумов на оси расстояний примерно совпадают для всех групп волн. Выделяется несколько участков сравнительно монотонного изменения амплитуд, разделенных максимумами и минимумами.

2. Первый участок кривой от 200—250 до 350—500 км. Затухание амплитуд среднее. В интервале расстояний 350—450 км наступает минимум, который сменяется максимумом на 450—550 км. Амплитуды разных частот в пределах этого участка затухают практически одинаково. По-видимому, осцилляционная структура волн *Pn* на этом участке более сложная и имеют место всплески на 350, 500 и 600 км.

3. Второй участок кривой от 500 до 800—1000 км для продольных волн и до 1200—1500 км для волн *Lg* (южное и западное направления). В пределах этого участка волны всех типов испытывают самое сильное затухание и здесь наиболее отчетливо проявляется его частотно-избирательный характер.

4. Волна *Pg* интенсивнее волны *Pn* в 5—15 раз на частотах 0,3—2 Гц и на расстояниях 300—400 км. С увеличением расстояния это соотношение заметно уменьшается, примерно как  $\Delta^{-2}$ . Волны *Pg* доминируют в группе продольных волн до расстояний 800—1000 км на частотах 0,3—2 Гц и до расстояний 500—700 км на частотах 3—10 Гц.

5. Волна *Lg* является доминирующей на записях до 1,5—2 тыс. км (а для низких частот и далее). Для северо-восточного направления в интервале расстояний 800—2000 км на частотах 0,35—0,7 Гц волна *Lg* интенсивней продольных волн в 8—15 раз. Это соотношение уменьшается с увеличением частоты и по мере перехода к другим направлениям.

6. Основные особенности амплитудных кривых в интервале от 700 до 1600 км: осцилляция с минимумом на расстоянии 700—900 км и максимумом на 900—1100 км является характерной для амплитудных кривых волн *Pn* и в меньшей степени для волн *Lg*; около 1400—1600 км выделяется минимум, после которого затухание амплитуд (особенно у продольных волн) заметно ослабевает — кривые выполаживаются, а частотные различия в затухании уменьшаются.

7. На расстояниях около 2 тыс. и 2,5 тыс. км на амплитудных кривых отмечаются интенсивные максимумы, наиболее четкие для продольных волн и слабо выраженные для волн *Lg*.

## 2. Спектры основных волн

В настоящем параграфе приведены экспериментальные данные о форме спектров основных волн—*Pn*, *Pg*, *S*, *Lg* — и их изменении с расстоянием в зависимости от азимута направления распространения. Показаны региональные различия спектров, возникающие как в процессе формирования сейсмических волн, так и в процессе их распространения. Выявлены расстояния, на которых происходят наиболее существенные изменения спектров.

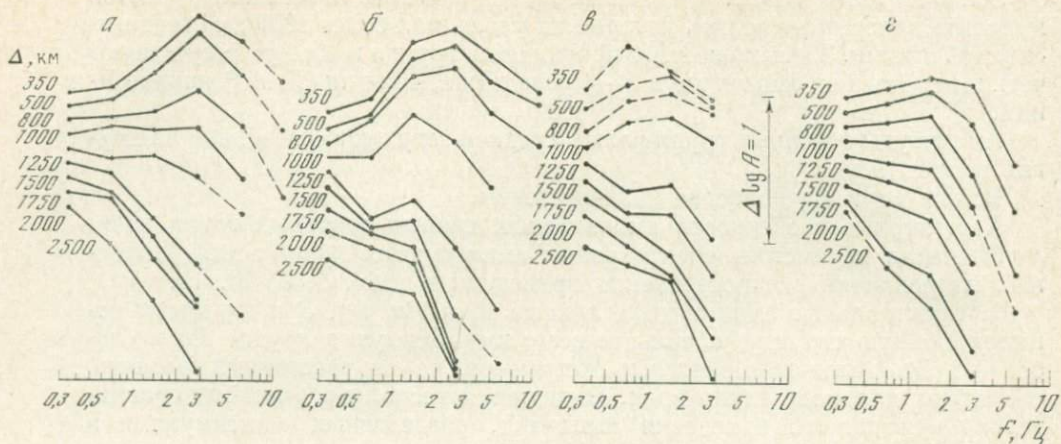


Рис. 24. Изменение с расстоянием формы спектра волн  $P_n$  и  $P$  (станция Талгар) для северо-восточного (а), восточного (б), южного (в), западного (г) направлений

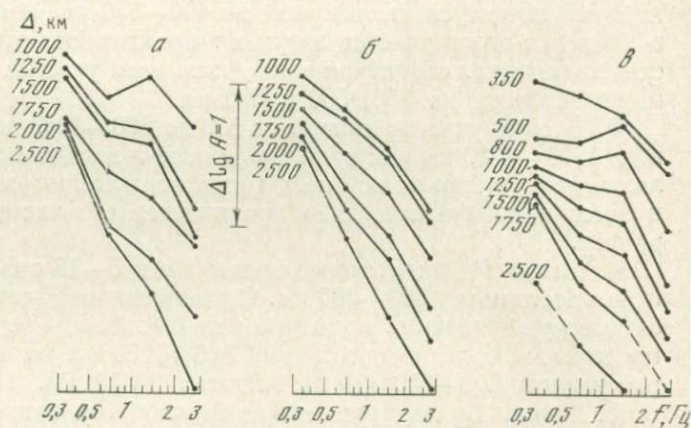


Рис. 25. Изменение с расстоянием формы спектра волн  $S$  (станция Талгар) для восточного (а), южного (б), западного (в) направлений

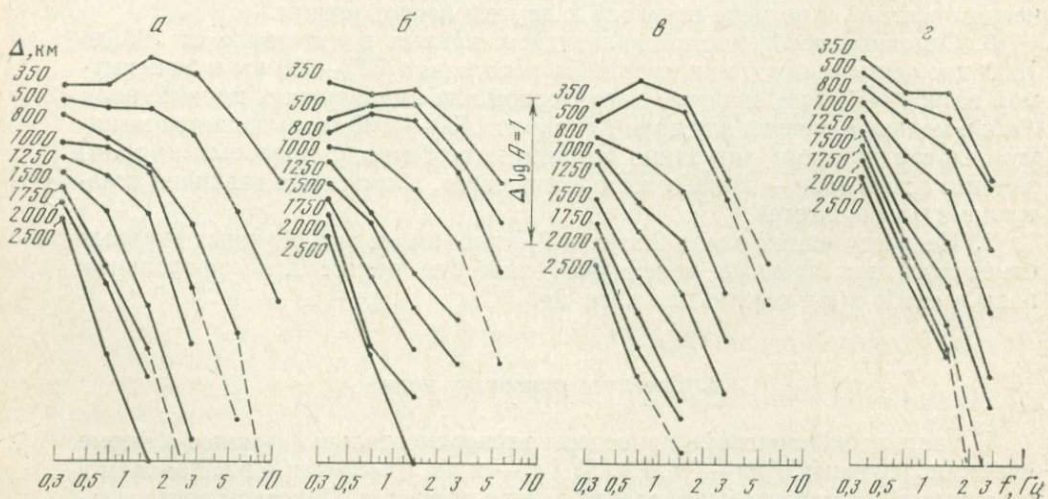


Рис. 26. Изменение с расстоянием формы спектра волн  $L_g$  (станция Талгар) для северо-восточного (а), восточного (б), южного (в), западного (г) направлений

Рис. 27. Изменение с расстоянием формы спектров волн  $Lg$  и  $Pn$ ,  $P$  (станция Временная) для восточного (а), юго-западного (б) направлений

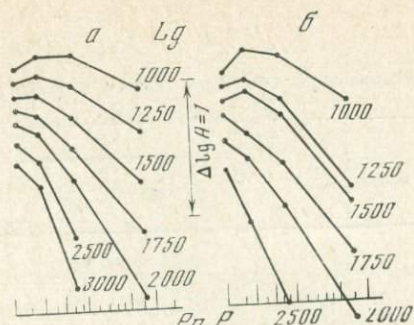
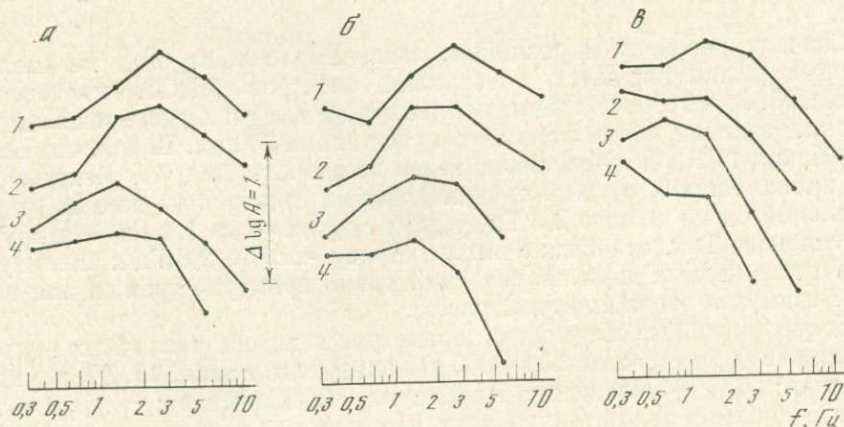
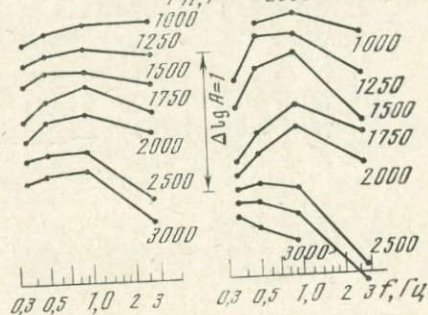


Рис. 28. Сопоставление формы спектров (станция Талгар) волн  $Pn$  (а),  $Pg$  (б),  $Lg$  (в) для северо-восточного (1), восточного (2), южного (3) и западного (4) направлений при эпицентральной расстоянии 300 км



Основой для рассмотрения спектральных характеристик волн являются амплитудные кривые, приведенные в предыдущем параграфе. Здесь же исследуются «сечения» амплитудных кривых, позволяющие сопоставлять форму спектров основных волн безотносительно их уровня.

На рис. 24, 25, 26 показаны семейства спектров волн  $Pn$ ,  $S$  и  $Lg$  для определенных значений эпицентральных расстояний от 350 до 2500 км и разных направлений распространения относительно станции Талгар. Используемые экспериментальные материалы описаны в § 1 настоящей главы. Спектры нормированы к  $M = 5$ , уровень их произволен.

На рис. 27 показаны аналогичные семейства спектров волн  $Pn$  и  $Lg$ , построенные по данным станции Временная для двух азимутальных направлений, первое из которых примерно совпадает с северо-восточным и восточным, а второе — с западным, принятых для станции Талгар.

Спектры волн  $Pn$  приведены на рис. 24. На их форму влияют два основных фактора: систематические отличия в форме спектров землетрясений с разных направлений, проявляющиеся на начальном этапе прослеживания; различие характера изменения спектров с расстоянием для рассматриваемых направлений распространения.

Таблица 13

Параметры спектров основных волн разных направлений для расстояний 350 и 800 км

| Тип волны | Параметр           | СВ    |       | В     |       | Ю     |       | З     |       |
|-----------|--------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|           |                    | 350   | 800   | 350   | 800   | 350   | 800   | 350   | 800   |
| <i>Pn</i> | $f_{\max}$         | 2,8   | 2,8   | 2,8   | 2,8   | 1,4   | 1,4   | 1,4   | 1,4   |
|           | $\gamma(0,35/0,7)$ | -0,04 | -0,02 | -0,10 | -0,17 | -0,30 | -0,20 | -0,06 | 0     |
|           | $\gamma(0,7/2,8)$  | -0,50 | -0,18 | -0,50 | -0,36 | 0,07  | 0,15  | 0     | 0,40  |
|           | $\gamma(1,4/5,6)$  | -0,09 | 0,04  | 0,09  | 0,15  | 0,45  | —     | 0,60  | 1,10  |
| <i>Pg</i> | $f_{\max}$         | 2,8   | 2,8   | 2,8   | 1,4   | 1,4   | 1,4   | 1,4   | 1,4   |
|           | $\gamma(0,35/0,7)$ | 0,10  | -0,11 | -0,16 | -0,14 | -0,28 | -0,20 | 0     | 0     |
|           | $\gamma(0,7/2,8)$  | -0,56 | -0,10 | -0,45 | -0,14 | -0,10 | 0,07  | 0,13  | 0,45  |
|           | $\gamma(1,4/5,6)$  | 0     | 0,30  | 0,23  | 0,53  | 0,44  | 0,97  | 0,87  | 1,33  |
| <i>Lg</i> | $f_{\max}$         | 1,4   | 0,35  | 1,4   | 0,7   | 0,7   | <0,35 | <0,35 | <0,35 |
|           | $\gamma(0,35/0,7)$ | 0     | 0,17  | 0,07  | 0,12  | 0,17  | 0,13  | 0,23  | 0,23  |
|           | $\gamma(0,7/2,8)$  | -0,10 | 0,60  | 0,23  | 0,40  | 0,65  | 0,92  | 0,62  | 0,77  |
|           | $\gamma(1,4/5,6)$  | 0,47  | 1,15  | 0,65  | 1,07  | 1,10  | —     | —     | —     |

Сначала рассмотрим различия, связанные с азимутами направлений, которые иллюстрируются подборками спектров ЧИСС, приведенными на рис. 28. Здесь сопоставлены спектры волн *Pn*, *Pg* и *Lg* четырех азимутальных направлений на фиксированном расстоянии 300 км. Видно, что спектры направлений СВ и В существенно более высокочастотны, чем спектры Ю и З. Это проявляется и в положении максимума спектров (у первых двух направлений он на частоте 2,8 Гц, у двух других — на 1,4 Гц) и в крутизне его склонов. Так, отношение амплитуды на частоте 2,8 Гц к амплитуде на 0,7 Гц для первых двух направлений равно примерно трем, а для второй пары азимутов эти амплитуды равны.

Более подробные сведения о параметрах спектров различных направлений для двух расстояний (350 и 800 км) приведены в табл. 13. Здесь указаны значения:  $f_{\max}$  — положение максимума ЧИСС-спектра;  $\gamma(f_i/f_j)$  — логарифм отношения амплитуд на двух частотах.

Из рис. 24 и 28, табл. 13 следует, что спектры волн *Pn* направлений СВ и В различаются между собой незначительно. То же самое можно сказать и о спектрах двух других направлений: Ю и З. Различия параметра  $\gamma$  внутри каждой пары не превышают 0,2 ед. лог., в то время как между парами составляют в среднем 0,5—0,6 ед. лог.

Остановимся на другой особенности спектров. У всех типов волн амплитуда частоты 0,35 Гц на близких расстояниях для СВ и В имеет аномально большое значение. На спектрах волн *Pn* видно, как наметившийся низкочастотный склон прерывается возрастанием амплитуд на участке 0,7—0,35 Гц, хотя в условиях отсутствия эффекта поглощения следует ожидать постоянную крутизну низкочастотного склона.

Обращаясь к характеру изменения спектров с расстоянием, мы видим, что наиболее сильное затухание высоких частот происходит в интервале расстояний 800—1500 км. Как до, так и после этого интервала, форма спектров изменяется незначительно.

Наиболее наглядное представление об этой закономерности дают графики изменения спектральных отношений с расстоянием (рис. 29). Отметим, что осцилляции графиков  $\gamma(\Delta)$  приурочены к тем же интервалам эпицентральных расстояний, на которых отмечались осцилляции амплитудных кривых, подробно описанные в предыдущем параграфе.

Рис. 29. График изменения с расстоянием спектральных отношений  $\gamma$  (станция ЧИСС Временная) частот 0,47 и 0,9 Гц (1) и частот 0,9 и 0,25 Гц (2) для волн Lg (а) и P (б)

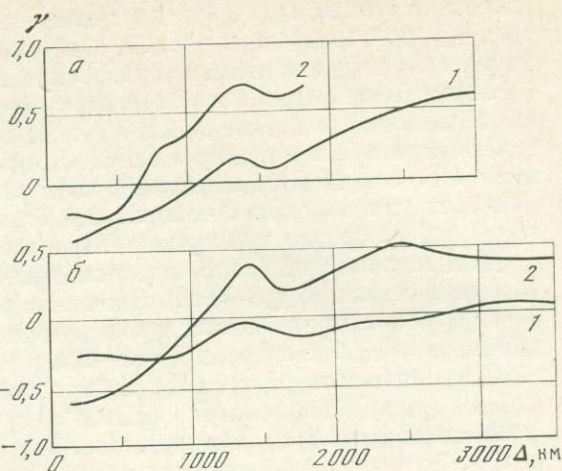
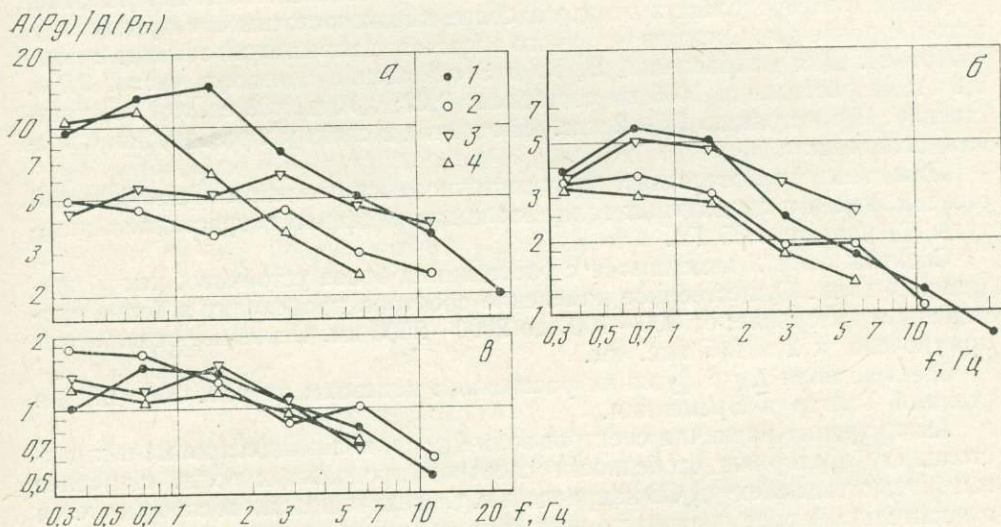


Рис. 30. Отношение спектральных амплитуд волн P<sub>g</sub> и P<sub>n</sub> для эпицентральных расстояний 300 (а), 500 (б), 800 км (в) северо-восточного (1), восточного (2), южного (3) и западного (4) направлений



Спектры волн P<sub>g</sub> существенно отличаются от спектров волн P<sub>n</sub> своей относительной низкочастотностью. Представление о типичных спектрах волн P<sub>g</sub> дает рис. 28, б, где они показаны для расстояния 300 км по всем четырем направлениям. Спектры волн P<sub>g</sub> устойчиво повторяют азимутальные различия, выявленные нами ранее для волн P<sub>n</sub>.

Более объективное представление дают отношения спектральных амплитуд этих двух волн (рис. 30); графики построены для трех значений эпицентрального расстояния (300, 500 и 800 км) и четырех направлений распространения. Значения отношений вычислялись не по амплитудным кривым или спектрам, а по непосредственным измерениям амплитуд этих волн.

Рассмотрим подробнее график для 300 км (см. рис. 28, б). На этом расстоянии начинает прослеживаться волна P<sub>g</sub>. По записям станции Талгар она выделяется с расстояний 250—280 км. К 300 км волна P<sub>g</sub> обычно запаздывает относительно первого вступления не более чем на 2 с. Можно полагать, что на этом расстоянии условия распространения еще не оказали существенного влияния на спектр волны P<sub>g</sub>.

Детальные исследования спектров местных землетрясений, выполненные нами ранее по материалам станции ЧИСС Талгар, показали, что спектр волны P<sub>n</sub> наследует спектральные особенности прямой волны P̄, распространя-

ющейся в земной коре. Это дает нам основание полагать, что разностные спектры, приведенные на рис. 30, *a*, можно интерпретировать как частотную характеристику механизма образования волны *Pg*.

Азимутальные различия этой характеристики весьма существенны. Так, наибольшая относительная интенсивность волны *Pg* отмечается для землетрясений северо-восточного и западного направлений, у которых на частоте ниже 1 Гц отношение амплитуд *Pg* к *Pn* равно 10—15. Отношение этих волн начинает уменьшаться с частоты 1,4 Гц на СВ направлении, с 0,7 Гц на западном и обратно пропорционально частоте в степени 0,7—0,8.

Для направлений Ю и В частотная зависимость выражена гораздо слабее. В интервале частот 0,3—3 Гц отношение волн примерно постоянно и равно 4—6. У более высоких частот оно уменьшается слабо: обратно пропорционально частоте в степени 0,3—0,4.

С увеличением расстояния азимутальные различия ослабевают, и на 800 км (рис. 30, *b*) они становятся несущественными.

**Спектры волн *S*** показаны на рис. 25 для трех направлений распространения. Из всех рассмотренных типов волн данные по поперечным волнам наименее надежны и представительны. Поэтому остановимся на них вкратце.

Как и для продольных волн, наиболее высокочастотны спектры восточного направления. Спектры западного и южного направлений заметно низкочастотнее. Для направлений В, Ю и З отношение амплитуд частот 0,7 и 2,8 Гц на расстоянии 1000 км составляет 0,22; 0,70 и 0,68 ед. лог. соответственно. К расстоянию 1,5—2 тыс. км отличия в спектрах разных направлений ослабевают.

Для спектров поперечных волн восточного направления в еще большей степени, чем для продольных волн, наблюдается эффект возрастания амплитуды на частоте 0,35 Гц.

Спектры волн *S* изменяются с расстоянием более устойчиво, чем у продольных волн. Существенное изменение спектров происходит в более протяженном интервале: от 800—1000 до 2000—2500 км. Основные осцилляции приурочены к 2 и 2,5 тыс. км.

**Спектры волн *Lg*** в функции расстояния показаны на рис. 26 и 27 для станций Талгар и Временная.

Амплитудные различия спектров волн *Lg*, проявляющиеся на малых расстояниях, повторяют особенности спектров продольных волн. Наиболее высокочастотны спектры СВ направления. С увеличением азимута отмечается относительный рост низкочастотных составляющих спектра. Так, из табл. 13 следует, что максимальные различия в отношении амплитуд частот 0,7 и 2,8 Гц достигают 0,7—0,8 ед. лог. Максимум спектра направлений СВ и В находится на частоте 1,4 Гц, а для западного направления — на частотах ниже 0,35 Гц. Эти оценки относятся к эпицентральному расстоянию 350 км.

Аномально большие амплитуды частоты 0,35 Гц видны на спектрах при малых расстояниях для всех направлений, кроме южного.

Теперь рассмотрим изменение с расстоянием спектра волн *Lg*. На рис. 29 приведен график зависимости спектральных отношений от расстояния, построенный по данным станции ЧИСС Временная. Поведение графика повторяет основные особенности, отмеченные ранее для других типов волн.

В интервале от 200—250 до 500—700 км спектр волн *Lg* изменяется слабее, чем на больших расстояниях. Самые сильные изменения происходят на участке между 600—800 и 1300—1400 км. На расстояниях 1300—1700 км хорошо видна осцилляция, после которой закономерное изменение формы спектра с расстоянием заметно ослабевает.

В заключение повторим основные особенности спектров разных волн и их изменения с расстоянием.

При сопоставлении спектров разных азимутов распространения у всех волн проявляется одна тенденция: спектры становятся низкочастотнее по мере увеличения азимута, т. е. при переходе от СВ направления к З. Для волн *Pg* и *Lg* эти различия проявляются уже на начальном этапе прослежи-

вания, следовательно, обусловлены в большей степени механизмом формирования, чем условиями распространения.

Закономерности изменения спектров с расстоянием наиболее наглядно описываются графиками зависимости спектральных отношений от расстояния. На этих графиках намечается несколько интервалов расстояний, в пределах которых изменения формы спектров всех волн сравнительно однородны. В начальной части (от 200—300 до 500—700 км) изменения спектров незначительны. В следующем интервале расстояний (от 500—800 до 1300—1700 км) происходит наиболее сильное изменение спектров, с преимущественным затуханием более высоких частот. Между 1300 и 2000 км выделяется интервал противоположного изменения спектров, т. е. более сильного затухания низких частот. Это проявляется в виде осцилляции на графиках зависимости спектральных отношений от расстояния. Следующая осцилляция, но меньшей «амплитуды» намечается на расстояниях 2,0—2,5 тыс. км.

На расстояниях, больших 1,5—2 тыс. км, систематическая составляющая в изменении с расстоянием спектров продольных волн для частот ниже 3 Гц практически отсутствует. На этих расстояниях форма спектра волн  $P$  в среднем уже такая же, как и в телесейсмической зоне. Спектры волн  $S$  и особенно  $Lg$  продолжают изменяться, но заметно слабее, чем на меньших расстояниях.

На расстояниях до 800—1000 км у спектров всех типов волн (особенно волн  $S$  и  $Lg$ ) амплитуды на частоте 0,35 Гц аномально велики. Этот эффект в большей степени характерен для записей направлений СВ и В.

Спектры волн  $P$  и  $Lg$  на станции Временная существенно более высокочастотны, чем на станции Талгар. Однако, общие закономерности изменения спектров с расстоянием и интервалы расстояний с характерными изменениями спектров для обеих станций одинаковы.

## Глава 2

### ВЫДЕЛЕНИЕ КРУПНЫХ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ПО ХАРАКТЕРИСТИКАМ ВОЛН $P$ , $Lg$ и $Rg$

В настоящей главе исследуется пространственная структура азимутальных различий амплитудных кривых и спектров сейсмических волн, описанных в предыдущей главе. Показано, что эти различия формируются главным образом на определенных участках трасс распространения сейсмических лучей, при пересечении ими некоторых геологических границ или структур.

Основной формой представления экспериментальных данных являются пространственные построения: сравнение амплитудных и спектральных характеристик на разных трассах, картирование этих характеристик, локализация участков резких изменений кинематических и динамических параметров сейсмических волн.

В § 1 исследуется пространственное распределение спектральных характеристик продольных волн от удаленных землетрясений. Показано, что региональные различия значений этого параметра статистически значимы. Описано поле спектральных характеристик волн  $P$  землетрясений основных сейсмоактивных зон Земного шара и, более детально, Центральной Азии. Область самых минимальных значений спектральных параметров приурочена к Тибетскому массиву и область несколько больших значений — к Персидскому плато. Они интерпретируются как области повышенного поглощения сейсмических волн в верхней мантии.

Известно, что интерференционные волны  $Lg$  и  $Rg$  регистрируются только в том случае, если вся трасса сейсмического луча проходит по земной коре континентального типа. Следовательно, сопоставляя интенсивность этих волн на разных трассах распространения, можно локализовать блоки, в которых отсутствует «гранитный» слой или отмечаются иные существенные изменения структуры земной коры.

В §2, 3 исследуются особенности распространения этих волн на различных трассах, пересекающих Центральную Азию и сопредельные территории. По наблюдениям системы станций локализованы границы, на которых происходит изменение интенсивности волн  $Lg$ . Эти волны полностью исчезают в тех случаях, когда трассы сейсмических лучей хотя бы частично пересекают Тибетский массив. На границах этого массива отмечаются также резкие изменения параметров цуга поверхностных волн  $Rg$ .

### 1. Картирование спектральных характеристик волн $P$

В настоящем параграфе анализируются результаты картирования спектральных характеристик отдельных землетрясений, выполненные по наблюдениям в промежуточной и телесеismicкой зонах. Выявленные региональные различия спектральных характеристик волн  $P$  интерпретируются как проявление горизонтальных неоднородностей поглощающих свойств верхней мантии в районе очага.

**Спектральные характеристики удаленных землетрясений и поглощающие свойства верхней мантии.** Экспериментальные данные, приведенные ниже, и результаты, полученные другими авторами (Tsujiura, 1969), свидетельствуют об устойчивости региональных различий спектрального состава продольных волн по наблюдениям на удаленных станциях. Пространственная упорядоченность спектральных различий может быть объяснена либо особенностями очагового излучения, либо горизонтальными неоднородностями поглощающих свойств среды вдоль трасс сейсмических лучей.

Мы полагаем, что особенности очага, безусловно существенные при формировании спектрального состава индивидуального землетрясения, не могут быть доминирующими у множества землетрясений обширного района. Опыт изучения спектральных особенностей очагового излучения местных землетрясений ряда регионов (Молнар и др., 1976; Hanks, Wyss, 1972; Thatcher, Hanks, 1973; Tucker, Brune, 1973) показал, что в пределах каждого региона наблюдается значительное разнообразие спектральных характеристик, в первую очередь угловых частот, определяемое различием механизмов очагов и вариациями поля напряжений. Пространственная упорядоченность спектральных параметров отмечается лишь для весьма небольших эпицентральных зон. Для обширных глобальных сейсмоактивных районов систематические отклонения спектрального состава при наблюдениях на малых расстояниях не отмечаются. Поэтому мы принимаем допущение, что наблюдаемые в телесеismicкой зоне спектральные различия формируются, главным образом, на трассе сейсмического луча.

Установлено, что наибольшие искажения в спектр сигнала вносятся при прохождении сейсмического луча через слой пониженной добротности, ассоциируемый с астеносферой. Многими исследователями выявлены существенные региональные различия в поглощающих свойствах этого слоя. Видимо, именно мозаичность поглощающих свойств верхней мантии и определяет большое разнообразие крутизны высокочастотного склона спектров удаленных землетрясений.

Наличие астеносферного слоя влияет как в области эпицентра, так и в районе станции. Для тектонически однородного района при регистрации землетрясений на одной станции с различных азимутов влияние астеносферного слоя в области выхода лучей можно считать одинаковым. Использование системы наблюдений из нескольких станций позволяет почти полностью исключить это влияние.

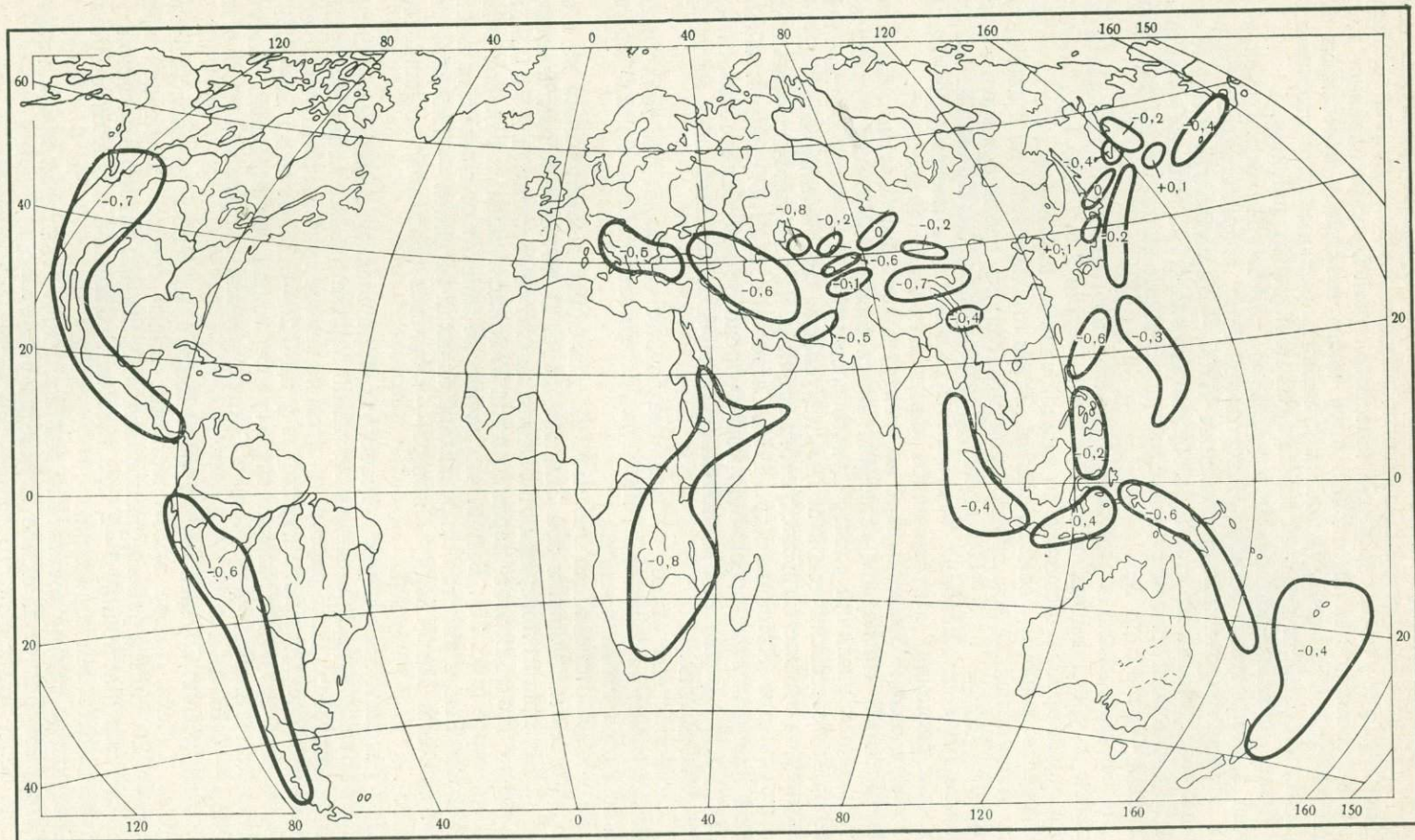


Рис. 31. Карта значений спектрального отношения  $\gamma(2,5 \text{ Гц}/0,5 \text{ Гц})$  для основных сейсмоактивных зон Земного шара (по данным станции ЧИСС Временная)

Таким образом, мы полагаем, что наблюдаемые различия высокочастотного склона спектров удаленных землетрясений отражают преимущественно горизонтальную неоднородность поглощающих свойств верхней мантии в районе очага (с учетом сноса сейсмического луча). Пространственное картирование особенностей высокочастотной части спектра (с отнесением этих особенностей к эпицентру) позволит выявить региональные различия поглощающих свойств верхней мантии сейсмоактивных районов.

**Использованные материалы и методика.** Обработано около тысячи записей землетрясений региона Центральной Азии и прилегающих территорий, зарегистрированных на станциях ЧИСС — Гарм, Талгар и Временная. Кроме того, на этих же станциях обработано около 700 записей землетрясений из различных эпицентральных районов Земного шара. Магнитуды землетрясений — от 4,5 до 5,5.

По сейсмограммам определялось спектральное отношение амплитуд для каналов со средними частотами 2,5 и 0,7 Гц или 2,5 и 0,35 Гц. Значение этого параметра, вычисленное по каждой записи, картировалось, т. е. приписывалось эпицентру землетрясения. Затем строились карты промежуточного этапа сглаживания, при котором вычислялись средние значения параметра для группы из 5—10 близко расположенных землетрясений. На следующем этапе сглаживания вычислялись значения параметра (средние для крупных регионов) или строились карты изолиний параметра  $\gamma$ .

**Районирование Земного шара по спектральным особенностям удаленных землетрясений.** На первом этапе для выяснения устойчивости и масштаба региональных различий спектрального состава волны  $P$  были рассмотрены материалы телесеismicкой зоны, где условия наблюдений более благоприятны для выявления исследуемого эффекта, чем в промежуточной зоне.

Как известно (Антонова и др., 1968; Carpenter e. a., 1967), в телесеismicкой зоне фактором расстояния можно пренебречь, сейсмический сигнал имеет простую форму и, следовательно, измерения максимальных амплитуд более однозначны.

Использованные экспериментальные данные по удаленным землетрясениям получены на станции Временная. Материалы станции Гарм и Талгар привлекаются лишь частично.

Было обработано более 700 записей удаленных землетрясений из всех основных сейсмоактивных зон Земного шара. В качестве характеристики спектра был принят логарифм отношения амплитуд на частотах 2,5 и 0,5 Гц.

Средние значения этого параметра для 30 эпицентральных районов показаны на карте (рис. 31). Видно, что спектр не зависит от эпицентрального расстояния. Землетрясения относительно близких регионов — Тибета, Ирана, сочленения Тянь-Шаня и Памира — являются сравнительно низкочастотными.

При рассмотрении карты намечаются определенные закономерности в пространственном распределении значений параметра. Все сейсмоактивные зоны Земного шара были рассортированы на четыре группы, различающиеся по величине спектрального параметра  $\gamma$  на 0,20—0,25 (т. е. на 50—80%).

В первую, самую высокочастотную группу вошли землетрясения Алеут, Курило-Камчатской дуги и Японии. Среднее значение параметра  $\gamma$  для этих районов — 0,16 ед. лог.

Землетрясения Средней Азии и части Центральной Азии, расположенной севернее Тибета, также высокочастотны. Здесь среднее значение параметра — 0,20. Но эти районы расположены достаточно близко к регистрирующей станции (расстояние 1—2 тыс. км), чем, возможно, и объясняется высокочастотность землетрясений.

Следующую группу составляют землетрясения Индонезии и Филиппин, для которых среднее значение параметра равно — 0,33.

Еще более низкочастотны записи землетрясений альпийского пояса — Средиземное море, Турция, Кавказ, Иран, где среднее значение параметра — 0,55. Примерно такие же значения параметра характерны для землетрясений

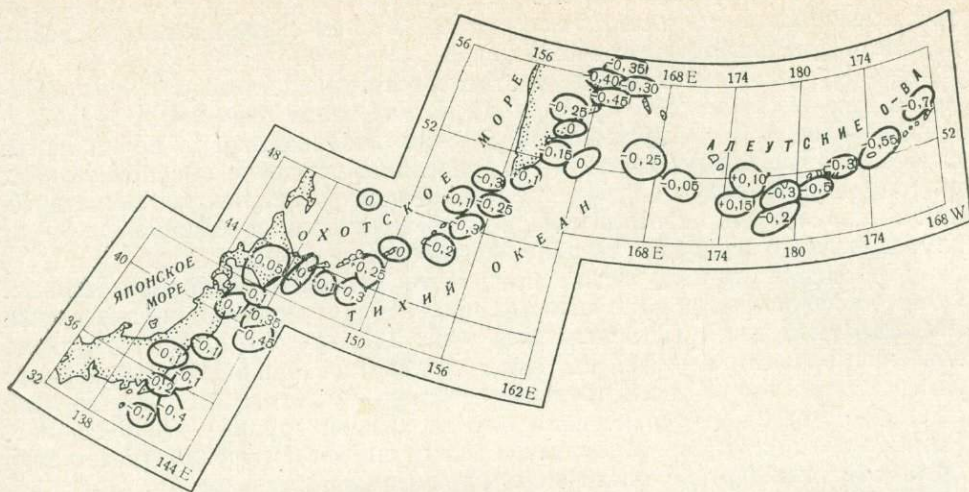


Рис. 32. Карта значений спектрального отношения  $\gamma$  (2,5 Гц/0,9 Гц) для северной и северо-западной частей Тихоокеанского сейсмоактивного пояса (по данным станции ЧИСС Временная)

Южной Америки и продолжения индонезийской полосы на восток — Новой Гвинее, Соломоновых островов, района Фиджи.

Самую низкочастотную группу составляют землетрясения Тибета ( $\gamma = -0,70$ ), Северной и Центральной Америки ( $\gamma = -0,72$ ), Южной и Восточной Африки ( $\gamma = -0,82$ ).

Различия параметра между соседними группами представляются значимыми, так как в каждой региональной выборке было от 20 до 100 землетрясений при среднем значении стандартного отклонения отдельного измерения внутри выборки 0,25 ед. лог.

Аналогичное районирование, но по меньшему числу эпицентральных районов, было выполнено и по записям удаленных землетрясений на станциях Гарм и Талгар. Совместное рассмотрение материалов трех станций позволило выявить систематическое влияние, общее для всех районов, вносимое в спектр станционными условиями. По сравнению со станцией Гарм спектры станции Временная в среднем более высокочастотны, а спектры станции Талгар более низкочастотны.

Относительные спектральные различия эпицентральных районов сохранились и по записям трех станций. Так, наиболее высокочастотны спектры Северной Японии, Алеут, Индонезии. Спектры Средиземноморья, Южной Америки, Новой Гвинее занимают промежуточное положение. Устойчиво низкочастотны спектры Тибета, Северной Америки, Аравийского полуострова, Южной Африки.

Конечно, не следует переоценивать степень общности полученных данных. Использованные станции расположены сравнительно близко друг от друга (среднее расстояние около 1 тыс. км). Возможно, что наблюдения на совершенно иных азимутах распространения лучей, особенно для сейсмоактивных зон, простирающихся вдоль океанических дуг, выявят иные тенденции.

Более детально пространственная структура спектрального параметра была исследована для северной и северо-западной части Тихоокеанской дуги сейсмичности. Результаты картирования этого района по параметру  $\gamma$  на стадии промежуточного осреднения первичных данных приведены на рис. 32. Здесь для каждой группы эпицентров, состоящей из 3—6 землетрясений, указано среднее значение параметра.

На этой карте отчетливо видна закономерность пространственного распределения параметра  $\gamma$ . Так, для Алеутской дуги по мере продвижения с

востока на запад значения параметра сначала возрастают от  $-0,7$  до  $+0,15$ , т. е. спектры становятся высокочастотнее, а затем снова низкочастотными: параметр уменьшается до  $-0,25$ .

Для Курило-Камчатской дуги отмечается тенденция возрастания параметра при движении с северо-востока на юго-запад от  $-0,4$  до  $+0,25$ .

Для Северной и Центральной Японии закономерности проявляются слабее. Все же можно отметить две тенденции: сгущение высокочастотных очагов у о-ва Хоккайдо и усиление высокочастотности спектров землетрясений в направлении, перпендикулярном оси простирания сейсмичности — от глубоководного жолоба в сторону континента.

Для оценки статистической значимости приведем следующие данные. Общее число эпицентров, по которым определялись значения параметра для исследованной части Тихоокеанской дуги, 247, среднее для всего района значение параметра  $-0,17$  ед. лог., стандартное отклонение отдельного измерения по всему рассмотренному району  $0,27$  ед. лог., стандартное отклонение отдельного измерения внутри каждой группы  $0,16$  ед. лог. Разница средних значений параметра для групп землетрясений существенно превышает стандартное отклонение индивидуального значения.

Статистическая значимость полученных результатов подтверждается также выявленной закономерностью изменений величины параметра  $\gamma$  вдоль Тихоокеанской дуги.

**Картирование спектральных параметров для центральной части Азиатского континента.** Наблюдения в пределах этой территории перекрывали интервал эпицентральных расстояний от 1 тыс. до 4 тыс. км. Здесь в отличие от телесейсмической зоны влияние расстояния на спектры землетрясений становится существенным и результаты картирования должны в принципе отражать закономерности изменения спектров для разных направлений. Такое картирование позволит выявить региональные различия значений параметра  $\gamma$  не по априорно выбранным направлениям, а вскроет их пространственную структуру.

Сильная зависимость спектров от расстояния затрудняет количественные сопоставления и оценки, делает их возможными только для регионов, находящихся на равных расстояниях от станции. Однако реальная ситуация более благоприятна для количественных сопоставлений спектральных параметров разных регионов, так как спектры продольных волн на расстояниях, больших 1,5 тыс. км, изменяются незначительно, по крайней мере на частотах ниже 2,5 Гц. Большинство экспериментальных данных, использованных в этом разделе, относится к расстояниям, превышающим 1,5 тыс. км, а оценки крутизны спектра — к частотам ниже 2,5 Гц. Все это позволило применить и к промежуточной зоне методику картирования спектральных параметров, уже использованную выше при обработке наблюдений в телесейсмической зоне.

Оценки спектров одних и тех же эпицентральных районов, по данным разных станций, в промежуточной зоне расходятся сильнее, чем в телесейсмической, и количественное сопоставление карт, построенных для трех станций, затруднительно. Тем не менее и для этих расстояний в результате проведенных исследований показано совпадение положения районов пониженных и повышенных значений параметра по всем трем станциям.

На рис. 33 приведены карты изолиний спектрального отношения  $\gamma$  для Центральной части Азиатского континента, построенные по данным станций Временная и Гарм. Область минимальных значений параметра приурочена к Тибетскому плато. По данным Гарма, она расположена между  $85-100^\circ$  в. д. и  $30-36^\circ$  с. ш., а по данным станции Временная, — между  $81-97^\circ$  в. д. и  $29-35^\circ$  с. ш. По данным станции Талгар, область минимальных значений менее выразительна и располагается между  $84-100^\circ$  в. д. и  $29-35^\circ$  с. ш.

Если учесть снос по направлениям распространения лучей от области минимума на регистрирующие станции (для Гарма на запад — северо-запад, для Временной — на север и для Талгара — на северо-запад), то

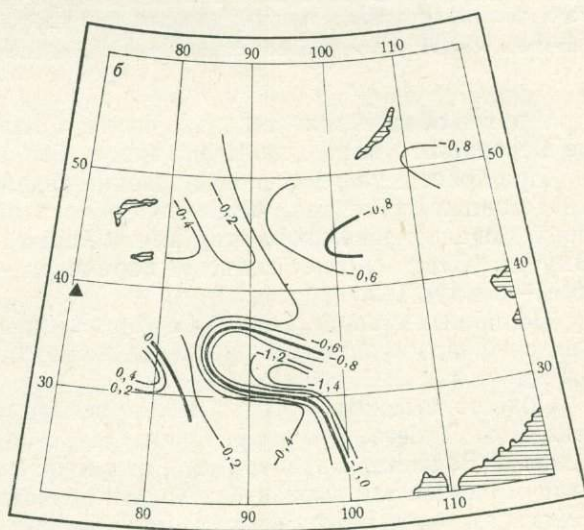
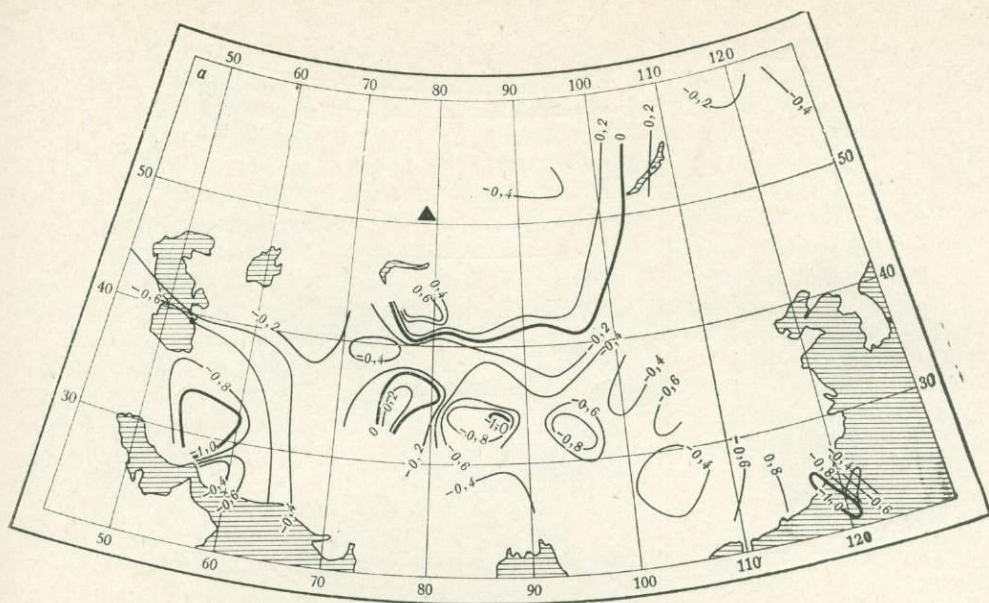


Рис. 33. Карты изолиний значений спектрального отношения  $\gamma$  ( $2,5 \text{ Гц}/0,5 \text{ Гц}$ ) для центральной части Азиатского континента (по данным станций ЧИСС Временная (а) и Гарм (б)).

совпадение положения выделенных минимальных значений, по данным всех трех станций, можно считать хорошим.

Судя по карте изолиний, максимальное различие значений параметра в пределах области от ее центра к периферии составляет 0,6 ед. лог. для станции Временная и 1,0 ед. лог. для Гарма.

Количество определений величины спектрального отношения для территорий внутри Тибета и его обрамления (в качестве такового условно взята полоса шириной в 300 км) составляет по станциям Временная — 21 и 24, Гарм — 11 и 22 соответственно. Средние значения параметра внутри Тибета и вне его по Временной равны 0,75 и 0,35 ед. лог., по Гарму — 1,2 и 0,3 ед. лог. соответственно. Значение стандартного отклонения отдельного определения от среднего во всех случаях равно 0,2 ед. лог. Простейший анализ этих оценок подтверждает статистическую значимость полученных величин  $\gamma$  в районе Тибета.

Немногочисленные определения спектральных отношений для Центральной Азии, выполненные по записям станций ЧИСС Новосибирск и Бодон, также указывают на наличие минимума значений параметра в районе Тибета.

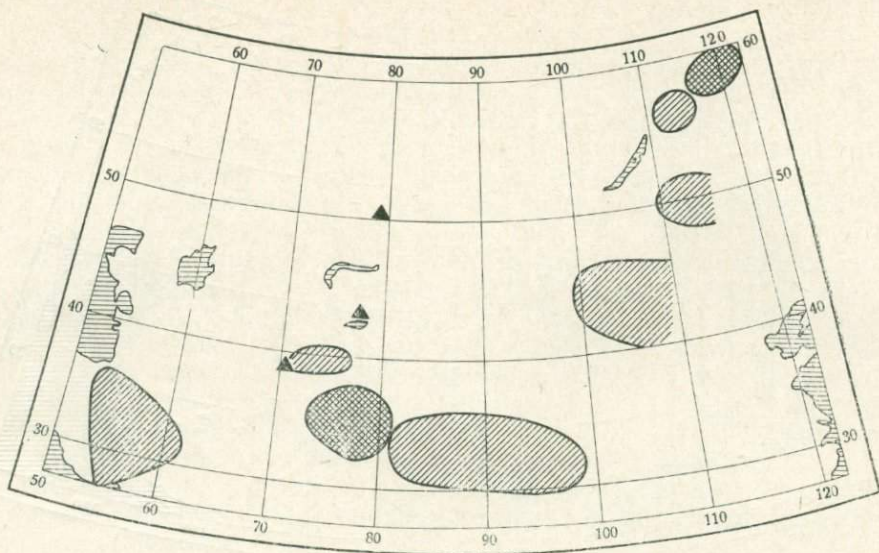


Рис. 34. Карта-схема расположения областей повышенного (редкая штриховка) и пониженного (частая штриховка) поглощения для центральной части Азиатского континента. Показаны области, повторяющиеся по данным трех станций: Гарм, Талгар и Временная

Другая область минимальных значений параметра располагается в районе Персидского плато, примерно между  $50^{\circ}$  и  $63^{\circ}$  в. д.

При более детальном районировании территории Средней Азии, по данным станции Временная, выявляется полоса низкочастотных землетрясений, проходящая по зоне сочленения Тянь-Шаня и Памира, между  $67^{\circ}$  и  $79^{\circ}$  в. д. Внутри полосы среднее значение параметра — минус 0,6, а по ее периферии — минус 0,2.

По данным станции Гарм и Талгар намечается минимум в районе Монголии с перепадом значений параметра между центром и периферией, равным 0,4 ед. лог.

Область высокочастотных землетрясений располагается к северу и к западу от Тибета. Это территории Северо-Западного Китая, Джунгарии, Алтая и Зайсана, Каракорума, Гиндукуша, Кок-Шаала. Однако области максимумов не так выразительны, как области минимумов. Перепад значений параметра  $\gamma$  между центром максимума и его периферией составляет в среднем 0,4 ед. лог.

Самые общие особенности, устойчиво повторяющиеся по наблюдениям на трех станциях, показаны на карте-схеме (рис. 34). Выделены области отрицательных значений  $\gamma$ , т. е. повышенного поглощения, и положительных, т. е. относительно слабого поглощения.

Полученные результаты, в особенности для районов Тибета и Монголии, хорошо согласуются с независимыми определениями поглощающих свойств верхней мантии в пределах рассмотренной территории, выполненными Л. П. Винником и А. А. Годзиковской (1975).

## 2. Особенности распространения волн $Lg$ на трассах, пересекающих Центральную Азию

Известно, что интенсивность интерференционных групп волн типа  $Lg$  или  $Rg$  существенно зависит от типа строения земной коры на трассе распространения. Пересечение трассой даже небольшого участка с корой океанического или переходного типа приводит к резкому ослаблению или даже полному исчезновению этих волн. Возможно, что и другие особенности строе-

ния земной коры (нарушение гранитного слоя и т. п.) могут приводить к подобным эффектам. Именно это позволяет использовать волны  $Lg$  и  $Rg$  как простой и перспективный инструмент при изучении земной коры.

В настоящем параграфе рассмотрены особенности распространения волн  $Lg$  на различных трассах, пересекающих центральную часть Азии. Показано, что волны  $Lg$  распространяются на значительной части континента, расположенной примерно севернее  $35^\circ$  с. ш. На трассах, пересекающих Тибетское плато, эти волны полностью исчезают. Используемая методика исследований позволяет уверенно локализовать крупные горизонтальные неоднородности в строении коры, а возможно, и верхней мантии.

**Район исследований и использованные материалы.** Интенсивность волн  $Lg$  изучалась на трассах, пересекающих Центральную Азию и сопредельные территории Китая, Монголии, Советского Союза (Средняя Азия, Казахстан, Сибирь), Индии и частично Пакистана, Афганистана, Ирана. Трассы находились внутри территории, ограниченной приблизительно  $75$  и  $125^\circ$  в. д. и  $20$  и  $55^\circ$  с. ш.

Более детально были исследованы особенности распространения волн  $Lg$  на трассах, пересекающих Тибетское плато. Этот район, сведения о строении которого крайне существенны для тектонических построений и для понимания механизма сближения, подвигания тектонических плит, геофизически изучен очень слабо. Поэтому динамические особенности распространения волн  $Lg$  и дисперсионные свойства поверхностных волн являются пока едва ли не единственными источниками информации о строении земной коры в пределах этого высокогорного района.

Были рассмотрены записи землетрясений на двух группах станций, расположенных севернее и южнее Центральной Азии. В северную группу входили советские станции Талгар (ТЛГ), Новосибирск (НСБ), Бодон (БДН), расположенный в 50 км восточнее озера Байкал, и частично Гарм (ГРМ). В южную группу входили станции мировой сейсмической сети (WWSSN), расположенные в Индии и Юго-Восточной Азии: Нью-Дели (NDI), Чиенгмай (СНГ), Шилонг (SHI) и др.

На четырех советских станциях были использованы ЧИСС-сейсмограммы в диапазоне частот от 4 до 0,05 Гц. На станциях мировой сети были привлечены записи стандартной короткопериодной и среднепериодной аппаратуры.

Было проанализировано несколько сот записей землетрясений из различных очаговых зон, находящихся как внутри исследуемого региона, так и на внешнем его обрамлении. Магнитуды землетрясений в основном лежали в интервале значений 4,5—5,5. Эпицентральные расстояния — от 300 км до 3—3,5 тыс. км.

**Региональные различия интенсивности волн  $Lg$ .** В большинстве случаев волны  $Lg$  имеют максимальную амплитуду на записях землетрясений. Это относится к сейсмограммам короткопериодных приборов или каналов ЧИСС в диапазоне от 0,5 до 3 с. Волновая группа, как правило, имеет четкие вступления.

Особенно четкие и интенсивные вступления волн  $Lg$  наблюдаются на записях северной группы станций для землетрясений Алтая, Саян, Прибайкалья, Монголии и Восточной Сибири. Одной из самых характерных черт динамики волн  $Lg$  в исследуемом районе является то, что эта группа волн всегда доминирует на записи всех землетрясений восточного и северо-восточного азимутов распространения (относительно северной группы станций). Для землетрясений западного и юго-западного азимутов распространения волны  $Lg$  уверенно следятся и доминируют на записи только в пределах первых двух тысяч километров эпицентрального расстояния. Далее их интенсивность постепенно убывает, а спектр сдвигается в сторону больших периодов.

Группа волн  $Lg$  прослеживается у всех землетрясений, расположенных восточнее Каспия, севернее и северо-восточнее Персидского плато, севернее Тибетского массива. В пределах обширной территории, условно ограничен-

Таблица 14

Координаты эпицентров землетрясений, записи которых показаны на рис. 35

| Байкальское направление |         |         | Тибетское направление |         |         |
|-------------------------|---------|---------|-----------------------|---------|---------|
| № п/п                   | φ° с.ш. | λ° в.д. | № п/п                 | φ° с.ш. | λ° в.д. |
| 1                       | 52,9    | 89,5    | 11                    | 40,0    | 77,4    |
| 2                       | 55,1    | 93,1    | 12                    | 37,4    | 77,8    |
| 3                       | 46,4    | 96,6    | 13                    | 37,9    | 86,9    |
| 4                       | 44,9    | 101,0   | 14                    | 35,3    | 86,4    |
| 5                       | 53,1    | 107,8   | 15                    | 34,8    | 87,4    |
| 6                       | 56,6    | 114,0   | 16                    | 34,0    | 87,6    |
| 7                       | 58,2    | 120,7   | 17                    | 30,6    | 84,4    |
| 8                       | 56,3    | 123,6   | 18                    | 32,5    | 93,7    |
| 9                       | 56,9    | 127,7   | 19                    | 26,2    | 93,3    |
| 10                      | 44,7    | 82,8    |                       |         |         |

ной перечисленными районами, волны *Lg* распространяются, не претерпевая существенных изменений. Эти оценки относятся к трассам северо-восточного, восточного и южного (до границы Тибета) направлений распространения относительно станций, расположенных в СССР (северная группа).

Исключительно резкое изменение амплитуды волн *Lg* отмечается при пересечении трассами распространения северной границы Тибетского массива. Пока эпицентры землетрясений находятся севернее этой границы, примерно проходящей по 35° с. ш., на записях всех северных станций волны *Lg* отчетливо видны и доминируют по амплитуде. На записях землетрясений, эпицентры которых расположены вблизи северной границы Тибетского массива, волны *Lg* заметно ослаблены и полностью отсутствуют, если эпицентры находятся в 100 и более километрах к югу от этой границы.

Так, для двух землетрясений примерно равной амплитуды волн *P*, но расположенных по разные стороны от границы при расстоянии между эпицентрами порядка 150—200 км, различия в интенсивности волн *Lg* могут достигать 100 и более раз. При этом на сейсмограммах более южного из пары сравниваемых очагов на том месте, где следует ожидать вступления волн *Lg*, совершенно не удается выделить какие-либо волновые группы.

Все сказанное иллюстрируется подборкой записей землетрясений двух азимутов распространения (рис. 35): Байкальского и Тибетского, полученных на станции Временная. Координаты эпицентров этих землетрясений приведены в табл. 14. Видно, что на записях Байкальского направления (рис. 35, а) волны *Lg* уверенно следятся и доминируют на всех расстояниях, вплоть до 3000 км.

Примерно похожая картина наблюдается на записях Тибетского направления (рис. 35, б), пока эпицентры находятся севернее Тибетского массива (№ 10—13). Эпицентры, расположенные непосредственно на границе массива (запись № 14), характеризуются заметно ослабленной волной *Lg*. Еще более резкий контраст виден между записями землетрясений № 15 и № 16, находящимися непосредственно на границе массива и в 90 км к югу соответственно. На записи южного землетрясения волны *Lg* полностью отсутствуют. Совершенно не видны они и у еще более южных землетрясений (№ 17—19).

Такие сильные различия в относительной интенсивности волн *Lg* позволили применить упрощенную методику классификации записей. По амплитудному уровню волн *Lg* все просмотренные сейсмограммы были разбиты на три группы. В первую группу вошли записи с интенсивной волной *Lg* (типа № 1—12, рис. 35, а, б), во вторую — амплитуда *Lg* примерно равна амплиту-

де волн  $P$  или несколько меньше ее (типа № 13—15, рис. 35, б) и в третью — волны  $Lg$  совершенно отсутствуют (типа № 16—19, рис. 35, б).

Результаты такой сортировки записей, полученных на станциях Талгар и Временная, представлены на рис. 36 в виде карт эпицентров рассмотренных землетрясений. Тип записи условно приписывался эпицентру.

К сожалению, такие карты были построены только по северным станциям, так как по южным станциям мы располагали небольшим количеством экспериментальных данных.

Сопоставление записей одного и того же землетрясения на разных станциях показывает, что интенсивность волн  $Lg$  практически не зависит от источника, а определяется положением трассы. Для некоторых землетрясений, записями которых мы располагали на нескольких станциях, показаны положения эпицентров и соответствующие системе наблюдений трассы сейсмических лучей (рис. 37). Здесь были подобраны только такие эпицентры, положение которых относительно регистрирующих станций позволяет уточнить положение границы, где происходит исчезновение волн  $Lg$ . Имеющаяся система наблюдений не позволяет ответить на вопрос: связано ли исчезновение волн  $Lg$  с влиянием этой геологической границы или же эти волны не распространяются в пределах территории Тибетского плато.

На рис. 38 приведены амплитудные графики волн  $Lg$  для двух направлений: Байкальского и Тибетского. На этих графиках, построенных по данным станций Талгар и Временная, штриховкой показан интервал эпицентральных расстояний, соответствующий северной границе Тибета. Видно, что для Тибетского направления в этой области амплитуды уменьшаются, по крайней мере на порядок. Такая оценка является нижним пределом величины изменения амплитуд, так как на записях землетрясений, на которых волны  $Lg$  отсутствовали, измерялись амплитуды фона рассеянных колебаний на участке существования волн  $Lg$ , выделенном в соответствии со средним годовым графиком.

Из графиков Байкальского направления видно, что интенсивность волн  $Lg$  слабо меняется при пересечении такой крупной тектонической структуры, как Байкальская рифтовая зона.

**Положение границ**, на которых происходит исчезновение волн  $Lg$  или которые разделяют области (блоки), «благоприятные» и «неблагоприятные» для распространения волн  $Lg$ , может быть уточнено из анализа карт, показанных на рис. 36 и 37. Прежде всего рассмотрим северную границу. Она проходит примерно между точками с координатами  $34^\circ$  с. ш.,  $78^\circ$  в. д. и  $35,5^\circ$  с. ш.,  $90^\circ$  в. д. Ее положение по широте определяется наиболее надежно, с погрешностью менее 100 км. Это видно из карт (см. рис. 36) при сравнении интенсивности волн  $Lg$  по записям двух близко расположенных эпицентров (№ 8 и 9 на рис. 37, а). Анализ всех данных подтверждает, что северная граница является наиболее резкой и ее положение определяется точностью вычисления координат эпицентров, которая здесь, по-видимому, является невысокой и составляет, по нашим оценкам, 30—50 км, что связано с односторонним расположением станций.

Менее уверенно можно говорить о положениях западного и восточного окончаний этой границы. Так, западное окончание, видимо, находится на долготе  $78^\circ$  в. д., что контролируется данными карт (см. рис. 36) и резким различием в интенсивности волн  $Lg$  на трассах, идущих от эпицентра № 2 к северным станциям (см. рис. 37, а).

Положение восточного окончания границы, по данным различных станций, определяется неоднозначно. По записям станции Талгар (см. рис. 36, а) граница, разделяющая два типа трасс, проходит по параллели  $36^\circ$  с. ш. и оканчивается около  $97—98^\circ$  в. д. Немногочисленные определения по записям станции Новосибирск свидетельствуют о том, что после точки с координатами  $36^\circ$  с. ш.,  $90^\circ$  в. д. граница идет в юго-восточном направлении примерно до  $96^\circ$  в. д., совпадая с глубинным разломом, ограничивающим Тибетский

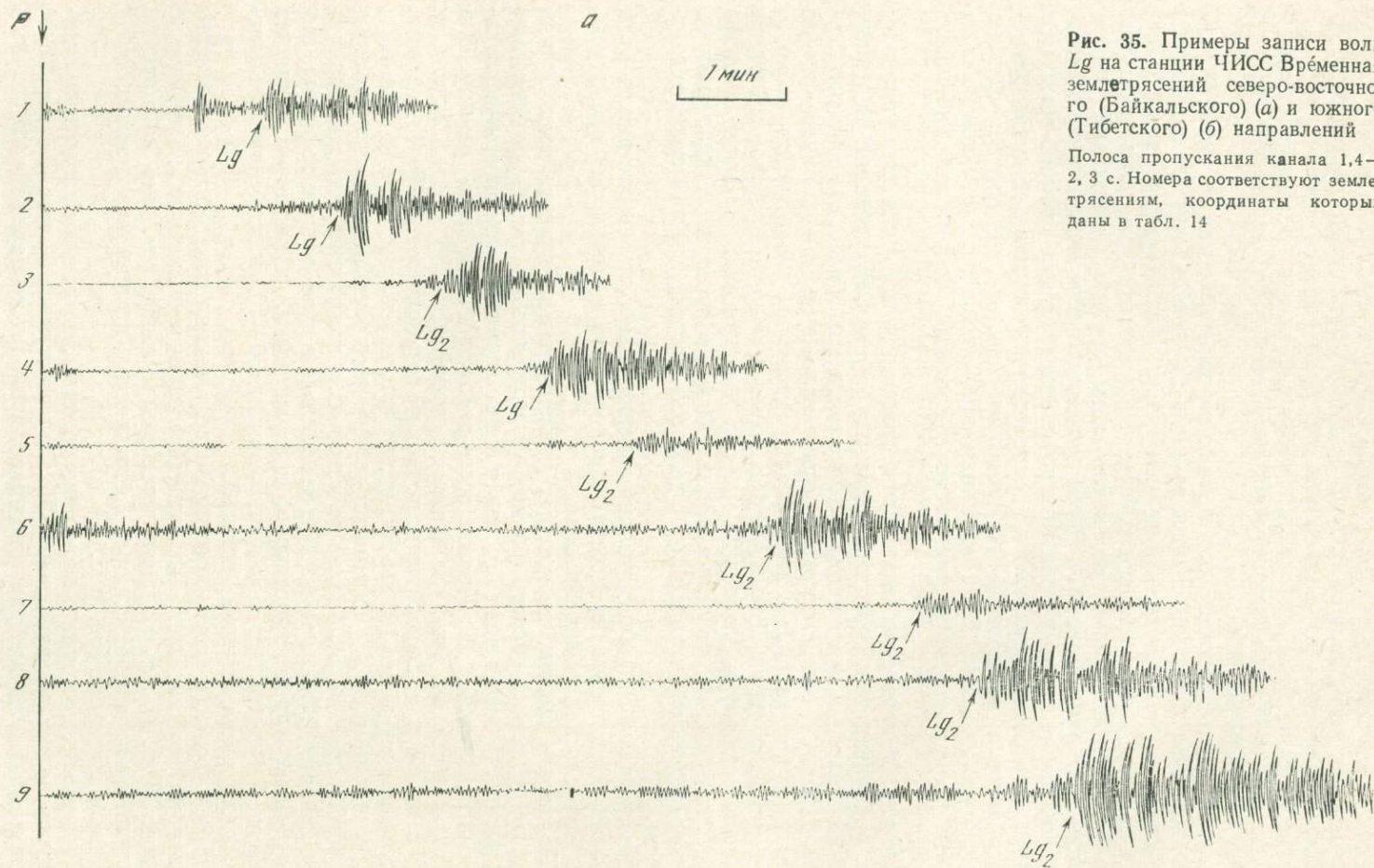


Рис. 35. Примеры записи волн *Lg* на станции ЧИСС Временная землетрясений северо-восточного (Байкальского) (а) и южного (Тибетского) (б) направлений

Полоса пропускания канала 1,4—2,3 с. Номера соответствуют землетрясениям, координаты которых даны в табл. 14

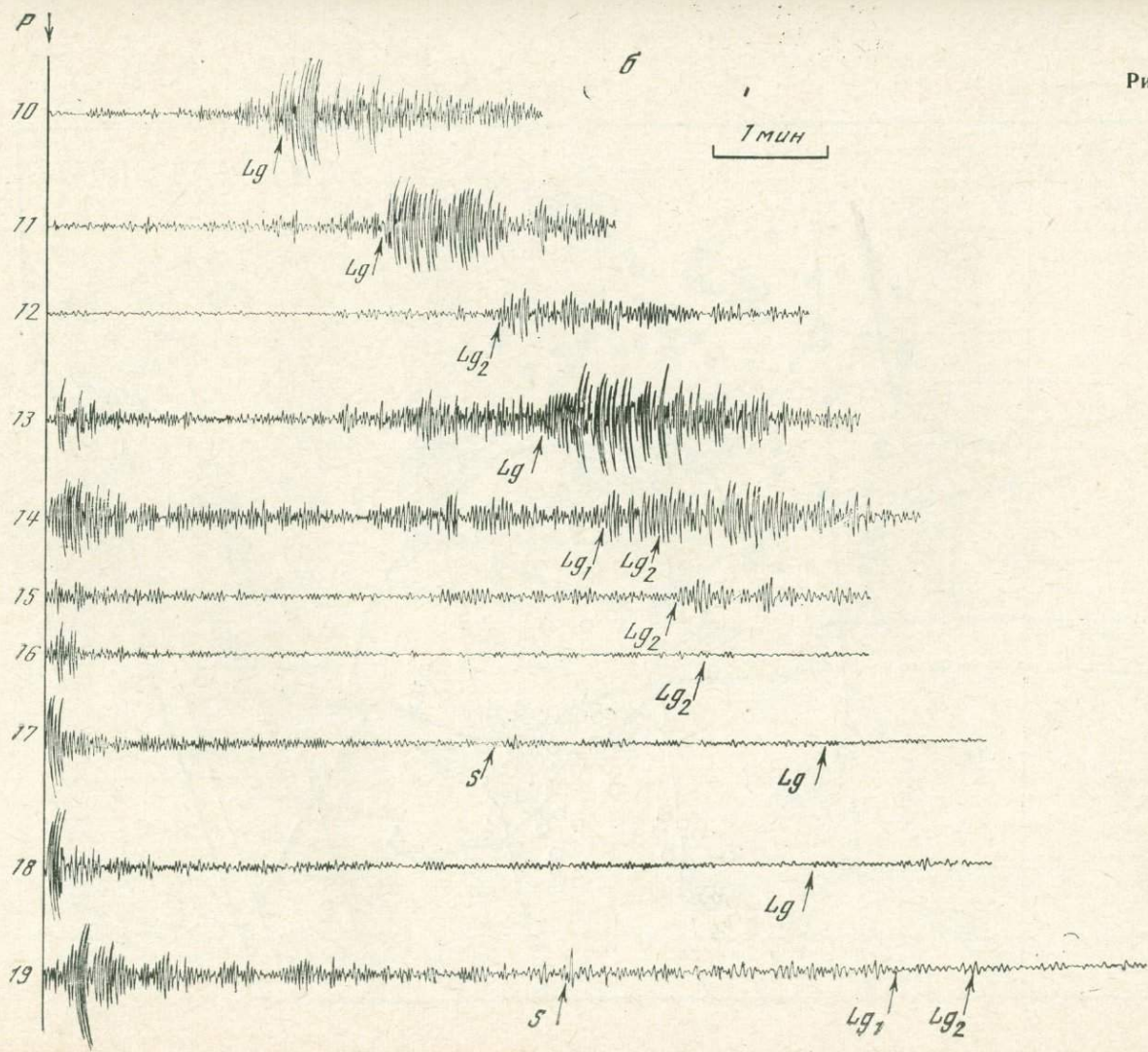


Рис. 35 (окончание)

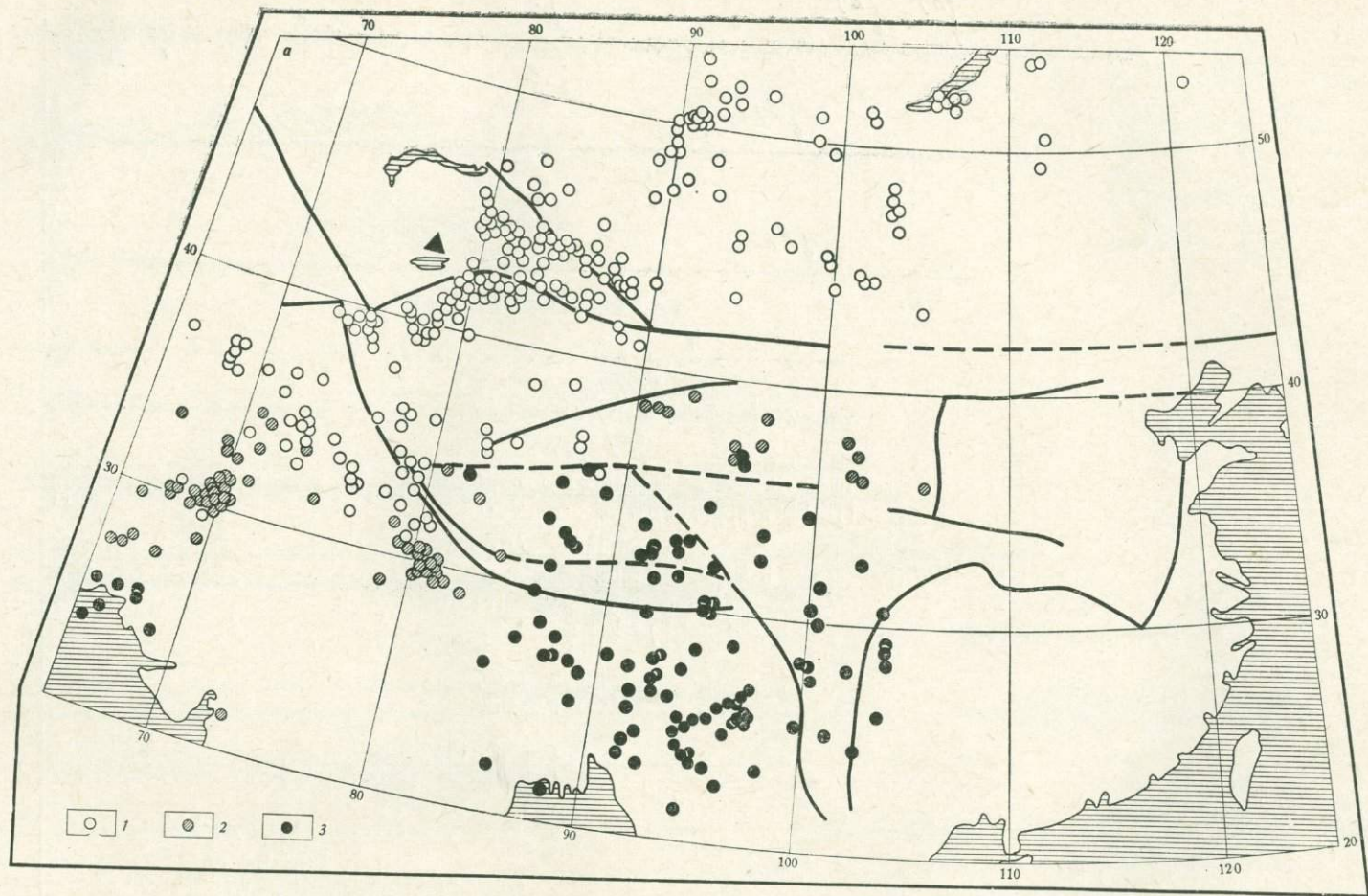


Рис. 36.

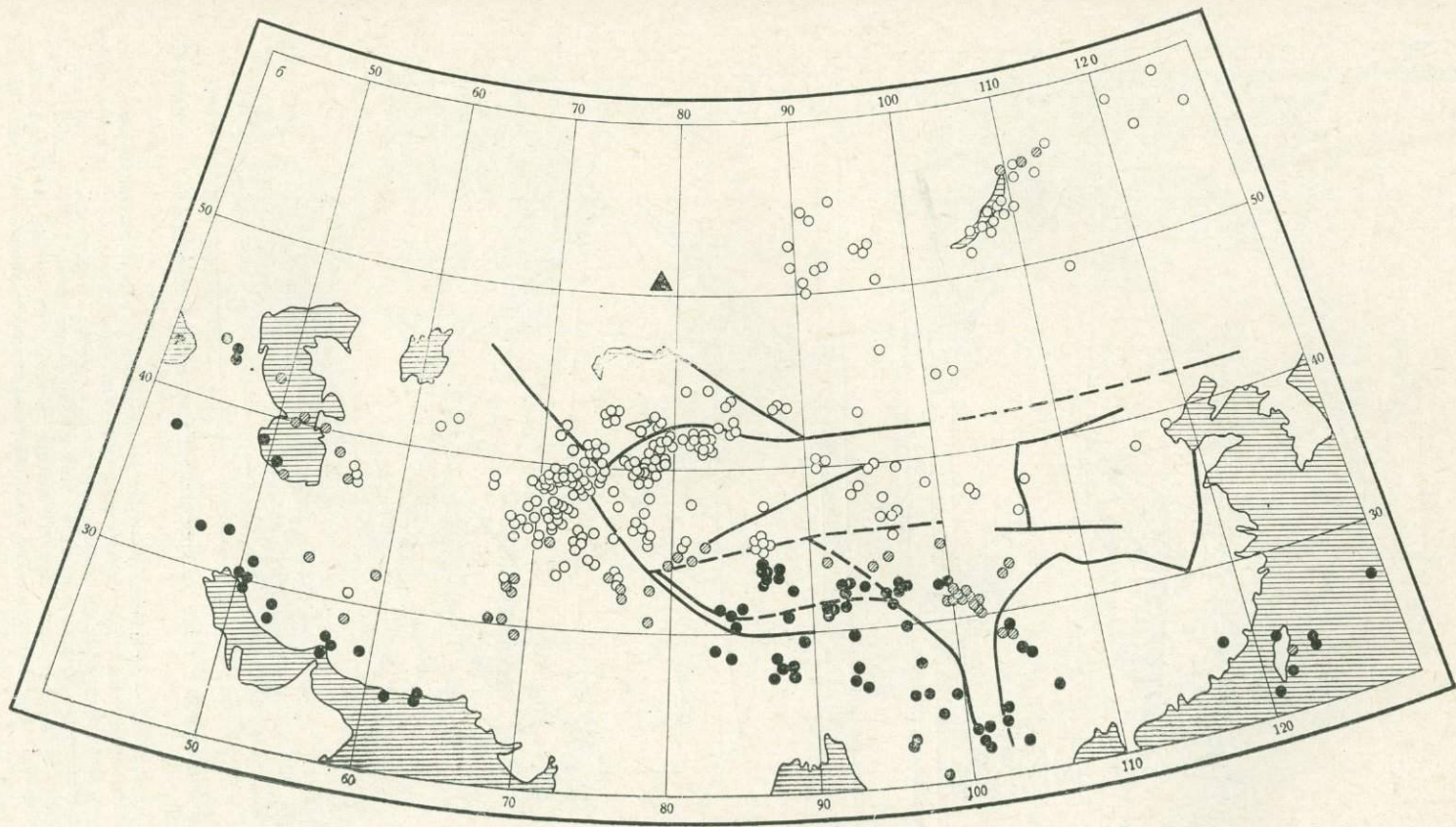


Рис. 36. (окончание) Карты эпицентров землетрясений, для которых показана качественная оценка относительной интенсивности волн  $Lg$  по записям станций Талгар (а) и Временная (б)

1 — волны  $Lg$  доминируют по амплитуде на сейсмограмме; 2 — волны  $Lg$  имеют малую амплитуду; 3 — волны  $Lg$  совершенно отсутствуют. Сплошными и пунктирными линиями показаны основные разломы

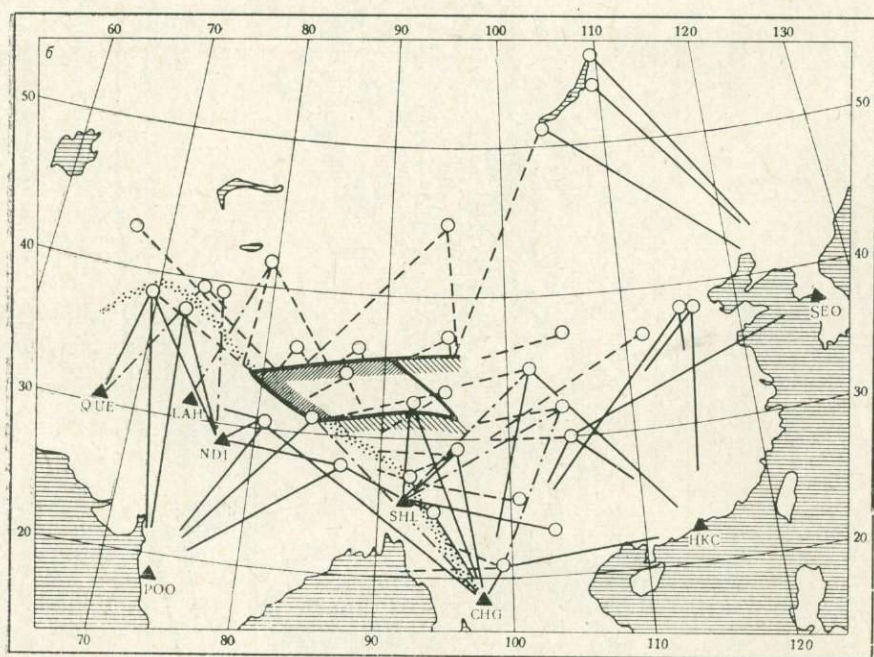
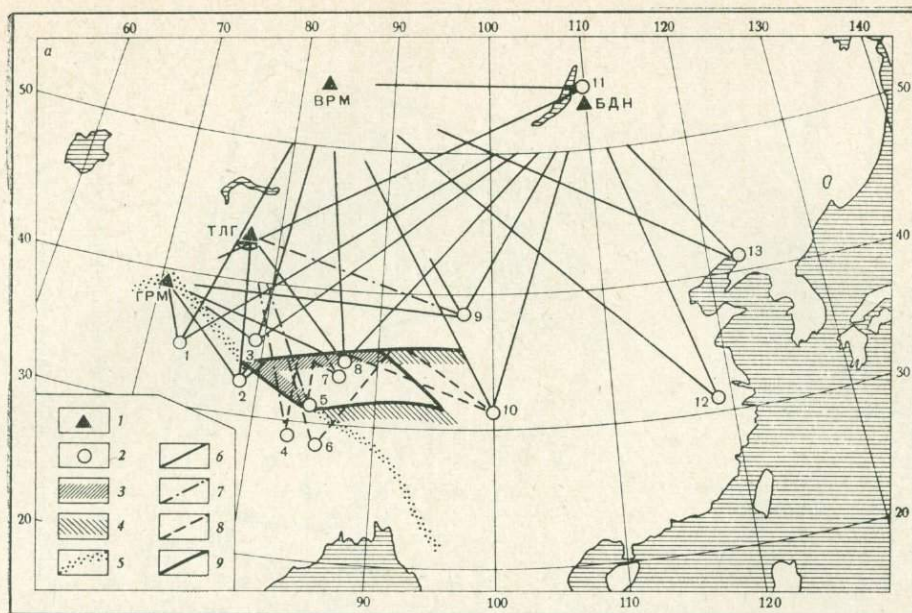


Рис. 37. Карты эпицентров и трасс распространения волн  $Lg$  к северной (а) и южной (б) группам станций

1 — сейсмические станции; 2 — эпицентры; 3 — «резкие» границы, полностью экранирующие волны  $Lg$ , положение которых определено достаточно надежно; 4 — такие же границы, проведенные предположительно; 5 — «слабые» границы, при пересечении которых волны  $Lg$  значительно ослабевают; 6 — трассы, соответствующие записям с интенсивными вступлениями волн  $Lg$ ; 7 — трассы с записями промежуточного типа; 8 — трассы, соответствующие записям с полным отсутствием волн  $Lg$ ; 9 — глубинные разломы, оконтуривающие Тибетский массив согласно тектонической карте Евразии

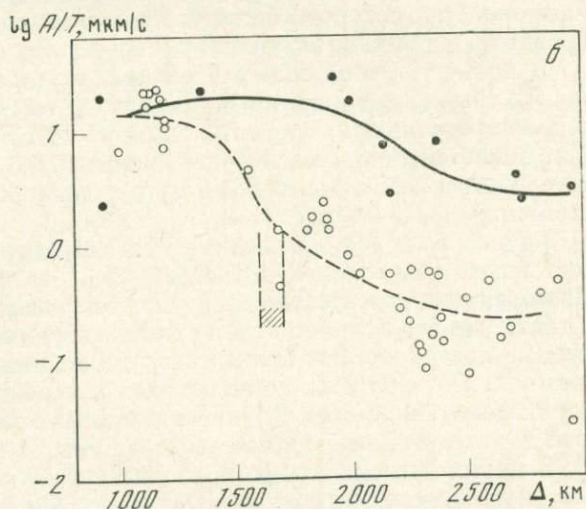
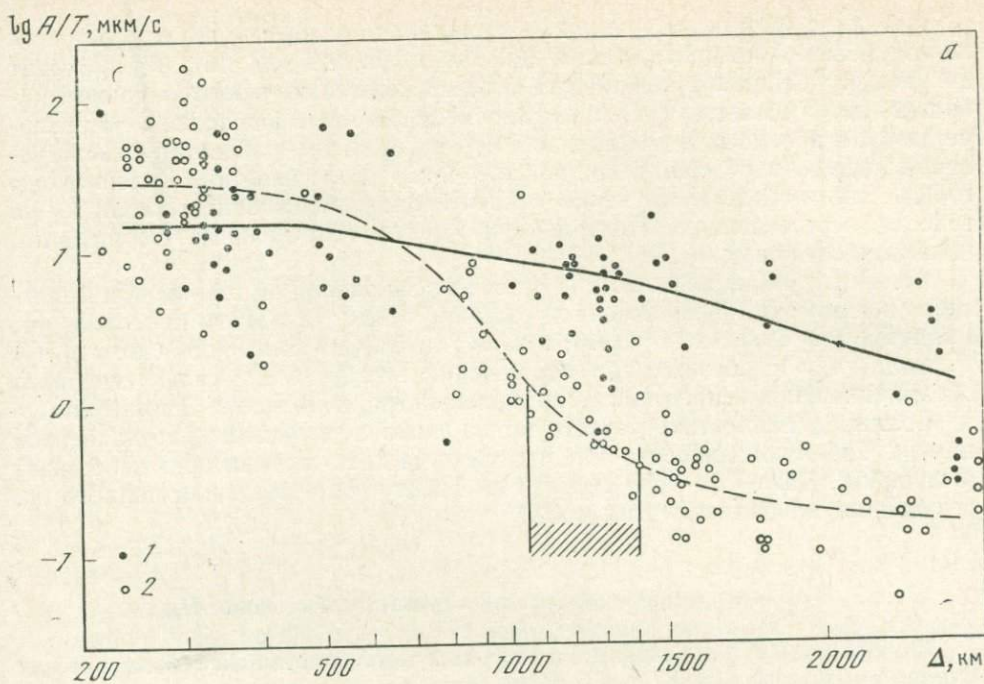


Рис. 38. Графики затухания амплитуд волн  $Lg$  по данным станций Талгар (а) и Временная (б) для Байкальского (1) и Тибетского (2) направлений

Штриховкой выделен интервал расстояний, соответствующий северной границе Тибетского плато

массив с северо-востока. Это предположение подтверждается также данными об интенсивности волн  $Lg$  на разных трассах по записям станции Бодон.

Юго-западная и южная границы блока, не пропускающие волны  $Lg$ , локализируются по записям южной группы станций (см. рис. 37, б) не столь уверенно. На участке между  $78$  и  $90^\circ$  в. д. они, видимо, совпадают с системой глубинных разломов, отделяющих Тибетский массив от Гималаев (Каракорумский разлом с юго-запада и «Индийский шов» с юга). Далее эта граница уходит на юго-восток, видимо, совпадая с общим простиранием геологических структур, но ввиду скудости экспериментальных данных об интенсивности волн  $Lg$  здесь она может быть проведена только предположительно.

Эффект исчезновения волн  $Lg$ , помимо Тибета, наблюдается также на трассах, пересекающих зону разломов Загроса, которая отделяет Иранское плато от гор Загрос. Однако этот район нами детально не рассматривался.

Наряду с «резкими» границами выделяются «слабые», на которых проходит уменьшение амплитуд волн *Lg*. Такая граница (см. рис. 37) проходит по Гиндукуш-Каракорумской дуге и ее продолжению в юго-восточном направлении. К «слабым» границам относятся полоса, совпадающая с Предкопетдагским прогибом и далее, к востоку, с Гератским разломом, а также северо-западное окаймление Индийского щита (Белуджистан, Сулеймановы горы). Таким образом, изучение относительной интенсивности волн *Lg* на трассах, пересекающих Центральную Азию и сопредельные территории, показало следующее.

Волны *Lg* уверенно регистрируются на всей обширной территории Азиатского континента, расположенной севернее Копет-Дага и его продолжения, Гиндукуша и Тибетского плато, а также на территории Индийского щита.

Волны *Lg* ослабевают при пересечении Памиро-Гиндукуша, северного обрамления Индийского щита, при распространении вдоль Тянь-Шаня.

Волны *Lg* полностью отсутствуют на записях, если эпицентр находится внутри Тибетского массива или трасса луча хотя бы частично пересекает этот район. Даже 100—150 км пути по Тибету достаточны для полного исчезновения на записях этих волн.

### 3. Региональные различия характеристик волн *Rg*

Группа волн *Rg* в большинстве случаев наблюдается на сейсмограммах одновременно с волнами *Lg*. Свойства обеих волновых групп во многом аналогичны. Они распространяются только по континентальным путям, имеют сравнительно четкие вступления, скорость их не зависит от расстояния.

В промежуточной зоне расстояний, в условиях юго-востока СССР, волны *Rg* обычно доминируют по амплитуде во всем цуге поверхностных волн и имеют групповую скорость около 3 км/с (Рузайкин, Халтурин, 1974). Для землетрясений с магнитудой, меньшей 5,5, эта группа зачастую является единственной, выделяемой в цуге поверхностных волн, особенно на расстояниях до 1,5—2 тыс. км.

Группа волн *Rg* обычно имеет на сейсмограмме форму короткого цуга, состоящего из нескольких экстремумов, без четко выраженной дисперсии. Видимый период колебаний в группе составляет 8—12 с. Низкочастотность, а также то, что вслед за этой группой вступают другие, плохо идентифицируемые поверхностные волны, затрудняет выделение волны *Rg* на сейсмограммах. Поэтому в качестве объекта измерений были приняты параметры, характеризующие весь цуг поверхностных волн. В значительном большинстве случаев они относились непосредственно к группе *Rg*.

В настоящем параграфе приводятся результаты исследования параметров цуга поверхностных волн *Rg* — его длительности, формы огибающей, времени наступления максимальной амплитуды, — наблюдаемых на различных трассах, пересекающих Центральную часть континента Евразии. Показано, что изменения этих параметров при переходе к более удаленным землетрясениям происходят в ряде случаев не постепенно, а резко. Это позволило локализовать те территории, которые ответственны за такие изменения, и далее интерпретировать их как крупные горизонтальные неоднородности строения земной коры. Такой наиболее крупной неоднородностью в исследуемом районе является Тибетское плато.

Кроме того, с целью апробации разработанной методики характеристики цуга поверхностных волн были изучены на различных трассах, пересекающих Черное море. По данным нескольких станций уверенно локализуется глубоководная часть Черноморской впадины, для которой характерна кора субокеанического или переходного типа.

**Использованные материалы. Методика измерений и обработки.** Для изучения параметров волн *Rg* были использованы записи канала с полосой ропускания 10—20 с станции ЧИСС Временная. Всего были обработаны

данные 300 землетрясений Средней Азии, Сибири, Монголии, Китая, Индии, Пакистана, Ирана и Кавказа. Диапазон эпицентральных расстояний составлял от 600 км до 4—5 тыс. км. Использование полосовой фильтрации с увеличением порядка 15—20 тыс. позволило уверенно выделять цуг поверхностных волн и у сравнительно слабых землетрясений с магнитудой 4,5—5.

Видимые периоды максимальных амплитуд менялись от 7—9 с в начале интервала прослеживания до 12—14 с в конце.

На расстояниях до 1,5 тыс. км во всех случаях, а на больших расстояниях почти во всех случаях цуг поверхностных волн имел простой вид и состоял из 3—4 экстремумов со сравнительно четким вступлением и очень слабо выраженной дисперсией. Групповая скорость была равна примерно 3,0 км/с, варьируя в пределах 7—8% по разным направлениям.

Для описания кинематических особенностей использовался параметр  $t'_{\max} = t_{\max} - (\Delta/3,0)$ , где  $t_{\max}$  — время наступления максимума амплитуд в цуге поверхностных волн на эпицентральной расстоянии  $\Delta$  км.

Форма цуга характеризовалась длительностью  $\tau$  — временем существования на сейсмограмме амплитуд, не меньших чем  $1/3$  от максимальной.

Амплитудные изменения на трассе характеризовались магнитудной поправкой  $\Delta M = M_{\text{ст}} - \bar{M}$ , где  $M_{\text{ст}}$  вычислена для данной станции, а среднее значение магнитуды  $\bar{M}$  определено по сети станций.

Дальнейшая методика представления первичных данных была идентична той, которая применялась при обработке материалов *Lg*-волн. Строились зависимости параметров  $t'_{\max}$  и  $\tau$  от расстояния для нескольких направлений распространения, проводилось картирование этих параметров приписыванием их значений эпицентрам и сопоставлялись величины параметров на разных трассах, пересекающих исследуемый район.

Изменения параметров с расстоянием были рассмотрены для четырех направлений распространения относительно станции Временная: северо-восточного — Алтай, Саяны, Прибайкалье, Восточная Сибирь, Камчатка, Алеуты; восточного — Северо-Западный Китай, Монголия, Северо-Восточный Китай, Сахалин, Южная Япония; южного — Северо-Западный Китай, Тибет, Южный Китай, Индия, Индийский океан; юго-западного — Средняя Азия, Афганистан, Пакистан, Иран, Кавказ, Турция.

**Время наступления максимальной амплитуды  $t'_{\max}$** , редуцированное к групповой скорости 3,0 км/с, в зависимости от эпицентрального расстояния для четырех направлений распространения относительно станции Временная показано на рис. 39.

Видно, что на графике северо-восточного направления (рис. 39, а) скорости лежат в интервале 3,0—3,2 км/с для всего континентального отрезка пути, в пределах которого группа *Rg* выделяется. На расстояниях больше 4,0 тыс. км (начало океанических трасс) времена  $t'_{\max}$  и соответственно средние групповые скорости резко возрастают.

Для восточного направления (рис. 39, б) характерно примерное постоянство времени  $t'_{\max}$ ; групповые скорости 2,9—3,1 км/с. Самые удаленные землетрясения (Сахалин, Южная Япония) расположены на трассах с континентальным типом земной коры.

Для южного направления (рис. 39, в) группа *Rg* уверенно выделяется только до 1,5 тыс. км, далее она исчезает на всех записях, трассы которых пересекают Тибетское плато. На других трассах этого же направления группа волн *Rg* постепенно растягивается, количество экстремумов увеличивается. На тибетских трассах появляются записи с большими значениями  $t'_{\max}$ , а для остальных трасс эта величина увеличивается постепенно. Средние групповые скорости заключены в интервале 2,7—3,0 км/с, а для записей от очагов, находящихся внутри Тибета (расстояния от 1,6 тыс. до 2,2 тыс. км), гораздо меньше.

На юго-западном направлении (рис. 39, г) до расстояний 1,5—2,0 тыс. км. групповые скорости 2,8—3,0 км/с, а затем с увеличением расстояния постепенно уменьшаются до 2,6—2,8 км/с. Пересечение Каспия приводит

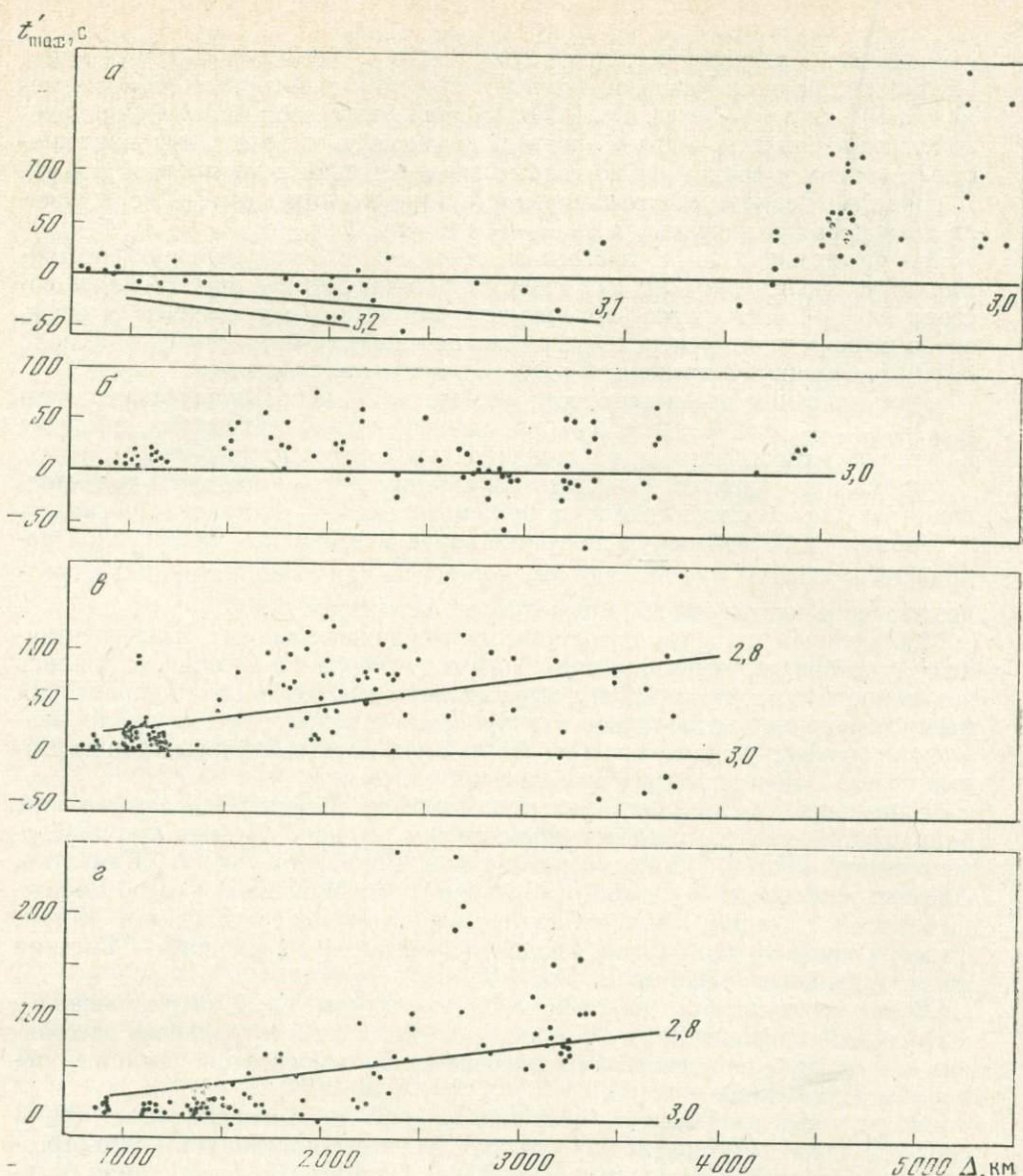


Рис. 39. Время наступления максимальной амплитуды в цуге поверхностных волн  $t'_{\max}$ , редуцированное к групповой скорости 3 км/с, в зависимости от эпицентрального расстояния по данным станции ЧИСС Временная (полоса пропускания канала 10—20 с) для северо-восточного (а), восточного (б), южного (в), юго-западного (г) направлений

к полной трансформации цуга волн  $Rg$ , он сильно затягивается, времена наступления максимальной амплитуды резко увеличиваются до 150—300 с.

**Длительность записи цуга поверхностных волн.** Графики изменения длительности с расстоянием для трех направлений приведены на рис. 40.

Для восточного направления (рис. 40, а) характерно слабое изменение длительности: в пределах континентального участка пути (до 3,7 тыс. км) она сохраняется примерно равной 15—30 с. У землетрясений из района Тихого океана длительность резко возрастает до значений 100—300 с. Группа  $Rg$  следует и сохраняет свою простую форму на всем континентальном пути. У более удаленных землетрясений она отсутствует, наблюдается сложная растянутая картина поверхностных волн.

На южном направлении (рис. 40, б) закономерность изучения длительности с расстоянием иная. Здесь цуг сохраняет свою первоначальную форму и, следовательно, малую длительность порядка 12—30 с до расстояний окло 1,3 тыс. км. Далее происходит ломка цуга, особенно заметная на записях землетрясений, расположенных внутри Тибетского плато. У них исчезает компактная группа Rg, на более поздних временах появляется растянутая группа поверхностных волн. Общая длительность резко возрастает и далее почти не меняется, оставаясь в пределах интервала 40—150 с.

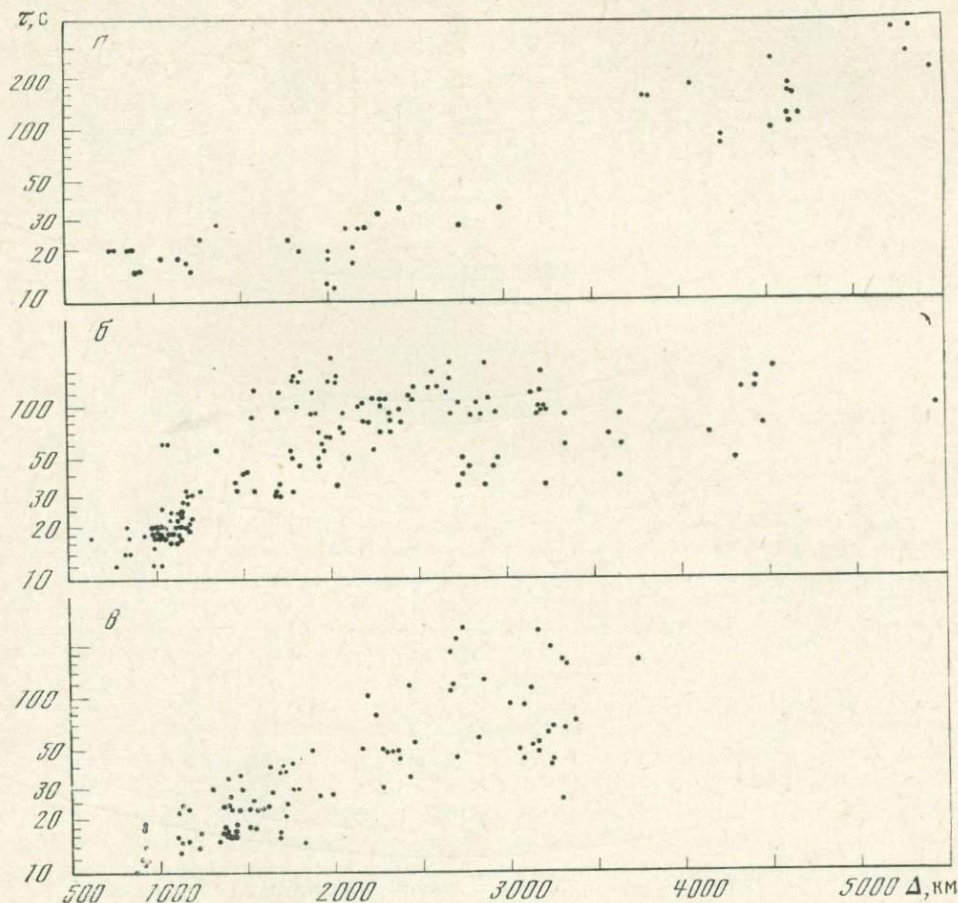
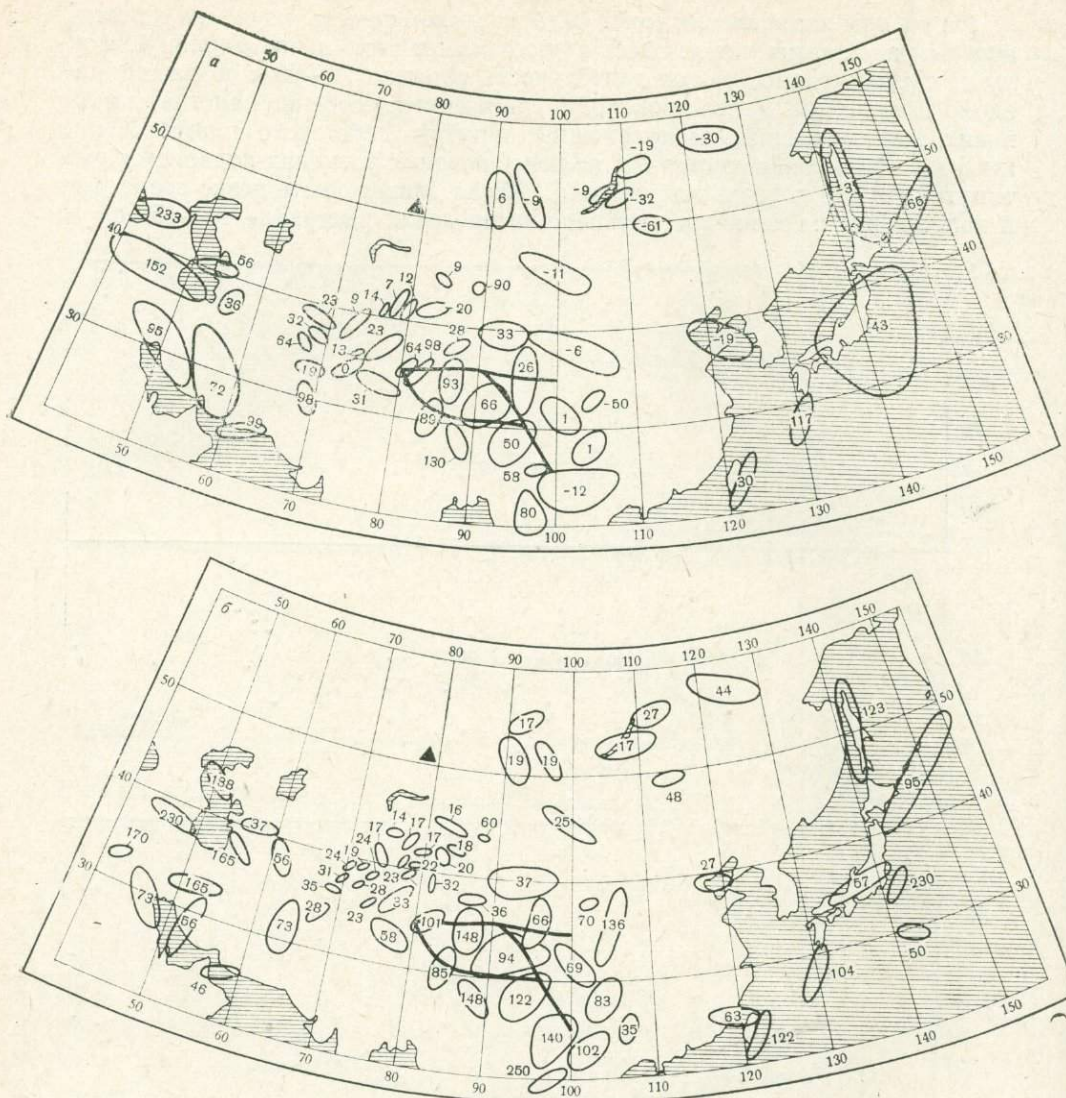


Рис. 40. Зависимость от расстояния длительности цуга поверхностных волн для северо-восточного и восточного (а), южного (б), юго-западного (в) направлений

На юго-западном направлении (рис. 40, в) длительность растет примерно пропорционально второй степени расстояния. Резкое увеличение длительности — до 150—200 с — происходит на записях землетрясений, трассы которых пересекли Каспийское море.

Картирование параметров цуга поверхностных волн  $t'_{max}$  и  $\tau$  было проведено по методике, описанной выше применительно к спектральным параметрам продольных волн. Значение параметра условно приписывалось эпицентру, затем проводилось промежуточное осреднение по 3—6 близкорасположенным эпицентрам. Карты этого этапа осреднения параметров  $t'_{max}$  и  $\tau$  показаны на рис. 41. Они иллюстрируют основные тенденции изменения параметров по разным направлениям и указывают на пространственную приуроченность мест наибольших изменений параметров (максимальных значений градиента).



ис. 41. Карты параметров  $t'_{\max}$  (а) и  $\tau$  (б) по данным станции ЧИСС Временная

В пределах переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану резкие изменения величин параметров происходят только там, где трассы захватывают участок коры океанического типа.

К числу территорий с максимальным значением градиента относится Каспийское море. На трассах, пересекающих или хотя бы задевающих южную часть Каспийской впадины (с корой переходного типа), происходит полная ломка цуга, в результате которой резко возрастают значения измеряемых параметров.

Увеличение значений параметров, но несколько меньшее, происходит также и при пересечении Персидского плато.

На территории Центральной Азии расположен участок наиболее сильных изменений параметров цуга, приуроченный к северной границе Тибета. Так, если на записях землетрясений, эпицентры которых севернее Тибета в пределах полосы шириной примерно 500 км, значения параметров  $t'_{\max}$  и  $\tau$  равны 35 и 28 с, то на записях землетрясений, расположенных внутри Тибета, значения параметров сразу возрастают до 80 и 125 с соответ-

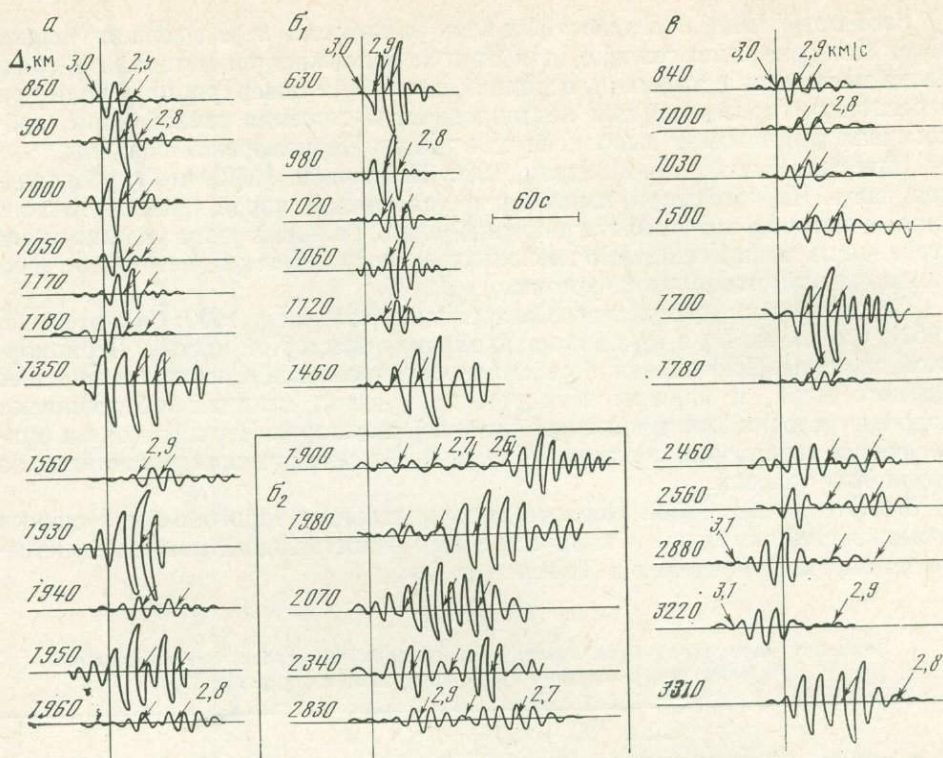


Рис. 42. Образцы записей цугов поверхностных волн для направлений, проходящих западнее Тибета (*a*), пересекающих Тибетский массив (*б<sub>1</sub>*), проходящих восточнее Тибета (*б*) для направления, пересекающего Тибетский массив (*б<sub>1</sub>*), выделены записи от землетрясений, расположенных севернее Тибета (*б<sub>1</sub>*) и внутри Тибета (*б<sub>2</sub>*). Вертикальная линия соответствует групповой скорости 3,0 км/с. Стрелками указаны времена на сейсмограммах, отвечающие групповым скоростям 3,1; 2,9; 2,8; 2,7 и 2,6 км/с. Станция ЧИСС Временная, канал с полосой пропускания 10—20 с.

ственно. Сравнение параметров землетрясений, близких к границе Тибета, но по обе стороны от нее, показало, что параметры меняются резко, а не постепенно.

Влияние границы Тибета на форму записи цуга поверхностных волн иллюстрируется подборкой сейсмограмм, приведенной на рис. 42. Здесь показаны образцы записи цуга группы *Rg* для трех сравнительно узких направлений распространения: *a* — для путей западнее Тибета; *б* — для трасс, пересекающих Тибет, и *в* — для проходящих восточнее Тибета. Выделены записи землетрясений от эпицентров, расположенных непосредственно в Тибетском массиве (*б<sub>2</sub>*).

Если до расстояний 1,5 тыс. км по всем направлениям форма цуга примерно одинакова и сравнительно проста, то после пересечения северной границы Тибета или ее продолжения (1,6 тыс. км — для западного сектора, 1,7 тыс. км — для тибетского и 2,0 тыс. км — для восточного) форма заметно изменяется, особенно резко на записях землетрясений, расположенных внутри массива. Время наступления максимальной амплитуды цуга возросло на 100 с относительно скорости 3,0 км/с, а форма цуга заметно растянулась.

Постепенно, по мере увеличения эпицентрального расстояния в южном направлении, цуг несколько консолидируется, форма его становится ближе к форме соседних направлений на тех же расстояниях.

Таким образом, при пересечении северной границы Тибетского плато происходят потеря фазы *Rg* и связанные с этим сильные изменения обоих параметров цуга. Эти изменения имеют такой же масштаб, как при переходе от трасс распространения по океаническому типу земной коры к трассам с континентальным типом.

**Распространение поверхностных волн на трассах, пересекающих Черное море.** Как уже было сказано, для оценки возможностей методики и сравнения масштабов искажений, возникающих в цуге поверхностных волн при пересечении горизонтальных неоднородностей строения земной коры, аналогичная работа была выполнена для района Черноморской впадины.

Известно (Балавадзе, Миндели, 1966; Непрочнов, 1962), что глубоководная часть Черного моря характеризуется земной корой промежуточного типа, в которой отсутствует гранитный слой. Границы этого участка и его строение изучены независимо несколькими геофизическими методами с максимально возможной детальностью.

Сейсмологами установлено (Саваренский, Вальднер, 1960; Сихарулидзе, 1963), что волны  $Lg$  и  $Rg$  полностью экранируются этой частью Черноморской впадины. Пояс активной сейсмичности, проходящий южнее и западнее Черного моря, и наличие сети регистрирующих станций обеспечивают хорошие условия для «просвечивания» всей акватории Черного моря и прилегающих территорий с помощью волн  $Rg$  от сейсмических источников на различных трассах.

Все это делает район Черного моря идеальным полигоном для оценки возможностей методики и количественных сопоставлений масштабов изменения параметров здесь и в Тибете.

Таблица 15

Значения параметров цуга поверхностных волн для трасс, пересекающих глубоководную впадину (1) и проходящих мимо нее (2)

| Станция     | $\Delta M$ |       | $t'_{\max}$ , с |    | $\tau$ , с |     |
|-------------|------------|-------|-----------------|----|------------|-----|
|             | 1          | 2     | 1               | 2  | 1          | 2   |
| Обнинск     | -0,7       | -0,15 | 140             | 50 | 250        | 110 |
| Симферополь | -0,7       | -0,10 | 170             | 50 | 280        | 90  |
| Бакуриани   | -0,6       | 0     | 150             | 15 | 250        | 90  |
| Среднее     | -0,67      | -0,08 | 150             | 40 | 260        | 100 |
| $\sigma$    | 0,12       | 0,15  | 42              | 23 | 50         | 35  |

С целью изучения изменений параметров цуга поверхностных волн на трассах, пересекающих глубоководную часть Черного моря и проходящих вне ее, было обработано более 300 записей 120 землетрясений на станциях Обнинск, Симферополь и Бакуриани. На сейсмограммах приборов СК и СКД измерялись параметры  $t'_{\max}$  и  $\tau$ . Кроме того, для каждой записи вычислялась магнитудная поправка  $\Delta M$ .

Результаты измерений в виде карт промежуточного этапа осреднения показаны на рис. 43. Здесь для каждой из трех рассмотренных станций представлены карты магнитудного отклонения  $\Delta M$  (рис. 43, а), параметра  $t'_{\max}$  (рис. 43, б) и параметра  $\tau$  (рис. 43, в).

Хорошо виден эффект резкого увеличения параметров  $t'_{\max}$  и  $\tau$  и уменьшения  $\Delta M$  на трассах, пересекающих глубоководную часть моря. Средние значения всех трех параметров по каждой станции отдельно для трасс, пересекающих глубоководную впадину и проходящих мимо нее, а также стандартные отклонения отдельных определений параметров приведены в табл. 15.

Анализ данных таблицы показывает, что пересечение трассой сейсмического луча глубоководной впадины проявляется в следующих изменениях параметров: занижении максимальной амплитуды цуга поверхностных волн в 4 раза, увеличении длительности в 2,5 раза и параметра  $t'_{\max}$  в 4 раза.

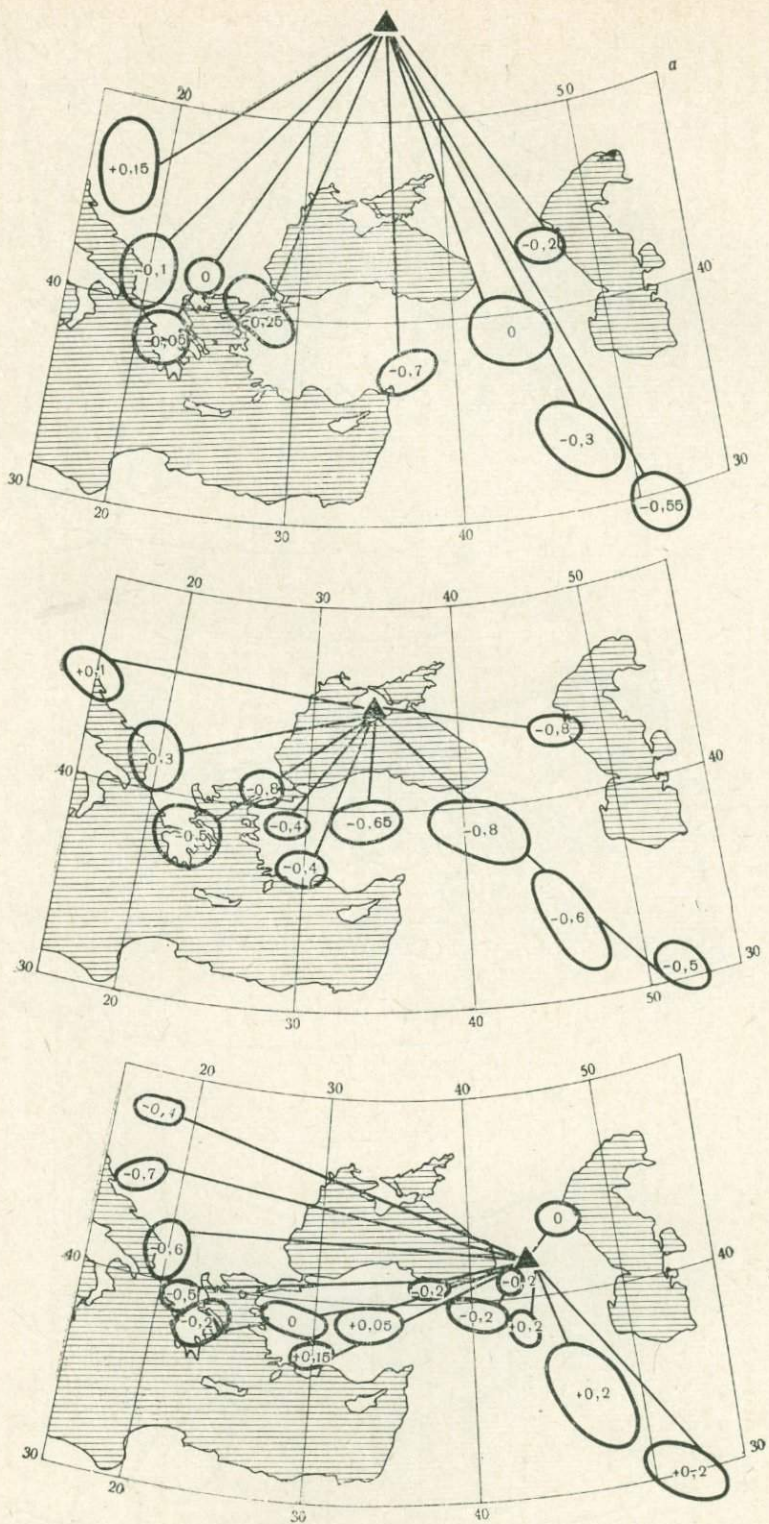


Рис. 43. Карты значений параметров  $\Delta M$  (а),  $t_{\max}$  (б),  $\tau$  (в) по данным станций Обнинск (вверху), Симферополь (посередине), Бакуриани (внизу)

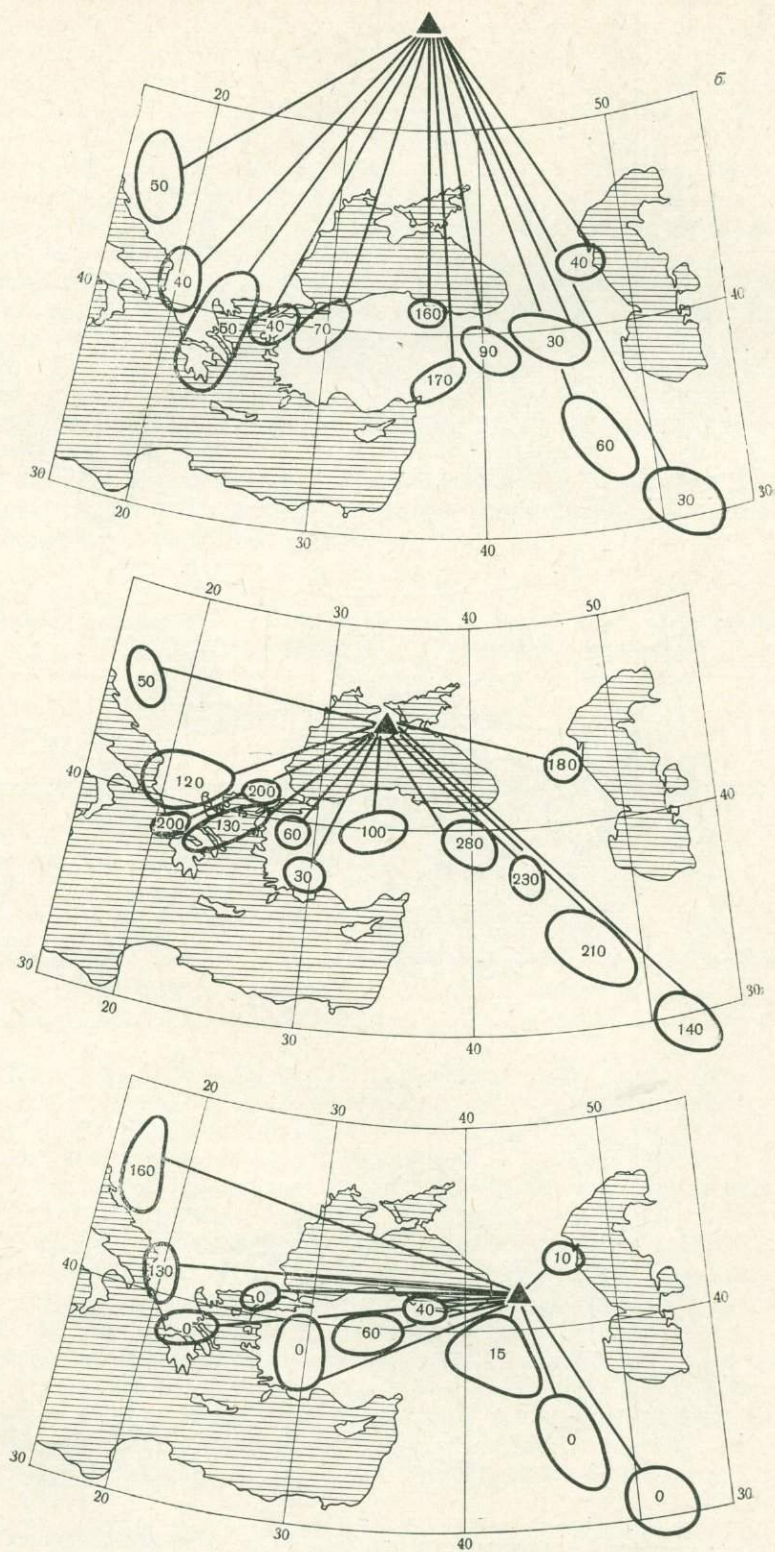


Рис. 43 (продолжение)

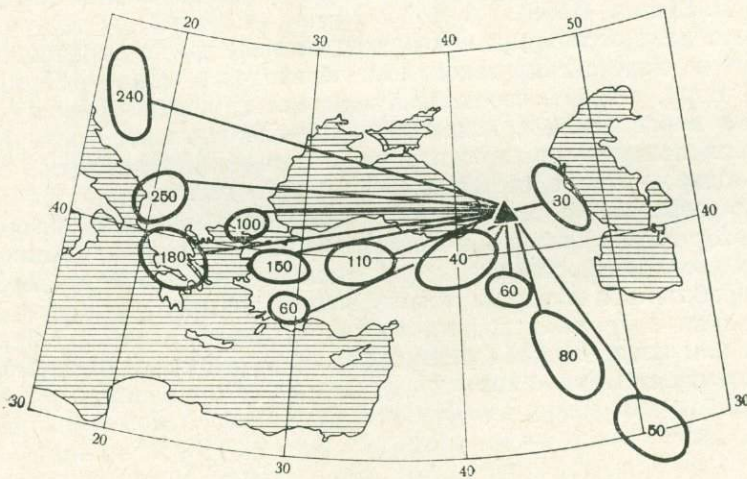
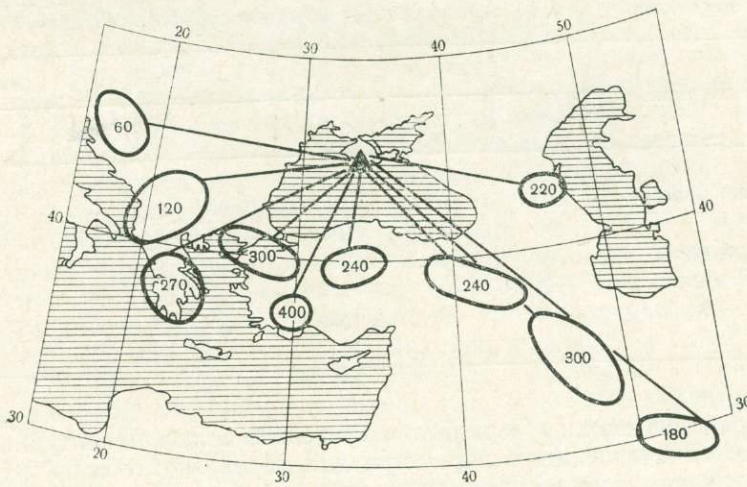
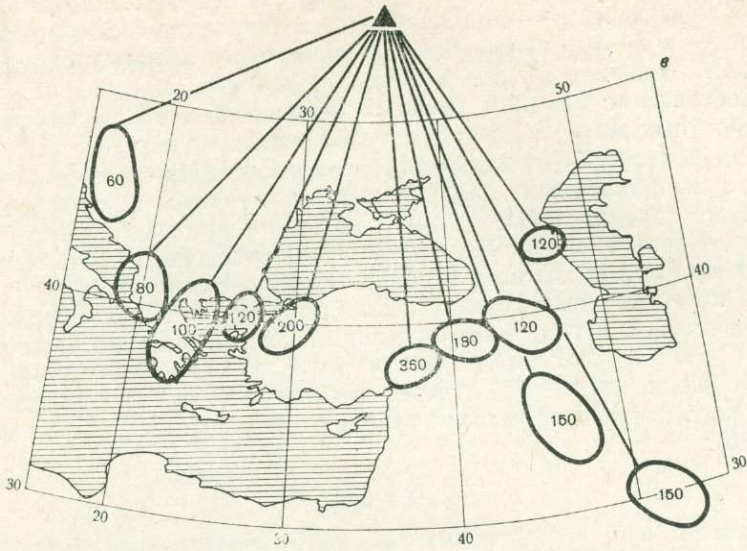


Рис. 43 (окончание)

Статистическая значимость этого эффекта несомненна, так как разница средних превышает  $\sigma$  — стандартное отклонение отдельного определения параметра — в 4—5 раз при условии, что среднее значение определялось по выборкам, содержащим 20—25 индивидуальных определений.

**Сопоставление влияния крупных неоднородностей на параметры цуга поверхностных волн.** Были рассмотрены наиболее крупные неоднородности строения земной коры исследуемого района, влияние которых на параметры цуга выявилось при анализе сейсмологических материалов. Сильные искажения поверхностные волны испытывают при пересечении Тибетского массива, Каспийского и Черного морей, Персидского плато и переходной зоны от континента к океану в районе Курило-Камчатской дуги.

Для перечисленных структур были определены средние значения параметров цуга  $t'_{\max}$  и  $\tau$  по записям землетрясений, очаги которых располагались по обе стороны структуры, в пределах 300—500-километровой полосы. К первой группе (1) отнесены землетрясения, трассы которых пересекают исследуемую структуру; трассы второй группы (2) — не пересекают (табл. 16).

Таблица 16

**Параметры цуга поверхностных волн групп землетрясений, трассы которых пересекают (1) и не пересекают (2) крупные структурные элементы**

| Структурные элементы | $t'_{\max}$ |    | $\tau$ |     | $\Delta M$ |      |
|----------------------|-------------|----|--------|-----|------------|------|
|                      | 1           | 2  | 1      | 2   | 1          | 2    |
| Каспийское море      | 190         | 45 | 230    | 45  | —          | —    |
| Черное море          | 150         | 40 | 260    | 100 | -0,7       | -0,1 |
| Персидское плато     | 90          | 50 | 110    | 40  | —          | —    |
| Тибетский массив     | 80          | 35 | 130    | 30  | —          | —    |
| Камчатка — Курилы    | 100         | 0  | 200    | 30  | -0,5       | 0    |

Для района Черного моря было определено также магнитудное отклонение  $\Delta M$ . Значение этого параметра для переходной зоны континент — океан в районе Курило-Камчатской дуги взято из работы С. Л. Соловьева и В. Б. Шеина (1959).

Анализ данных таблицы показывает, что все три структуры, где трассы проходят по коре океанического или переходного типов — Черное и Каспийское моря, а также переходная зона между континентом и океаном, — примерно в равной мере искажают цуг поверхностных волн. Несколько меньшие искажения происходят при пересечении Тибетского массива и еще меньшие — при пересечении Персидского плато.

Таким образом, «просвечивание» обширных и разнообразных регионов волнами  $Lg$  и  $Rg$  показало возможность выделения и локализации наиболее крупных неоднородностей строения земной коры и, возможно, верхней мантии. Разработанная методика может быть применена в первую очередь для исследования положения границ континентальных плит в малоизученных районах или локализации участков земной коры, характеризующихся отсутствием «гранитного» слоя.

## ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

### 1. Строение верхней мантии вдоль профиля Памир — Байкал

Изучение строения верхней мантии района Центральной Азии проводилось на основе сейсмограммных материалов, полученных на профиле сейсмических станций Памир — Байкал (Нерсесов, Раутиан, 1964). Наблюдения на этом профиле были начаты в 1961 г. и закончены в середине 1963 г. Число станций в 1962 г. достигло 54.

Ранее на основе детального изучения глубокофокусной зоны Памиро-Гиндукушских землетрясений строение верхней мантии в этом районе было изучено до глубин порядка 800 км (Лукк, Нерсесов, 1965). Позднее материалы наблюдений на профиле Памир — Байкал были обработаны на основе разработанных в ВЦ СО АН СССР методов численного решения обратных трехмерных кинематических задач (Алексеев и др., 1969, 1971). Полученные результаты дали общее представление о структуре верхней мантии в центральной части профиля.

В настоящем разделе представлены результаты более полного анализа строения верхней мантии на основе использования данных профиля по кинематическим характеристикам первых и последующих вступлений, а также спектральных динамических характеристик продольных волн по материалам станции ЧИСС Талгар. В процессе интерпретации экспериментальные годографы сравнивались с теоретическими, рассчитанными М. В. Алексеевой для ряда разрезов верхней мантии. Авторы приносят ей глубокую благодарность за предоставление этих материалов.

Для кинематических построений были использованы сейсмограммы землетрясений, данные о которых приведены в табл. 17. Материалы землетрясений были дополнены сейсмограммами трех сравнительно больших взрывов (600—700 т) в Восточных Саянах, проводившихся в конце 1961 — начале 1962 гг. при строительстве железной дороги Абакан — Тайшет.

Годографы землетрясений и взрывов построены по схеме встречных и нагоняющих систем вдоль профиля, общей протяженностью около 3500 км, как это показано на рис. 44. Вся система годографов была увязана по первым вступлениям во взаимных точках с приведением очагов землетрясений к поверхности Земли. Точность увязки составляла  $\pm 1,5$  с, и ее можно считать удовлетворительной, учитывая большую протяженность профиля, смещение эпицентров по отношению к нему и неточное знание глубин очагов землетрясений.

Годографы двух землетрясений — 31.I.1962 г. в Вахшском хребте на юго-западе профиля и 28.X.1961 г. на северо-восточном направлении в районе Восточного Прибайкалья — были опорными для всей системы наблюдений. При сопоставлении двух этих годографов со стандартным годографом комиссии Е. Херрина (Herrin, 1968) следует, что в северо-восточном направлении (от Памира к Байкалу) на расстояниях до 3000 км экспериментальный годограф оказывается более скоростным, а в противоположном направлении, наоборот, менее скоростным.

Таким образом, общая тенденция строения верхней мантии на востоке характеризуется меньшими скоростями, а на западе — большими скоростями.

Для эпицентральных расстояний, отвечающих положению границы раздела на глубине около 700 км, оба годографа имеют практически одинаковые значения скорости. Вместе с тем волны, прослеживаемые во вторых вступлениях и связанные с этой границей, лучше выделяются на восточной ветви годографа и слабее — на западной, что может указывать на различную выраженность этой границы в районах Средней Азии и Саян.

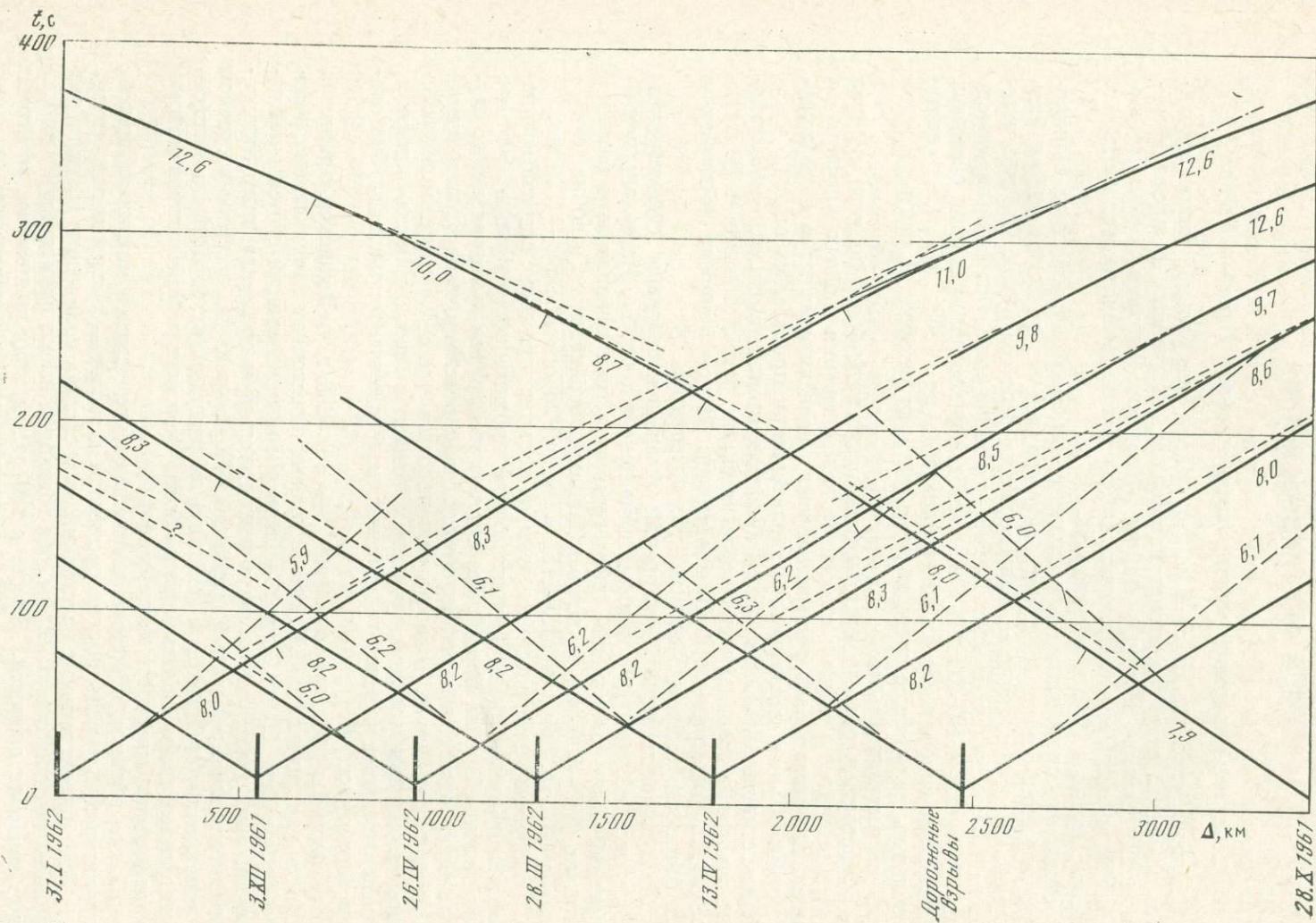


Рис. 44.

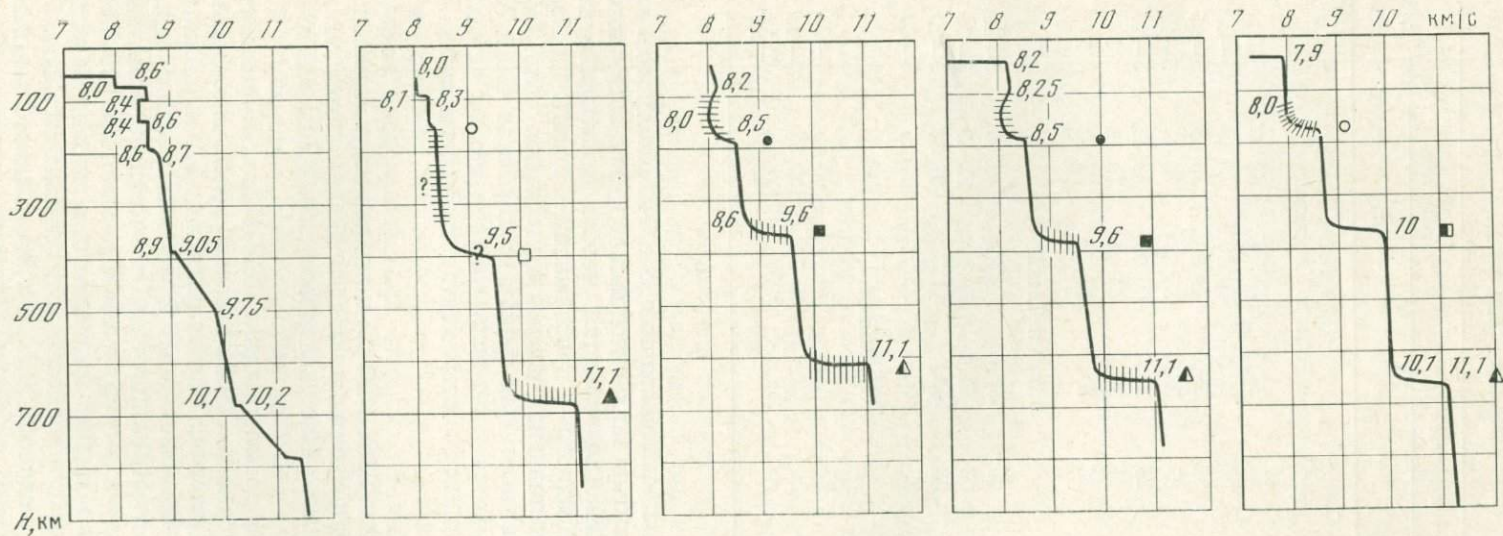


Рис. 44 (окончание). Схема годографов продольных волн на профиле Памир — Байкал

Сплошные линии — первые вступления, пунктир — волны  $P_g$ , точки — отраженные волны или участки петель. Внизу показаны скоростные разрезы верхней мантии для соответствующих участков профиля, построенные на основе интерпретации годографов и спектральных амплитудных кривых. Условные обозначения см.: на рис. 45. Штриховкой показаны области неоднозначного определения глубины и скорости

Таблица 17

## Список землетрясений, использованных при построении графиков по профилю Памир — Байкал

| Дата                     | Время в очаге |     |      | Координаты эпицентров |         | Глубина, км | Энергетический класс $K$ ( $10^K$ Дж) |
|--------------------------|---------------|-----|------|-----------------------|---------|-------------|---------------------------------------|
|                          | ч             | мин | с    | с.ш.                  | в.д.    |             |                                       |
| Средняя Азия и Казахстан |               |     |      |                       |         |             |                                       |
| 23.VIII.1961             | 04            | 12  | 38,5 | 38°33'                | 68°33'  | 20          | 13,0                                  |
| 21.IX.1961               | 05            | 00  | 08,0 | 40 20                 | 70 13   | 15—20       | 12,3                                  |
| 03.XII.1961              | 09            | 32  | 55,0 | 41 38                 | 75 08   | 5—15        | 10,0                                  |
| 31.I.1962                | 00            | 05  | 53,0 | 38 38                 | 70 07   | 5—10        | 13,4                                  |
| 28.III.1962              | 13            | 26  | 23,0 | 46 08                 | 82 32   | 5—10        | 12,6                                  |
| 26.IV.1962               | 03            | 11  | 35,6 | 44 43                 | 78 45   | 5           | 12,4                                  |
| 09.V.1962                | 12            | 12  | 20,0 | 36 36                 | 68 30   | 5           | 13,0                                  |
| Алтай и Саяны            |               |     |      |                       |         |             |                                       |
| 21.V.1961                | 01            | 05  | 57,0 | 48°29'                | 85°39'  | 5—20        | 10,4                                  |
| 20.XI.1961               | 04            | 03  | 47,0 | 50 40                 | 92 45   | 5—20        | 13,0                                  |
| 13.IV.1962               | 18            | 36  | 03,0 | 49 37                 | 87 30   | 5—20        | 12,7                                  |
| 22.I.1962                | 07            | 26  | 44,0 | 52 22                 | 100 25  | 5—20        | 13,2                                  |
| Прибайкалье              |               |     |      |                       |         |             |                                       |
| 28.X.1961                | 22            | 45  | 08,0 | 53°35'                | 108°50' | 0—33        | 13,0                                  |
| 23.XI.1961               | 01            | 11  | 43,0 | 55 53                 | 109 53  | 0—33        | 13,0                                  |
| 11.I.1962                | 14            | 16  | 27,2 | 54 30                 | 111 00  | 0—33        | 11,4                                  |

Последующие вступления, связанные с 400-километровой границей, на обоих годографах выражены также неодинаково. Для восточного направления отраженные волны (или участки петель годографов) наблюдаются фрагментарно, а для западного — прослеживаются четко на большой протяженности. При сопоставлении экспериментальных годографов вторых вступлений с теоретическими для границ на глубинах 400 и 700 км отмечается несоответствие во временах запаздывания вторых вступлений относительно первых. По данным эксперимента, эти запаздывания имеют меньшие значения.

В западном направлении скорость продольных волн начальной части годографа (землетрясение 28.X.1961 г.) в первых вступлениях имеет значение 7,9 км/с и только на расстоянии порядка 1000 км возрастает до 8,0 км/с. В области 2000 км скорость резко увеличивается от 8,7 до 10,0 км/с, а затем на расстоянии 2800 км — до 12,6 км/с.

Встречный годограф (землетрясение 31.I.1972 г.) имеет существенно другие скорости. Примерно до 600 км скорость продольных волн имеет значение около 8,0 км/с. Далее она увеличивается до 8,3 км/с и плавно возрастает до значений 8,4—8,5 км/с. Около 2200 км скорость продольных волн резко возрастает от 9,6 до 11,0 км/с и с 2800 км достигает значений 12,6 км/с.

Встречно-нагоняющий годограф от землетрясения 26.IV.1962 г. в восточном направлении имеет в первых вступлениях в начальной части скорость продольных волн 8,1 км/с, постепенно увеличивающуюся до 8,5 км/с с переходом около 2000 км в скорость 9,7 км/с. Более скоростными в начальной части являются годографы центральной части профиля (землетрясения 28.III.1962 г. и 13.IV.1962 г.); здесь скорость имеет значение в пределах 8,2—8,3 км/с. Годограф дорожных взрывов в районе Восточных Саян

оказывается менее скоростным и его скорость в первых вступлениях равна 8,0 км/с.

В западном направлении скорости первых вступлений для взрывов в начальной части годографа имеют значение 8,0 км/с. Для землетрясения из района Саян (13.IV.1962 г.) скорость оказывается выше и составляет 8,3 км/с. Более восточное землетрясение (28.III.1962 г.) имеет изменение значения скорости первых вступлений в западном направлении от 8,0—8,1 до 8,2—8,3 км/с.

Определенный интерес представляет поведение интерференционных продольных волн  $Pg$ , поскольку они дают некоторое представление о величине средней скорости продольных волн в коре. На восточном конце профиля их средняя скорость близка к 6,0 км/с и прослеживаются они на большей протяженности, чем на западе. В районе Западных Саян и Алтая скорость этих волн возрастает до 6,2—6,3 км/с. Такая скорость оказывается характерной и для всего Казахстана. В пределах Средней Азии скорость  $Pg$  волн меняется от 6,0 до 6,3 км/с. По сравнению с востоком наблюдается общая тенденция уменьшения интервалов прослеживаемости интерференционных продольных волн.

Общее рассмотрение волновой картины, которое проводится с привлечением данных по динамике продольных волн, полученных с помощью станции ЧИСС в Талгаре, позволяет высказать некоторые соображения о тенденциях в строении коры и мантии районов, которые пересекает профиль Памир — Байкал. В предыдущей главе детально рассмотрены спектральные амплитудные кривые волн  $Pn$ ,  $Pg$ ,  $Sn$ ,  $Lg$  (рис. 18, 20, 22, 23).

Средняя скорость в земной коре Прибайкалья и Восточных Саян близка к 6,0 км/с. Верхняя часть мантии от подошвы коры и до 100—130 км имеет слабый градиент и характеризуется скоростями от 7,9 до 8,0 км/с. При этом возникают трудности в оценке существования слоя пониженных скоростей, который обычно связывают с астеносферой. Во всяком случае, можно считать, что если он имеет место, то выражен очень нечетко.

Граница 400 км, по-видимому, приподнята и не должна находиться глубже 360 км. Эта граница четко выражена и характеризуется резким градиентом. Ниже этой границы скорость приближается к 10 км/с. Более глубокая граница (700-километровый раздел) расположена в интервале 640—660 км и выражена не очень четко. Вероятно, ей свойствен слабый градиент.

В районе перехода от Западных Саян к Алтаю кора имеет среднюю скорость 6,2—6,3 км/с. Под подошвой коры мантия становится более скоростной. Резкое убывание амплитуд сейсмических колебаний (рис. 18, а), по данным станции ЧИСС Талгар, в диапазоне расстояний от 700 до 1700 км и наличие небольшого увеличения амплитуд на удалении около 1000 км указывают на существование астеносферного слоя пониженной скорости и после него — границы раздела.

Четкая граница выделяется на глубине порядка 360 км. С ней связан резкий амплитудный всплеск, наблюдаемый на расстоянии 1800 км. Более глубокая 700-километровая граница раздела выражена существенно слабее. В этом районе она находится на глубине 650—700 км.

Сравнение скоростных данных мантии для глубин в интервале от 350 до 630 км в районах Прибайкалья, Казахстана и Алтая показывает, что скорости в пределах этого интервала на востоке выше, чем на западе: 10 км/с и 9,6 км/с соответственно. Таким образом, на восточном участке профиля меньшая скорость верхней части разреза компенсируется более скоростными низами.

Наличие на амплитудных кривых северо-восточного направления (рис. 18, а, б) на расстояниях порядка 450 км амплитудного всплеска и прослеживание на этих же расстояниях по годографу ветви слабой отраженной волны с малым запаздыванием по отношению к первым вступлениям указывают на присутствие неоднородности в самых верхах мантии на глубинах порядка 80—90 км. Можно предполагать, что на этой глубине имеется граница

малой жесткости. Территориально эта неоднородность приурочивается к участку профиля между оз. Балхаш и границей Северного Тянь-Шаня.

Земная кора районов Северного Тянь-Шаня имеет среднюю скорость, близкую к наблюдаемой в Казахстане, — 6,3 км/с. Далее, на юго-запад, величина средней скорости в коре уменьшается до 6,0 км/с. В первых вступлениях глубинные продольные волны имеют скорость 8,1—8,3 км/с. Эти значения скорости близки к тем, что наблюдаются для территории Казахстана, однако в отличие от северо-восточного направления (напомним, что отсчет азимута идет от станции Талгар) амплитудная кривая по уровню расположена существенно выше и не имеет характерных всплесков. Это обстоятельство, а также отсутствие четко выраженных волн или петель годографа указывают на то, что канал пониженной скорости в Средне-Азиатском направлении выражен плохо.

Слабая выразительность 20-градусного всплеска на кривых позволяет считать, что и глубинная граница вблизи 400 км имеет меньшую выразительность. Граница 700 км в этом районе прослеживается по амплитудным и кинематическим кривым отраженных волн значительно лучше (рис. 18, в, г).

Существенно более скоростной разрез характерен южной части профиля — области Памиро-Гиндукушских землетрясений (Лукк, Нерсесов, 1965). Здесь основное отличие глубинного разреза от рассмотренных ранее наблюдается в верхних горизонтах мантии до глубины 400 км. Высокоскоростной разрез мантии к югу от Памира подтверждается и работами индийских сейсмологов.

Оценивая особенности строения мантии Средней Азии в целом, можно отметить, что она, по-видимому, имеет переходный характер от высокоскоростной верхней мантии Памира (с плохо выраженными глубинными границами раздела) к мантии Казахстана. Весьма существенно, что астеносферный канал в Средней Азии выражен существенно хуже по сравнению с территорией Восточного Казахстана. Обращает на себя внимание тот факт, что наличие канала пониженной скорости в астеносфере Казахстана сопровождается некоторым повышением скорости на относительно большей глубине (до 400 км), а в Средней Азии отсутствие и слабая выраженность канала связана с некоторым понижением скорости на этих глубинах.

К сожалению, имеющийся материал не позволяет наметить четкие границы разделения верхней мантии между отдельными намечаемыми блоками. Мы можем высказать только некоторые соображения. Граница между высокоскоростным Памирским блоком и центральной частью Средней Азии проходит в зоне Дарваз-Каракульского разлома (Винник, Лукк, 1975). Переход от средне-азиатского типа мантии к казахстанскому намечается в районе северных отрогов Заилийского хребта на границе с Илийской впадиной. Весьма четко выражена граница между собственно Саянами и Алтаем. В глубинном строении эти два геологических района оказываются существенно отличными. Помимо материалов, использованных нами, подтверждением существования этой границы могут служить и результаты изучения волн  $L_g$  (Нерсесов, Раутиан, 1964). Картина изменения скоростей в верхней мантии для районов, пересеченных профилем, показана на рис. 44.

Закономерности связи спектральных амплитудных и кинематических кривых позволяют высказать ряд соображений, правда более общего характера, для восточного и южного направлений (см. рис. 18, б, в). В восточном направлении (западные районы Китая) на спектральных кривых амплитудный всплеск, связанный с глубиной 360—400 км, выражен плохо. Видимо, эта граница является нерезкой, что подтверждается и относительной спектральной шириной этого всплеска: низкочастотные составляющие спектра ЧИСС сближены между собой. Всплеск в  $25^\circ$  расположен на сравнительно большем расстоянии и более выразителен на высокочастотных составляющих, что позволяет связывать его с достаточно резкой границей на глубинах около 700 км.

Сравнение восточного и северо-восточного направлений показывает, что к югу от профиля происходят существенные изменения в строении верхней мантии: выклинивается астеносферный канал пониженной скорости; теряется выразительность и жесткость 400-километровой границы, а глубина ее, по-видимому, увеличивается; резкость границы верхней мантии на глубине 700 км несколько возрастает, при этом сама граница также заглубляется по сравнению с северо-востоком. Полученные новые данные согласуются с особенностями строения восточной части рассматриваемой территории, выявленными ранее в результате обработки материалов наблюдений на профиле Памир — Байкал (Бугаевский и др., 1971).

Можно предположить, что перечисленные существенные изменения в строении мантии происходят между Алтаем и Северной Джунгарией как в пределах территории СССР, так и в Китае.

В южном направлении (см. рис. 18, в), ориентированном от Талгара в основном на Тибет и в северные провинции Индии, глубинный разрез также существенно меняется. Канал пониженной скорости начинает опять прослеживаться, хотя и слабо, а наличие небольшого всплеска амплитуд на удалении около 1500 км указывает либо на его заглубление приблизительно до 200 км, либо на изменение характера самой границы. Граница 400 км в этом районе выражена слабо. Она характеризуется сужением спектра отраженной волны, что свидетельствует о наличии сильного градиента. Кроме того, существенно лучше по сравнению с ранее рассмотренными направлениями выражена нижняя граница верхней мантии. Двухгорбый характер амплитудной кривой указывает на сложность этой границы, а расположение первого максимума подтверждает тенденцию ее повышения. Сравнивая южное направление с юго-западным, рассмотренным выше, можно отметить увеличение выразительности нижней границы мантии и ее меньшую жесткость, проявляющуюся в сужении спектра отраженных от нее волн.

Использование при изучении общих закономерностей строения спектральных кривых продольных волн, полученных на станции Гарм и станции Временная, расположенной в северо-восточном Казахстане, дает дополнительную информацию о строении мантии в пределах южного и юго-западного участков, а также на восточном продолжении профиля. Все имеющиеся данные нанесены на схему (рис. 45).

На схеме штриховкой показаны области развития горных сооружений. Из полученных данных следует ряд интересных выводов. Равнинные участки Казахстана характеризуются более высокоскоростной корой, наличием канала пониженной скорости в верхней части мантии. Обращает на себя внимание и то обстоятельство, что существование астеносферного канала отмечается и в районе Таримской плиты, и в западных частях Средней Азии. В горных районах Азии и Саянах канал отсутствует или выражен плохо. Он опять восстанавливается в районах Таджикско-Афганской депрессии и слабо выражен на северо-востоке Индии, между горными системами Гиндукуша и Гималаев. Граница 400 км выражена в горных районах хуже, чем в платформенных. Более устойчива нижняя граница верхней мантии, которая особенно четко прослеживается в равнинных районах Средней Азии, предгорьях Тибетского плато и межгорных районах Алтая и Восточных Саян. Наблюдается общая тенденция к увеличению глубины нижней границы в восточных районах изучаемой территории и повышению этой границы в западных. Аналогичная тенденция прослеживается и для 400-километровой границы.

Полученные данные позволяют высказать некоторые предположения об особенностях строения сейсмоактивных районов. С точки зрения связи сейсмоактивных районов с глубинным строением для них характерно отсутствие или слабая выраженность астеносферного канала пониженной скорости и пониженное значение скоростей продольных волн в верхней части мантии. Пониженные значения скоростей продольных волн в коре этих районов,

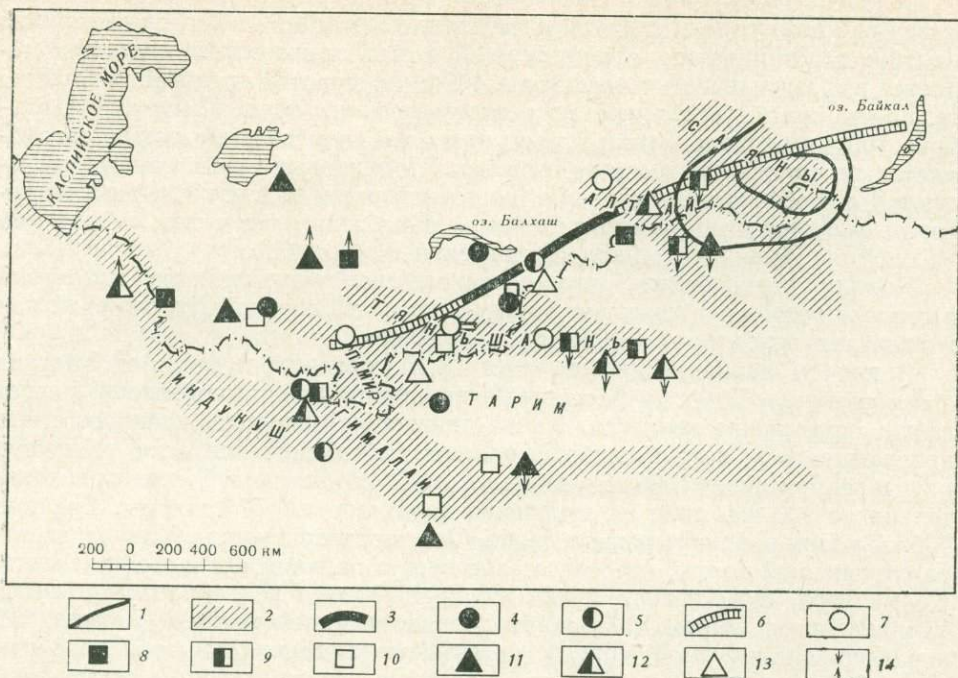


Рис. 45. Общий характер глубинных границ верхней мантии в Центральной Азии

1 — изолинии области пониженных значений скоростей верхней мантии по Г. Н. Бугаевскому и др. (1971); 2 — горные системы; 3 — область прослеживания мантийного канала по профилю Памир — Байкал; 4 — районы выделения мантийного канала по спектрально-амплитудным кривым; 5 — точки со слабой прослеживаемостью; 6, 7 — участки профиля и точки с плохой прослеживаемостью; 8 — области с хорошей прослеживаемостью 400-километровой границы; 9, 10 — точки с прослеживаемостью: 9 — слабой, 10 — плохой; 11 — области с хорошей прослеживаемостью 700-километровой границы; 12, 13 — точки с прослеживаемостью: 12 — слабой, 13 — плохой; 14 — тенденция опускания или поднятия соответствующей границы

по-видимому, можно связать с существованием слоя пониженных скоростей в коре. В несейсмичных районах этот канал отсутствует (Беляевский, 1974). Последнее предположение требует более тщательной проверки, однако обширный экспериментальный материал по строению коры в несейсмичных районах показывает, что коровый канал в этих районах выделить не удастся.

Граница 400 км выражена в сейсмоактивных районах хуже, чем в несейсмичных. Понятие «хуже» конечно является качественным, но все же можно утверждать, что резкость границы падает, она становится более «градиентной» или сложнопостроенной. Детальное изучение этой границы в сейсмоактивных районах, вероятно, может дать существенную информацию о степени сейсмической опасности отдельных участков сейсмоактивных районов. Обращает на себя внимание и то обстоятельство, что и более глубокая мантийная граница — 700-километровая — хуже выражена в районах повышенной сейсмической опасности.

Можно предполагать, что повышенная подвижность верхней мантии сейсмоактивных районов, различие температурного режима стабильных платформенных структур и активных участков земной коры являются причинами неодинакового строения верхней мантии этих районов.

Таким образом, мы приходим к убеждению, что анализ общих закономерностей строения верхней мантии в районах Центральной Азии позволяет ставить вопрос о выделении участков повышенной сейсмической опасности на основе сейсмологических характеристик коры и верхней мантии.

## 2. Оценка поглощающих свойств среды

**Поглощение и рассеяние поперечных волн в литосфере.** Существенной особенностью близких и промежуточных эпицентральных расстояний является образование многочисленных вторичных волн, возникающих в верхних слоях Земли в результате отражений, преломлений, обмена, конверсии на границах, интерференции в слоях, выделяющихся акустическим импедансом, и рассеяния на мелких неоднородностях. Количество таких волн очень велико, и их наложение способствует формированию исключительно сложной и длительной сейсмической записи. Распространение сейсмических волн в таком случае весьма близко по характеру к процессу диффузии сейсмической энергии в плоском слое вблизи поверхности Земли.

Представление о том, что поток сейсмической энергии на большом удалении от сейсмического источника может быть описан уравнением диффузии, высказано ранее (Wesley, 1965) и нашло применение в изучении внутреннего строения Луны (Dainty e.a., 1974) и в таком разделе физики, как акустика (Пономарева, 1969).

Согласно Дж. Весли (Wesley, 1965), выражение для плотности потока энергии  $E$  в узкой полосе частот может быть получено в результате решения следующего дифференциального уравнения:

$$\partial E / \partial (\omega t) = (L^2/4) \nabla^2 E - E/Q - \pi L^2 B \delta(t) \delta(r).$$

Решение Дж. Весли имеет вид

$$E = (B/t) \exp \left( - \frac{r^2}{L^2 \omega t} - \frac{\omega t}{Q} \right). \quad (*)$$

Здесь  $\omega$  — круговая частота;  $r$  — эпицентральное расстояние;  $t$  — время;  $Q$  — механическая добротность среды;  $B$  — спектральная функция источника;  $L$  — параметр размерности длины, который может быть отнесен к средней длине свободного пробега волны, к эффективному размеру рассеивающей неоднородности или к размеру области, существенно участвующей в процессе передачи энергии.

Выражение (\*) может быть использовано для оценки параметров поглощения и рассеяния в приповерхностном слое Земли в зависимости от имеющихся экспериментальных данных. Так, Дж. Весли (Wesley, 1965) использовал для этих целей зависимость видимого периода на сейсмограммах взрывов от времени регистрации и эпицентрального расстояния. В нашем случае удобно использовать огибающие ЧИСС-записей на фиксированных расстояниях от источника и зависимость от эпицентрального расстояния логарифма отношения амплитуд огибающих двух частотных компонент ЧИСС-записей, вычисленных для фиксированного времени. Логарифм отношения ближайших частотных компонент ЧИСС-записей принято называть (Халтурин, 1971; Пасечник, 1970) спектральным отношением  $\gamma$ :

$$\gamma_{ij} = \ln (A_i/A_j) / \ln (T_i/T_j), \quad (**)$$

где  $A_i, A_j, T_i, T_j$  — соответственно амплитуды и периоды  $i$ -й и  $j$ -й составляющих ЧИСС-спектра. Подробнее о ЧИСС-спектре можно прочесть в работе П. Молнара и др. (1976).

В рамках наших материалов можно считать  $\ln (T_i/T_j) \approx 0,7$ , поскольку станции ЧИСС имеют октавную по частоте расстановку фильтров. Извлекая квадратный корень из (\*) и подставляя результат в (\*\*), получим

$$\gamma_{ij} = c \lg (A_i/A_j) = c \left[ \frac{r^2}{4\pi L^2 t} (T_j - T_i) + \frac{\pi t}{Q} (T_j^{-1} - T_i^{-1}) \right] + \text{const},$$

где  $c = \text{const}$ .

Представляет интерес частный случай:  $r/t = V = \text{const}$ . Тогда

$$\gamma_{ij} = c (T_j - T_i) \left( \frac{V}{4\pi L^2} - \frac{\pi}{V Q T_i T_j} \right) r + \text{const}, \quad (***)$$

или

$$\gamma_{ij} = ar^2 + b,$$

где

$$a = c(T_j - T_i) \left( \frac{V}{4\pi L^2} - \frac{\pi}{VQT_i T_j} \right); \quad b = \text{const.}$$

Как видно, спектральное отношение  $\gamma_{ij}$  является линейной функцией от эпицентрального расстояния, что, по-видимому, справедливо в пределах первых сотен километров. В табл. 18 приведены оценки коэффициента  $a$  линейной регрессии для нескольких пар частотных компонент, полученных методом наименьших квадратов для значений спектральных отношений в пределах участков сейсмограмм, началом которых является первое вступление волны  $S$ .

Станция ЧИСС (Талгар) регистрирует скорость смещения почвы, поэтому для аппроксимации огибающей записи каждой частотной составляющей было использовано выражение (Весли, 1965)

$$A = \frac{A_0}{t^{3/2}} [(\rho^2 + 1)^{1/2} + 1] \exp \left\{ \ln \tau - \frac{5}{2} \tau - \frac{1}{2} [(\rho^2 + 1)^{1/2} - 1] \left( \tau + \frac{1}{\tau} \right) \right\},$$

где  $\rho = r/L^2 Q$ ;  $\tau = \ln(t/t_0)$ ;  $t_0 = r/V$ ;  $A = \text{const.}$

Аппроксимация производилась подбором теоретической огибающей, наилучшим образом совпадающей с экспериментальной огибающей, построенной в координатах  $\ln A_i$  и  $\ln(t/t_0)$ , где время  $t$  отсчитывается от момента

Таблица 18

Средние оценки  
коэффициента регрессии  $a$

| Отношение частотных компонент (Гц) | Коэффициент регрессии $a \cdot 10^{-8}$ , км <sup>-1</sup> | Отношение частотных компонент (Гц) | Коэффициент регрессии $a \cdot 10^{-8}$ , км <sup>-1</sup> |
|------------------------------------|--|------------------------------------|--|
| 0,35/0,7                           | 3,9  | 1,4/2,8                            | 7,8  |
| 0,7/1,4                            | 5,2  | 2,8/5,6                            | 10,4   |

Таблица 19

Оценки параметра  $LQ^{1/2}$ , по данным огибающих записей ЧИСС (Талгар)

| Средняя частота канала (Гц) | Пределы параметра $LQ^{1/2}$ | Средняя частота канала (Гц) | Пределы параметра $LQ^{1/2}$ |
|-----------------------------|------------------------------|-----------------------------|------------------------------|
| 0,35                        | 130—160                      | 2,8                         | 60—65                        |
| 0,7                         | 130—150                      | 5,6                         | 40                           |
| 1,4                         | 80—100                       |                             |                              |

в источнике. Пример подбора теоретической огибающей показан на рис. 46, а. Подбор огибающих ЧИСС-записей производился по параметру  $LQ^{1/2}$ . В табл. 19 приведены оценки параметра  $LQ^{1/2}$ .

Использование уравнений (\*\*) и (\*\*\*) позволяет построить номограмму (рис. 46, б) для оценки взаимной связи частоты  $\omega$ , добротности  $Q$  и эффективного размера  $L$  рассеивающей неоднородности. Используя данные табл. 18 и 19, получим оценки  $L$  и  $Q$  в функции частоты, как это показано на рис. 46, в. При этом предполагалось, что скорость  $V = 4$  км/с соответствует среднему значению скорости поперечных волн литосферы в пределах исследуемой территории. Для сравнения на рис. 46, в приведены оценки, полученные нами по данным канала СКМ-3М по схеме, аналогичной схеме Дж. Весли (Wesley, 1965), и его собственные оценки. Согласие результатов следует признать удовлетворительным.

Области решений для разных частотных составляющих образуют закономерную последовательность в координатах  $\lg L$  и  $\lg Q$ , которая обнаруживает линейную взаимосвязь между добротностью  $Q$  и частотой  $\omega$ . Добротность увеличивается с частотой примерно по корню кубическому из частоты. Рост частоты, как и следовало ожидать, сопровождается уменьшением эффективного размера  $L$  неоднородностей среды, существенно участвующих в переносе сейсмической энергии.

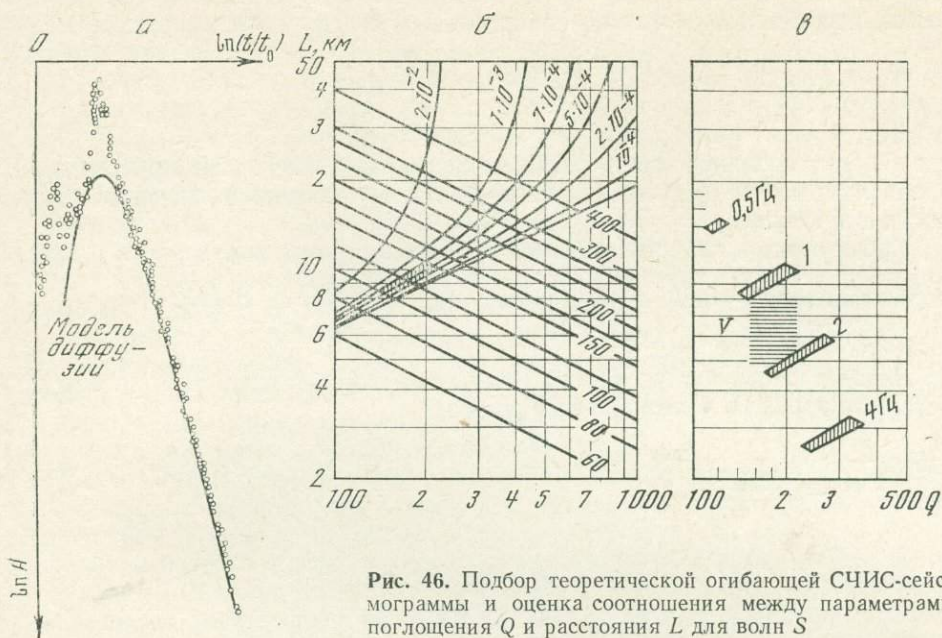


Рис. 46. Подбор теоретической огибающей СЧИС-сейсмограммы и оценка соотношения между параметрами  $Q$  и расстояния  $L$  для волн  $S$

а — пример аппроксимации экспериментальных данных; б — номограмма для полосы частот 0,7—1,4 Гц (средняя частота 1,0 Гц). Шкала  $LQ^{1/2}$  от 60 до 400, шкала коэффициента линейной регрессии от  $10^{-4}$  до  $2 \cdot 10^{-2}$ . Заштрихована область в доверительных (на уровне 0,9) пределах параметров подбора  $LQ^{1/2}$  и коэффициента линейной регрессии; в — сводка оценок  $L$  и  $Q$  для средних частот 0,5, 1,0, 2,0 и 4,0 Гц.  $V$  — область оценок по нашим данным (канал СКМ-3М) и по данным Дж. Весли (Wesley, 1965)

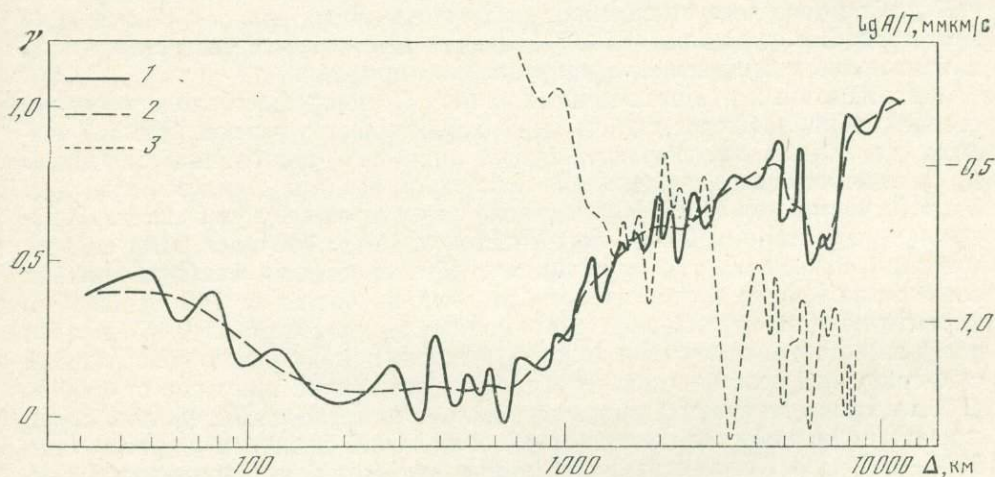


Рис. 47. Зависимость спектрального отношения  $\gamma$  ЧИСС-компонент 0,7—1,4 Гц и амплитуд для канала СКМ-3М от эпицентрального расстояния для направления Памир — Байкал 1 — исходные данные  $\gamma$  ( $\Delta$ ); 2 — осредненные данные  $\gamma$  ( $\Delta$ ); 3 — амплитудная кривая  $A/T$

**Поглощение продольных волн в мантии.** Оценку поглощающих свойств мантии проведем по упрощенной схеме (Sato, Espinoza, 1967; Teng, 1968). Предположим, что известны годограф и разрез скорости продольных волн для сферически симметричной модели Земли. Предположим также, что излучение в источнике изотропное и что в октавной полосе частот можно пренебречь возможной связью  $Q$  с частотой. В рамках таких предположений

для оценки изменения добротности с глубиной можно воспользоваться данными, полученными нами по спектральным отношениям  $\gamma_{ij}$  (рис. 47):

$$\gamma_{ij} = \pi (f_j - f_i) \sum_{k=1}^N \frac{t_k(\Delta)}{Q_k},$$

где  $f_i, f_j$  — средние частоты ЧИСС-каналов;  $t_k(\Delta)$  — время пробега волны вдоль луча в  $k$ -м сферическом слое Земли;  $Q_k$  — среднее значение добротности в  $k$ -м слое.

Кроме того, в качестве оценки среднего значения добротности в земной коре примем  $Q = 420 \div 450$ , имея в виду, что  $Q_P = \frac{3}{4} \left( \frac{V_P}{V_S} \right)^2 Q_S$  и  $Q_S \approx 180 \div 190$  для  $f = 1$  Гц.

Метод расчета состоит (Тенг, 1968) в обращении матрицы  $T$  времен пробега  $\Delta t$  и решении матричного уравнения

$$q = T^{-1} g,$$

где  $q$  — искомый вектор  $(1/Q_1, 1/Q_2, \dots, 1/Q_N)$ ;  $g$  — вектор  $(\gamma_1, \gamma_2, \gamma_3, \dots, \gamma_n)$ ;  $T$  — матрица

$$\begin{pmatrix} \Delta t_1^1 & \Delta t_2^1 & \Delta t_3^1 & \dots & \Delta t_m^1 \\ \Delta t_1^2 & \Delta t_2^2 & \Delta t_3^2 & \dots & \Delta t_m^2 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \Delta t_1^N & \Delta t_2^N & \Delta t_3^N & \dots & \Delta t_m^N \end{pmatrix};$$

$\Delta t_k^i$  — время пробега волны  $P$  вдоль  $i$ -го луча в  $k$ -м слое.

Для расчета  $t_k^i$  был использован алгоритм, предложенный В. П. Валюсом (1971). В качестве исходных данных использованы годограф и скоростной разрез по профилю Памир — Байкал, описанные в предыдущем параграфе, а также данные, полученные Л. П. Винником и А. В. Николаевым (1970). Спектральные отношения  $\gamma_{ij}$  получены по материалам регистрации землетрясений станциями ЧИСС Талгар и Временная в северо-восточном направлении, совпадающем с направлением профиля.

Анализ данных  $\gamma_{ij}$ , приведенных на рис. 47, показывает, что в поведении средней линии наблюдается несколько характерных участков. Первый участок, до 60—70 км, характеризуется примерно постоянным значением  $\gamma_{ij}$  и, видимо, связан с влиянием в основном верхних слоев земной коры. Второй участок, от 70 до 150 км, связан с относительным уменьшением значений  $\gamma_{ij}$  примерно на 0,3 ед. лог. Участок от 150 до 700 км связан с самыми низкими значениями  $\gamma_{ij}$ , по-видимому, обусловленными влиянием нижних слоев земной коры и литосферы. Следующий участок от 700 до 1500 км характеризуется крутым подъемом графика  $\gamma_{ij}$  примерно на 0,45 ед. лог., вслед за которым отмечается пологий участок, по положению совпадающий с 20-градусной особенностью. В интервале расстояний примерно от 2500 до 4700 км снова отмечается рост значений  $\gamma_{ij}$  примерно на 0,2 ед. лог. Затем отмечается резкий спад, достигающий наименьшей величины на расстоянии 6000—6500 км. Амплитуда этого минимума составляет примерно 0,3 ед. лог. На расстоянии около 7000 км начинается крутой подъем графика  $\gamma_{ij}$ , который несколько выполаживается на расстоянии около 8000 км.

Необходимо отметить осцилляционную структуру исходной кривой  $\gamma_{ij}$ , основные всплески которой приурочены к характерным участкам сглаженной линии. Наиболее сильные осцилляции наблюдаются в областях относительных спадов функций спектрального отношения, а также в ее переходных участках. Весьма характерным, на наш взгляд, являются два относительных минимума на исходной кривой  $\gamma$  (см. рис. 47), которые приурочены к расстояниям 4800—5300 и 5800—7500 км. Если сравнить данные спектральных отношений с амплитудной кривой продольной волны, приведенной на рис. 47 (подробно см. часть I), то можно увидеть, что между двумя кри-

выми существует обратная зависимость. Общему спаду кривой  $A/T$  соответствует общий подъем кривой  $\gamma$ , относительным подъемам кривой  $A/T$  — пологие участки и относительные минимумы кривой  $\gamma$ .

Наблюдаемая связь, видимо, не случайная, поскольку данные получены для одного диапазона частот:  $\gamma$  — по материалам станции ЧИСС (каналы 0,7 и 1,4 Гц),  $A/T$  — по материалам СКМ-3М (полоса частот  $\sim 0,7-2,0$  Гц). Эта связь показывает, что падение амплитуды волны  $P$  сопровождается ослаблением ее высокочастотных составляющих.

Относительно диапазона расстояний, больших  $65^\circ$ , делается предположение о том, что влияние на спектр волны  $P$  может оказывать волна  $PcP$ , которая на этих расстояниях запаздывает по времени прихода менее чем на 30 с. В нашем случае такое влияние, если оно вообще существенно на этом расстоянии от источника, может проявиться на удалении  $\geq 80^\circ$ , поскольку при получении данных по  $\gamma$  измерения проводились в интервале времени, равном 10 с. Кроме того, здесь специально рассматривался интервал времени от 10 до 20 с и было установлено, что на этом участке спектральные отношения имеют существенно большие значения.

При инверсии данных спектральных отношений косвенно использовалась их связь с амплитудной кривой  $A/T$ . Укажем на полезность такой операции, имея в виду результаты инверсии амплитудных данных в разрез механической добротности, которая осуществлена К. Вейтом и Дж. Клавсоном (Veith, Clawson, 1972). Косвенным образом были также использованы спектральные амплитудные кривые волны  $P$ , рассмотренные выше, на полезность которых указали Т. Б. Яновская и др. (1964), а также Б. Кеннет (Kennett, 1975). В частности, указанные авторы обращали внимание на существенность связи характерных элементов амплитудных спектральных кривых с положением области низкой добротности и с абсолютной величиной  $Q$ .

Кроме косвенных критериев согласованности результатов инверсии  $\gamma$  в разрез  $Q$ , использовались средние количественные оценки добротности, известные для мантии в целом (Жарков и др., 1974; Капатогу, 1967 а, б, с, d; Teng, 1968), а также для коры и верхней мантии исследуемого района (Винник, 1976; Жадин, Дергачев, 1973; Халтурин, 1971; Халтурин, Урусова, 1962).

Как уже указывалось, в качестве средней оценки для коры нами принято значение  $Q = 420 \div 450$ . Есть основание полагать (Жадин, Дергачев, 1973), что нижние и верхние слои коры имеют значения добротности, существенно отличные от принятого среднего. Для анализа этого положения воспользуемся данными А. Нурмагамбетова (1974) и уравнением инверсии (Sato, Espinoza, 1967)

$$\frac{1}{Q(r)} = \frac{2}{\pi} V \frac{d}{dr} \left( \frac{r}{V} \right) \left| \int_0^{\Delta_r} \frac{(dI_0/d\Delta) d\Delta}{V \rho^2 - q^2} \right|,$$

где  $\rho$  — параметр луча;  $V$  — скорость волны  $P$ ;  $\Delta_r$  — эпицентрально-расстояние, на котором выходит луч, имеющий радиус проникновения  $r$ ;  $q = = \rho(\Delta_0)$ ,  $dI_0/d\Delta$  — производная функции затухания волны  $P$  в среде со скоростью  $V(r)$  и добротностью  $Q(r)$ . Следуя Дергачеву (1972), аппроксимируем скоростной разрез коры в исследуемом районе экспоненциальным законом

$$V = V_0 e^{KH},$$

где  $V_0$  — начальное значение скорости волны  $P$ ;  $H$  — глубина от поверхности Земли.

Производную  $dI_0/d\Delta$  для данных А. Нурмагамбетова можно представить в виде

$$\frac{dI_0}{d\Delta} \approx \frac{(n_1 - n_2) \lg(\Delta_1/\Delta_2)}{(\Delta_2 - \Delta_1) \delta \omega \lg e}.$$

Здесь  $n_1$  и  $n_2$  — коэффициенты затухания ЧИСС-компонент волны  $P$  в интервале расстояний от  $\Delta_1$  до  $\Delta_2$ ;  $\delta\omega$  — разность круговых частот двух каналов ЧИСС.

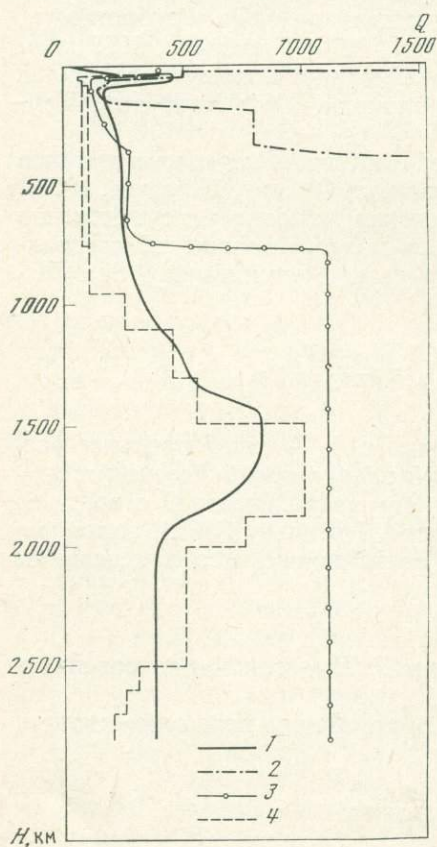
Среднее значение добротности для слоя, ограниченного снизу вершиной сейсмического луча, выходящего на расстоянии  $\Delta_2$ , оценим согласно А. А. Дергачеву (1972):  $Q_{cp} = A^{-1}B^{-1}$ , где

$$A = \frac{2V_0}{\cos(k\Delta_2/2)}; \quad B = \frac{(n_1 - n_2) \lg(\Delta_1/\Delta_2)}{(\Delta_2 - \Delta_1) \delta\omega \lg e}.$$

Полагая  $V_0 = 4,0$  км/с и  $V_{50} = 8,1$  км/с, получим  $k = 0,0144$ . Используя данные для  $f_1 = 0,8$  и  $f_2 = 1,5$  Гц из табл. 4 в работе А. Нурмагамбетова (1974), получим, что при  $\Delta_2 = 100$  км  $A = 12,8$ ,  $B = 2,58 \cdot 10^{-3}$ ,  $Q_{cp} \approx 30$ . Вычисленная оценка должна быть отнесена к самой верхней толще коры, имеющей мощность не более 4—5 км.

Оценки добротности, полученные В. И. Халтуриным (1971) для района Северного Тянь-Шаня по наблюдениям на расстояниях 100—200 км для частот, близких к 1 Гц, не превышают значений  $Q = 350$  и, видимо, соответствуют глубинам 15—30 км. Таким образом, можно ожидать, что низам коры и литосферы будут соответствовать существенно более высокие значения  $Q$ .

На рис. 48 приведен разрез  $Q(H)$ , полученный инверсией данных  $\gamma$  при соблюдении ограничений: среднее значение добротности в коре должно быть порядка 450 и во всей мантии — порядка 400—600 (Капатогу, 1967 а, в, с, d; Kovach, Anderson, 1964). Для сопоставления результатов на рис. 48 приведены зависимости  $Q$  от глубины  $H$ , по данным Ч. Аршамбо и др. (Archambeau e. a., 1969), К. Вейта и Дж. Клавсона (Veith, Clawson, 1972) и Т. Тенга (Teng, 1968). Из множества моделей распределения добротности с глубиной  $\bullet$  выбраны по той причине, что они получены по сходным методам инверсии амплитудных данных.



Анализ зависимостей добротности от глубины, представленных на рис. 48, показывает, что все модели удовлетворительно согласуются между собой только в области верхнего 150-километрового слоя. Наиболее контрастные отличия наблюдаются для модели, полученной Ч. Аршамбо и др. (Archambeau e. a., 1969) для территории США. При построении модели использованы данные о спектральных амплитудных кривых от двух взрывов вдоль четырех профилей. В этой модели на глубинах от 1000 до 1700 км получены значения  $Q = 8000$ , что, по-видимому, слишком много и не может быть согласовано с последними данными по свободным колебаниям Земли (Жарков и др., 1974) и по поверхностным волнам (Капатогу 1970).

Рис. 48. Разрезы механической добротности  $Q$  коры и мантии

- 1 — наша модель;
- 2 — модель Ч. Аршамбо и др. (Archambeau e. a., 1969);
- 3 — К. Вейта и Дж. Клавсона (Veith, Clawson, 1972);
- 4 — Т. Тенга (Teng, 1968)

Сравнение полученной модели  $Q(H)$  с моделью К. Вейта и Дж. Клавсона (Veith, Clawson, 1972) показывает, что они удовлетворительно согласуются до глубин порядка 700 км. Для больших глубин данные К. Вейта и Дж. Клавсона резко возрастают до значения 1100 и остаются неизменными вплоть до глубины 2800 км. Для своих расчетов указанные авторы использовали данные по скоростному разрезу и амплитудным измерениям для частоты  $f \approx 1$  Гц, полученные И. Херрином (Herrin, 1968).

Характерными элементами этой модели является наличие двух относительных минимумов в области от 150 до 350 км и от 650 до 750 км и резкого подъема в области 760—770 км. Как отмечают сами авторы, возрастание  $Q$ , в частности, может быть следствием слабого возрастания скорости в модели И. Херрина. Вместе с тем они отмечают, что вполне вероятно также возрастание  $Q$  и  $V$  в этой области. Кроме того, предполагается, что убывание в области 350—650 км всецело может быть обусловлено монотонным ростом скорости в модели И. Херрина в этой области. Относительно оценки добротности для нижней мантии авторы считают, что имеющиеся данные позволяют оценить только среднее значение, равное 1100, относительно которого флуктуируют индивидуально определенные.

Наибольшее согласие наблюдается между моделью  $Q$ , полученной в данной работе, и моделью Т. Тенга (Teng, 1968). Модель Т. Тенга основана на относительно низкочастотных данных станций мировой сети WWSSN, полученных для двух глубокофокусных южноамериканских землетрясений. Т. Тенг применил метод инверсии спектрального отношения в разрез  $Q$  последовательными приближениями, используя при этом две вычислительные схемы с существенно различными начальными приближениями. В первой схеме за начальный вариант была принята наипростейшая модель трехслойной мантии: слой с низким значением  $Q$ , слой с промежуточным  $Q$  и слой с повышенным  $Q$ . Во второй схеме за начальное приближение была принята модель, близкая к модели MM8 (Anderson e.a., 1965). Итогом подбора явилась модель, приведенная на рис. 48. Характерной особенностью этой модели является, во-первых, относительно низкое значение  $Q$  в слое от 36 до 950 км, где оно равно 75—100. Кроме того, существенной деталью разреза является относительный максимум  $Q$  в области 1500—1875 км и существенное уменьшение  $Q$  в области перехода от нижней мантии к внешнему ядру, от 2000 до 2800 км, что в последнее время подтверждается и по данным свободных колебаний Земли (Жарков и др., 1974).

Отметим, что наша модель  $Q$  имеет практически идентичные детали разреза, особенно в области перехода от верхней мантии к нижней и далее к внешнему ядру. В целом модели согласуются и в области верхней мантии. В нашей модели верхняя мантия несколько добротнее, особенно ниже 400-километровой границы. Вместе с тем, в полученной модели существенно ярче выражена относительным понижением  $Q$  область астеносферы.

Если принять модель механической добротности мантии Т. Тенга (Teng, 1968) в качестве средней мировой модели аномальной мантии активизированных областей, то наша модель может быть отнесена к модели существенно нормальной мантии платформенных областей или, по крайней мере, к слабо активизированной области.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Во второй части монографии дан подробный анализ особенностей распространения сейсмических волн в обширном районе Центральной Азии. При этом основное внимание уделено вопросам взаимосвязи особенностей внутреннего строения коры и верхней мантии региона с кинематическими и динамическими характеристиками основных сейсмических волн.

В главе 1 показано, что амплитудные кривые разных частот и спектры разных типов волн являются сравнительно тонким инструментом в решении

вопросов оконтуривания и разграничения областей коры и мантии с существенно аномальными свойствами. Эти характеристики с успехом использованы в главе 2 для картирования отдельных блоков коры и мантии. В частности, показано, что по ряду динамических свойств основных типов волн оконтуриваются границы, по-видимому, существенно разнородных блоков: Тибета и Таримской платформы, Тарима и Тянь-Шаня, Джунгарии, Прибалхашья и Северного Тянь-Шаня, Джунгарии и Алтая, Алтая и Саян.

В главе 3 детально проанализировано внутреннее строение районов, пересеченных сейсмологическим профилем Памир — Байкал. В результате показано закономерное чередование коры и мантии платформенного и активизированного типов. Так, если на юго-восточном окончании профиля в районе Памира отмечается высокоскоростной тип верхней мантии с плохо выраженными глубинными границами, то по мере смещения в северо-восточном направлении в пределах Тянь-Шаня и прилегающих территорий Казахстана происходит характерный переход к другому коро-мантийному блоку. Он отличается от предыдущего общим понижением скорости по всему разрезу и большей выразительностью основных границ раздела, глубина которых несколько уменьшилась. При дальнейшем следовании на северо-восток выделяется блок с еще более приподнятыми границами основных физико-химических разделов, с возросшей по разрезу в среднем скоростью и наличием хорошо выраженного слоя пониженной скорости. С учетом сноса сейсмических лучей указанный блок мантии отнесен к области, осевая часть которой совпадает с положением Зайсан-Гобийской складчатой зоны.

Следующий коро-мантийный блок выделен в пределах Монголо-Алтайской складчатой зоны. От предыдущего он отличается относительно слабо выраженным астеносферным слоем и в среднем возросшей мощностью верхней мантии. При этом скоростные характеристики в среднем остались прежними.

На северо-восточном окончании профиля в районе Саян отмечается еще один коро-мантийный блок, характерной чертой которого является перераспределение скоростных характеристик вдоль всего разреза: в верхней части скорости существенно уменьшились, а в нижней, наоборот, возросли. Положение границ по глубине сходно с предыдущим типом разреза.

Для северо-восточного направления профиля построен разрез механической добротности коры и мантии, который впервые дает представление о распределении поглощающих свойств среды до глубины 2800 км в Центральной Азии.

Оценивая в целом результаты, изложенные во второй части монографии, следует подчеркнуть, что для района Центральной Азии впервые дается столь детальный анализ сейсмологических материалов. Можно надеяться, это позволит более обоснованно интерпретировать данные других геолого-геофизических методов.

---

### III

## ПРОЯВЛЕНИЕ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ СТРОЕНИЯ В ФЛУКТУАЦИЯХ ХАРАКТЕРИСТИК ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН

---

Детальная пространственная структура волны  $P$  сравнительно мало изучена. Это связано отчасти с отсутствием достаточно плотных систем сейсмических наблюдений и отчасти с тем, что в сейсмологии используются главным образом осредненные характеристики времен пробега и амплитуд сейсмических волн, по которым определяют координаты очага и энергию землетрясения. При этом основное внимание уделяется устойчивым, детерминированным характеристикам волнового поля: средним станционным поправкам, систематическим изменениям амплитуд, времени пробега и кажущейся скорости. Структуре мелкомасштабных флуктуаций времен пробега и амплитуд до сих пор уделялось мало внимания: практически не исследованы интервалы пространственной корреляции, связь флуктуаций различных параметров.

Первые данные о структуре флуктуаций амплитуд и времени пробега волны  $P$  были получены по данным ГСЗ (Галкин и др., 1970; Николаев, Трегуб, 1969). Детальное исследование пространственной структуры флуктуаций времени пробега по сейсмологическим наблюдениям проведено пока только по данным группы ЛАСА (Аки, 1973) и по Северо-Тяньшаньской группе станций (Нерсесов и др., 1972; Седова, 1974).

Если систематические различия параметров сейсмических волн несут информацию о разнице детерминированных составляющих внутреннего строения исследуемых районов, то случайные флуктуации этих параметров — информацию о характере неоднородностей. Детальность изучения неоднородностей по флуктуациям параметров сейсмических волн зависит от плотности сети наблюдений, характера экспериментального материала и метода его обработки.

В настоящем разделе представлены результаты многолетних исследований КСЭ, основанных на данных, полученных главным образом экспедиционными станциями, развернутыми в разные годы в ряде районов Советского Союза.

Наибольшие размеры сети сейсмологических станций, материалы которой использованы при изучении флуктуаций параметров продольных волн, определялись территорией Советского Союза и достигали  $2000 \times 8000$  км<sup>2</sup>. В состав сети вошли 16 станций, расположенных в разных районах СССР.

Для более детальных исследований использовались региональные сети станций, размеры которых составляют: Северо-Тяньшаньской —  $200 \times 400$  км<sup>2</sup>, Центрально-Тяньшаньской —  $100 \times 250$  км<sup>2</sup>, Северо-Казахстанской —  $150 \times 250$  км<sup>2</sup>, Гармской —  $50 \times 100$  км<sup>2</sup>.

Самые детальные исследования проводились на специально созданных компактных группах временных экспедиционных станций КСЭ. Например, в Зейской группе станций наименьшие расстояния между ними составляли около 2 км. Выбранные группы станций располагались так, чтобы были представлены районы с разным геологическим строением. Северо-Тяньшань-

ская группа находится на стыке горной и равнинной частей, а Центрально-Тяньшаньская — в центре одного из наиболее крупных горных сооружений; Северо-Казахстанская сеть станций расположена в пределах Казахской складчатой области; Западная группа станций расположена на Европейской платформе; Гармская сеть — в области сочленения двух колоссальных тектонических систем — Тянь-Шаня и Памира и т. д.

## Глава 1

### ФЛУКТУАЦИИ АМПЛИТУД И ВРЕМЕН ПРОБЕГА

#### 1. Представление экспериментального материала и способы его обработки

Сейсмологический экспериментальный материал по разным группам станций различается по своему количеству и качеству. Временные группы из полевых станций работали иногда в течение одного полевого сезона, поэтому для таких групп многие эпицентральных районы не представлены из-за отсутствия данных. В зависимости от количества и однородности материала землетрясения группировали по эпицентральному зонам различным образом. Например, при изучении флуктуаций сейсмических колебаний все землетрясения Индонезии на Северо-Казахстанской группе станций рассматривались совместно, а для совокупности станций, расположенных на всей территории СССР, землетрясения из района моря Банда рассматривались отдельно. По-разному объединялись землетрясения Аляски, Алеут, Курило-Камчатской и других зон для различных групп станций.

Введем ряд обозначений и определений. Обозначим символом  $e$  множество землетрясений из одного эпицентрального района, символом  $\alpha$  — множество эпицентральных районов и символом  $S$  — множество сейсмических станций. Угловыми скобками  $\langle \rangle$  обозначим операцию статистического усреднения, а символом  $\delta$  — отклонения от среднего. Нижним индексом будем фиксировать параметр усреднения, например, запись  $\langle \rangle_e$  означает усреднение данных по всем землетрясениям данного района, а запись  $\delta_e$  — отклонение от рассчитанного среднего.

Для изучения неоднородности среды можно использовать не только сами флуктуации амплитуд и времен пробега, но и корреляционные связи этих флуктуаций. Действительно, для близкорасположенных станций должны

наблюдаться похожие флуктуации. В пределе, когда приборы стоят на одном постаменте, их показания должны быть одинаковыми.

Для удобства расчетов и представления результатов по каждой паре станций  $(i, j)$  рассчитывают абсолютные величины разностей  $|\delta \lg A_i - \delta \lg A_j| = \delta \delta \lg A_{ij}$  и  $|\delta t_i - \delta t_j| = \delta \delta t_{ij}$ . Для краткости назовем эти величины вторыми разностями. Если рассматривать значения  $\delta \delta \lg A_{ij}$  в функции расстояния между соответствующими станциями  $\Delta_{ij}$ , получим представление результатов в форме, близкой по содержанию к взаимной структурной функции. Разница в том, что в данном случае используются не квадраты разностей, а их модули. Аналогичным образом можно найти вторые разности по районам и построить их значения в функции среднего расстояния между районами.

#### 2. Вариации магнитудных отклонений для системы станций, расположенных по всей территории СССР

Анализ флуктуаций амплитуд начнем с системы станций, представляющих всю территорию СССР (рис. 49). По данным этой системы были вычислены отклонения магнитуд  $\delta m$  для 492 землетрясений из восьми районов (табл. 20).

Рассмотрим зависимости вторых разностей  $\delta \delta m$  от расстояния между станциями. Для этого обратимся к графику, приведенному на рис. 50. Из графика видно, что вторые разности  $\delta \delta m$  возрастают с увеличением расстояния между станциями и достигают максимума в интервале 600—1000 км. Основываясь на аналогии функции вторых разностей со структурной функцией, положение этого максимума на оси  $\Delta_{ij}$  можно интерпретировать как половину пространственного размера характерных неоднородностей, что согласуется с последующим минимумом функции в интервале 1500—2000 км. Второй максимум рассматриваемого графика наблюдается в области  $\Delta_{ij} = 4 \div 5$  тыс. км.

#### 3. Амплитудные флуктуации на Северо-Тяньшаньской группе станций

Для станций Северо-Тяньшаньской сети (рис. 51) рассматривались вторые разности логарифмов амплитуд волны  $P$ . Методика обработки здесь несколько отличалась в связи с тем, что при малых расстояниях между станциями не было необходимости вводить поправку в эпицентральное расстояние и средние значения логарифма амплитуды для каждого землетрясения

Таблица 20

Отклонения магнитуд для сейсмических станций, расположенных на всей территории СССР

| Эпицентральный район | Сейсмические станции |       |       |       |       |       |       |
|----------------------|----------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|                      | 1                    | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     |
| Китай                | —                    | -0,01 | -0,11 | -0,09 | -0,15 | 0,23  | 0,20  |
| Индокитай            | 0,00                 | -0,15 | -0,01 | 0,04  | -0,06 | -0,12 | -0,11 |
| Индонезия            | 0,17                 | 0,20  | 0,11  | 0,21  | 0,18  | 0,27  | 0,31  |
| Море Банда           | —                    | -0,19 | 0,08  | 0,14  | 0,42  | 0,19  | 0,21  |
| Австралия            | —                    | —     | -0,35 | 0,18  | 0,06  | -0,58 | -0,63 |
| Индия                | -0,08                | -0,03 | -0,01 | -0,27 | -0,14 | 0,02  | 0,11  |
| Красное море         | 0,17                 | 0,20  | 0,17  | -0,11 | -0,05 | 0,02  | 0,06  |
| Африка               | -0,25                | —     | 0,03  | -0,14 | -0,25 | -0,01 | -0,15 |

| Сейсмические станции |       |       |       |       |       |       |       |       |
|----------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 8                    | 9     | 10    | 11    | 12    | 13    | 14    | 15    | 16    |
| 0,22                 | 0,19  | 0,25  | -0,03 | -0,20 | -0,09 | -0,26 | 0,15  | 0,00  |
| 0,00                 | 0,11  | 0,24  | 0,13  | 0,25  | -0,01 | -0,15 | 0,08  | -0,09 |
| 0,25                 | 0,07  | 0,06  | -0,02 | —     | 0,09  | 0,20  | 0,09  | 0,17  |
| -0,01                | 0,22  | -0,03 | -0,31 | -0,25 | —     | 0,03  | -0,18 | 0,02  |
| -0,54                | -0,20 | -0,08 | 0,39  | 0,39  | -0,05 | 0,18  | -0,21 | 0,08  |
| 0,04                 | -0,01 | 0,09  | -0,09 | -0,08 | 0,39  | -0,18 | -0,04 | -0,16 |
| 0,14                 | -0,13 | -0,06 | -0,07 | -0,10 | -0,02 | 0,19  | 0,15  | 0,01  |
| -0,09                | -0,09 | -0,46 | —     | —     | -0,28 | —     | —     | —     |

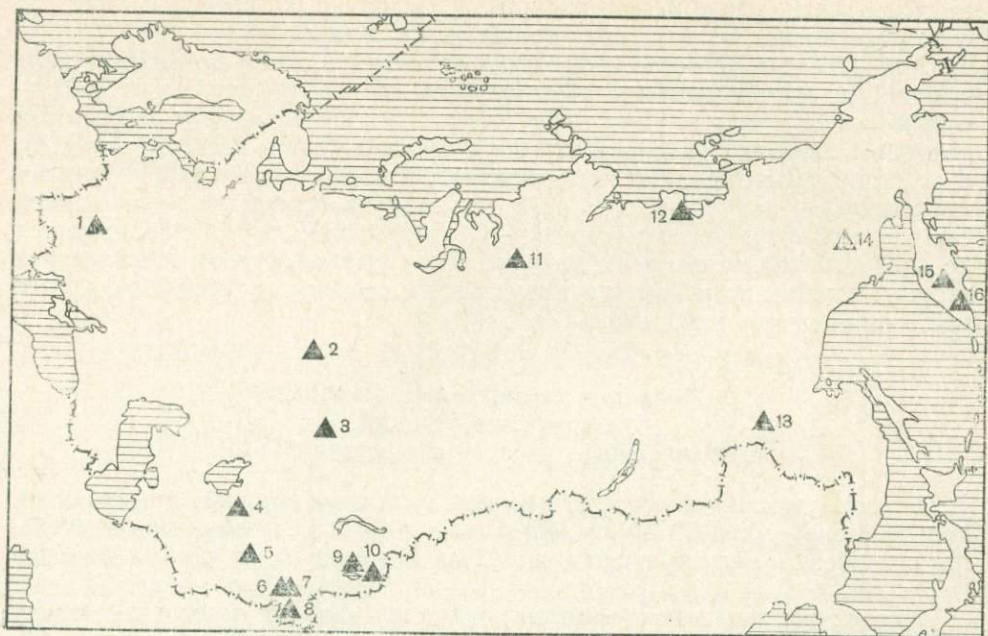


Рис. 49. Схема расположения сейсмических станций

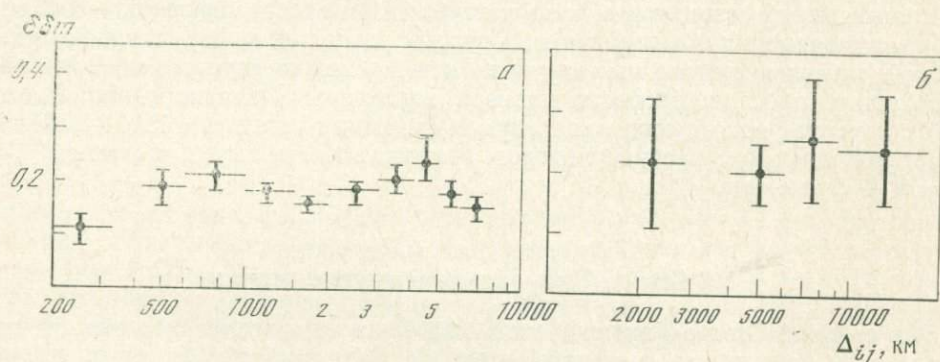


Рис. 50. Средние значения вторых разностей магнитуд  $\delta\delta t$  для сейсмических станций (а) и эпицентральных районов (б) по наблюдениям на станциях, расположенных по всей территории СССР

Горизонтальные линии показывают интервал осреднения; вертикальные — 70%-ный доверительный интервал средних значений

определялись как арифметические средние, а флуктуации — как отклонения от этих средних.

Тем самым резко уменьшились ошибки, связанные с индивидуальными особенностями отдельных землетрясений.

Средние значения флуктуаций амплитуд сведены в табл. 21. Экспериментальные данные отбирались по качеству и характеру записи волны  $P$ , при этом обязательными требованиями были четкость первого вступления, импульсная форма волны, хорошее, по крайней мере 10-кратное, превышение по амплитуде над микросейсмическим фоном. Всего было отобрано 89 землетрясений с  $M \geq 5,75$ .

Индивидуальная ошибка измерений максимальной амплитуды колебаний при нашей методике составляет около 0,04 ед. лог. Каждое значение в таблице является результатом осреднения данных 5—15 землетрясений, благодаря чему относительная ошибка уменьшается в  $\sqrt{n}$  раз ( $n$  — число

измерений), и, следовательно, ошибка каждого табличного значения становится не больше 0,02. Заметим, что это существенно меньше вариаций  $\langle \delta \lg A \rangle_e$ . Средние станционные значения  $\langle \delta \lg A \rangle_e$  лежат в интервале от  $-0,06$  до  $0,04$ , а средние значения по эпицентральному району  $\langle \delta \lg A \rangle_e$  — в интервале от  $-0,13$  до  $0,06$ .

В соответствии с ранее введенным определением величины  $\langle \delta \lg A \rangle_e$  должны быть равны нулю, так как для каждого индивидуального землетрясения  $\langle \delta \lg A \rangle_s = 0$ . Наблюдаемое в действительности отличие этой величины от нуля, вероятно, связано с тем, что отдельные осреднения выполнены как по недостаточному числу данных, так и по существенно различающимся станциям. Доверительный интервал для каждого среднего равен  $\sigma/\sqrt{n}$ , где  $n$  — число слагаемых. Значения средних по эпицентральному району, таким образом, не выходят за пределы доверительного интервала, их значения статистически не значимы. Вместе с тем значимо различие среднеквадратичных флуктуаций. Действительно,  $\langle \sigma_{eS} \rangle_e > \langle \sigma_{e\alpha} \rangle_s$ , т. е. флуктуации, связанные с различиями сейсмологических условий вблизи пунктов наблюдений, выражены более ярко, чем флуктуации, связанные с индивидуальными особенностями эпицентральных районов. Отдельные пары столбцов и строк табл. 21 не обнаруживают отчетливой корреляции между собой.

На рис. 52 показаны зависимости средних значений вторых разностей  $\delta \lg A_{ij}$  от  $\Delta_{ij}$ , определенные соответственно для станций и эпицентральных

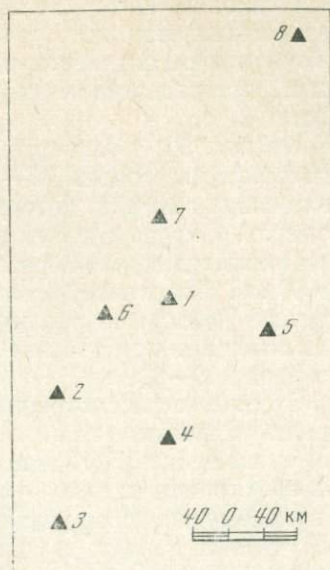


Рис. 51. Схема расположения станций Северо-Тяньшаньской группы

Таблица 21

Средние значения флуктуаций амплитуд  $\delta \lg A$  волны  $P$  на Северо-Тяньшаньских станциях

| Эпицентральный район                  | Сейсмические станции |       |       |       |       |       |       |       | $\langle \delta \lg A \rangle_e$ | $\langle \sigma_{eS} \rangle_e$ |
|---------------------------------------|----------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|----------------------------------|---------------------------------|
|                                       | 1                    | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     |                                  |                                 |
| О-в Кадьяк                            | -0,04                | -0,18 | 0,15  | -0,03 | 0,01  | 0,01  | -0,03 | -0,03 | -0,02                            | 0,09                            |
| Алеуты, Командоры                     | -0,19                | -0,09 | 0,17  | 0,05  | 0,16  | 0,12  | -0,03 | 0,05  | 0,03                             | 0,13                            |
| Курилы, Охотское море                 | 0,18                 | -0,21 | -0,26 | 0,04  | 0,01  | 0,11  | 0,12  | -0,02 | -0,06                            | 0,15                            |
| Японские острова                      | -0,03                | 0,07  | 0,15  | -0,04 | -0,02 | 0,10  | 0,04  | 0,08  | 0,04                             | 0,11                            |
| Индонезия                             | -0,15                | -0,21 | -0,04 | -0,03 | 0,16  | -0,03 | 0,18  | 0,12  | 0                                | 0,14                            |
| Европа и Северная Африка              | -0,05                | -0,11 | -0,03 | 0,14  | 0,14  | -0,26 | -0,09 | 0,03  | -0,03                            | 0,13                            |
| Исландия, Гренландия, Баффинова Земля | 0,11                 | -0,19 | 0,17  | 0,18  | -0,09 | 0,12  | -0,03 | -0,10 | 0,02                             | 0,14                            |
| $\langle \delta \lg A \rangle_e$      | -0,08                | -0,13 | 0,05  | 0,04  | 0,06  | 0,03  | 0,02  | 0     |                                  |                                 |
| $\langle \sigma_{e\alpha} \rangle_s$  | 0,10                 | 0,10  | 0,16  | 0,09  | 0,10  | 0,14  | 0,09  | 0,08  |                                  |                                 |

ных районов. Интервал изменения средних значений небольшой и достоверность их взаимного расположения невысокая. Доверительный диапазон в большинстве случаев превышает наблюдаемые вариации. Тем не менее графики, представленные на рис. 52, обнаруживают некоторые закономерности.

На рис. 52, *а* отмечается уменьшение значений  $\delta \lg A$  при переходе от интервала расстояний 75—100 км к 55—75 км; в этом можно усмотреть начало спада графика, который по определению должен прийти в начало координат. Отсюда следует вывод, что интервал пространственной корреляции амплитуд в районе расположения сейсмических станций составляет около 50 км. Локальное уменьшение  $\delta \lg A$  в интервале 110—200 км и последующее небольшое увеличение являются характерными элементами, показывающими присутствие в поле амплитуд флуктуаций пространственного размера 110—200 км.

Сходные с рассмотренными элементы формы графика вторых разностей можно увидеть и для эпицентральных районов на рис. 52, *б*. Действительно, уменьшение  $\delta \lg A$  наблюдается в интервале расстояний 2200—4000 км, а в обе стороны от него — относительное увеличение. Видимо, спад графика к нулевому значению должен наблюдаться при  $\Delta_{ij} < 1000$  км. На основании полученных данных трудно судить об интервале пространственной корреляции флуктуаций амплитуд, но можно высказать предположение о присутствии характерного масштаба таких флуктуаций 2200—4000 км.

Имея в виду небольшие и соизмеримые величины минимумов, отмеченные на рис. 52, *а*, *б*, можно предположить их генетическую связь. Она заключается в том, что 2200—4000-километровый масштаб флуктуаций амплитуд, свойственный взаимному положению очагов землетрясений, проявляется в флуктуациях амплитуд, имеющих характерный размер 110—200 км и свойственных такому взаимному положению сейсмических станций.

#### 4. Магнитудные отклонения на станциях Центрально-Тяньшаньской группы

Для Центрально-Тяньшаньской сети (рис. 53) в зависимости от расстояния между станциями анализировались данные по магнитудным отклонениям. Осредненные по станциям и по эпицентральному району, они приведены в табл. 22 и 23, а также на рис. 54.

Анализ полученных данных свидетельствует о более контрастном проявлении характерных масштабов флуктуаций интенсивности волн  $P$ , которые были отмечены ранее на других группах станций. В самом деле, уменьшение коррелированности магнитудных отклонений с увеличением расстояния между станциями наблюдается в интервале 40—50 км. С ростом  $\Delta_{ij}$  также отмечается максимум в интервале 50—60 км и новое повышение взаимной связи флуктуаций магнитуд, которое достигает экстремума при  $\Delta_{ij} > 80$  км.

При построении графика магнитудных отклонений в функции расстояния между эпицентральному району относительно большое число таких

Таблица 22

Отклонения магнитуд от средгруппового значения на станциях Центрального Тянь-Шаня, осредненные по эпицентральному району

| Станция | $\Delta m$ | Станция | $\Delta m$ | Станция | $\Delta m$ |
|---------|------------|---------|------------|---------|------------|
| 1       | 0,046      | 4       | 0,055      | 7       | -0,062     |
| 2       | -0,023     | 5       | -0,007     | 8       | 0,036      |
| 3       | 0,208      | 6       | -0,104     | 9       | -0,124     |
|         |            |         |            | 10      | -0,058     |

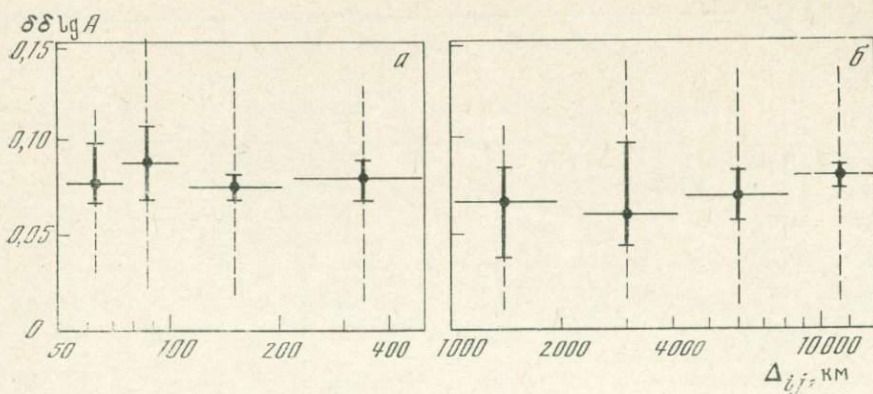


Рис. 52. Средние значения вторых разностей  $\delta\delta\lg A$  для сейсмических станций (а) и эпицентральных районов (б) по наблюдениям на Северо-Тяньшаньских станциях

Горизонтальные линии показывают интервалы осреднения; вертикальные — 70%-ный доверительный интервал средних значений; пунктиром показан 70%-ный доверительный интервал отдельного измерения

Рис. 53. Схема расположения станций Центрально-Тяньшаньской группы

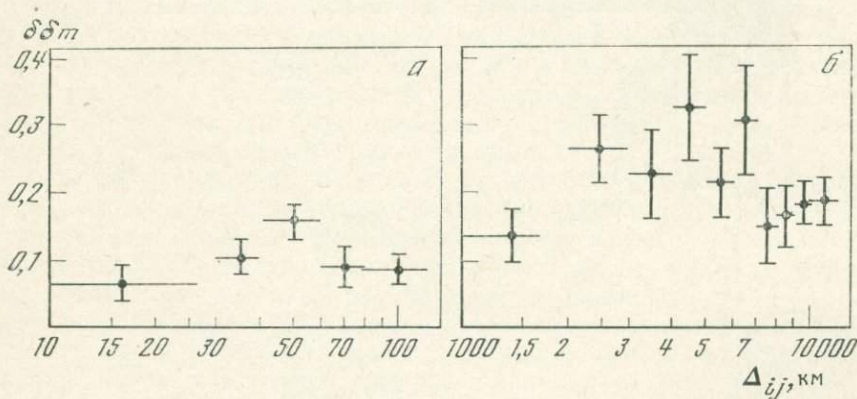
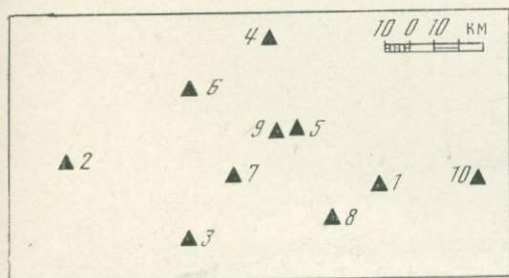
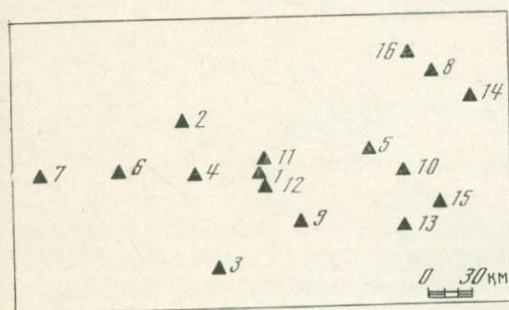


Рис. 54. Средние значения вторых разностей магнитуд  $\delta\delta m$  для сейсмических станций (а) и эпицентральных районов (б) по наблюдениям на Центрально-Тяньшаньской группе

☞ Пояснения см. на рис. 52

Рис. 55. Схема расположения станций Северо-Казахстанской группы



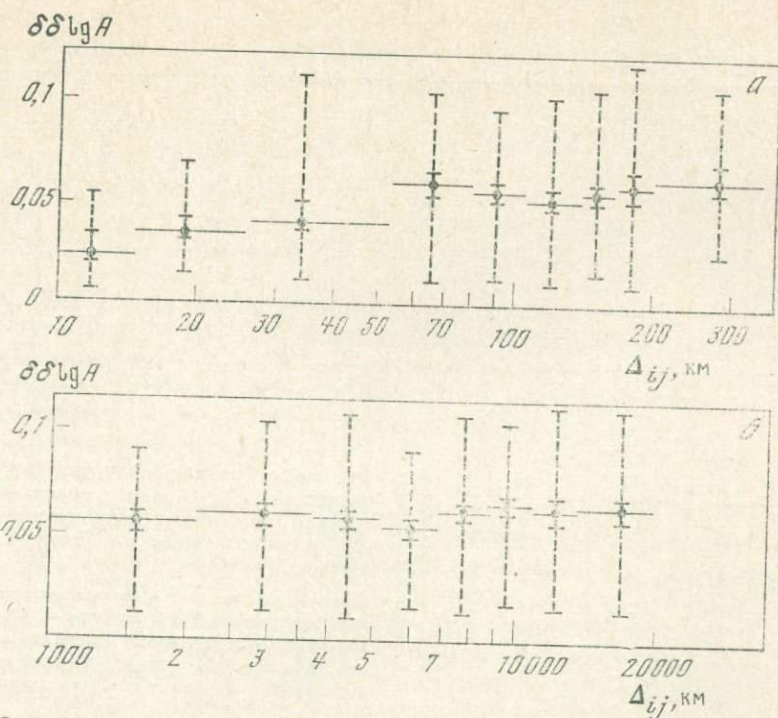


Рис. 56. Средние значения вторых разностей  $\delta\delta \lg A$  для сейсмических станций (а) и эпицентральных районов (б) по наблюдениям на станциях Северного Казахстана  
Пояснения см. на рис. 52

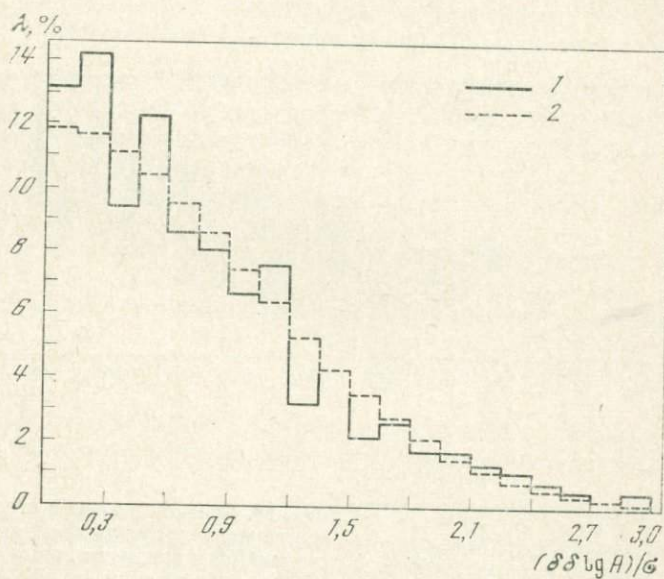


Рис. 57. Распределение вторых разностей  $\delta\delta \lg A$  для группы станций в Северном Казахстане  
1 — экспериментальное; 2 — теоретическое, нормальное при  $\sigma = 0,08$  ед. лог.

районов позволило сузить интервалы осреднения и детализировать график (рис. 54, б). Здесь также наблюдается хорошее согласие с данными других групп станций: первый максимум находится в интервале 2—3 тыс. км, первый минимум — в интервале 3—4 тыс. км; второй, наиболее интенсивный максимум находится в интервале 4—5 тыс. км и сменяется минимумом

Таблица 23

Отклонения магнитуд от среднего для различных эпицентральных районов по группе станций Центрального Тянь-Шаня

| Районы    | $\Delta m$ | Районы           | $\Delta m$ | Районы            | $\Delta m$ |
|-----------|------------|------------------|------------|-------------------|------------|
| Аляска    | 0,03       | Филиппины        | -0,02      | Иран, Ирак        | -0,05      |
| Алеуты    | 0,14       | Индонезия        | 0,00       | Красное море      | -0,30      |
| Монголия  | 0,17       | Гиндукуш         | -0,17      | Турция            | 0,19       |
| Япония    | 0,11       | Индия            | -0,54      | Средиземное море  | 0,22       |
| О-ва Рюкю | 0,02       | Персидский залив | -0,03      | Гренландское море | 0,05       |

в интервале 5—6 тыс. км. Максимум, выделяемый по материалам станций Центрально-Тяньшаньской сети в интервале 6—7 тыс. км, на других группах станций не выделен из-за малого числа данных. Наиболее удаленный минимум, отмечаемый на Центральном Тянь-Шане, приходится на интервал 7—8 тыс. км. Следует обратить внимание на то, что взаимообусловленность флуктуаций магнитудных отклонений на этом расстоянии почти такая же, как в интервале 1—2 тыс. км.

#### 5. Флуктуации интенсивности волны $P$ по материалам Северо-Казахстанской группы станций

Взаимное расположение сейсмических станций, входящих в Северо-Казахстанскую группу, показано на рис. 55. Данные о флуктуациях интенсивности волны  $P$  представлены амплитудными отклонениями для 145 землетрясений из 16 эпицентральных районов и сведены в табл. 24.

По средним значениям флуктуаций амплитуд рассчитаны вторые разности  $\delta \delta \lg A_{ij}$  и построены графики их зависимости от расстояния между соответствующими станциями (рис. 56, а). Как и для Северо-Тяньшаньских станций, интервал пространственной корреляции флуктуаций амплитуд составляет 50—80 км. Минимум графика в интервале 120—150 км также согласуется с данными других групп станций.

На рис. 56, б представлены вторые разности логарифмов амплитуд в функции расстояний между эпицентральными районами. Поскольку размеры районов сопоставимы с расстояниями между районами, то колебания графика оказываются сильно сглаженными. Тем не менее присутствие минимума в интервале 5—7 тыс. км сомнений не вызывает.

Представляет определенный интерес вопрос о распределении вторых разностей интенсивности волны  $P$ . Для этого было построено экспериментальное распределение отклонений логарифмов амплитуд при  $\Delta_{ij} > 40$  км (рис. 57). Экспериментальное распределение было сопоставлено с рядом теоретических распределений. Наилучшее согласие наблюдается с нормальным распределением при  $\sigma = 0,08$  ед. лог., которое для наглядности приведено на рис. 57.

#### 6. Вариации времен пробега на станциях, расположенных по всей территории СССР и в Северо-Тяньшаньской группе

К временам пробега волны  $P$  была применена та же процедура вторых разностей, что и к логарифмам амплитуд. Эти данные менее надежны вследствие наличия на сейсмограммах записей микросейсмических помех и связанных с этим трудностей при выделении первых вступлений волны  $P$ .

Анализ флуктуаций времен пробега начнем с рассмотрения материалов системы станций, расположенных на всей территории СССР (см. рис. 49).

Таблица 24

Средние значения флуктуаций амплитуд волны *P* на Северо-Казахстанских станциях

| Эпицентральные районы | Сейсмические станции |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
|-----------------------|----------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|                       | 1                    | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     | 9     | 10    | 11    | 12    | 13    | 14    | 15    | 16    |
| Аляска                | -0,08                | 0,15  | -0,05 | 0,03  | -0,06 | -0,12 | 0,17  | 0,10  | 0,11  | 0,02  | -0,02 | -0,03 | 0,00  | 0,01  | 0,07  | -0,02 |
| Алеуты                | -0,01                | 0,34  | 0,10  | -0,03 | -0,22 | -0,13 | —     | 0,02  | 0,04  | 0,04  | -0,05 | 0,02  | 0,02  | 0,14  | 0,05  | -0,02 |
| Япония                | -0,04                | 0,33  | 0,08  | -0,03 | -0,06 | -0,07 | —     | -0,03 | 0,02  | -0,01 | -0,05 | -0,11 | 0,09  | —     | 0,02  | —     |
| Индонезия             | 0,00                 | -0,15 | -0,02 | 0,15  | -0,01 | -0,05 | —     | 0,10  | -0,01 | -0,07 | -0,25 | 0,00  | 0,14  | -0,02 | 0,19  | -0,06 |
| Курилы                | 0,03                 | -0,12 | 0,18  | -0,24 | -0,07 | -0,09 | 0,39  | 0,13  | -0,09 | 0,01  | -0,04 | -0,05 | -0,02 | —     | 0,07  | 0,09  |
| Камчатка              | 0,07                 | -0,29 | —     | 0,20  | -0,10 | -0,02 | —     | 0,17  | -0,09 | 0,05  | 0,01  | 0,06  | -0,12 | 0,21  | 0,10  | -0,20 |
| Китай                 | 0,02                 | —     | 0,05  | -0,12 | —     | 0,04  | -0,33 | -0,02 | -0,03 | -0,09 | -0,01 | 0,07  | 0,08  | 0,02  | -0,15 | -0,04 |
| Индия                 | -0,06                | —     | —     | -0,04 | -0,08 | -0,11 | —     | 0,16  | -0,03 | -0,10 | -0,10 | 0,02  | 0,00  | —     | 0,23  | 0,20  |
| Индокитай             | 0,17                 | —     | —     | -0,09 | 0,09  | 0,04  | —     | -0,04 | -0,23 | 0,07  | 0,15  | 0,08  | -0,01 | -0,19 | -0,26 | -0,27 |
| Тайвань               | -0,07                | —     | -0,01 | -0,07 | -0,04 | -0,02 | —     | -0,12 | 0,13  | -0,11 | -0,28 | 0,08  | 0,18  | —     | 0,29  | -0,22 |
| Соломоновы о-ва       | 0,05                 | —     | —     | —     | -0,16 | —     | —     | -0,07 | 0,13  | -0,25 | 0,06  | 0,01  | 0,04  | -0,09 | 0,12  | -0,16 |
| Северная Атлантика    | 0,18                 | 0,06  | -0,06 | -0,07 | -0,09 | -0,02 | —     | -0,18 | -0,07 | -0,12 | 0,06  | 0,09  | 0,00  | -0,03 | 0,18  | -0,21 |
| Чили                  | -0,04                | -0,07 | 0,00  | 0,06  | 0,03  | 0,02  | -0,11 | -0,03 | 0,23  | -0,09 | -0,25 | -0,05 | 0,05  | 0,19  | 0,21  | 0,07  |
| Средиземное море      | -0,07                | —     | —     | —     | 0,36  | —     | —     | 0,04  | 0,32  | 0,07  | -0,18 | 0,00  | -0,04 | 0,19  | 0,11  | 0,03  |
| Океания               | -0,06                | 0,11  | 0,10  | -0,12 | -0,01 | -0,10 | —     | 0,14  | 0,11  | -0,26 | -0,10 | -0,09 | 0,16  | 0,16  | -0,04 | 0,08  |
| Арктика               | 0,05                 | —     | —     | —     | —     | —     | —     | 0,12  | -0,23 | 0,04  | -0,14 | 0,08  | 0,01  | —     | 0,06  | -0,07 |

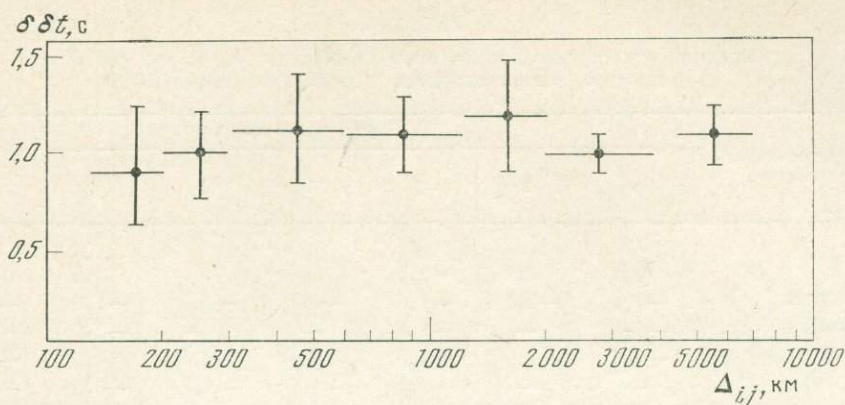


Рис. 58. Средние значения вторых разностей времен пробега  $\delta\delta t$  для системы станций, расположенных по всей территории СССР

Пояснения см. на рис. 52

Средние отклонения времен пробега для 16 станций по 8 эпицентральных районам представлены в табл. 25. Вторые разности времен пробега (рис. 58) растут с увеличением расстояния между станциями и достигают максимума в интервале 350—600 км. На расстояниях 600—1200 км наблюдается относительный неглубокий минимум, который затем в интервале 1200—2000 км сменяется резким максимумом. Далее имеется минимум, расположенный в интервале 2200—4000 км.

Интерпретируя экстремумы функций вторых разностей по аналогии со структурной функцией, можно предположить, что отклонениям времен пробега волны  $P$  в пределах территории СССР и прилегающих областей свойственны характерные масштабы флуктуаций порядка 1000 и 3000 км.

При вычислении флуктуаций времен пробега на станциях Северо-Тяньшаньской группы для каждого землетрясения использовался свой прямолинейный годограф, наилучшим образом аппроксимирующий наблюдаемые данные. Такой метод имеет определенные преимущества и недостатки. Преимущество состоит в том, что в этом случае флуктуации не зависят от изменений кажущейся скорости, характеризующих крупномасштабные аномалии годографа. Если линейные размеры такой аномалии сравнимы или превышают размеры группы станций, то измеряемые флуктуации времен характеризуют только «тонкую» структуру волнового поля. Необходимо иметь в виду, что в отдельных случаях состав группы частично изменялся (перемещения станций, отсутствие записей), и это должно было сказаться как на параметрах прямолинейного годографа, так и на значениях флуктуаций времен пробега.

Флуктуации времени пробега  $\delta t$  складываются из двух основных частей: станционной аномалии, зависящей от строения среды непосредственно под станцией и вычисляемой как среднее из всех измеренных отклонений времен пробега, и индивидуальных флуктуаций относительно этого среднего.

Станционная аномалия может быть вычислена по-разному, в зависимости от того, по какой выборке землетрясений производится осреднение.

Сначала рассмотрим результаты осреднения станционных флуктуаций по отдельным эпицентральных районам  $\langle\delta t\rangle_e$ . Эти данные приведены в табл. 26. Средние величины флуктуаций по всем станциям для каждого района  $\langle\langle\delta t\rangle_e\rangle_s$ , как это следует из нашего способа определения флуктуаций, должны быть близки к нулю, поэтому в столбцы табл. 26 внесены небольшие поправки, так, чтобы  $\langle\langle\delta t\rangle_e\rangle_s = 0$ .

Обращает на себя внимание существенная особенность флуктуаций: широкий диапазон вариаций  $\langle\delta t\rangle_e$  от  $-2,72$  до  $+3,11$ , причем в отдельных случаях большие различия отмечаются на одной и той же станции для

Таблица 25

Средние отклонения времен пробега  $\delta t$ (с) волны  $P$  для системы станций, расположенных на всей территории СССР

| Эпицентральные районы | Сейсмические станции |      |      |      |      |      |      |
|-----------------------|----------------------|------|------|------|------|------|------|
|                       | 1                    | 2    | 3    | 4    | 5    | 6    | 7    |
| Китай                 | 0,0                  | 2,1  | -1,1 | 0,4  | 0,6  | 1,8  | 1,6  |
| Индокитай             | -1,8                 | -2,1 | -1,4 | -1,7 | -1,9 | -1,0 | -0,8 |
| Индонезия             | -1,1                 | —    | -1,7 | —    | —    | -2,0 | -1,1 |
| Море Банда            | -0,6                 | -2,0 | -1,5 | 0,1  | 0,1  | 0,0  | -0,1 |
| Австралия             | —                    | —    | -1,1 | -1,7 | -1,7 | -3,0 | -2,8 |
| Индия                 | -0,3                 | -0,9 | -0,9 | -0,3 | -0,1 | -1,5 | -0,6 |
| Красное море          | 0,4                  | -0,3 | 1,7  | 1,4  | 1,3  | 3,8  | 1,8  |
| Африка                | -2,3                 | —    | 0,3  | —    | —    | -2,3 | —    |

соседних районов (например, для станции 7 и районов IV и V различие составляет 3,21 с). Велики различия средних станционных флуктуаций  $\langle\langle\delta t\rangle\rangle_\alpha$ : от -1,02 до +1,38. Эти значения характеризуют неоднородность верхней части разреза под сейсмическими станциями. Если принять во внимание, что все станции расположены на кристаллических породах, а неоднородность находится только в пределах земной коры, толщина которой составляет около 45 км, то контраст скоростных флуктуаций должен быть около 10%. Существенные различия среднеквадратичных отклонений  $\sigma_{ea}$  (от 0,25 до 1,55) характеризуют сильное отличие неоднородностей коры от неоднородностей мантии, причем последние не входят в верхнюю часть разреза. Наиболее контрастно присутствие этих неоднородностей проявляется в данных станции 4. Если предположить, что характерный вертикальный и горизонтальный размер этих неоднородностей одинаков и равен примерно 100 км, что соответствует среднему расстоянию между ближайшими станциями, то флуктуации скорости должны составлять в среднем 10—12%, а максимальные отклонения — до 15—20%. Если же такие величины ано-

Таблица 26

Средние значения отклонения (с) от прямолинейного годографа  $\langle\delta t\rangle_\alpha$  волны  $P$  на станциях Северо-Тяньшаньской группы

| Эпицентральные районы                         | Сейсмические станции |       |       |       |       |       |       |       | $\langle\sigma_{ea}\rangle_\alpha$ |
|---|----------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------------------------------------|
|   | 1                    | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     |                                    |
| О-в Кадьяк                                    | -0,13                | 0,08  | -0,41 | -1,31 | 0,57  | 0,02  | -0,81 | 2,99  | 1,40                               |
| Алеуты, Командоры                             | 0,27                 | -0,73 | -0,55 | 0,39  | 1,08  | 0,68  | -2,72 | 1,58  | 1,34                               |
| Курилы, Охотское море                         | -1,51                | -0,13 | -0,01 | 1,65  | 0,20  | 0,62  | -1,65 | 0,83  | 1,13                               |
| Японские острова                              | -0,93                | -0,48 | -1,28 | -0,16 | 0,68  | -0,16 | 0,96  | 1,37  | 0,93                               |
| Индонезия                                     | -0,37                | -0,26 | -2,19 | 3,11  | -0,48 | -0,01 | -2,25 | 2,45  | 1,93                               |
| Европа и Северная Африка                      | 0,11                 | 0,87  | -1,88 | 1,72  | -0,29 | -0,13 | -0,29 | -0,11 | 1,03                               |
| Исландия, Гренландия, Баффинова Земля         | -1,74                | 1,09  | 1,88  | -1,11 | -1,28 | 0,97  | -0,28 | 0,52  | 1,31                               |
| $\langle\langle\delta t\rangle\rangle_\alpha$ | 0,61                 | 0,07  | -0,78 | 0,61  | 0,07  | 0,28  | -1,02 | 1,38  |                                    |
| $\langle\sigma_{ea}\rangle_S$                 | 0,25                 | 0,48  | 1,40  | 1,55  | 0,97  | 0,59  | 1,18  | 1,18  |                                    |

Сейсмические станции

| Сейсмические станции |      |      |      |      |      |      |      |      |
|----------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 8                    | 9    | 10   | 11   | 12   | 13   | 14   | 15   | 16   |
| 1,4                  | 0,2  | -1,2 | -1,8 | 2,3  | 2,7  | 1,8  | 3,2  | 5,3  |
| -0,6                 | 0,4  | -1,2 | -0,5 | —    | -1,5 | -2,0 | 0,1  | -1,4 |
| -0,8                 | -1,4 | —    | —    | —    | -3,2 | -1,6 | -1,9 | -3,6 |
| -1,3                 | 0,4  | -0,6 | -3,0 | 0,6  | —    | 1,8  | -2,2 | -1,0 |
| -3,5                 | -1,2 | -1,6 | -3,4 | -3,5 | -1,8 | -1,8 | -1,5 | —    |
| -0,2                 | 0,4  | -0,9 | -2,0 | -1,0 | —    | 0,0  | -1,8 | -2,4 |
| 4,8                  | 2,4  | 3,2  | 2,1  | 1,1  | 1,2  | 3,2  | —    | —    |
| -2,2                 | -1,2 | —    | —    | —    | —    | —    | —    | —    |

малий невозможны, то остается предположить, что их вертикальный размер ощутимо больше горизонтального.

На рис. 59 показаны вторые разности времени пробега  $\delta\delta t_{ij}$ .

Структура графиков, поведение средних значений  $\delta\delta t$ , имеют большое сходство с тем, что отмечалось на рис. 52 для вторых разностей логарифмов амплитуд. Элементы графика  $\delta\delta t$  оказались сдвинутыми влево по отношению к данным  $\delta\delta \lg A$ . Интервал корреляции флуктуаций времен пробега

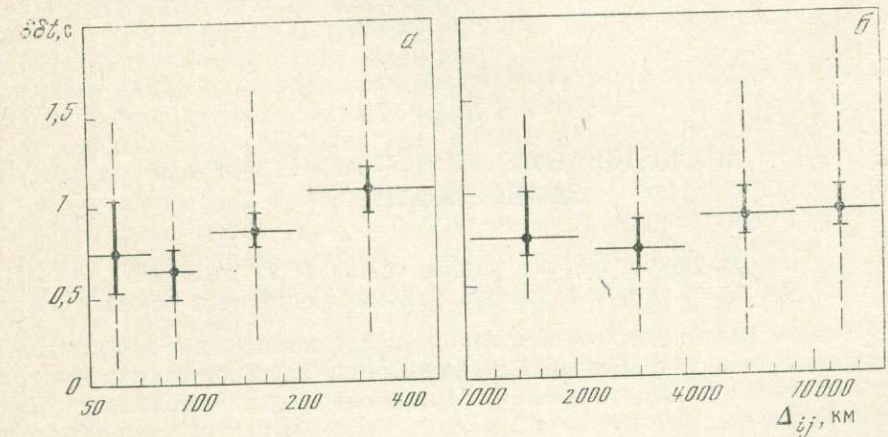


Рис. 59. Средние значения вторых разностей времен пробега  $\delta\delta t$  для сейсмических станций (а) и эпицентральные районы (б) по наблюдениям на Северо-Тяньшаньской группе

Пояснения см. на рис. 52

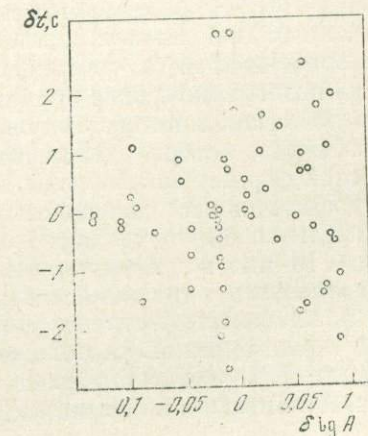


Рис. 60. Корреляция флуктуаций амплитуд и времен пробега волны  $P$  по данным Северо-Тяньшаньской группы станций

меньше, чем флуктуаций амплитуд, поэтому соответствующие графику  $\delta\delta l g A$  перегиб и спад графика  $\delta\delta t$  оказались оттесненными влево и вышли за рамки рисунка.

Отметим, что при распространении волн в средах со случайными неоднородностями интервалы корреляции флуктуаций амплитуд должны быть больше, чем флуктуаций времен пробега.

Сходство поведения графиков  $\delta\delta l g A$  и  $\delta\delta t$  также является довольно убедительным признаком статистической значимости полученных результатов.

Корреляцию флуктуаций амплитуд и времен пробега иллюстрирует рис. 60, построенный по данным Северо-Тяньшаньской группы станций. Хорошо видно, что корреляции практически нет. Этот результат важен для суждения о характере неоднородностей верхней части разреза, которые определяют среднестанционные аномалии амплитуды и времени пробега: скоростные неоднородности верхней части среды, охватывающие точки наблюдения, должны породить слабо коррелированные флуктуации  $\delta l g A$  и  $\delta t$ , характеризующиеся в случае мало контрастных аномалий скорости коэффициентом корреляции 0,4 (Чернов, 1975). Таким образом, отсутствие корреляции может интерпретироваться как сравнительная однородность самого верха разреза, примерно 10-километрового слоя. Тогда среднестанционные аномалии следует считать результатом присутствия неоднородностей, расположенных глубже, вплоть до подошвы земной коры. Аномалии амплитуд могут быть порождены как скоростными неоднородностями, так и неоднородностями поглощающих свойств. Такие неоднородности при размере 50—100 км и среднем значении  $Q \approx 300$  должны характеризоваться вариациями  $Q$  в пределах от 150 до 400.

## Глава 2

### ИССЛЕДОВАНИЕ ФЛУКТУАЦИЙ ФОРМЫ ЗАПИСИ ВОЛНЫ $P$

#### 1. Изучение формы записи волны $P$ на станциях, расположенных в разных районах Советского Союза

В основе настоящего исследования лежит вычисление коэффициентов корреляции между сейсмическими сигналами, зарегистрированными различными сейсмическими станциями. Были оцифрованы начальные участки сейсмограмм, содержащие запись волны  $P$ . Сейсмограммы, использованные для изучения пространственной структуры волны  $P$ , получены на 55 сейсмических станциях, расположенных в разных районах СССР, и частично включают те данные, по которым проводилось изучение флуктуаций амплитуд и времени пробега, описанных в предыдущей главе.

При подборе материала принимались во внимание следующие особенности сейсмических записей: импульсная форма начальной части записи, т. е. те источники, которые действовали кратковременно и характеризовались простой формы первой волны и сравнительно широкополосным ее спектром; достаточная интенсивность записи — как минимум на трех станциях; максимальная амплитуда первого импульса в размахе на сейсмограмме не меньше 10 мм; вступления четкие.

Использованы трехкомпонентные записи 51 землетрясения с магнитудой  $M > 5$ , эпицентры которых удалены от станций на расстояния 30—80°. Очаги землетрясений расположены в разных районах Земли: в западной части Тихоокеанского пояса, в Индонезии, в Средиземном море, в Северной Атлантике и в Ледовитом океане.

Предварительно по горизонтальным компонентам каждой записи, С — Ю и З — В, определена X-компонента, соответствующая направлению на источник. Последующему корреляционному анализу, таким образом, была подвергнута вертикальная радиальная X-компонента записи волны  $P$ .

**Анализ формы записи** осуществляется путем сравнения записей волны  $P$  от одного источника на разных станциях. Количественной мерой степени похожести формы служит коэффициент корреляции  $K_{ij}$  записей  $i$ -й и  $j$ -й сейсмических станций, определяемый по формуле

$$K_{ij} = \frac{\int P_i(t) P_j(t) dt}{[\int P_i^2(t) dt \int P_j^2(t) dt]^{1/2}}$$

Поскольку  $K_{ij} = K_{ji}$ , весь набор коэффициентов корреляции для  $n$  землетрясений может быть представлен в виде симметричной матрицы, содержащей  $n - 1$  строк и столбцов.

Величина коэффициента корреляции для пары похожих функций, какими являются записи удаленных землетрясений, максимальна при правильном совмещении первых вступлений. В реальном случае нет твердой уверенности, что начало кодирования записи совпадает с первым вступлением. Возможные ошибки достигают четверти преобладающего периода.

Чтобы не «испортить» максимальное значение  $K_{ij}$  ошибками, связанными с неуверенным определением начала отсчета, производилась «синхронизация» сигналов путем расчета коэффициентов корреляции для нескольких их взаимных положений. Максимальная величина смещения одного сигнала относительно другого равнялась  $\pm 0,4$  с, что при шаге смещения в 0,1 с, равном шагу оцифрования, обеспечивало вычисление девяти значений коэффициента корреляции для каждой пары записей.

Иными словами, в процессе «синхронизации» рассчитывается участок корреляционной функции двух сигналов в окрестности их первых вступлений. В дальнейшем использовалось только ее максимальное значение на этом участке.

Поскольку данных совместных наблюдений на отдельных парах станций оказалось сравнительно мало, они не разделялись по эпицентральному району, а были обработаны все сообща. В результате выполнения такого анализа установлено, что устойчивость формы вертикальной компоненты в среднем выше, чем радиальной компоненты. Это проявляется в том, что высокие значения коэффициента корреляции  $K \geq 0,7$  появляются для вертикальной компоненты сравнительно чаще, чем для горизонтальной.

Представляет интерес рассмотрение корреляционных связей как внутри групп сейсмических станций, так и между отдельными группами. Установлено, что группы станций Европейской части СССР и Средней Азии характеризуются относительно высоким уровнем внутренней корреляции. Между собой эти группы связаны неодинаково: среднеазиатские станции обнаруживают хорошую корреляцию с североказахстанскими, а станции Европейской части страны — с этими обеими группами. Якутские станции хорошо коррелируются со всеми региональными группами станций. Для других групп станций проследить характер корреляции не представляется возможным из-за малого количества данных.

Таким образом, относительно высокая корреляция вертикальной компоненты записи волны  $P$  отмечается как внутри отдельных групп (Европейская, Среднеазиатская), так и между далеко разнесенными станциями. В то же время во многих случаях между сравнительно близкими станциями наблюдается слабая корреляция. Относительно пространственной корреляции X-компоненты можно сказать, что характер корреляционных зависимостей в основном тот же, что у вертикальной компоненты. Вместе с тем вертикальные компоненты в целом коррелированы между собой сильнее радиальных компонент.

Искажение формы сигнала, проявляющееся в ухудшении его корреляции с другим, эталонным сигналом, может быть вызвано несколькими причинами. В частности, рассеянием сейсмической энергии при прохождении волны через область, содержащую контрастные и мелкие по сравнению с длиной волны неоднородности, а также искажающим действием контрастного рельефа погребенных и поверхностной границ.

Проявление высокой корреляции формы волны  $P$  при расстояниях между станциями в несколько тысяч километров возможно, если глубокие недра Земли вносят слабые искажения, т. е. сравнительно однородны; кроме того, важно, чтобы излученные источником в разных направлениях сигналы имели похожую форму, хотя, может быть, и существенно отличались по амплитуде.

Уменьшение корреляции обычно вызвано экранирующим действием участков среды, в которых сильно развиты мелкие неоднородности. Размеры этих участков составляют несколько сотен километров, а средние расстояния между ними значительно больше — тысячи километров.

Представляет интерес, выполнив детальный анализ пространственной структуры волны  $P$ , оценить основные масштабные эффекты флуктуаций ее формы и соотнести их с неоднородностью строения недр Земли.

## 2. Изучение детальной структуры формы волны $P$

Изучение детальной структуры формы продольной волны выполнено по данным наблюдений на плотных системах сейсмических станций: Северо-Тяньшаньской, Северо-Казахстанской, Европейской, Центрально-Тяньшаньской, Гармской и Зейской. Эти группы станций работали в различное время, число станций и их взаимное расположение в группах также менялись, поэтому в основу исследования положены разные по детальности исходные данные.

Здесь рассмотрены данные только вертикальной компоненты записи. Методика подготовки данных и вычислений коэффициентов корреляции описана в предыдущем параграфе.

**Северо-Тяньшаньская группа станций.** Использованы записи 89 землетрясений, тех же, по которым исследована структура флуктуаций амплитуд и времени пробега. Для каждого землетрясения вычислена матрица коэффициентов корреляции  $K_{ij}$ , значения которой оказались в среднем довольно высокими, превышающими уровень 0,5. По корреляционным матрицам отдельных землетрясений, соответствующих одному эпицентральному району, найдены матрицы средних значений коэффициентов корреляции  $\langle K_{ij} \rangle_e$ ; они приведены в табл. 27. Хотя каждый элемент этих матриц характеризует данные, относящиеся к двум станциям, можно найти индивидуальную характеристику формы волны  $P$  на отдельных станциях, осреднив  $\langle K_{ij} \rangle_e$  по всем парам, содержащим данную станцию  $i$ . Полученные значения  $\langle \langle K \rangle_e \rangle_{Si}$  приведены в табл. 28.

Средние значения коэффициентов, вычисленные по строкам таблицы, являются станционными характеристиками, а по столбцам — осредненными характеристиками данной выборки землетрясений из конкретного эпицентрального района. Средние значения коэффициентов корреляции формы записи волны  $P$  по станциям Северного Тянь-Шаня изменяются от 0,43 до 0,70. Поскольку каждое значение найдено путем осреднения не менее 50 индивидуальных оценок, различия больше 0,02 следует считать значимыми.

Для каждой сейсмической станции значения коэффициентов варьируют в зависимости от азимута на эпицентральный район, причем величина вариации достигает 0,2. Для каждого из семи районов в зависимости от положения регистрирующей станции значения коэффициентов мало изменяются, вариации находятся в пределах 0,1. Значит, изменение пространственной



Таблица 28

Средние значения коэффициентов корреляции формы записи волны  $P$  по станциям Северного Тянь-Шаня

| Эпицентральные районы                 | Сейсмические станции |      |      |      |      |      |      |      |      |
|---------------------------------------|----------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|
|                                       | 1                    | 2    | 3    | 4    | 5    | 6    | 7    | 8    | 9    |
| О-в Кадьяк                            | 0,58                 | 0,60 | 0,69 | 0,65 | 0,69 | 0,66 | 0,60 | 0,68 | 0,64 |
| Алеуты, Командоры                     | 0,59                 | 0,59 | 0,64 | 0,54 | 0,64 | 0,65 | 0,62 | 0,65 | 0,62 |
| Курилы, Охотское море                 | 0,54                 | 0,50 | 0,43 | 0,55 | 0,58 | 0,52 | 0,53 | 0,47 | 0,52 |
| Японские острова                      | 0,58                 | 0,58 | 0,67 | 0,57 | 0,70 | 0,68 | 0,64 | 0,66 | 0,64 |
| Индонезия                             | 0,53                 | 0,53 | 0,61 | 0,53 | 0,57 | 0,61 | 0,63 | 0,57 | 0,57 |
| Европа, Северная Африка               | 0,43                 | 0,50 | 0,55 | 0,53 | 0,56 | 0,56 | 0,53 | 0,56 | 0,53 |
| Исландия, Гренландия, Баффинова Земля | 0,57                 | 0,50 | 0,65 | 0,61 | 0,59 | 0,60 | 0,56 | 0,61 | 0,59 |
| Среднее                               | 0,55                 | 0,54 | 0,60 | 0,57 | 0,62 | 0,61 | 0,59 | 0,60 |      |

устойчивости формы волны  $P$  связано, в первую очередь, с положением эпицентрального района и сравнительно мало зависит от индивидуальных особенностей сейсмических станций. Отметим, что различия частотных характеристик регистрирующих каналов должны проявляться в вариациях средних значений коэффициентов по разным парам станций для отдельных эпицентральных районов. Сравнительно небольшие величины этих вариаций показывают, что эффект различия пространственной устойчивости волны  $P$  из разных эпицентральных районов уверенно обнаруживается на фоне вариаций, связанных, возможно, с некоторой неидентичностью характеристик аппаратуры.

Существенное влияние района расположения источника на пространственную структуру формы продольной волны проявляется в сравнительно слабом сходстве матриц корреляции для разных районов.

Для того чтобы найти количественную меру сходства матриц  $\langle K \rangle_e$ , мы прокоррелировали их между собой, получив тем самым матрицу седьмого порядка, показанную в табл. 29. При корреляции матриц все они были превращены в числовые ряды, значения каждого ряда приведены к нулевому среднему. Вычислен 21 коэффициент корреляции, из которых 3 три-

Таблица 29

Корреляция матриц коэффициентов корреляции формы записи волны  $P$  для всех эпицентральных районов

| Эпицентральные районы | I | II   | III   | IV    | V    | VI   | VII   |
|-----------------------|---|------|-------|-------|------|------|-------|
| I                     | 1 | 0,28 | -0,09 | 0,32  | 0,30 | 0,57 | 0,008 |
| II                    |   | 1    | -0,30 | 0,54  | 0,40 | 0,44 | 0,25  |
| III                   |   |      | 1     | 0,002 | 0,03 | 0,02 | -0,1  |
| IV                    |   |      |       | 1     | 0,42 | 0,38 | 0,48  |
| V                     |   |      |       |       | 1    | 0,44 | 0,26  |
| VI                    |   |      |       |       |      | 1    | 0,21  |
| VII                   |   |      |       |       |      |      | 1     |

Примечание. Принятые обозначения: I — о-в Кадьяк, II — Алеуты, Командоры, III — Курилы, Охотское море, IV — Японские острова, V — Индонезия, VI — Европа, Северная Африка, VII — Исландия, Гренландия, Баффинова Земля.

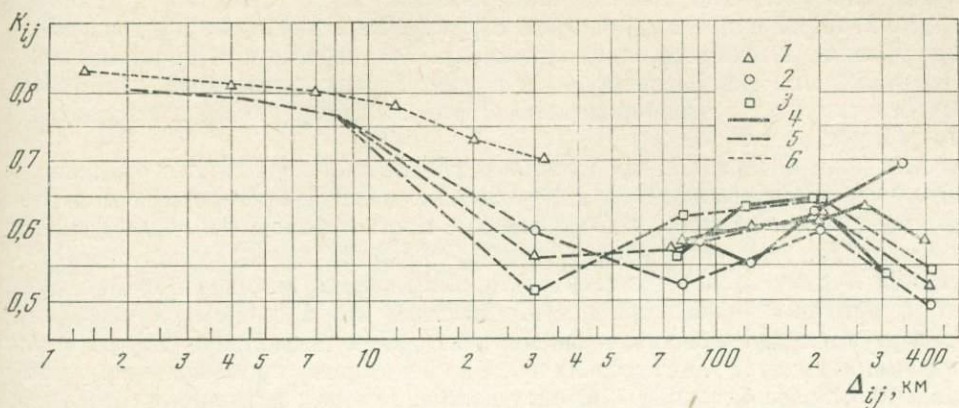


Рис. 61. Зависимость коэффициентов корреляции формы записи от расстояния между станциями

1 — корреляция по всем направлениям; 2 — продольная корреляция; 3 — поперечная корреляция; 4 — наши данные по станциям Северо-Тяньшаньской группы; 5 — данные В. Дина (1965); 6 — данные Г. М. Цибульчика (1968)

цательных, но их абсолютные величины малы. Положительные значения коэффициентов по абсолютной величине изменяются от 0,02 до 0,57.

Таким образом, каждое значение табл. 29 вычислено по двум рядам, содержащим по 21 члену; среднеквадратичная ошибка результата вблизи нуля составляет  $\pm 0,3$ , на уровне 0,4 — от 0,1 до 0,5. Поэтому значительным отличием от фона обладают значения, превышающие  $+0,4$  и  $-0,3$ . Наблюдается сравнительно высокая корреляция исходных матриц для далеко отстоящих районов Аляски и Средиземноморья. Зависимость степени корреляции от расстояния между эпицентрными районами не обнаруживается.

Рассмотрим зависимость величины коэффициента корреляции  $\langle K \rangle_e$  от расстояния  $\Delta_{ij}$  между парами сейсмических станций  $i$  и  $j$  и от их положения относительно источника. При этом разделим все данные на две части, соответствующие продольной и поперечной корреляциям. В первом случае источник находится примерно в створе станций, во втором — в направлении, перпендикулярном линии, соединяющей станции.

На рис. 61 показаны данные, полученные по нашим наблюдениям на Северо-Тяньшаньских станциях, а также по наблюдениям Г. М. Цибульчика в Саянах (Цибульчик, 1968) и В. Дина в Северной Америке (Дин, 1965). Все эти данные получены с помощью короткопериодных вертикальных приборов. Наблюдения в Саянах характеризуются небольшими расстояниями между станциями: от 1 до 30 км. Данные о корреляции не дифференцированы по положению станций относительно направления на источник. Уровень корреляции равномерно падает от 0,85 до 0,70 с увеличением  $\Delta_{ij}$ .

Данные В. Дина относятся к широкому диапазону расстояний от 2 до 400 км. Графики  $K(\Delta_{ij})$  имеют характерную форму: по мере увеличения  $\Delta_{ij}$  сначала наблюдается спад, затем подъем и снова спад к асимптотическому значению  $K_{ij} \approx 0,5$  при  $\Delta_{ij} = 400$  км. Кривая Дина расположена существенно ниже кривой Цибульчика вследствие различия длины коррелируемых сигналов: у В. Дина — 20 с, а у Г. М. Цибульчика — 3 с.

Существенно отметить, что график продольной корреляции представляет собой как бы растянутый в масштабе  $\Delta_{ij}$  график поперечной корреляции.

Те же характерные черты видны и на наших графиках в интервале  $\Delta_{ij} = 70 \div 400$  км. При  $\Delta_{ij} = 120 \div 190$  км наблюдается максимум  $K$ , который может быть идентифицирован с соответствующим максимумом кривой Дина: минимум поперечной корреляции находится при  $\Delta_{ij} \leq 70$  км. Соответствующие характеристики элемента кривой продольной корреляции отмечаются при  $\Delta_{ij} \geq 340$  км (максимум) и при  $\Delta_{ij} = 125$  км (минимум).

Таким образом, наши данные обнаруживают общее сходство с данными В. Дина, выраженное в одинаковой структуре графиков  $K(\Delta_{ij})$  и их близких уровней в экстремальных значениях. Эта особенность пространственного изменения формы продольной волны, вероятно, является следствием подобия структуры неоднородностей Земли в разных районах. Рассмотрим этот вопрос подробнее.

Различия интервалов продольной и поперечной корреляции указывают на то, что горизонтальные неоднородности, искажающие форму волны, лежат на таких глубинах, что их верхние кромки находятся ниже дневной поверхности. При этом «тени» неоднородностей, проектируемые сейсмическими лучами на поверхность Земли, оказываются вытянутыми в направлении источник — неоднородность. Отметим, что в данном случае, когда используются далекие землетрясения, мы видим продольную корреляцию не в чистом виде, т. е. не вдоль лучей, а по некоторому промежуточному направлению, более близкому к фронту волны. Поэтому истинная продольная корреляция формы должна простирается на еще большие расстояния.

Известно, что интервал поперечной корреляции амплитуды и фазы плоской волны близок к характерному размеру аномалий поля скоростей упругих волн (Чернов, 1958). Это утверждение может быть отнесено и к форме волны, так как последняя определяется соотношением амплитуд отдельных экстремумов и их положением во времени от начальной части сейсмической записи.

Определим интервал корреляции формы как расстояние, при котором наблюдается первый минимум кривой  $K(\Delta_{ij})$ . Принимая во внимание, что фронт волны в области выхода к сейсмическим станциям имеет небольшую кривизну, заключаем, что характерный масштаб горизонтальной неоднородности в районе Северного Тянь-Шаня не больше 70 км; экстраполяция графика  $K(\Delta_{ij})$  в сторону малых значений  $\Delta_{ij}$  к уровню  $K_{ij} = 0,5$  (тому же, что и уровень минимума на кривой Дина) дает значение интервала корреляции неоднородностей  $\sim 50$  км. В Северной Америке (район группы Тонто-Форест) соответствующий размер составляет 30 км.

**Северо-Казахстанская группа станций.** В данном случае для изучения формы волны  $P$  от удаленных землетрясений была применена более сложная методика. Сходство формы изучалось в трех диапазонах частот: до 1 Гц, от 1 до 1,5 Гц и от 1,5 до 3 Гц, для чего в программу вычисления коэффициентов корреляции были введены три числовых фильтра, и в результате фильтрации из каждого сигнала  $P(t)$  получено три сигнала —  $P_1(t)$ ,  $P_2(t)$  и  $P_3(t)$ , — характеризующиеся четко ограниченными спектрами.

Коэффициенты корреляции сосчитаны для двух групп землетрясений в интервалах эпицентральных расстояний  $3000 \text{ км} < \Delta < 10\,000 \text{ км}$  и  $\Delta > 10\,000 \text{ км}$ ; последний интервал соответствует регистрации волны  $PKP$ .

Для первой группы землетрясений коэффициенты корреляции формы были рассчитаны и по широкополосным записям — от 0,5 до 3 Гц (рис. 62).

Данные каждой группы построены отдельно для трех диапазонов частот в виде средних значений коэффициента корреляции в функции расстояния между станциями  $\Delta_{ij}$  и показаны на рис. 63. Отдельные значения осреднены в пределах интервалов расстояний  $\Delta_{ij}$ , которые отмечены горизонтальными линиями. Сплошной вертикальной линией показан 70%-ный доверительный интервал для оценки среднего, а штриховой линией — для индивидуальных значений.

Для землетрясений из телесеismicической области  $3000 \text{ км} < \Delta < 10\,000 \text{ км}$  наблюдается хорошая пространственная устойчивость формы во всех исследуемых диапазонах частот. Для частотных диапазонов 1,5—3,0 и 1—1,5 Гц графики имеют одинаковый ход, но последний расположен на более высоком уровне. Спад коэффициента корреляции при увеличении  $\Delta_{ij}$  до 30—60 км следует объяснить характерной неоднородностью строения места расположения станций Северо-Казахстанской группы. Обращает на

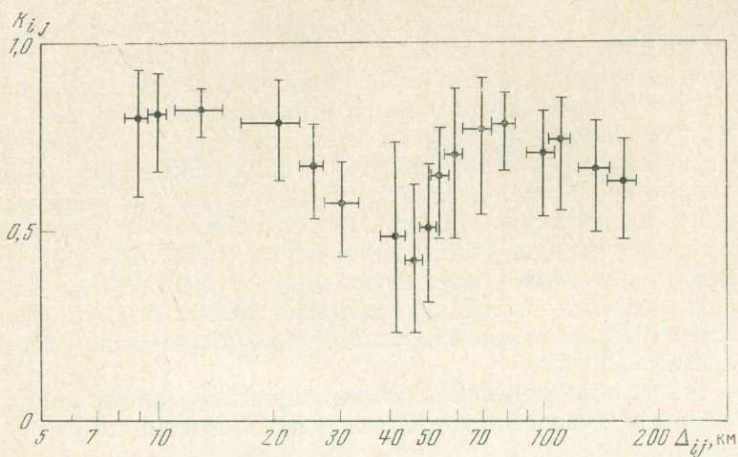


Рис. 62. Зависимость коэффициента корреляции формы записи от расстояния между станциями Северо-Казахстанской группы по широкополосным (0,5—3 Гц) записям. Пояснения см. на рис. 52

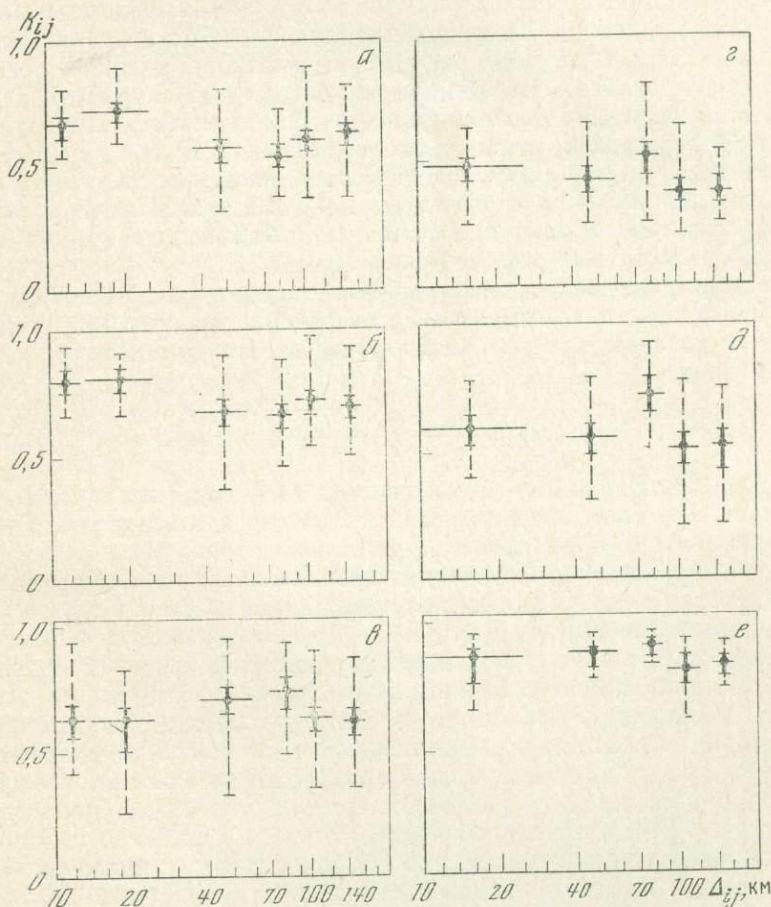


Рис. 63. Зависимость коэффициента корреляции формы записи от расстояния между станциями Северо-Казахстанской группы

*a, б, в* — для интервала эпицентральных расстояний  $3000 < \Delta < 10000$  км, волна *P*; *г, д, е* — для интервала эпицентральных расстояний  $\Delta > 10000$  км, волна *PKP*. *a, г* — интервал частот 1,5—3 Гц; *б, д* — 1—1,5 Гц; *в, е* — ниже 1 Гц. Пояснения см. на рис. 52

себя внимание особенностью поведения коэффициента корреляции в интервале частот ниже 1 Гц в пределах этого же диапазона эпицентральных расстояний: сравнительно высокая корреляция длиннопериодных компонент записи при расстояниях между станциями больше 30 км.

Сопоставляя полученные результаты с данными других авторов (см. рис. 5 и 61), можно убедиться в том, что общий характер пространственной структуры волны  $P$  совпадает для существенно разных районов Земли. Действительно, как видно по рис. 63, корреляция сигналов в пунктах регистрации убывает с увеличением расстояния между ними. Вместе с тем вслед за относительным минимумом корреляции сигналов на расстояниях порядка 50—70 км (для частот 1—1,5 Гц и расстояний  $3000 < \Delta < 10\,000$  км) наблюдается сравнительно сильное повышение корреляции на расстояниях, примерно вдвое больших.

Следует также обратить внимание на изменение положений минимума и максимума спада и всплеска корреляции сигналов в зависимости от частоты и типа волны.

Указанные особенности зависимости  $K(\Delta_{ij})$  можно попытаться объяснить, исходя из следующих представлений. При распространении волны  $P$  в среде с неоднородностями, распределенными случайным образом, на сейсмограммах наблюдаются флуктуации одновременно амплитуды и фазы волны. Этот факт может быть обусловлен наложением на первичную волну  $P$  волн, образовавшихся на неоднородностях среды. В результате такого наложения возникают флуктуации формы цуга колебаний волны  $P$ , регистрируемые в начале записи. Постепенное ослабление коррелированности сигналов с ростом взаимного расстояния между станциями характеризует возрастающее разнообразие параметров неоднородностей в строении среды непосредственно под станциями. Наблюдаемые минимумы и максимумы корреляции сигналов связаны с действием наиболее ярких неоднородностей, которыми, вероятно, являются достаточно протяженные и резкие подъемы и спады контрастных сейсмических границ.

В формирование волны, регистрируемой на дневной поверхности, наибольший вклад вносит некоторая область границы раздела под станцией, эффективные размеры которой можно представить эллипсом с большой полуосью, равной

$$R_1 \approx \frac{1}{\sin \psi} \sqrt{\frac{VTN}{\sin \psi}},$$

где  $V$  — скорость волны;  $T$  — период волны;  $N$  — средняя глубина границы раздела;  $\psi$  — угол падения волны на границу раздела или угол наклона границы раздела при нормальном падении волны (рис. 64).

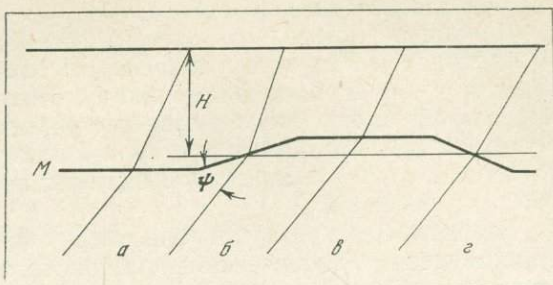
Очевидно, что характер воздействия границы  $M$  на параметры волны  $P$  будет существенно отличаться для случаев, когда эллипс с полуосью  $R_1$  покрывает соответственно участки  $a$ ,  $b$ ,  $v$  и  $г$ . Это проявится в поведении коэффициента корреляции для соответствующих пар зарегистрированных сигналов. По имеющимся сведениям (Вольфовский, 1973) форма рельефа границы  $M$  в Северном Казахстане, где была расположена группа сейсмических станций, соответствует схеме, показанной на рис. 64. Выполним простые расчеты, позволяющие получить количественные оценки возможных флуктуаций формы волны. Примем, что средняя глубина залегания границы  $M$  составляет  $N = 50$  км, скорость волны  $V = 8$  км/с,  $T = 1$  с, угол  $\psi = 50^\circ$ . Для таких условий эффективные размеры среды, существенно участвующей в формировании цуга волны  $P$ , определяются величиной  $2R_1 \approx 60$  км.

Это означает, что при средних характерных размерах ондуляций границы  $M$  порядка 60 км коэффициент корреляции для волны  $P$  с периодом 1 с может иметь резкий спад (минимум) в интервале расстояний между станциями 50—70 км и подъем (максимум) на расстояниях порядка 120 км.

Аналогичные построения можно выполнить для оценки влияния границы фундамента, которая залегает в среднем на глубине 5 км, скорость про-

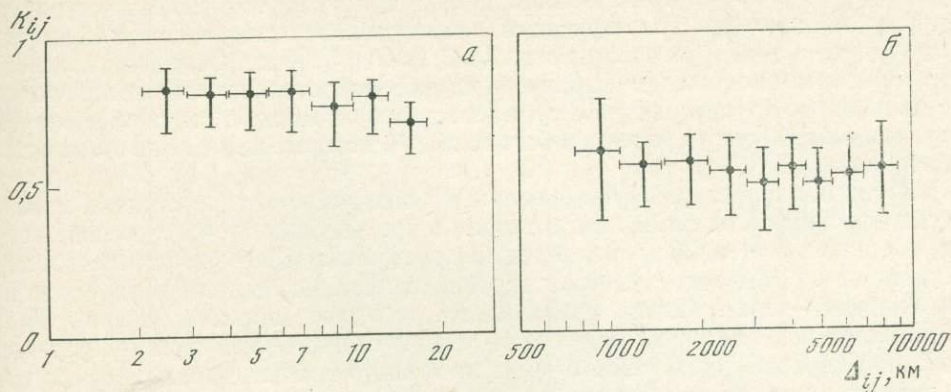
**Рис. 64.** Схема влияния рельефа границы  $M$  на распространение волны  $P$

$a, б, в, г$  — участки границы  $M$ ;  
 $H$  — глубина;  
 $\psi$  — угол падения волны на границу



**Рис. 65.** Зависимость коэффициента корреляции формы от расстояния между станциями ( $a$ ) и эпицентрами ( $б$ ) по наблюдениям на Центрально-Тяньшаньской группе

Пояснения см. на рис. 52



дольной волны около 6 км/с,  $2R_1 \approx 12$  км, что также согласуется с поведением функции пространственной корреляции формы волны.

Вместе с тем согласно соображениям, приведенным выше, положения относительных максимума и минимума функции пространственной корреляции должны перемещаться с ростом периода волны к существенно бóльшим значениям взаимных расстояний между станциями регистрации, что, вероятно, и имеет место в действительности.

Тесная связь корреляции формы с частотой наблюдается также и для волн  $PKP$ , регистрируемых на расстояниях от источника, больших 10 000 км. Следует отметить, что пространственная устойчивость записи растет с уменьшением частоты: для низкочастотного диапазона наблюдаются самые высокие значения коэффициентов корреляции. Это, видимо, связано с двумя обстоятельствами. Во-первых, волна  $PKP$  подходит к группе сейсмических станций практически снизу, поэтому участок ее пути через верхнюю часть среды, которая характеризуется повышенной неоднородностью, меньше, чем у волны  $P$ . Во-вторых, преобладающие периоды волны  $PKP$  ниже, чем  $P$ , поэтому основная часть энергии сигнала сосредоточена в диапазоне частот ниже 1 Гц; при использованной системе обработки отношение сигнал/ошибка измерений экспериментальных данных оказалось сравнительно низким.

Рассмотрение среднего уровня пространственной корреляции внутри одинаковых диапазонов (см. рис. 63) показывает, что для интервала 1,5—3 Гц наблюдается некоторое уменьшение корреляции с ростом эпицентрального расстояния, для интервала 1—1,5 Гц уровень корреляции находится в пределах 0,5—0,8, причем для телесеismicической области он ощутимо выше, чем для промежуточной и дальней (волна  $PKP$ ). В интервале частот ниже 1 Гц наблюдается закономерный рост пространственной корреляции первой волны с увеличением эпицентрального расстояния.

Общей характерной чертой всех графиков является также слабо выраженный подъем в области  $\Delta_{ij} \approx 10$  км, что, по всей вероятности, связано с проявлением неоднородностей, расположенных в самой верхней толще земной коры.

**Центрально-Тяньшаньская группа станций.** Оценка поперечной пространственной корреляции формы волны  $P$  производилась по записям 37 землетрясений из разных эпицентральных районов. Для каждого землетрясения по описанной выше методике рассчитывалась матрица коэффициентов корреляции формы сигнала, зарегистрированного на вертикальной компоненте. Интервал взаимных расстояний между станциями регистрации варьировал от 2 до 30 км. Эпицентральные расстояния изменялись в пределах от 3000 до 9000 км.

На рис. 65, *а* приведена зависимость коэффициента корреляции от расстояния между сейсмическими станциями, а на рис. 65, *б* — от расстояния между эпицентрами землетрясений.

Для функции пространственной корреляции в зависимости от расстояния между эпицентрами землетрясений отмечаются всплески и спады корреляции формы волны  $P$  на расстояниях 1500, 3500 и 5000 км. Общий вид зависимости и местоположение характерных особенностей хорошо согласуются с данными по другим районам мира (см. рис. 5), а также с данными по флуктуациям амплитуд и времен пробега волны  $P$ , которые приведены в предыдущей главе.

Функция корреляции формы волны  $P$  в зависимости от расстояния между сейсмическими станциями, так же как и в предыдущих случаях, испытывает тенденцию к постепенному ослаблению с ростом взаимного расстояния между станциями. Кроме того, отмечается сравнительно четкий минимум корреляции в области 8—11 км. Можно предполагать, что этот минимум на рис. 65, *а* возникает под влиянием ондуляций резкой сейсмической границы раздела в самой верхней части земной коры, а характер общего спада корреляции является проявлением закономерностей распределения неоднородностей в коре и в мантии, подобно тому, как это отмечалось и на других группах станций.

**Гармская группа станций.** Зависимость коэффициента корреляции от взаимного расстояния между сейсмическими станциями (рис. 66) получена по данным 18 землетрясений, эпицентры которых расположены главным образом в сейсмоактивных районах тихоокеанского пояса. Расстояния между регистрирующими станциями не превышали 25 км.

Сравнивая данные Гармской группы станций с данными станций Центрального Тянь-Шаня, можно убедиться в их идентичности. Несколько слабее выражен спад корреляции формы волны  $P$  в области 12 км, что может быть связано с менее резкой выраженностью границы, прослеживаемой в верхней части земной коры.

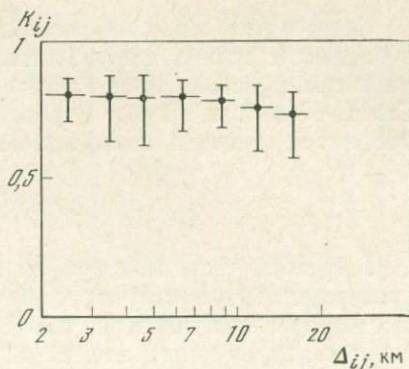
**Европейская группа станций.** Для оценки пространственной корреляции формы волны  $P$  использованы записи 33 землетрясений из разных эпицентральных районов. Матрицы коэффициентов корреляции рассчитывались, как и в других случаях, для каждого землетрясения. Расстояния между регистрирующими станциями варьировались от 3 до 100 км. Эпицентральные расстояния составляли 3500—10 000 км. Полученные данные представлены на рис. 67 в виде зависимостей коэффициента корреляции от взаимного расстояния между станциями (рис. 67, *а*) и взаимного расстояния между эпицентрами землетрясений (рис. 67, *б*).

Анализ полученных данных показывает (рис. 67, *а*), что в районе расположения станций Европейской группы, как и в районе группы станций Северного Казахстана, наиболее ярко выражен спад корреляции формы волны  $P$  в области 50—60 км и подъем, намечающийся в области, близкой к 100 км. Спад функции пространственной корреляции в области 10—12 км, отмечавшийся в других районах, в данном случае практически не выражен.

В этой связи можно предполагать, что в районе расположения Европейской группы станций, по аналогии с районом Северного Казахстана, вероятно, имеют место вариации глубины залегания границы Мохоровичича, которая, по литературным данным (Беляевский, 1974; Павленкова, 1973), расположена здесь в среднем на глубине 40—45 км.

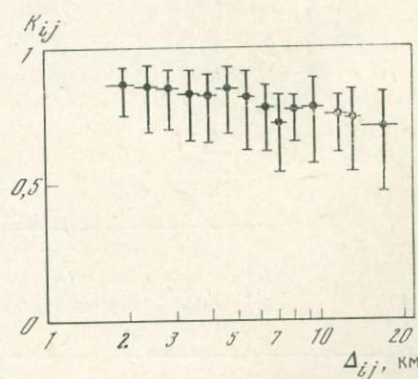
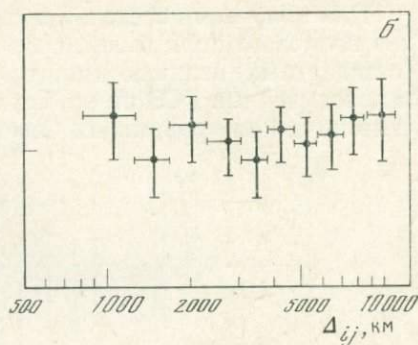
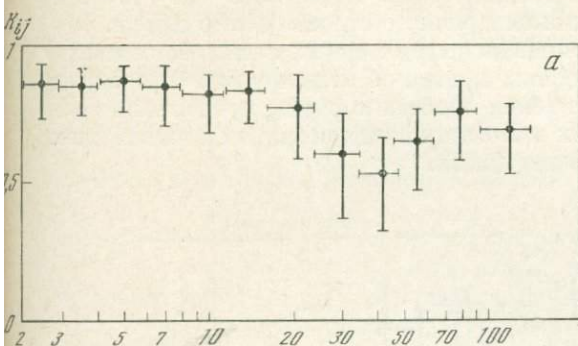
Гис. 66. Зависимость коэффициента корреляции формы от расстояния между станциями по наблюдениям на Гармской группе

Пояснения см. на рис. 52



Гис. 67. Зависимость коэффициента корреляции формы от расстояния между станциями (а) и эпицентрами (б) по наблюдениям Европейской группы

Пояснения см. на рис. 52



Гис. 68. Зависимость коэффициента корреляции формы от расстояния между станциями по наблюдениям на Зейской группе

Пояснения см. на рис. 52

Приведенный на рис. 67, б график зависимости коэффициента корреляции формы волны  $P$  от расстояния между эпицентрами демонстрирует все ту же стабильную приуроченность спадов и всплесков корреляции, которая наблюдается в других районах. На фоне общего спада функции пространственной корреляции, асимптотически стремящейся к уровню 0,5, наблюдаются относительные минимумы корреляции для взаимных расстояний 1500, 3500, 5000 и 9000 км и всплески корреляции на 2000, 4000, 8000 км.

**Зейская группа станций.** Данные по Зейской группе станций получены в результате обработки записей 16 землетрясений Тихоокеанского пояса. Эпицентральные расстояния составляют 3000—6000 км. Взаимные расстояния между станциями варьировали от 2 до 20 км. Результаты расчетов матриц корреляции представлены на рис. 68 в виде зависимости от расстояния между сейсмическими станциями.

Анализ этих данных показывает, что в районе расположения Зейской группы станций наблюдаются два относительных минимума корреляции, приуроченные к взаимным расстояниям в 4 и 7 км.

Общий спад зависимости  $K(\Delta_{ij})$  к 20 км происходит интенсивнее, чем в рассмотренных ранее районах. Можно предположить, что относительный минимум функции пространственной корреляции, выделенный в районах Северо-Казахстанской и Европейской групп станций в области 50—60 км, проявится здесь на несколько меньших взаимных расстояниях.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В третьей части монографии представлены экспериментальные данные о пространственной структуре флуктуаций характеристик продольной волны. Авторы ставили перед собой задачу оценить характерные масштабы основных структурных элементов волнового поля и выявить их связь с соответствующими неоднородностями внутреннего строения недр Земли.

Для получения сведений о соотношении характерных масштабов элементов волнового поля были использованы данные об отклонениях от средних (стандартных) величин амплитуд, времен пробега и формы продольной волны, полученные КСЭ на временных экспедиционных станциях в различных тектонических провинциях Советского Союза.

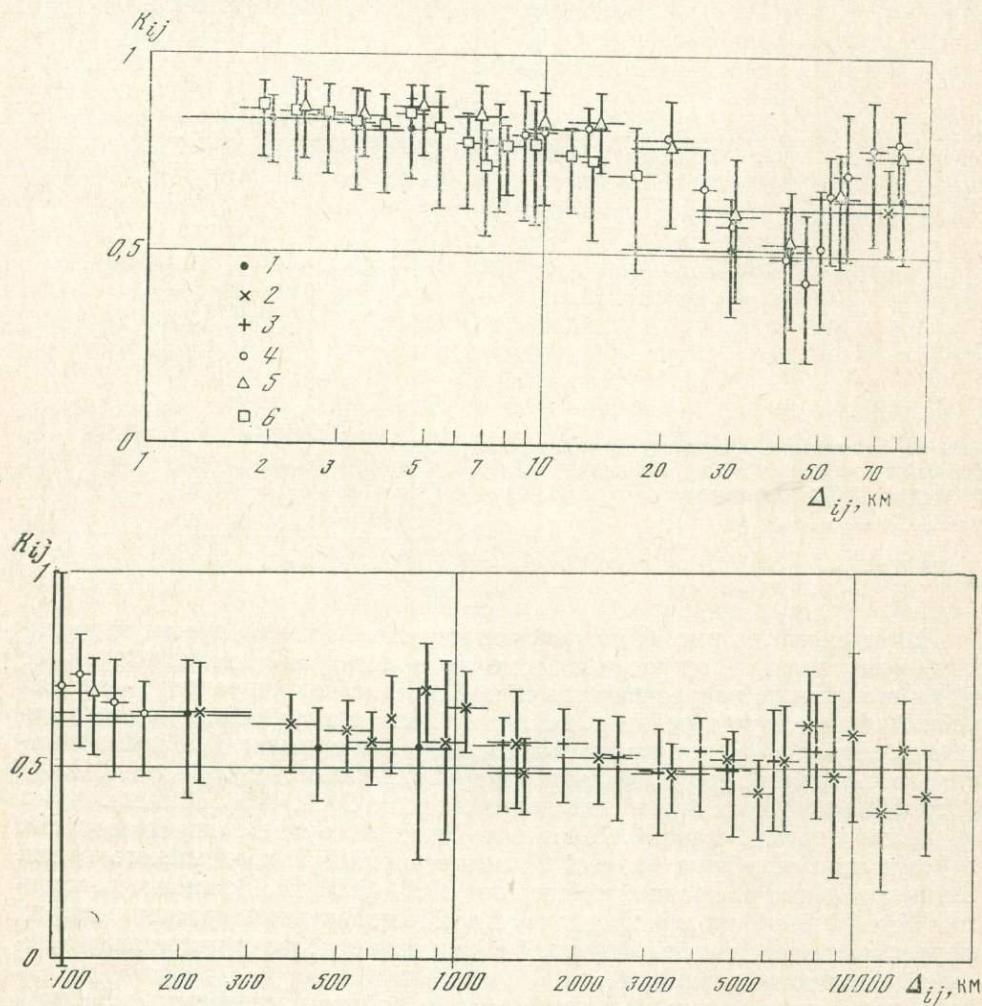


Рис. 69. Сводка данных о пространственной корреляции формы импульса волны Р  
1 — из работы В. Дина (1965); 2 — Б. Янсона и И. Хьюзбай (Jansson, Husebye, 1968);  
3 — станции Центрального Тянь-Шаня; 4 — Северного Казахстана; 5 — Европейской части СССР;  
6 — Зейской группы. Пояснения см. на рис. 52

Таблица 30

Характерные пространственные масштабы повышенных (max) и пониженных (min) значений отклонений от средних (стандартных) величин флуктуаций амплитуды  $\delta\delta l g A$  и времен пробега  $\delta\delta t$ , а также значений коэффициента корреляции  $K_{ij}$  формы продольной волны

| По данным групп станций КСЭ                         | Пространственные масштабы (км) |           |                      |             |          |           |
|---|--------------------------------|-----------|----------------------|-------------|----------|-----------|
|   | $\delta\delta t$               |           | $\delta\delta l g A$ |             | $K_{ij}$ |           |
|   | max                            | min       | max                  | min         | max      | min       |
| По взаимным расстояниям между станциями             |                                |           |                      |             |          |           |
| Вся территория СССР                                 | 350—600                        | 600—1200  | 600—1000             | 1500—2000   | —        | —         |
|   | 1200—2000                      | 2200—4000 | 4000—5000            | $\geq 8000$ | —        | —         |
| Европейская часть СССР                              | —                              | —         | —                    | —           | ~100     | 10—12     |
| Северный Казахстан                                  | —                              | —         | 50—80                | 120—150     | 100—140  | 8—10      |
| Северный Тянь-Шань                                  | 300—500                        | 80—100    | 75—100               | 55—75       | 120—190  | $\leq 70$ |
| Центральный Тянь-Шань                               | —                              | —         | 50—60                | 45—50       | —        | 10—12     |
| Гармский район                                      | —                              | —         | $\geq 80$            | 60—80       | —        | 10—12     |
| Зейский район                                       | —                              | —         | —                    | —           | —        | 4—7       |
| По взаимным расстояниям между эпицентрными районами |                                |           |                      |             |          |           |
| Вся территория СССР                                 | —                              | —         | 2000—3000            | 4000—6000   | —        | —         |
|   |                                |           | 7000—9000            |             |          |           |
| Европейская часть СССР                              | —                              | —         | —                    | —           | ~2000    | ~1500     |
|   |                                |           |                      |             | ~4000    | ~3500     |
|   |                                |           |                      |             | ~8000    | ~5000     |
| Северный Казахстан                                  | —                              | —         | —                    | 5000—7000   | —        | —         |
| Северный Тянь-Шань                                  | 8000—10 000                    | 3000      | 1700—2000            | ~1000       | —        | —         |
|   |                                |           | 4000—5000            | 2200—4000   |          |           |
| Центральный Тянь-Шань                               | —                              | —         | 2000—3000            | 3000—4000   | ~2000    | ~1500     |
|   |                                |           | 4000—5000            | 5000—6000   | ~4000    | ~3500     |
|   |                                |           | 6000—7000            | 7000—8000   |          | ~5000     |

Основной методический прием, положенный в основу исследования тонкой пространственной структуры волны  $P$ , состоит в оценке устойчивости отклонений от средних флуктуаций кинематических и динамических параметров волнового поля в зависимости от взаимных расстояний между регистрирующими станциями или между эпицентрными районами землетрясений.

Для количественной оценки устойчивости отклонений использованы известные приемы статистической обработки экспериментальных данных. В частности, широко применены корреляционные и структурные функции.

В результате выполненных исследований установлено, что в пространственной структуре флуктуаций таких элементов волнового поля, как амплитуда, время пробега и форма продольной волны, выделяются характерные масштабы. Понятие масштаба в данном случае условное и имеет следующее смысловое значение. Недра Земли характеризуются таким строением, что при выборе пары регистрирующих станций или пары сейсмических источников в среднем будет наблюдаться увеличение или уменьшение отклонений параметров волны от некоторых стандартных значений, если взаимные рас-

стояния между соответствующими парами удовлетворяют найденным пространственным масштабам. В табл. 30 приведены данные о пространственных масштабах в среднем повышенных и пониженных значений флуктуаций параметров продольной волны. На рис. 69 представлена сводка экспериментальных данных о пространственной корреляции формы продольной волны.

Дать однозначную количественную интерпретацию выделенных масштабов флуктуаций параметров волны  $P$  и сделать конкретные выводы о строении недр Земли довольно трудно. Вместе с тем полученные данные настолько четко свидетельствуют о неслучайности совпадения характерных масштабов флуктуаций элементов волнового поля, выделенных в различных тектонических провинциях, что нельзя не показать хотя бы качественно их связь с неоднородностями внутреннего строения Земли.

В первой части монографии уже говорилось о том, что распределение физико-химических свойств недр Земли характеризуется прежде всего радиальной неоднородностью. Наиболее контрастные изменения связаны с зонами сочленения осадочного чехла и консолидированной коры, областью контакта литосферы и астеносферы, переходной областью между астеносферой и нижней мантией, областью сочленения нижней мантии и внешнего ядра и границей между внешним и внутренним ядром. Следовательно, радиальное распределение физико-химических свойств выступает в роли наиболее контрастной неоднородности строения недр Земли глобального масштаба.

Наибольшие по масштабу горизонтальные изменения радиальной неоднородности соответствуют областям Земли типа океан — континент. При этом существенные вариации в строении недр Земли связаны с внешними оболочками: литосферой, астеносферой и переходной зоной (Верхняя мантия, 1975; Природа твердой Земли, 1975). Горизонтальные вариации в строении внутренних оболочек в настоящее время являются в известной мере гипотетическими.

Наиболее контрастно проявляются горизонтальные вариации радиальной неоднородности регионального и локального масштабов, которые связаны с изменчивостью физико-химических свойств литосферы и астеносферы. В настоящее время их изучение возможно методами сейсмологического профилирования и глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). Региональный и локальный масштабы неоднородного строения недр Земли — наименьшие из тех, которые могут быть выделены при анализе экспериментальных материалов, полученных КСЭ.

Очевидно, что детальность изучения неоднородного строения зависит как от разрешающей способности системы наблюдений, так и от детальности анализа волновой картины. Можно принять, что детальность нашего анализа для случая наиболее плотных групп станций КСЭ позволяет выделить неоднородности среды, линейные размеры которых не менее 3—5 км. Поэтому в дальнейшем будем рассматривать только те детали волнового поля, которые по области их прослеживания существенно превосходят детальность построений.

Наименьший из выделенных пространственных масштабов флуктуаций параметров волны  $P$  составляет 10—12 км. Как следует из табл. 30, он получен по данным флуктуаций формы волны  $P$  на наиболее плотных группах станций КСЭ. Указанный масштаб выражен сравнительно контрастно и регионально устойчив. Из предположений, введенных в главе 2, следует, что этот масштаб определяется неоднородностью строения самой верхней части земной коры, ограниченной поверхностью консолидированного фундамента. Следует также учитывать, что при интерпретации флуктуаций параметров волны  $P$  в терминах неоднородного строения важно проводить совместный анализ данных о вариации скоростей и геометрии сейсмических границ. Часто рассмотрение только геометрии границ раздела может не выявить причины флуктуаций параметров волны  $P$  рассматриваемого масштаба.

Неоднородность строения может целиком проявляться в изменении (вариан-

ции) скорости вдоль геометрически не выраженной границы (Пузырев и др., 1975).

Следующий характерный масштаб флуктуаций параметров волны  $P$ , равный 45—60 км, предположительно обусловлен неоднородностью нижней части земной коры и литосферы и также, как в предыдущем случае, является следствием пространственной вариации геометрических, скоростных и неупругих характерных сред. Этот масштаб неоднородностей наиболее контрастно проявляется в флуктуациях параметров продольной волны: амплитуды, времени пробега и формы импульса. Следует обратить особое внимание на то, что пространственный масштаб флуктуаций порядка 45—60 км является одним из самых контрастных и выделен в пределах всех рассмотренных территорий. Поэтому можно ожидать его распространенность как в континентальных, так и океанических районах. Вместе с тем с переходом от континентального к океаническому типу литосферы этот масштаб, вероятно, трансформируется в масштаб порядка 12—45 км.

Пространственный масштаб 100—200 км выделен по данным флуктуаций амплитуды и формы волны  $P$  и обусловлен, по-видимому, влиянием неоднородного строения литосферы, зоны ее сочленения с астеносферой и даже самой астеносферы. Сравнительно широкие граничные пределы масштаба флуктуаций показывают, что он может быть конкретизирован в каждом локальном районе.

Рассмотрим для примера данные по вторым разностям амплитуд  $\delta\delta l g A$ , которые получены в Северном Казахстане (см. рис. 56). Сначала обратимся к зависимости  $\delta\delta l g A$  от расстояния между станциями (см. рис. 56, а). Можно предположить, что выделенный минимум значений  $\delta\delta l g A$  связан с 120-километровым характерным масштабом горизонтальных неоднородностей в районе расположения группы станций. Вклад этих неоднородностей в флуктуации амплитуд составляет  $\sigma\delta\delta l g A \sim 0,02$ , т. е. «сигмовый» интервал достигает  $\sim 7\%$  от средней величины флуктуаций амплитуды волны  $P$ , что говорит о сравнительно высокой контрастности неоднородностей такого масштаба.

Теперь рассмотрим зависимость вторых разностей логарифма амплитуды от расстояния между эпицентрными районами. Обращает на себя внимание внешнее сходство графиков на рис. 56, а и б. Есть основание предполагать их тесную генетическую связь. В самом деле, обе зависимости получены по одним и тем же данным. Если представить лучевую схему для такой системы наблюдений, то будет ясно, что имеет место веер лучей, сходящихся в области расположения регистрирующих станций и расходящийся к эпицентрным районам. Первая зависимость строилась с использованием вееров лучей, сходящихся к каждой отдельной станции, а вторая — с использованием вееров, сходящихся к каждой отдельной эпицентральной области. Таким образом, в обоих случаях применена одна и та же схема обработки, однако пропорции полученных зависимостей определены соотношением областей расположения станций и эпицентров.

Можно предположить, что характерные минимумы на обеих зависимостях генетически связаны и отношение характерных масштабов, таким образом, составляет  $\sim 6000/120 \approx 50$ . Поскольку эпицентрные расстояния в среднем составляют 6000 км, то можно грубо оценить глубину положения неоднородностей, соответствующих выделенным характерным масштабам флуктуаций. Поделив «средний» луч, соединяющий эпицентрные районы и группу станций в отношении 1/50, получим, что неоднородности расположены на удалении  $\sim 120$  км по лучу от группы станций или на глубине  $\sim 100$ —110 км. При такой глубине заложения неоднородностей можно ожидать, что размеры области, существенно определяющей флуктуации формы импульса волны  $P$ , соответствуют  $2R_1 \approx 60$  км.

Если подобным образом проанализировать зависимости вторых разностей  $\delta\delta l g A$  для Северо-Тяньшаньской группы станций, то получится, что неоднородности под этой группой находятся на удалении  $\sim 6000/(3000/200) \approx$

$\approx 400$  км по лучу, или на глубине 370—380 км. При этом характерный размер неоднородностей составляет  $2R_1 \approx 120$  км.

Как было показано во второй части монографии, в пределах Северного Тянь-Шаня фазовый переход (350—400 км) (Природа твердой Земли, 1975) находится на глубине 370—390 км.

Таким образом, можно ожидать, что пространственный масштаб 120—200 км флуктуаций параметров волны  $P$  связан с неоднородностями области фазовых физико-химических переходов в верхней мантии.

Пространственные масштабы флуктуаций параметров волны  $P$ , превышающие размеры региональных сетей станций, определены по смешанным корреляционным и структурным функциям, поскольку трудно было подобрать достаточное число пар станций, удовлетворяющих построению чисто поперечных или чисто продольных функций. То же самое относится и к данным по эпицентральному району. Это обстоятельство затрудняет рассмотрение природы выделенных характерных масштабов.

Можно ожидать, что согласованность пространственных масштабов флуктуаций амплитуды, фазы и формы импульса волны  $P$  позволяет дать гипотетические представления о соответствии пространственных масштабов неоднородностей строения и флуктуаций параметров волнового поля.

Наиболее уверенно выделяется пространственный масштаб флуктуаций параметров волны  $P \sim 4000$  км. Представляется, что масштаб является проявлением структурного элемента радиальной неоднородности в верхней мантии, который связан с фазовым переходом на глубине около 680 км. При среднем взаимном расстоянии между станциями и эпицентральными районами  $\sim 6000$  км следует ожидать, что соответствующий пространственный масштаб флуктуаций параметров волны  $P$  по данным эпицентральных районов будет наблюдаться на расстояниях порядка 7000—9000 км. Такой масштаб действительно наблюдается для станций Центрального Тянь-Шаня и системы станций на всей территории СССР. Эти данные подтверждают связь пространственного масштаба флуктуаций параметров волны  $P$  с неоднородностью строения переходной зоны верхней мантии в области 680-километровой границы.

Таким образом, анализ данных о пространственных масштабах флуктуаций амплитуды, времени пробега и формы волны  $P$ , выделенных по материалам, полученным КСЭ на группах сейсмических станций, показывает их генетическую взаимосвязь с неоднородностями строения литосферы, астеносферы и переходной зоны верхней мантии Земли. В результате можно с уверенностью говорить о том, что горизонтальные вариации радиальной неоднородности Земли приурочены к областям наиболее контрастных физико-химических переходов: вдоль границы Мохоровичича и зоны перехода между литосферой и астеносферой, в области сочленения астеносферы и переходной зоны верхней мантии и в низах переходной зоны.

---

## IV

### СВЯЗЬ АМПЛИТУДНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН С ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ПОЛЯМИ

---

Вариации амплитуд регистрируемых сейсмических сигналов могут быть вызваны разнообразными факторами, связанными с внутренним строением Земли и распределенными вдоль всего хода сейсмического луча. Эти факторы условно можно разбить на три группы. Во-первых, на амплитуду записи могут влиять поверхностные геологические условия в месте регистрации: состав пород, на которых установлен сейсмоприемник, их трещиноватость, физические свойства, мощность слоев и геометрия границ раздела и т. п. Во-вторых, определенное влияние может оказать строение нижней части земной коры, в частности, глубина, наклон и четкость проявления границы Мохоровичича. В-третьих, на динамические характеристики сейсмических волн могут оказывать влияние горизонтальные вариации строения мантии Земли. Само существование этих вариаций выявляется в результате сейсмологических, электромагнитных, гравиметрических исследований. Однако исследования такого рода выполнены лишь для небольшого числа территорий.

Данные о геологическом и тектоническом строении земной коры позволяют получить общее представление о физических свойствах пород и пространственной структуре неоднородностей. Наиболее существенные изменения сейсмических параметров среды — скоростей волн и неупругих характеристик — наблюдаются в зонах тектонических нарушений и разломов. Эти зоны нередко имеют значительную ширину, сопоставимую с длинами сейсмических волн, большую горизонтальную протяженность (до нескольких сотен километров) и уходят вглубь на несколько десятков километров.

Связь динамических характеристик сейсмических волн с геологическими и геофизическими полями до сих пор исследована слабо. Ниже приведено сопоставление магнитудных поправок сейсмических станций с аномалиями гравитационного и магнитного полей, а также положением сейсмических станций относительно зон тектонических разломов.

## ИССЛЕДОВАНИЕ СВЯЗИ АМПЛИТУДНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН С ГРАВИТАЦИОННЫМИ И МАГНИТНЫМИ АНОМАЛИЯМИ ТЕРРИТОРИИ СССР

### 1. Общие сведения о гравитационных аномалиях

Аномальное гравитационное поле представляет сумму гравитационных влияний аномальных (т. е. отличных от некоторых стандартных) масс, распределенных в теле Земли. Наибольший вклад в наблюдаемые аномалии силы тяжести вносит влияние плотностных неоднородностей верхней части разреза (земной коры). Влияние земной коры на гравитационное поле в значительной степени исключается путем введения топографо-изостатической редукции. Получаемые в результате изостатические аномалии силы тяжести связаны с нарушениями изостатического равновесия (в среднем это равновесие осуществляется с точностью не менее 90%) (Люстих, 1957) и с неоднородностями коры, не учтенными при введении редукции, а также с влиянием плотностных неоднородностей в мантии. Результаты многочисленных исследований изостатических аномалий указывают, что аномалии, связанные с нарушениями изостази и плотностными неоднородностями коры, имеют ярко выраженный локальный по площади характер. Большие же по занимаемой площади изостатические аномалии не могут быть связаны с нарушениями изостатического равновесия литосферы, так как такие нарушения будут очень быстро (в геологическом масштабе времени) восстанавливаться благодаря пониженной вязкости астеносферы.

Под астеносферой здесь понимается слой пониженной вязкости в мантии Земли, существование которого определяется по наступлению изостатического равновесия в областях современных и недавних оледенений (Артюшков, 1970), а также и в других районах резкого изменения внешней нагрузки на земную кору (Артюшков, 1971). Астеносферный слой обычно отождествляется со слоем, характеризующимся относительно пониженными значениями скоростей сейсмических волн, — с сейсмическим волноводом (Гутенберг, 1963).

Аномальные массы, расположенные ниже астеносферы, могут существовать длительное время, и с ними связаны крупные региональные аномалии гравитационного поля.

Эти аномалии могут быть выделены из изостатических аномалий путем соответствующих трансформаций поля.

Карта региональных изостатических аномалий силы тяжести СССР получена путем осреднения изостатических аномалий силы тяжести по площадкам  $550 \times 550$  км<sup>2</sup>. При таком осреднении практически исключается гравитационное влияние масс, расположенных до глубин в несколько десятков километров. Таким образом, представленные на карте региональные аномалии обусловлены массами, распределенными в мантии Земли. Среди этих аномалий выделяются планетарные и зональные аномалии. Планетарные аномалии захватывают площади в десятки миллионов квадратных километров. На территорию СССР заходят участки трех таких аномалий. Первая из них захватывает Европейскую часть страны. Это область положительных значений, охватывающая всю Европу, Северную Атлантику и Африку. Вторая планетарная аномалия захватывает значительную территорию Азиатской части СССР, затем через Западный Китай и Индию она распространяется на центральные районы Индийского океана. Третья плане-

тарная аномалия в пределах СССР захватывает восточные районы страны — от Чукотки до Приморья. Эта аномалия является частью области положительных значений, прослеживаемых в периферических областях Тихоокеанской зоны.

На фоне перечисленных крупнейших планетарных аномалий могут быть выделены меньшие по площади области относительных максимумов и минимумов с характерными размерами порядка тысячи километров. Такие аномалии называются зональными.

О природе зональных и планетарных аномалий, о глубинах расположения вызывающих их тел существуют различные мнения. Оценки, выполненные В. Н. Страховым и М. Е. Артемьевым (Артемьев, 1971), показали, что источники зональных аномалий находятся на глубинах около 150—200 км. Можно предположить, что они связаны с изменением глубин до подошвы астеносферы или с плотностными неоднородностями непосредственно под этой границей. Форма планетарных аномалий такова, что либо вызывающие их массы могут находиться на любых глубинах в мантии Земли, либо они могут быть обусловлены даже относительно небольшими возмущениями на границе ядра Земли. Только гравиметрических данных недостаточно для определения их природы. Однако имеются основания полагать, что планетарные аномалии или их значительные части связаны с не очень большими глубинами мантии. На это указывает корреляция значений аномалий с величиной теплового потока из недр Земли: повышенные величины тепловых потоков тяготеют к зонам гравитационных минимумов. Результаты выполненных в южных районах Сибири электромагнитных исследований показывают, что в районах отрицательных региональных аномалий наблюдается подъем границы проводящего слоя, расположенного в верхней мантии. Это связано, очевидно, с большей температурой недр в этих районах. Азиатская область отрицательных аномалий пространственно совпадает с так называемой зоной неотектонической активизации. Согласно взглядам, получившим распространение за последние годы, в недрах Земли имеют место крупномасштабные конвективные движения. Можно предполагать, что планетарные минимумы гравитационного поля связаны с районами, где к поверхности Земли поднимаются относительно малоплотные, аномально нагретые массы глубинного вещества.

Сейсмологические исследования (Антонова и др., 1968) показали, что в южном Прибайкалье находится область, характеризующаяся низкими значениями скоростей сейсмических волн в верхней мантии. Эта область расположена близко к осевой части планетарного гравитационного минимума.

Таким образом, есть основания думать, что отрицательные планетарные аномалии связаны с малоплотными и, следовательно, низкоскоростными массами, расположенными на сравнительно небольших глубинах в мантии Земли.

У нас пока нет данных, чтобы хоть как-то оценить факторы, способные вызвать аномалии в распространении сейсмических колебаний. Однако из общих геолого-геофизических соображений можно предположить, что верхние горизонты мантии наиболее неоднородны, и именно эти неоднородности должны искажать параметры сейсмических волн. Аномальные участки мантии в значительной степени отражаются региональными аномалиями гравитационного поля.

## 2. Исследование связи магнитудных и гравитационных аномалий на территории СССР

Сейсмические волны от удаленных источников имеют почти вертикальные углы выхода, поэтому на величину магнитудных поправок в первую очередь будут влиять различия в строении верхней мантии в сравнительно небольших окрестностях вокруг регистрирующих станций.

Эти соображения явились основанием для поиска корреляции между величинами магнитудных поправок  $\Delta m$  и значениями региональных гравитационных аномалий  $\Delta g$ .

В соответствии с характером изменения гравитационного поля влияние строения верхней мантии на значения  $\Delta m$  (если оно существует) должно изменяться достаточно плавно. Несомненно, что локальные геологические особенности отдельной станции могут сильно исказить влияние глубинных факторов. Эти локальные возмущения могут быть в некоторой степени подавлены путем вычисления средних значений амплитудных поправок  $\Delta m$  в пределах некоторых территорий. Размеры таких территорий определялись в соответствии с фактическим взаимным расположением станций, объединяемых в группы, и характерными особенностями поля региональных гравитационных аномалий. Станции наблюдений были объединены в 18 групп.

Количество станций в группах различно: от двух до пятнадцати. Восемь изолированно расположенных станций рассматривались отдельно. Данные о гравитационном поле территории СССР взяты с карты масштаба 1 : 10 000 000.

Предварительно трудно оценить, какие параметры гравитационного и сейсмического полей взаимосвязаны наиболее тесно. Само по себе магнитудное отклонение в значительной степени зависит не только от строения среды в окрестностях сейсмической станции, но и от условий распространения сейсмической энергии на всей трассе, от очага до сейсмоприемника. Известно, что величины магнитудных отклонений существенно отличаются для различных эпицентральных районов. Чтобы уменьшить это влияние, рассматривались магнитудные отклонения для землетрясений только с северо-восточного направления.

Поскольку значения градиента аномалий в определенной степени отражают изменчивость свойств мантии, целесообразно попытаться коррелировать станционные значения  $\Delta m$  со значениями производной гравитационного поля или модуля горизонтального градиента поля в направлениях на эпицентры землетрясений.

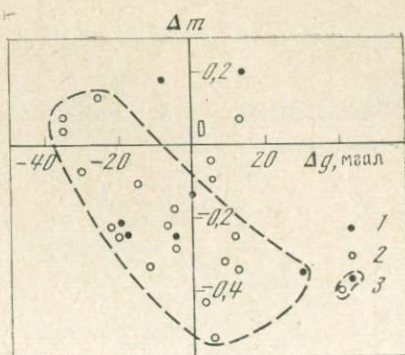
На основании анализа зависимостей величины  $\Delta m$  от значений аномалий  $\Delta g$ , горизонтальной производной (изменения поля в направлении на источник в пределах базы 150 и 300 км) и модуля производной можно уверенно утверждать, что величины  $\Delta m$  не связаны со значениями горизонтальных градиентов ( $K = 0,1$ ). Намечается весьма слабая связь величин  $\Delta m$  и модулей производной ( $K = 0,3$ ).

На рис. 70 приведена зависимость средних значений  $\Delta m$  от сглаженных значений изостатических аномалий силы тяжести  $\Delta g$  в районах расположения отдельной станции или групп. Как видно из рис. 70, наблюдается тенденция уменьшения величин амплитудных поправок с ростом значений  $\Delta g$ . Коэффициент корреляции между значениями  $\Delta m$  и  $\Delta g$  для групп станций равен 0,55. Следует заметить, что если исключить из рассмотрения группу станций, расположенную в Европейской части СССР, то коэффициент корреляции возрастет до 0,81.

Таким образом, средние значения  $\Delta m$  для групп станций, расположенных в Азии и на Кавказе, оказываются тесно коррелированными со значениями аномалий гравитационного поля, обусловленными плотностными неоднородностями в мантии Земли.

Гис. 70. Связь магнитудной поправки  $\Delta m$  со сглаженным значением изостатической аномалии силы тяжести  $\Delta g$  для территории СССР

- 1 — отдельная сейсмическая станция;
- 2 — группа станций;
- 3 — область значений для станций Сибири, Азии и Кавказа



На рис. 70 приведены также значения  $\Delta m$  и  $\Delta g$  для изолированных станций. Некоторые из них удовлетворяют общей зависимости, найденной для групп, но ряд точек сильно отклоняется. Коэффициент корреляций между значениями  $\Delta m$  и  $\Delta g$ , вычисленный совместно для групп и отдельных станций (все значения взяты с одинаковым весом), оказался равным 0,2. Однако теснота связи величин  $\Delta m$  и  $\Delta g$  и в данном случае ухудшается только станциями, расположенными в Европейской части СССР. Если исключить из рассмотрения как группы, так и отдельные станции этого региона, то коэффициент корреляции оказывается равным 0,75.

Таким образом, для обширных районов Сибири, Дальнего Востока, Средней Азии, Казахстана, Урала и Кавказа, в пределах которых находилось 16 групп станций и 5 отдельных станций, наблюдается достаточно четко выраженная зависимость  $\Delta m$  от  $\Delta g$ . Следовательно, искажение сейсмического сигнала может усиливаться с ростом интенсивности отрицательных аномалий.

В пределах исследованной территории это, возможно, связано с присутствием в мантии сравнительно крупной неоднородности с аномально малой плотностью и, вероятно, аномально низкой скоростью распространения сейсмических волн.

Несомненный интерес представляет вопрос, почему найденная зависимость нарушается для станций, расположенных в пределах Европейской части страны. По-видимому, станции Европейской части СССР находятся слишком далеко от сейсмических источников, расположенных на северо-востоке, и для получения хороших результатов следует использовать землетрясения других районов.

Анализ динамики волны  $P$ , выполненный в предыдущих разделах, дает основание предположить, что нарушение зависимости между  $\Delta m$  и  $\Delta g$  в данном случае может быть связано с влиянием неоднородности мантии Земли. В частности, данные по структурному анализу магнитудных отклонений в их связи с расстоянием между сейсмическими станциями (см. рис. 50, а) или с расстоянием между районами сейсмических источников (см. рис. 50, б) не противоречат предположению о том, что верхняя мантия под Европейской частью страны, не отличаясь по плотности от мантии в других районах, имеющих сходный характер регионального гравитационного поля, отличается по условиям прохождения сейсмических волн.

Для более детального изучения связи сейсмических полей с другими геофизическими полями были рассмотрены данные, полученные в ряде районов Средней Азии и Казахстана. Эти районы, с одной стороны, хорошо изучены геофизическими методами, с другой — в этих районах наблюдается большое разнообразие геолого-геофизических условий: толщины земной коры, скорости сейсмических волн, близкое соседство высокосейсмичных и асейсмичных областей. Именно в этих районах мы располагаем наиболее

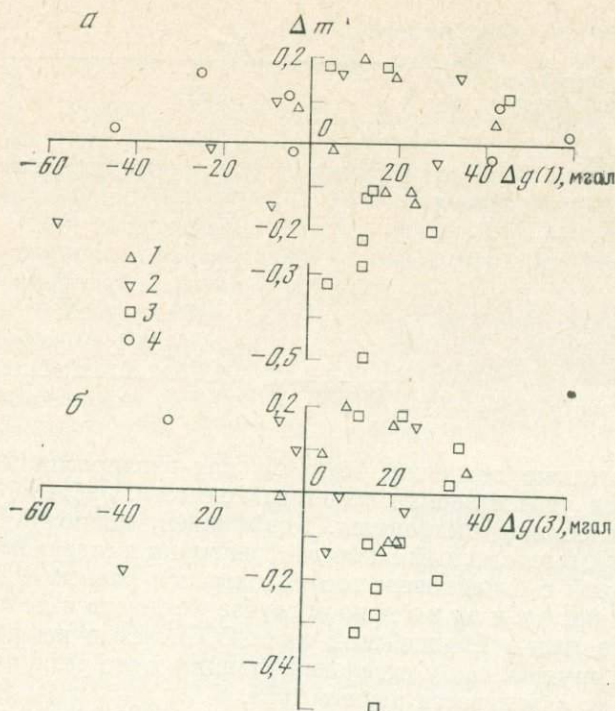


Рис. 71. Связь магнитудной поправки  $\Delta m$  с изостатической аномалией силы тяжести  $\Delta g$  для районов Средней Азии и Казахстана

- а — значение  $\Delta g(1)$  [в «точке» наблюдения, среднее для площади  $10 \times 10$  км<sup>2</sup>;  
 б — значение  $\Delta g(3)$ , среднее для площади  $30 \times 30$  км<sup>2</sup>  
 1 — Северо-Тяньшаньская,  
 2 — Центрально-Тяньшаньская,  
 3 — Гармская,  
 4 — Памиро-Афганская группа станций

плотной сетью сейсмических станций, что позволило получить достаточно надежные результаты. Для районов Средней Азии и Казахстана, ограниченных 47-й параллелью с севера, 62-м меридианом на западе и государственной границей с юга и с востока, мы располагали данными о гравитационных аномалиях в редукции Файя, осредненных по сетке  $10' \times 15'$ . Такая детальность соответствует масштабу геофизических карт 1 : 2 500 000. Эти данные были пересчитаны в карты изостатических аномалий силы тяжести  $\Delta g_{\text{изост}}$  и их градиентов  $\text{grad } \Delta g_{\text{изост}}$ .

Для корреляции магнитудных отклонений с параметрами геофизических полей в пределах рассматриваемой территории мы располагали материалом 40 сейсмических станций.

Сопоставление магнитудных поправок с гравитационными и магнитными аномалиями требует решения вопроса о выборе размера площади, для которой берутся средние характеристики полей, так как с этим размером связан масштаб исследуемых неоднородностей и интервал глубин, на которых они расположены. Поскольку никакие априорные представления о характере связи  $\Delta m$  с геофизическими параметрами среды не были нам известны, рассматривались «точечные» значения полей  $\Delta g_{\text{изост}}(1)$ ,  $\text{grad } \Delta g_{\text{изост}}(1)$  и  $\Delta T_a(1)$ , соответствующие средним для небольшой окрестности сейсмической станции —  $10 \times 10$  км<sup>2</sup>, а также  $\Delta g_{\text{изост}}(3)$ ,  $\text{grad } \Delta g_{\text{изост}}(3)$ ,  $\Delta T_a(3)$ ,  $\Delta T_a(8)$ , соответствующие площадкам усреднения  $30 \times 30$  и  $80 \times 80$  км<sup>2</sup>.

Несглаженное значение аномалий испытывает влияние всех аномальных масс (гравитационных или магнитных), а сглаженные значения свободны от влияния аномальных масс, расположенных в верхней части земной коры и имеющих небольшие преобладающие размеры. Осреднение по площади  $30 \times 30$  км<sup>2</sup> соответствует пересчету аномального поля в верхнее полупространство на высоту около 10 км, при этом существенно уменьшается вклад аномалий, линейный размер которых не превышает 10 км.

Величина градиента аномалии силы тяжести  $\text{grad } \Delta g_{\text{изост}}$  указывает на динамическое состояние земной коры; высокие значения соответствуют областям, участвующим в активных тектонических движениях и, возможно, характеризующимся аномальными упругими и поглощающими свойствами.

Для сопоставления магнитудной поправки  $\Delta m$  с рассматриваемыми характеристиками гравитационного поля построены корреляционные графики, показанные на рис. 71 и 72. Данные, соответствующие сейсмическим станциям Северо-Тяньшаньской, Центрально-Тяньшаньской, Гармской и Памиро-Афганской групп, показаны разными значками.

Рассматриваемые зависимости  $\Delta m$  и  $\Delta g$  характеризуются практически полной бессистемностью положения точек. Отсутствие каких-либо связей наблюдается как в общем положении всех точек, так и в положении точек для разных групп станций.

Бессистемность, наблюдаемая в положении индивидуальных точек, проявляется и во взаимном положении выделенных групп. Вместе с тем, средние магнитудные поправки по группам станций хорошо коррелируются с осредненными изостатическими аномалиями.

### 3. Исследование связи магнитудных и магнитных аномалий

Аномалии магнитного поля  $\Delta T_a$  характеризуют суммарную неоднородность намагниченности пород консолидированной толщи земной коры и осадочных отложений. Аномалиям соответствуют выходы магматических пород на дневную поверхность, зоны тектонических нарушений, различия в петрографическом составе пород. Перечисленные характеристики, отражающиеся в аномалиях магнитного поля, тесно связаны и с сейсмическими параметрами среды. Поэтому можно ожидать, что в структуре магнитных аномалий содержится некоторая информация о возможных особенностях динамических характеристик сейсмических волн, в частности о магнитудных поправках.

Для выявления связи величин  $\Delta T_a$  и магнитудных поправок  $\Delta m$  на сейсмических станциях была использована карта аномального магнитного поля СССР в изолиниях  $\Delta T_a$ , масштаба 1 : 5 000 000, выпуска 1963 г. Чтобы охарактеризовать локальную структуру  $\Delta T_a$ , рассматривалась площадь в радиусе 50 км вокруг сейсмической станции. Исследовались два количественных параметра и один качественный. Первый количественный параметр — среднее значение поля  $\Delta T_a$  в 50-километровой окрестности станции, второй — вариация аномалии  $\delta \Delta T_a$  внутри этой же области, т. е. разность между максимальным и минимальным значениями. Качественный параметр — характерный размер локальной аномалии. Были установлены следующие три градации размеров: большие аномалии — их поперечник больше 100 км; средние аномалии — от 25 до 100 км, малые аномалии — менее 25 км.

Использованы данные 59 сейсмических станций. Результаты сопоставления поправки  $\Delta m$  с аномалиями  $\Delta T_a$  и  $\delta \Delta T_a$  приведены на рис. 73. Положение точек показывает, что значения  $\Delta m$  практически не зависят от  $\Delta T_a$  и  $\delta \Delta T_a$ . Полученный негативный результат имеет во всяком случае ту практическую ценность, что указывает на существующую связь между характе-

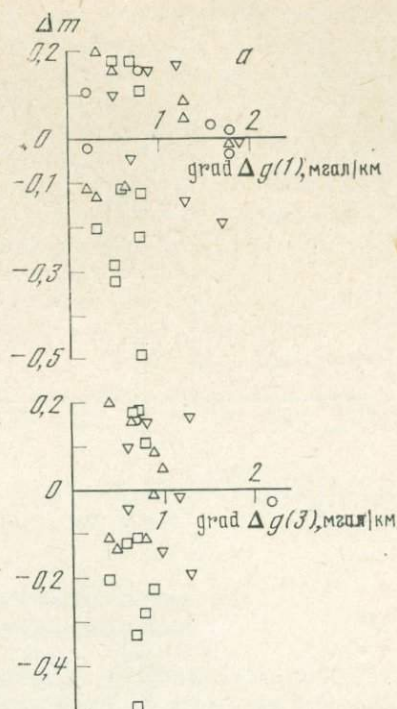
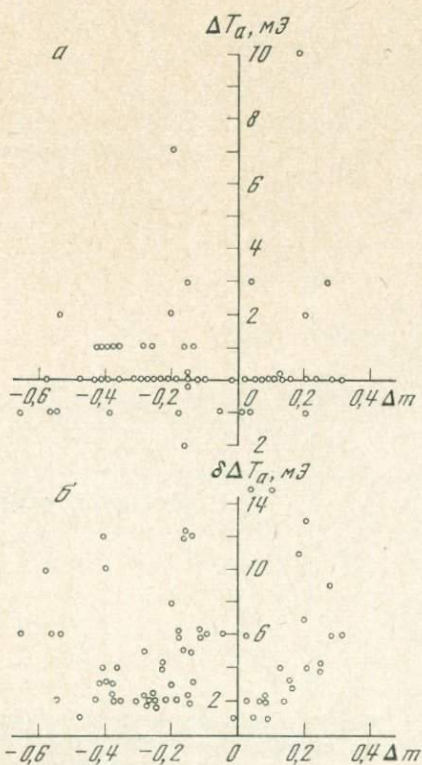


Рис. 72. Связь магнитудной поправки  $\Delta m$  с градиентом изостатической аномалии силы тяжести  $\text{grad } \Delta g$  для районов Средней Азии и Казахстана

$a$  — значение  $\text{grad } \Delta g(1)$ , среднее для площади  $10 \times 10 \text{ км}^2$ ;

$b$  — значение  $\text{grad } \Delta g(3)$ , среднее для площади  $30 \times 30 \text{ км}^2$ .

Условные обозначения те же, что на рис. 71



Фиг. 73. Связь магнитудной поправки  $\Delta T_m$  с аномалией магнитного поля  
 а — аномалии  $\Delta T_a$ ; б — вариации  $\delta \Delta T_a$

ром волнового поля и строением среды: средние характеристики строения среды слабо влияют на динамику волн. Этот результат особенно интересен в связи с тем, что магнитудные поправки хорошо коррелированы именно со средними значениями аномального гравитационного поля в изостатической редукции.

Сопоставление величин  $\Delta m$  для станций, расположенных в районах, которые характеризуются большими, средними и малыми размерами магнитных аномалий, показывает, что для районов «больших» аномалий среднее значение  $\Delta m$  составляет:  $+0,06 \pm 0,05$ ; для «средних» аномалий:  $-0,01 \pm 0,05$ ; для «малых»:  $-0,11 \pm 0,06$ . Крупномасштабные неоднородности среды и соответствующие им  $\Delta T_a$  связаны с аномальными магнитными массами, находящимися в нижних частях земной коры или в самых верхах мантии\*. Следовательно, однородность верхней мантии и консолидированной коры препятствуют затуханию сейсмических колебаний, что проявляется в отрицательных величинах магнитудных поправок. Отметим, что распределение значения  $\Delta m$  внутри рассматриваемых групп характеризуется среднеквадратичными значениями

0,24—0,26, поэтому прогнозирование по масштабу неоднородности аномалий магнитного поля оказывается неуверенным (более качественным, чем количественным), тем не менее полезно учитывать эту связь для принятия решения в спорных ситуациях.

Для районов Средней Азии и Казахстана мы располагали данными об аномалиях магнитного поля  $\Delta T_a$ , осредненными по сетке  $10' \times 15'$ , т. е. соответствующими масштабу геофизических карт 1 : 2 500 000. Как и для гравитационного поля, какой-либо связи между сейсмическим и магнитным полями не обнаружено.

Исключение составляет график  $\Delta m$ ,  $\Delta T_a$ , где намечается линейная зависимость для точек, соответствующих Северо-Тяньшаньским станциям; коэффициент корреляции равен  $-0,7$ . Однако эта закономерность основана на данных всего восьми сейсмических станций, поэтому доверительный интервал приведенной оценки при 95%-ном уровне значимости составляет от  $-0,10$  до  $-0,95$ , из чего можно предположить, что обсуждаемая особенность возникла случайно.

Одна из причин отсутствия связи  $\Delta m$  с исследуемыми геофизическими полями (как гравитационного, так и магнитного) состоит в том, что при сравнительно небольших эпицентральных расстояниях, до 2 тыс. км, сейсмические волны проходят от источника к приемникам через верхнюю мантию. Последняя характеризуется большой неоднородностью скоростей сейсмических волн и поглощающих свойств, поэтому наблюдаемые магнитудные поправки отражают влияние всех неоднородностей, лежащих на трассе

\* Горные породы при температурах более  $700^\circ \text{C}$  совершенно немагнитны. Аномалии магнитного поля могут быть связаны только с верхним 40-километровым слоем.

распространения волны, тогда как геофизические аномалии характеризуют лишь локальные неоднородности вблизи точек наблюдения. Влияние этих неоднородностей на амплитудные особенности сейсмических волн, проходящих большую часть пути в очень неоднородных верхах верхней мантии, заметно слабее, чем для волн, идущих через существенно более однородную нижнюю мантию. Таким образом, геолого-геофизические характеристики среды позволяют более уверенно прогнозировать эффект аномального изменения амплитуд сейсмических волн только от удаленных источников ( $\Delta \sim 7-10$  тыс. км), т. е. для тех случаев, когда значительная часть пути их распространения приходится на нижнюю мантию.

## Глава 2

### ИССЛЕДОВАНИЕ СВЯЗИ АМПЛИТУДНЫХ АНОМАЛИЙ С ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ УСЛОВИЯМИ

#### 1. Влияние общих черт геологического строения на уровень амплитуд сейсмических волн

Геологические условия в районе станции могут оказывать существенное влияние на величину магнитной поправки  $\Delta t$ . Очевидно, именно с влиянием локальных геологических условий связано то, что станции, расположенные друг от друга на расстоянии нескольких километров, различаются по величине  $\Delta t$  в некоторых случаях на 0,4—0,5.

Для выяснения зависимости амплитуды записи сейсмических сигналов от особенностей геологических условий необходим целый комплекс детальных геологических исследований в районе каждой станции. Следовало бы изучить влияние на значение  $\Delta t$  мощности и состава рыхлых отложений, уровня грунтовых вод, анизотропии физических свойств пород фундамента и осадочного чехла, рельефа фундамента, мощности земной коры и наклонов ее границ, петрографического состава пород фундамента, наличия глубинных разломов и тектонических нарушений, принадлежности к тому или иному типу геологических структур и т. п.

Попробуем оценить влияние наиболее общих геологических и тектонических условий на значения  $\Delta t$ . Большинство станций было размещено на территориях, где на поверхность выходят достаточно древние (палеозойские и более древние) кристаллические породы. Таковы станции, расположенные на юге Европейской части, в пределах Казахстана, на Урале, в Забайкалье, на Кольском полуострове и в районе г. Норильска. Нужно отметить, что все эти станции характеризуются значениями  $\Delta t$  от  $-0,1$  до  $-0,6$ , т. е. являются весьма благоприятными для регистрации сейсмических сигналов. Исключение составляют все станции на юге Европейской части, где значения  $\Delta t$  составляют около  $+0,20$ .

Другая группа станций расположена в пределах древних платформ, покрытых мощной толщей осадочных пород. Таковы станции в районе Москвы, Кирова, Риги, на юге Украины, в районе Мирного и Якутска. Значения магнитудных поправок на этих станциях варьируют в широких пределах, причем в некоторых случаях резко различаются станции, находящиеся всего в нескольких километрах друг от друга. В связи с этим прогнозировать значения  $\Delta t$  на другие территории, например Западно-Сибирскую низменность, весьма затруднительно.

Выделим станции, попадающие в пределы областей так называемой «тектонической активизации». Это станции, расположенные в пределах Тянь-Шаня, Алтая, Кузбасса, Западных и Восточных Саян, в Прибайкалье.

Величины  $\Delta t$  имеют здесь разные значения от  $-0,40$  до  $+0,30$ . Наблюдается рост значений  $\Delta t$  в восточном направлении. Район тектонической активизации характеризуется дифференцированным рельефом, чередованием выходов на поверхность пород складчатого основания и осадочных бассейнов. Выявить какие-либо систематические особенности связи значений  $\Delta t$  с геологическими условиями в районах станций не удается.

Наконец, ряд станций расположен в пределах или на границе зоны мезо-кайнозойской геосинклинальной области. Таковы станции в Карпатах и Закарпатье, в Закавказье, Южной Туркмении, на Чукотке, в пределах Таджикской депрессии и на Памире. Эти станции также сильно различаются значениями  $\Delta t$ . Так, на Кавказе, в Туркмении и на Чукотке значения  $\Delta t$  отрицательны, в Таджикской депрессии и на Памире преобладают положительные значения.

Таким образом, общие черты геологического строения в районе станции не определяют в явном виде особенности характера регистрации сейсмических сигналов. Очевидно, для выяснения влияния геологических условий необходимо выполнение несравненно более тщательных, детальных и комплексных геолого-геофизических исследований районов местоположений станций.

## 2. Влияние разломов на параметры сейсмических волн

Более очевидным оказалось влияние разломов на форму и амплитудный уровень сейсмических сигналов, зарегистрированных на станциях, расположенных в непосредственной близости к этим разломам. Для сейсмических волн разломная зона может явиться, с одной стороны, экраном, отражающим часть волновой энергии, с другой — неоднородностью с аномально-повышенными поглощающими свойствами.

В качестве экспериментального материала нами использовались записи 40 удаленных землетрясений из трех эпицентральных зон: алеутской, японской и индонезийской. Регистрация производилась стандартным сейсмическим каналом от сейсмоприемника СК-ЗМ. Замерялись амплитуды сигналов по записям вертикальной составляющей.

Параметром, характеризующим динамику продольной волны удаленного землетрясения, была выбрана амплитуда максимальной фазы. Этот выбор обусловлен тем, что максимальная фаза волны  $P$  достаточно хорошо соответствует максимуму спектра колебаний и при использовании частотной характеристики регистрирующего канала наиболее устойчива по сравнению с другими фазами данной волновой группы (Антонова и др., 1968; Пасечник, 1970).

Как известно, на амплитуды удаленных землетрясений влияют три основных фактора: условия в очаге (энергия, глубина, направленность излучения и др.), упругие параметры среды, через которую проходит волна, геолого-геофизическая обстановка вблизи станции регистрации.

Учет влияний первых двух причин на амплитуду сейсмического сигнала производился калибровкой записей близко расположенных станций относительно одной, принятой за эталонную; вычислялось отношение  $\alpha_i = A_i / A_0$ , где  $A_i$  — амплитуда на  $i$ -й станции,  $A_0$  — амплитуда на эталонной станции.

В качестве эталонной выбрана станция 1 (см. рис. 76), которая находится в относительно спокойных геологических условиях и достаточно удалена от тектонических нарушений. Кроме того, на этой станции наблюдается сравнительно устойчивая простая импульсная форма первой волновой группы для рассматриваемых записей японских, алеутских и индонезийских землетрясений (рис. 74).

Характер влияния разломных зон на амплитуду зарегистрированного удаленного сигнала изучался по парам землетрясений; в качестве опорных

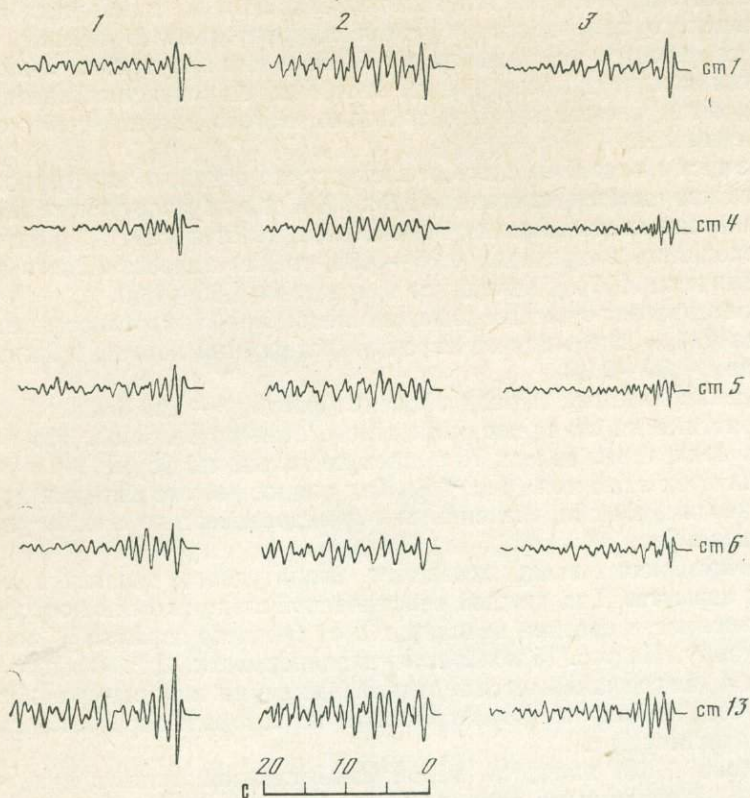


Рис. 74. Записи удаленных землетрясений на сейсмических станциях Гармской группы  
 1 — Алеуты, 21.II.1968 г.,  $t_0 = 19^h 08^m$ ; 2 — Япония, 01.V.1968 г.,  $t_0 = 08^h 43^m$ ; 3 — Индонезия,  
 23.II.1968 г.,  $t_0 = 16^h 14^m$

землетрясений были выбраны алеутские. Это объясняется тем, что, во-первых, алеутская зона по сравнению с японской и индонезийской имеет повышенную сейсмичность, т. е. там практически каждый месяц происходит землетрясение, хорошо записываемое на Гармской группе станций. Во-вторых, эта зона очень устойчива по амплитудному параметру  $\alpha_i$ .

Устойчивость параметра  $\alpha_i$  исследовалась следующим способом. Была проверена пространственная постоянность величин  $\alpha_i$ . Для этого выбирались пары землетрясений с близкими видимыми периодами записи колебаний и рассматривалось отношение амплитуд одноименных фаз  $\alpha'_i = \alpha_i^1 / \alpha_i^2$ . Парные землетрясения выбирались в пределах строго ограниченного отрезка времени, не превышающего 3 суток. Это ограничение объясняется прежде всего возможной аппаратной неустойчивостью во времени, которую необходимо было максимально исключить.

В результате рассмотрения около 50 независимых друг от друга землетрясений видно, что величина  $\alpha'_i$  для каждой  $i$ -й станции достаточно устойчива, а именно среднее значение  $\bar{\alpha}'_i$  для каждой станции близко к единице, а средний разброс индивидуальных значений не превышает 15%.

**Изменение форм импульса удаленного землетрясения в зависимости от азимута на эпицентр.** Предварительный визуальный анализ записей удаленных землетрясений позволяет сделать качественный вывод о том, что для некоторых станций форма импульса продольной волны искажается при изменении азимута на эпицентр. На рис. 74 показан пример записи трех землетрясений с различных эпицентральных зон. Видно, что форма записи алеутского землетрясения на всех станциях имеет одинаково четкий

импульсный вид и отличается только величиной максимальных амплитуд. Для японского землетрясения такая выразительность первой волновой группы нарушается на станциях 4 и 5. Если для алеутского землетрясения отношения амплитуд последующих колебаний  $A$  к максимальным амплитудам  $A_{\max}$  были меньше единицы, то для японского землетрясения они стали больше единицы.

По записям индонезийского землетрясения отчетливость первого волнового цуга нарушается на станциях 6 и 13. Если для алеутского землетрясения на указанных станциях мера отчетливости импульса  $A/A_{\max}$  была меньше 1,0 и находилась в пределах 0,35—0,80, то для индонезийского землетрясения величина  $A/A_{\max}$  находится в пределах 0,60—1,60.

Не претерпевает существенных изменений форма импульса на станции 1. Величина  $A/A_{\max}$  здесь для всех трех землетрясений меньше 1,0 и находится в пределах 0,30—0,60.

В рассматриваемый период времени (февраль — май 1968 г.) частотные характеристики на станциях были строго стандартизованы. Это позволило сравнить показанные на рис. 74 записи не только по форме, но и по амплитудам для трех азимутов (рис. 75). Как видно, разные азимуты характеризуются неодинаковыми значениями нормированных по амплитудам опорных записей.

**Количественная оценка изменения амплитудного параметра в зависимости от азимута.** Для каждой сейсмической станции были построены графики зависимости средней величины  $\bar{\alpha}'_i$  от среднего азимута  $\bar{\varphi}^\circ$  на эпицентральную зону. На рис. 75 показаны эти зависимости. Для каждого среднего значения  $\alpha'_i$  на графике дается величина рассеяния индивидуальных данных в виде «усов» и число пар землетрясений, по которым определялись относительные амплитуды  $\alpha'_i$ .

Величина  $\bar{\alpha}'_i$  ( $\bar{\varphi}$ ) является мерой азимутальной амплитудной чувствительности  $i$ -й станции по направлению среднего азимута  $\bar{\varphi}^\circ$ . На сейсмических станциях 3, 4 и 13 этот параметр изменяется следующим образом: уменьшается в 1,7—2,4 раза для землетрясений Японии и уменьшается в 1,7—3,0 раза для землетрясений из Индонезии.

Станции 2, 5 и 6 «чувствуют» японские землетрясения практически так же, как и алеутские; их чувствительность по направлению на Индонезию меньше в 1,7 раза. Станции 11 и 12 проявляют исключительно высокую чувствительность к японским землетрясениям, в 2,1 и 1,4 раза превышающую чувствительность к Алеутским землетрясениям. Чувствительность 11-й станции на Индонезию остается такой же, как на Алеуты, а у 12-й — меньше в 1,8 раза.

**Влияние разломов на амплитудный уровень сигналов.** Прежде чем рассматривать связь между положением разломов относительно станции и направлением подхода волн с амплитудой чувствительностью каждой станции, обратимся к тектонической схеме Гармского района.

Достаточно полные данные по геологическому строению и тектонике района имеются в работе М. В. Гзовского и др. (1960). Тектоническая схема, приведенная в этой работе, взята нами за основу (рис. 76).

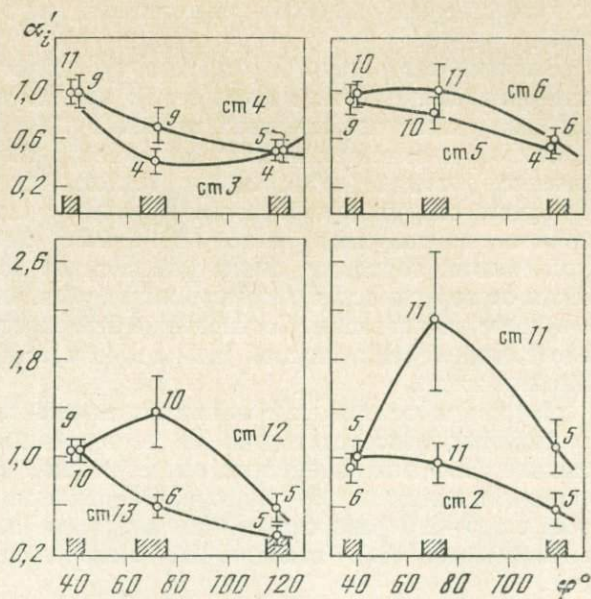
Гармский район представляет собой альпийскую структуру, сложенную из двух структурных этажей и расчлененную на отдельные глыбы (структурные ступени) глубинными тектоническими разломами, пересекающими земную кору.

Выделяются три крутопадающие зоны глубинных разрывов: Каракульская, Петровская и Сурхобская.

Кроме зон глубинных разломов, выделены разрывы четвертичного возраста, которые на тектонической схеме показаны фрагментарно, по данным, заимствованным с карты современных движений земной коры в Гармском районе, составленной В. К. Кучаем.

На рис. 76 нанесены только те разрывы, которые расположены не далее 5 км от сейсмических станций.

Фиг. 75. Графики зависимости относительной амплитуды  $\alpha'_i$  от азимута на эпицентральной зоне Штриховкой показаны интервалы азимутов около 40° (Алеуты), 70° (Япония), 70° (Япония), 120° (Индонезия)



На тектонической схеме для каждой станции векторами показаны величины азимутальной чувствительности  $\bar{\alpha}'_i(\varphi)$ . По величине векторов видно, что станции «чувствуют» хуже те землетрясения, лучи которых пересекают близко расположенные разломные зоны. Исключение составляет станция 3, у которой направленная чувствительность оказалась меньше ожидаемой. Этот факт можно объяснить тем, что в районе станции 3 Сурхобская разломная зона гораздо шире, чем показано на тектонической схеме (см. рис. 76), и ее граница проходит южнее станции.

Такое предположение подтверждается данными о современных движениях земной коры, полученными по результатам геодезических наблюдений южнее станции 3 происходят вертикальные перемещения земной коры

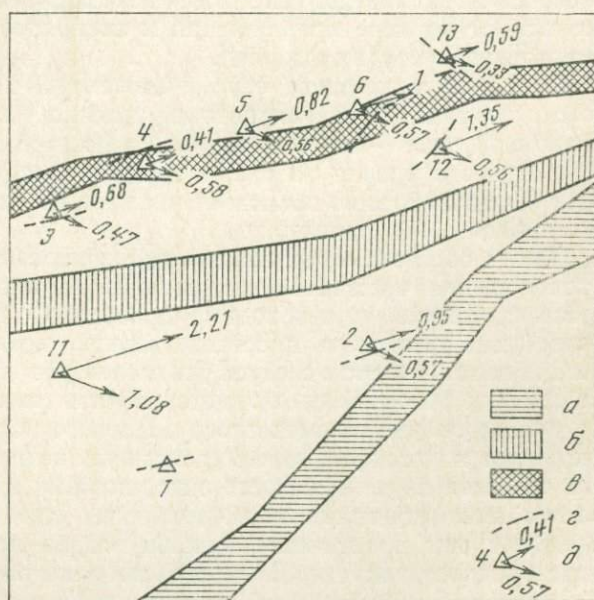


Рис. 76. Тектоническая схема Гармского района  
 Зоны разломов: а — Каракульская, б — Петровская, в — Сурхобская; з — фрагменты четвертичных разрывов; д — сейсмостанции со значениями азимутальной чувствительности

однако севернее никаких перемещений не замечено (Энман, Симбирева, 1971).

Влияние четвертичных разломов чувствуют также станции 12 (Петровская зона) и 2 (Каракульская зона): амплитуды индонезийских землетрясений на указанных станциях меньше в 1,8 раза.

Связь уменьшения амплитуды записей удаленных землетрясений с положением станции относительно тектонических нарушений может быть объяснена следующим образом. Границы разломных зон образованы поверхностями разрывов, поэтому в пределах самой зоны, заполненной раздробленными породами, амплитуда сигнала должна уменьшаться, а отражения от поверхностей разрывов могут увеличивать амплитуду, фокусируя ее в месте регистрации. Соотношение этих противоположных эффектов связано с длиной сейсмической волны и ее путем в пределах разломной зоны (ширина зоны).

Неустойчивое значение амплитуд отмечается также на станциях, расположенных непосредственно на четвертичных разломах. Например, на станции 13 сигнал алеутских землетрясений по сравнению с остальными станциями больше в 1,5—2,5 раза. Японские землетрясения регистрируются здесь в 1,5—2,0 раза слабее, чем алеутские землетрясения. Так же неустойчиво ведет себя станция 12, расположенная на четвертичном разломе.

Анализ амплитуд волн  $P$  на станциях Гармской группы показал, что разломные зоны оказывают существенное влияние на пространственную структуру волнового поля. Это влияние видно в искажении формы импульса и в существенных флуктуациях амплитуд сейсмических волн. Последние связаны с двумя возможными причинами. Первая из них — отражение сейсмических волн от границ разломных зон и поглощение их энергии, связанное с распространением через разломные зоны. В результате действия этих факторов амплитуды первых фаз волны  $P$  оказываются уменьшенными, а последующих фаз — искаженными интерференцией. Вторая возможная причина — волноводные свойства зон разломов. Эти зоны представляют собой сравнительно тонкие крутопадающие слои с пониженной скоростью. Отличие скорости от значений, характерных для окружающей среды, уменьшается с глубиной и на глубинах 10—20 км совершенно исчезает, разлом «залечивается». Амплитуды сейсмических волн, попавших в такой волновод, возрастают по мере приближения к поверхности вследствие постепенного уменьшения упругих модулей.

В тех случаях, когда сейсмические лучи параллельны плоскости разлома, возникают благоприятные условия для распространения волн в разломной зоне — волноводе, а на поверхности отмечается повышение амплитудного уровня по сравнению с близко расположенными станциями. Этот механизм хорошо объясняет увеличение амплитуд от японских землетрясений на 11-й станции.

Таким образом, выполненный анализ показывает, что при выборе мест расположения чувствительных станций в районах со сложными тектоническими условиями необходимо проводить детальные исследования, позволяющие установить пространственную мозаичность амплитуд сейсмических волн. При этом следует учитывать, что наиболее сильные отклонения от средних значений наблюдаются вблизи разломных зон.

Формирование сейсмического волнового поля определяется в основном упругими и диссипативными свойствами недр Земли. В настоящее время эти свойства изучены недостаточно, поэтому трудно выполнить детальный расчет кинематических и динамических характеристик волнового поля. Вместе с тем практически важная задача локализации горизонтальной неоднородности акустических свойств в недрах Земли вполне разрешима с помощью дополнительной геофизической информации.

Как было показано, между физическими параметрами вещества в недрах Земли существуют определенные корреляционные связи, поэтому,

например, магнитные и гравитационные поля могут быть использованы для получения сведений об упругих свойствах среды и следовательно для прогноза динамических особенностей сейсмических волн.

Наиболее характерные особенности динамики сейсмических волн, связанные с неоднородностью строения нижней части коры и верхней мантии, достаточно контрастно проявляются в изостатических аномалиях гравитационного поля и в характере мозаичности аномального магнитного поля. В то же время мелкомасштабные изменения динамических характеристик сейсмических волн тесно связаны с неоднородностью самой верхней части разреза, выраженной в изменении толщины осадочных отложений, зонах тектонических нарушений и других особенностях геологического строения.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Прошло почти 10 лет со времени выхода в свет монографии Комплексной сейсмологической экспедиции «Основные экспериментальные закономерности динамики сейсмических волн» (Антонова и др., 1968). За это время экспедицией получен новый обширный экспериментальный материал, который положен в основу настоящей монографии. Сравнение двух периодов, разделенных десятилетним промежутком, дает представление о направлении развития экспериментальных сейсмологических исследований от анализа общих (средних) закономерностей сейсмических волн к изучению сравнительно тонких деталей их кинематических и динамических характеристик и оценке неоднородностей строения Земли.

Основной задачей настоящей работы было исследование взаимной связи неоднородностей строения Земли и флуктуаций волнового поля. Решение этой задачи стало возможным с развитием плотных систем сейсмических наблюдений.

Изучение сложной пространственно-временной структуры волнового поля потребовало сильной его схематизации: введена грубая иерархия пространственных масштабов, само поле представлено как сумма разно-масштабных компонент, находящихся между собой в соотношении фон—флуктуации.

Разделение компонент поля осуществляется по геологическим критериям и методами частотно-пространственной фильтрации.

Морфология флуктуаций построена на основе характеристик случайного поля. Несмотря на то что такой подход был предложен довольно давно, единой системы количественного описания сейсмического волнового поля до сих пор не было. Описанная здесь система сформирована на основе традиций исследований прежних лет (Антонова и др., 1968; Нерсесов, Раутиан, 1964; Нерсесов и др., 1972; Николаев, 1972); она обладает определенной полнотой и универсальностью: любая деталь волнового поля подвергается схематизации и делению на части, каждая часть вносит свой вклад в количественное описание соответствующего пространственного масштаба. Эта техника применима как к анализу простых характеристик сейсмических волн — амплитуд, времени пробега, так и достаточно сложных — например, параметров поляризации, энергий в определенных полосах частот и т. д.

Полученные результаты являются во многих случаях первыми в своем роде. С нашей точки зрения, основное значение этих результатов состоит в том, что они дали новую геологическую и физическую информацию о среде и тем доказали дееспособность примененной методики исследований. Это позволяет рекомендовать сейсмологам нашу методику для широкого использования в условиях самых различных масштабов и систем наблюдений.

Естественно, что в ходе исследований она претерпит некоторые изменения, тем не менее результаты, полученные в разных районах земного шара, можно будет сопоставлять, объединять и совершенствовать.

В работе установлены основные, грубые пространственные характеристики структуры сейсмического волнового поля и горизонтальных неоднородностей, обрисованы первые, пока еще не очень приближенные черты распределения в Земле горизонтальных неоднородностей разного масштаба. Уточнение этих черт, исследование неизученных областей Земли, повышение надежности и детальности информации — все это дело будущего. Авторы надеются, что дальнейшие экспериментальные сейсмические исследования недр Земли пойдут по пути развития методов, изложенных в этой книге.

## ЛИТЕРАТУРА

- Азбель И. Я., Кейлис-Борок В. И., Яновская Т. Б.* Методика совместной интерпретации годографов и амплитудных кривых при изучении верхней мантии.— В кн.: Машинная интерпретация сейсмических волн. Вычислительная сейсмология, вып. 2. М., «Наука», 1966.
- Аки К., Нерсесов И. Л., Николаев А. В.* и др. Временные изменения флуктуаций амплитуды времен пробега телесеismicкой волны *P* на группах Гарм, Калифорния, ЛАСА и НОРСАР.— В кн.: Советско-американские исследования по прогнозу землетрясений, т. 1. Душанбе, «Дониш», 1976.
- Алексеев А. С., Лаврентьев М. М., Мухометов Р. Г., Романов В. Г.* Численный метод решения трехмерной обратной кинематической задачи.— В кн.: Математические проблемы геофизики, вып. 1. Новосибирск, ВЦ СО АН СССР, 1969.
- Алексеев А. С., Лаврентьев М. М., Мухометов Р. Г.* и др. Численный метод определения структуры верхней мантии Земли.— В кн.: Математические проблемы геофизики, вып. II. Новосибирск, ВЦ СО АН СССР, 1971.
- Алтухов Е. Н., Волочкович К. Л., Красильников Б. Н., Смирнов А. Д.* Опыт типизации складчатых систем Урало-Монгольского пояса с учетом строения их фундамента.— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., «Наука», 1974.
- Антонова Л. В., Антикаев Ф. Ф., Курочкина Р. И.* и др. Основные экспериментальные закономерности динамики сейсмических волн. М., «Наука», 1968.
- Аппаратура и методика сейсмометрических наблюдений в СССР. Под ред. З. И. Арановича. М., «Наука», 1974.
- Аранович З. И., Введенская Н. А., Губин И. Е.* и др. Инструкция о порядке производства и обработки наблюдений на сейсмических станциях Единой системы сейсмических наблюдений СССР. М., ИФЗ АН СССР, 1966.
- Артемьев М. Е.* Планетарные и зональные неоднородности верхней мантии и их связь с особенностями региональной тектоники.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, «Наукова думка», 1971.
- Артюшков Е. В.* Слой пониженной вязкости в верхней мантии Земли и связанные с ним явления.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1970, № 2.
- Балавадзе Б. К., Миндели П. Ш.* Основные результаты геофизических исследований строения земной коры Черноморского бассейна.— В кн.: Строение Черноморской впадины. М., «Наука», 1966.
- Беллевский Н. А.* Земная кора в пределах территории СССР. М., «Наука», 1974.
- Бугаевский Г. Н., Нерсесов И. Л., Рогожина В. А.* Горизонтальные неоднородности верхней мантии в Центральной Азии.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1971, № 6.
- Валюс В. П.* Алгоритм быстрого расчета рефрагированных волн.— В кн.: Алгоритмы интерпретации сейсмических данных. Вычислительная сейсмология, вып. 5. М., «Наука», 1971.
- Ванек И., Затопек А., Карник В.* и др. Стандартизация шкалы магнитуд.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1962, № 2.
- Верхняя мантия. Под ред. А. Ритсеми. М., «Мир», 1975.
- Винник Л. П.* Исследования мантии Земли сейсмическими методами. М., «Наука», 1976.
- Винник Л. П., Годзиковская А. А.* Латеральные вариации поглощения в верхней мантии под Азией.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1975, № 1.
- Винник Л. П., Лукк А. А.* Тектоническая интерпретация глубинной структуры Памира.— «Изв. АН СССР. Геотектоника», 1975, № 5.
- Винник Л. П., Николаев А. В.* Скоростной разрез нижней мантии по прямым измерениям  $dt/d\Delta$ .— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1970, № 11.
- Волков И. Е., Яновская Т. Б.* Об определении скорости и добротности в верхней мантии по амплитудным кривым.— В кн.: Машинный анализ цифровых сейсмических данных. Вычислительная сейсмология, вып. 7. М., «Наука», 1974.
- Вольвовский И. С.* Сейсмические исследования земной коры в СССР. М., «Недра», 1973.
- Галкин И. Н., Николаев А. В., Старшинова Е. А.* Флуктуации волновых характеристик и мелкая неоднородность земной коры.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1970, № 11.
- Гзовский М. В., Крестников В. Н., Леонов Н. Н.* и др. Карта новейших тектонических движений Средней Азии.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1960, № 8.
- Горбунова И. В., Шаторная Н. В.* О калибровочной кривой для определения магнитуд.

- туды землетрясений по волнам *РКРІКР*.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1976, № 7.
- Гутенберг Б.* Физика земных недр. М., ИЛ, 1963.
- Дергачев А. А.* Оценка *Q* земной коры Тувы.— В кн.: Вопросы сейсмичности Сибири, ч. 1. Новосибирск, ИГГ СО АН СССР, 1972.
- Дин В.* Коррекция волн *P* и настройка группы.— «Труды Ин-та инженеров электроники и радиотехники», № 12, 1965.
- Жадин В. В., Дергачев А. А.* Измерения добротности земной коры по записям микроземлетрясений.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1973, № 2.
- Жарков В. Н., Дорофеева Л. Н., Дорофеев В. М., Любимов В. М.* О зоне пониженных значений диссипативной функции в оболочке на границе с ядром.— ДАН СССР, 1974, 214, № 4.
- Зайцев Н. С., Зоненштайн Л. П., Маркова Н. Г.* и др. Тектоника Монголии.— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., «Наука», 1974.
- Запольский К. К.* Частотно-избирательные сейсмические станции ЧИСС.— В кн.: Экспериментальная сейсмология. М., «Наука», 1971.
- Запольский К. К., Нерсесов И. Л., Раутиан Т. Г., Халтурин В. И.* Физические основы магнитудной классификации землетрясений.— В кн.: Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений, т. 1. М., МСССС АН СССР, 1974.
- Зоненштайн Л. П.* Модель развития геосинклинального процесса.— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., «Наука», 1974.
- Колмогоров А. Н.* Локальная структура турбулентности в несжимаемой жидкости при очень больших числах Рейнольдса.— ДАН СССР, 1941, № 30.
- Лукк А. А., Нерсесов И. Л.* Строение верхней части оболочки Земли по наблюдениям над землетрясениями с промежуточной глубиной очага.— ДАН СССР, 1965, 162, № 3.
- Люстих Е. Н.* Изостазия и изостатические гипотезы.— «Труды Геофиз. ин-та АН СССР», 1957, № 38.
- Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. Сб. статей, т. 1, 2. М., МСССС АН СССР, 1974.
- Малиновская Л. Н.* Спектральные амплитудные кривые волн *P*.— В кн.: Алгоритмы интерпретации сейсмических данных. Вычислительная сейсмология, вып. 5. М., «Наука», 1971.
- Молнар П., Раутиан Т. Г., Халтурин В. И.* Опыт исследования спектров местных землетрясений Гармского района.— В кн.: Советско-американские исследования по прогнозу землетрясений, т. 1. Душанбе, «Дониш», 1976.
- Непрочнов Ю. П.* Результаты ГСЗ на Черном море.— В кн.: ГСЗ в СССР. М., Гостехиздат, 1962.
- Нерсесов И. Л., Раутиан Т. Г.* Кинематика и динамика сейсмических волн на расстояниях до 3500 км от эпицентра.— В кн.: Экспериментальная сейсмика. М., «Наука», 1964.
- Нерсесов И. Л., Николаев А. В., Седова Е. Н.* Характер горизонтальной неоднородности мантии Земли по сейсмическим данным.— ДАН СССР, 1972, 207, № 4.
- Николаев А. В.* Сейсмика неоднородных и мутных сред. М., «Недра», 1972.
- Николаев А. В., Трегуб Ф. С.* Результаты исследования статистической модели земной коры.— ДАН СССР, 1969, 189, № 6.
- Нурмагамбетов А.* Затухание сейсмических волн и энергетическая классификация землетрясений по наблюдениям аппаратурой ЧИСС.— В кн.: Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. т. 2. М., МСССС АН СССР, 1974.
- Нурмагамбетов А., Раутиан Т. Г., Халтурин В. И.* и др. Зависимость спектров сейсмических колебаний от энергии землетрясений.— В кн.: Вопросы количественной оценки сейсмической опасности. М., «Наука», 1975.
- Павленкова Н. И.* Волновые поля и модель земной коры. Киев, «Наукова думка», 1973.
- Пасечник И. П.* Характеристика сейсмических волн при ядерных взрывах и землетрясениях. М., «Наука», 1970.
- Пономарева К. С.* О распространении диффузионного звука.— «Уч. зап. Курского пед. ин-та», 1969, № 54.
- Пресс Ф.* Внутреннее строение Земли по данным теоретических моделей.— В кн.: Природа твердой Земли. М., «Мир», 1975.
- Природа твердой Земли. М., «Мир», 1975.
- Пузырев Н. Н., Крылов С. В., Мишенькин Б. П.* Методика рекогносцировочных глубинных сейсмических исследований. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Рузайкин А. И., Халтурин В. И.* Годограф максимальной фазы волны Релея на расстояниях до 3500 км.— В кн.: Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений, т. 2. М., МСССС, АН СССР, 1974.
- Саваренский Е. Ф., Вальднер Н. Г.* Волны *Lg* и *Rg* от землетрясений Черноморского бассейна и некоторые соображения об их природе.— В кн.: Сейсмические исследования, № 4. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Седова Е. Н.* Пространственная структура волн *P* и горизонтальная неоднородность коры и мантии.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1974, № 12.
- Сихарулидзе Д. И.* Природа волн *Lg* и *Rg* и изучение строения земной коры.— «Труды ин-та геофизики АН ГССР», 1963, т. 21.
- Смит С.* Неидеальная упругость.— В кн.: Верхняя мантия. М., «Мир», 1975.
- Соловьев С. Л., Шейн В. Б.* Интенсивность землетрясения по данным дальневосточных и континентальных станций СССР.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1959, № 9.
- Халтурин В. И., Урусова Н. Б.* Оценка поглощения продольных и поперечных волн по наблюдениям над местными зем-

- летрясениями.— «Труды ИФЗ АН СССР», 1962, № 25.
- Халтурин В. И.* Поглощение сейсмических волн в земной коре Северного Тянь-Шаня.— В кн.: Экспериментальная сейсмология. М., «Наука», 1971.
- Цибульчик Г. М.* Некоторые численные методы анализа структуры сейсмограмм и определения средних характеристик земной коры. Канд. дис., Новосибирск, ИГГ СО АН СССР, 1968.
- Чернов Л. А.* Распространение волн в среде со случайными неоднородностями. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Чернов Л. А.* Волны в случайно-неоднородных средах. М., «Наука», 1975.
- Шульц С. С.* Формирование континентальной коры палеозойских складчатых поясов и их современная структура.— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., «Наука», 1974.
- Энман В. Б., Симбирева И. Г.* Вертикальные смещения на Нимичском полигоне и механизм очагов близких землетрясений.— Тезисы докладов Всесоюзного совещания по современным движениям земной коры. Алма-Ата, 1971.
- Яновская Т. Б., Голыкова Г. В., Сурков Ю. А.* Об амплитудных кривых волн  $P$ .— В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн, вып. 7. Л., Изд-во ЛГУ, 1964.
- Яновская Т. Б.* Некоторые данные о сейсмических волнах в ядре Земли.— В кн.: Алгоритмы интерпретации сейсмических данных, вып. 5. М., «Наука», 1971.
- Adams R. D., Engdahl E. R.*  $P$ -wave velocities in the earth's core: an interim report.— «Phys. Earth and Planet. Interiors», 1974, 9, N 1.
- Aki K.* Scattering of  $P$ -waves under the Montana LASA.— «J. Geophys. Res.», 1973, 78, N 8.
- Anderson D. L., Ben-Menahem A., Archaibeau C. B.* Attenuation of seismic energy in the upper mantle.— «J. Geophys. Res.», 1965, 70, N 6.
- Artyushkov E. V.* Rheological properties of the crust and upper mantle according to data on isostatic movements.— «J. Geophys. Res.», 1971, 77, N 5.
- Archaibeau C. B., Flinn E. A., Lambert D. G.* Fine structure of the upper mantle.— «J. Geophys. Res.», 1969, 74, N 25.
- Bacer R. G.* Preliminary study for determining magnitude from  $L_g$ .— «Earthquake Notes Seismol. Soc. America», 1967, 38, March-June.
- Bolt B. A.* Estimation of PKP travel times.— «Bull. Seismol. Soc. America», 1968, 58, N 4.
- Capon I., Greenfield R. J., Kolkner R. J., Lacosse R. T.* Short-period signal processing results for the large aperture seismic array.— «Geophysics», 1968, 33, N 3.
- Carder D. S., Gordon D. W., Jordan J. N.* Analysis of surface-foci travel times.— «Bull. Seismol. Soc. America», 1966, 56, N 4.
- Carpenter E. K., Marshall P. P., Douglas A.* The amplitude— distance curve for short-period teleseismic  $P$ -waves.— «Geophys. J.», 1967, 13, N 1—3.
- Chinnery M. A., Toksöz M. N.*  $P$ -wave velocities in the mantle below 700 km.— «Bull. Seismol. Soc. America», 1967, 57, N 2.
- Chinnery M. A.* Velocity anomalies in the lower mantle.— «Phys. Earth and Planet. Interiors», 1969, 2, N 1.
- Cleary J.* Analysis of the amplitudes of short-period  $P$ -waves recorded by long range seismic measurements stations in the distance range  $30^\circ$  to  $120^\circ$ .— «J. Geophys. Res.», 1967, 72, N 18.
- Corbishley D. J.* Multiple array measurements of the  $P$ -wave travel-time derivative.— «Geophys. J. Roy. Astron. Soc.», 1970, v. 19, N 1.
- Dainty A. M., Toksöz M. N., Anderson K. R. e. a.* Seismic scattering and shallow structure of the Moon in oceanus procellarum.— «Moon», 1974, 9, N  $1/2$ .
- Dey-Sarkar S. K., Wiggins R. A.* Upper mantle structure in western Canada.— «J. Geophys. Res.», 1976, 81, N 1-2.
- Dziewonski A. M., Haddon R. A.* The radius of the core-mantle boundary inferred from travel time and free oscillation data; a critical review.— «Phys. Earth and Planet. Interiors», 1974, 9, N 1.
- Evernden J. F.* Magnitude determinations at regional and near-regional distances in the United States.— «Bull. Seismol. Soc. America», 1967, 57, N 4.
- Gutenberg B., Richter C. F.* Magnitude and energy of earthquakes.— «Ann. geol. (Rome)», 1956, 9, N 1.
- Hales A. L., Cleary J., Roberts J.* Velocity distributions in the lower mantle.— «Bull. Seismol. Soc. America», 1968, 58, N 6.
- Hanks T. S., Wyss M.* The use of body-wave spectra in the determination of seismic-source parameters.— «Bull. Seismol. Soc. America», 1972, 62, N 2.
- Hasegawa H. S.* Short-period  $P$ -coda characteristics in the eastern Canadian shield.— «Bull. Seismol. Soc. America», 1970, 60, N 3.
- Herrin E.* Introduction to 1968 Seismological tables for  $P$ -phases.— «Bull. Seismol. Soc. America», 1968, 58, N 4.
- Iyer H. M., Healy J. H.* Teleseismic residuals at the LASA—USGS extended array and their interpretation in term of crust and upper-mantle structure.— «J. Geophys. Res.», 1972, 77, N 8.
- Jansson B., Husebye E. S.* Application of array data processing techniques to a network of ordinary seismograph stations.— «Pure and Appl. Geophys.», 1968, 69, N 11.
- Johnson L. R.* Array measurement of  $P$  velocities in the upper mantle.— «J. Geophys. Res.», 1967, 72, N 24.
- Johnson L. R.* Array measurements of  $P$  velocities in the lower mantle.— «Bull. Seismol. Soc. America», 1969, 59, N 2.
- Kaila K. L., Sarkar D.*  $P$ -wave amplitude variation with epicentral distance and the magnitude relations.— «Bull. Seismol. Soc. America», 1975, 65, N 4.
- Kanamory H.* Attenuation of  $P$ -wave in the upper and lower mantle.— «Bull. Earthqu-

- ake Res. Inst. Tokyo Univ.», 1967a, 45, pt. 2.
- Kanamory H.* Upper mantle structure from apparent velocities of *P*-waves recorded at Wakayama micro-earthquake observatory.— «Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.», 1967b, 45, pt. 3.
- Kanamory H.* Spectrum of *P* and *PcP* in relation to the mantle-core boundary and attenuation in the mantle.— «J. Geophys. Res.» 1967c, 72, N 2.
- Kanamory H.* Spectrum of short-period core phases in relation to the attenuation in the mantle.— «J. Geophys. Res.», 1967d, 72, N 8.
- Kanamory H.* Velocity and *Q* of mantle waves.— «Phys. Earth and Planet. Interiors», 1970, 2, N 4.
- Kennett B. L. N.* The effects of attenuation on seismograms.— «Bull. Seismol. Soc. America», 1975, 65, N 6.
- Kovach R. L., Anderson L. D.* Attenuation of shear waves in the upper and lower mantle.— «Bull. Seismol. Soc. America», 1964, 54, N 6.
- Mc Mechan G. A.* Amplitude constraints and the inversion of Canadian shield early rise explosion data.— «Bull. Seismol. Soc. America», 1975, 65, N 5.
- Miyamura S.* Determination of body-wave magnitudes for shallow earthquakes in the New Zealand and Macquarie Loop region using *PKP* data.— «Phys. Earth and Planet. Interiors», 1974, 8, N 2.
- Nuttli O. W.* The amplitudes of teleseismic *P*-waves.— «Bull. Seismol. Soc. America», 1972, 68, N 1.
- Niazi M., Anderson L. D.* Upper mantle structure of western North America from apparent velocities of *P*-waves.— «J. Geophys. Res.», 1965, 70, N 18.
- Robinson R., Iyer H. M.* Temporal and spatial variations of travel-time residuals in central California for Novaya Zemlya events.— «Bull. Seismol. Soc. America», 1976, 66, N 5.
- Sato R., Espinoza A. F.* Quality factor inversion determination from the analysis of body wave data.— Pt 1.— «Pure and Appl. Geophys.», 1967, 67, p. 1—26.
- Sengupta M. K., Julian B. R.* Amplitude-distance calibration curve from deep focus earthquakes.— «Bull. Seismol. Soc. America», 1976, 66, N 5.
- Simpson D. W., Mereu R. F., King D. W.* An array study of *P*-wave velocities in the upper mantle transition zone beneath northeastern Australia.— «Bull. Seismol. Soc. America», 1974, 64, N 6.
- Street R. L.* Scaling northeastern United States Southeastern Canadian earthquakes by their *Lg*-waves.— «Bull. Seismol. Soc. America», 1976, 66, N 5.
- Teng T. L.* Attenuation of body waves and the *Q* structure of the mantle.— «J. Geophys. Res.», 1968, 73, N 6.
- Thatcher W., Hanks T. S.* Source parameters of Southern California Earthquakes.— «J. Geophys. Res.», 1973, 78, N 35.
- Tsujiura M.* Regional variation of *P*-wave spectrum (1).— «Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.», 1969, 47, N 4.
- Tucker B. E., Brune I. N.* Seismograms, *S*-wave spectra and source parameters for aftershocks of the San Fernando Earthquake.— In: San Fernando California Earthquake of February 9, 1971, v. III. Washington, 1973.
- Veith K. F., Clawson G. E.* Magnitude from short-period *P*-wave data.— «Bull. Seismol. Soc. America», 1972, 62, N 2.
- Wesley J. P.* Diffusion of seismic energy in the near range.— «J. Geophys. Res.», 1965, 70, N 20.
- Wiggins R. A., Helmberger D. V.* Upper mantle structure of the Western United States.— «J. Geophys. Res.», 1973, 78, N 11.
- Zoltan A. D., Masse R. P., Gurski J. P.* Regional attenuation of short-period *P*- and *S*-waves in the United States.— «Geophys. J.», 1975, 40, N 1.

## СОДЕРЖАНИЕ

|                    |   |
|--------------------|---|
| Введение . . . . . | 3 |
|--------------------|---|

### I

#### ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В НЕОДНОРОДНОЙ ЗЕМЛЕ

|   |    |
|---|----|
| Глава 1. Сейсмические волны в неоднородной Земле . . . . .  | 7  |
| 1. Связь радиальной неоднородности Земли с временами пробега и амплитудами сейсмических волн . . . . .            | 8  |
| 2. Соотношение масштабов флуктуаций параметров сейсмических волн и горизонтальных неоднородностей Земли . . . . . | 16 |
| Глава 2. Использование региональных калибровочных кривых для улучшения магнитудных определений . . . . .          | 26 |
| 1. Региональные калибровочные кривые волн, распространяющихся в коре и мантии Земли . . . . .                     | 26 |
| 2. Калибровочные кривые волн, прошедших ядро . . . . .  | 34 |
| Обсуждение результатов. . . . .   | 35 |

### II

#### РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН И СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

|   |     |
|---|-----|
| Глава 1. Спектральные характеристики волн $P$ , $Pg$ , $Lg$ . . . . .   | 40  |
| 1. Амплитудные кривые разных частот . . . . .   | 40  |
| 2. Спектры основных волн . . . . .  | 55  |
| Глава 2. Выделение крупных горизонтальных неоднородностей по характеристикам волн $P$ , $Lg$ и $Rg$ . . . . . | 61  |
| 1. Картирование спектральных характеристик волн $P$ . . . . .   | 62  |
| 2. Особенности распространения волн $Lg$ на трассах, пересекающих Центральную Азию . . . . .                  | 68  |
| 3. Региональные различия характеристик волн $Rg$ . . . . .  | 78  |
| Глава 3. Особенности строения верхней мантии в Центральной Азии . . . . .                                     | 89  |
| 1. Строение верхней мантии вдоль профиля Памир — Байкал . . . . .   | 89  |
| 2. Оценка поглощающих свойств среды . . . . .   | 97  |
| Обсуждение результатов. . . . .   | 103 |

III  
ПРОЯВЛЕНИЕ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ СТРОЕНИЯ  
В ФЛУКТУАЦИЯХ ХАРАКТЕРИСТИК  
ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН

|  |     |
|--|-----|
| Глава 1. Флуктуации амплитуд и времен пробега . . . . .  | 106 |
| 1. Представление экспериментального материала и способы его обработки . . . . .  | 106 |
| 2. Вариации магнитудных отклонений для системы станций, расположенных по всей территории СССР . . . . .                | 107 |
| 3. Амплитудные флуктуации на Северо-Тяньшаньской группе станций . . . . .  | 107 |
| 4. Магнитудные отклонения на станциях Центрально-Тяньшаньской группы . . . . .   | 110 |
| 5. Флуктуации интенсивности волны <i>P</i> по материалам Северо-Казахстанской группы станций . . . . .                 | 113 |
| 6. Вариации времен пробега на станциях, расположенных по всей территории СССР и в Северо-Тяньшаньской группе . . . . . | 113 |
| Глава 2. Исследование флуктуаций формы записи волны <i>P</i> . . . . .   | 118 |
| 1. Изучение формы записи волны <i>P</i> на станциях, расположенных в разных районах Советского Союза . . . . .         | 118 |
| 2. Изучение детальной структуры формы волны <i>P</i> . . . . .   | 120 |
| Обсуждение результатов . . . . .   | 130 |

IV  
СВЯЗЬ АМПЛИТУДНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ  
СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН  
С ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ПОЛЯМИ

|   |     |
|---|-----|
| Глава 1. Исследование связи амплитудных особенностей сейсмических волн с гравитационными и магнитными аномалиями на территории СССР . . . . . | 136 |
| 1. Общие сведения о гравитационных аномалиях . . . . .  | 136 |
| 2. Исследование связи магнитудных и гравитационных аномалий на территории СССР . . . . .  | 138 |
| 3. Исследование связи магнитудных и магнитных аномалий . . . . .  | 141 |
| Глава 2. Исследование связи амплитудных аномалий с геологическими условиями . . . . .   | 143 |
| 1. Влияние общих черт геологического строения на уровень амплитуд сейсмических волн . . . . .   | 143 |
| 2. Влияние разломов на параметры сейсмических волн . . . . .  | 144 |
| Заключение . . . . .  | 150 |
| Литература . . . . .  | 152 |

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ  
СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ  
НЕДР ЗЕМЛИ

---

*Людмила Валентиновна Антонова,  
Феликс Фуадович Аптикаев,  
Римма Ивановна Курочкина,  
Игорь Леонович Нерсесов,  
Алексей Всеволодович Николаев,  
Александр Иванович Рузайкин,  
Елизавета Николаевна Седова,  
Александр Васильевич Ситников,  
Феликс Семенович Трезуб,  
Лилия Дмитриевна Федорская,  
Виталий Иванович Халтурин*

---

*Утверждено к печати  
Ордена Ленина институтом физики земли  
им. О. Ю. Шмидта АН СССР*

*Редактор И. Н. Галкин.  
Редактор издательства С. Д. Казанчева  
Художник А. В. Пушкирный  
Художественный редактор Т. П. Поленова  
Технический редактор Ю. В. Рылина.  
Корректор Л. В. Лукичева*

**ИБ № 6053**

*Сдано в набор 29/VII 1977 г.  
Подписано к печати 23/XII 1977 г.  
Формат 70×108<sup>1/16</sup> Бумага № 1. Усл. печ. л. 14  
Уч. изд. л. 13,7. Тираж 1350. Т-21632. Тип. зак. 2717  
Цена 1 р. 40 к.*

*Издательство «Наука», 117485,  
Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94а  
2-я типография издательства «Наука».  
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10*



---

В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»  
ИМЕЮТСЯ В ПРОДАЖЕ:

---

**Винник Л. П.**

**ИССЛЕДОВАНИЯ МАНТИИ ЗЕМЛИ  
СЕЙСМИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ.**

1976. 198 стр. 1 р. 35 к.

В книге показаны метод и результаты исследований нижней мантии (с помощью продольных волн далеких землетрясений), проведенных в СССР и за рубежом. Наблюдения использованы для картирования неоднородностей верхних 150 км мантии под горным обрамлением территории СССР. Представлены результаты измерений добротности в мантии и ядре. Специальная глава посвящена исследованию отражающих свойств границы ядро—мантия. Рассмотрены также ряд других вопросов по изучаемой проблеме.

Издание рассчитано на сейсмологов и других специалистов, изучающих внутреннее строение Земли.

**Непрочнов Ю. П.**

**СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ОКЕАНЕ.**

1976. 178 стр. 1 р. 62 к.

В монографии рассмотрены вопросы выбора оптимальных условий возбуждения и регистрации сейсмических волн, методики наблюдений и основные приемы интерпретации. Выполнено сопоставление волновых полей и структур разных районов, сделаны выводы о природе основных слоев земной коры.

Издание рассчитано на геологов, сейсмологов, океанологов.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга-почтой» «Академкнига»:

- |        |   |        |                                       |
|--------|---|--------|---------------------------------------|
| 480091 | Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97      | 630090 | Новосибирск, 90, Морской проспект, 22 |
| 370005 | Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13             | 620151 | Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137  |
| 734001 | Душанбе, проспект Ленина, 95            | 700029 | Ташкент, Л-29, ул. К. Маркса, 28      |
| 252030 | Киев, ул. Пирогова, 4                   | 450059 | Уфа, ул. Р. Зорге, 10                 |
| 443002 | Куйбышев, проспект Ленина, 2            | 720001 | Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42      |
| 197110 | Ленинград, П-110, Петрозаводская ул., 7 | 310003 | Харьков, Уфимский пер., 4/6.          |
| 117192 | Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12 |        |                                       |

### СПИСОК ИСПРАВЛЕНИЙ И ОПЕЧАТОК

| Страница | Строка                      | Напечатано                           | Должно быть  |
|----------|-----------------------------|--------------------------------------|--|
| 11       | 24 св.                      | $\sin \Delta p_m \frac{dp}{d\Delta}$ | $\left( \sin \Delta p_m \frac{dp}{d\Delta} \right)^{-1}$ |
| 13       | 19 св.                      | 2883                                 | 2885   |
| 49       | Табл. 9, стр. 4<br>3 стб.   | 870                                  | 840  |
|          | Табл. 10, стр. 6,<br>8 стб. | 1,7                                  | (1,7)  |
| 109      | 5 св.                       | $\langle \delta \lg A \rangle_S$     | $\langle \delta \lg A \rangle_S$                         |
| 119      | 4 св.                       | вертикальная радиальная              | вертикальная и радиальная                                |
| 151      | 6 св.                       | не очень                             | очень  |

Зак. 2717. Экспериментальные сейсмические исследования недр Земли.

2299

1 р. 40 к.