

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

ВОПРОСЫ СЕЙСМИЧНОСТИ СИБИРИ

Часть I

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ,
ДИНАМИКА СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

НОВОСИБИРСК-1972

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

ВОПРОСЫ СЕЙСМИЧНОСТИ СИБИРИ

Часть I

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ,
ДИНАМИКА СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

НОВОСИБИРСК-1972

УДК 550.34(571.1)(571.5)(571.6)

Сборник посвящен изложению результатов сейсмологических исследований, проведенных на территории Сибири и отчасти Дальнего Востока и законченных в 1970 году. Рассматривается широкий круг вопросов от изучения строения земной коры и верхов мантии до описания отдельных землетрясений и исследований механизма очагов и динамики сейсмических волн.

Книга представляет интерес для сейсмологов, а также геофизиков и геологов, работающих в смежных областях науки.

Под редакцией докторов физико-математических наук В.Н.ГАЙСКОГО и А.А.ТРЕСКОВА

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРОВ

С момента выхода первого монографического сборника, посвященного описанию сейсмичности Сибири, прошло 7 лет. За этот период накоплен значительный материал сейсмических наблюдений, проведены многие интересные исследования. Результаты отдельных работ публиковались в ряде статей и монографий. Однако, в настоящий момент настал этап публикации такого сборника статей, который бы отразил современное состояние сейсмологических исследований в Сибири и отчасти на Дальнем Востоке.

В сборнике опубликованы доклады, зачитанные и представленные на ежегодной научной сессии сейсмической комиссии по Сибири и Дальнему Востоку, состоявшейся в Новосибирске в марте 1971 года. Сборник разделен на две части. Первая — посвящена методике и результатам исследования строения земной коры и верхов мантии, а также динамике сейсмических волн. Среди этой группы статей следует отметить работу, посвященную изложению результатов первого этапа применения метода ГСЗ в Прибайкалье. Несмотря на то, что в работе сделан лишь первый шаг в направлении детального исследования строения земной коры и верхней мантии в этом уникальном районе, получен ряд интересных геологических результатов, о которых читатель прочтет в этой части сборника. Как видно даже из оглавления значительно большее внимание стало уделяться вопросам динамики сейсмических волн, в частности получению и использованию спектров и спектральных характеристик сейсмических волн. Естественно, что при решении этих достаточно сложных задач делаются лишь первые шаги.

Несколько статей посвящено изучению затухания сейсмических волн с расстоянием, а также методике и первым результатам оценки добротности коры. К этим работам примыкают статьи, посвященные энергетической и магнитудной классификации землетрясений.

Вторая часть сборника посвящена изучению сейсмичности, сейсмогеологии, сейсмическому режиму и механизму очагов землетрясений. В этой части сборника следует отметить обзоры новых данных о сейсмичности Якутии, Амурской области и Сахалина. Ряд статей посвящен описанию отдельных землетрясений, методике макросейми-

ческой характеристики землетрясений, особенностям серии афтершоков. Тематика, связанная с изучением сейсмического режима представлена статьями о связи между землетрясениями и их группировании, оценке представительности данных, а также методике оценки сотрясаемости. Ряд статей затрагивает разные аспекты изучения механизма тектонических и вулканических землетрясений. Особый интерес представляет исследование по механизму очагов слабых землетрясений Прибайкалья, где делается одна из первых попыток систематического сопоставления механизма очагов тех землетрясений, которые составляют сейсмический режим района в отрезки времени 5-10 лет.

В двух последних статьях представлено сопоставление геологического строения переходной области от Байкальской рифтовой зоны к Забайкальскому глыбово-волновому поднятию, а также неотектоники Центрального Забайкалья с сейсмичностью соответствующих территорий.

Мы надеемся, что помещенные в сборнике описания результатов сейсмологических исследований, выполненных или законченных в 1970 году, дадут достаточно полное представление как о сейсмичности и глубинном строении этих весьма своеобразных и интересных районов страны, так и о ведущихся в этом направлении работах.

В.Н.Гайский, А.А.Тресков

ОБ ИЗУЧЕНИИ ВЕРХОВ МАНТИИ МЕТОДОМ ГСЗ
В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ

В результате рекогносцировочных глубинных сейсмических исследований, ведущихся в Байкальском регионе Восточным геофизическим трестом и Институтом геологии и геофизики СО АН СССР под руководством Н.Н. Пузырева, в верхах мантии выявлена обширная область с аномально низкой скоростью упругих волн /1,2,3/. Ниже сейсмические материалы по Байкальскому региону обсуждаются совместно с соответствующими данными по другим участкам мировой системы рифтов в связи с задачами дальнейшего изучения аномальных свойств верхней мантии в зонах рифтогенеза.

Глубинные сейсмические исследования в рассматриваемом районе выполняются методикой точечных зондирований /4/. Для изучения поверхности мантии используются зондирования с базами (расстояниями между источником и приемником колебаний) 180–240 км. На таких зондированиях первой регистрируется преломленная волна от раздела Мохоровичича (М), затем – закрытическое отражение от той же границы. По записям этих волн на ряде профилей, расположенных в Байкальской рифтовой зоне, в районах Сибирской платформы и Забайкалья, определены глубины залегания поверхности мантии и скорости распространения продольных волн вдоль нее. Полученные результаты, подробно изложенные в работах /1,2,3/, приведены в схематизированном виде на рис.1 и 2,а.

Под Байкальской впадиной и на обширной территории к юго-востоку от нее граничная скорость на поверхности М аномально низка – 7,7–7,8 км/сек. На прилегающих участках Сибирской платформы и Забайкалья скорость имеет нормальные значения 8,1–8,2 км/сек (рис. 1, 2,а). Уменьшение скорости на 0,3–0,4 км/сек устанавливается надежно, как по данным преломленных волн, так и при совместном использовании отраженной и преломленной волн от границы М.

Область с аномальными характеристиками верхов мантии в несколько раз превосходит по ширине собственно Байкальскую рифтовую зону, оконтуренную по геологическим признакам и распределению сейсмичности. Их северо-западные границы на исследованном уча-

стке совпадают. Юго-восточное ограничение аномальной области отстоит от оз. Байкал на 200–300 км и занимает секущее положение по отношению к геологическим структурам древнего возраста, хотя и контролируется в ряде случаев известными близ поверхности глубинными швами (рис. I). Глубины залегания поверхности мантии в аномальной области относительно невелики (36–40 км).



Рис. I. Схема строения поверхности мантии в Байкальском регионе: I – профили ГСЗ: а) участки с нормальной скоростью упругих волн на поверхности мантии (8, I–8,2 км/сек), б) участки с пониженной скоростью (7,7–7,8 км/сек); 2 – граница области с пониженной скоростью на поверхности мантии; 3 – осредненные значения глубин до поверхности мантии (в км); 4 – Байкальская рифтовая зона (по В.П.Солоненко); 5 – главные глубинные разломы по геологическим данным (схематизировано).

Сопоставим полученные результаты с данными по некоторым другим рифтовым зонам, где глубинность и полнота сейсмических исследований достаточны для обоснованного сравнения. Значительный объем таких работ выполнен на западе Северо-Американского материка в Провинции бассейнов и хребтов, которая рассматривается амери-

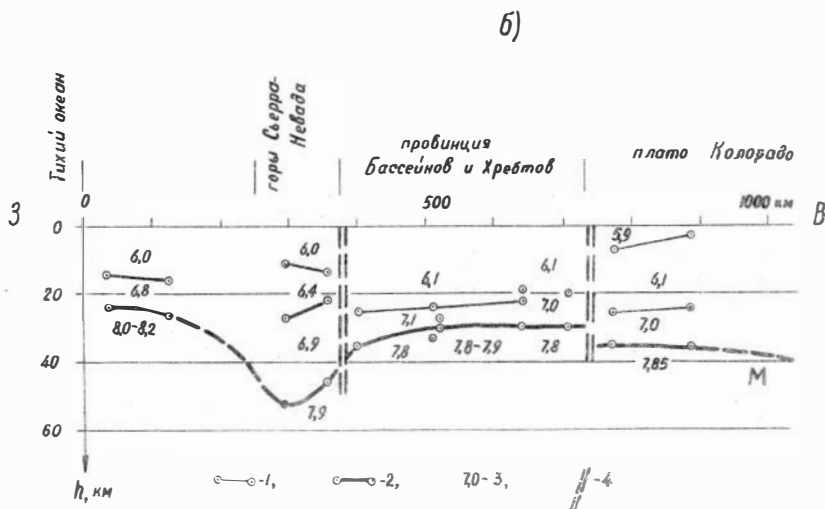
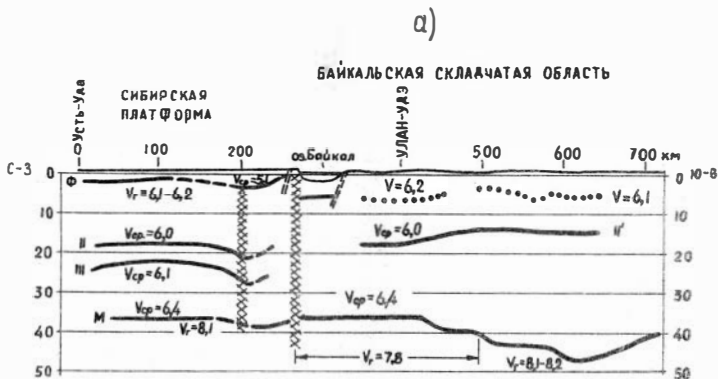


Рис.2. Сейсмические разрезы: а) в районе Байкальской рифтовой зоны (из работы /2/, схематизировано); б) на западе Северо-Американского континента по параллели $36^{\circ}30'$ с.ш. (разрез составлен по материалам работы /7/).

Условные обозначения к рис.2,б: 1 - преломляющие границы внутри земной коры; 2 - поверхность мантии; 3 - значения граничной скорости в км/сек; 4 - предполагаемые глубинные разломы.

канскими исследователями /5,6/ в качестве рифтовой зоны, являющейся континентальным продолжением Восточно-Тихоокеанского поднятия. Строение недр рассматриваемого района показано на композитивном разрезе (рис. 2,б), составленном по материалам сводки Д.Уоррена /7/. На линию разреза, проходящую по параллели $36^{\circ}30'$ северной широты, снесены все определения глубин и скоростей с сейсмических профилей, удаленных не более, чем на 100 км от этой линии. Как и в Байкальском районе, под Провинцией бассейнов и хребтов отмечено понижение скорости (7,8-7,9 км/сек) на поверхности мантии при относительно неглубоком залегании этой поверхности (35-38 км). Область с пониженной скоростью шире самой рифтовой зоны.

Строение поверхности мантии под другими континентальными рифтами сейсмическим методом фактически не изучено. Так, на северном участке Рейнского грабена в нижней части земной коры отмечен /8/ слой со скоростью 7,2-7,4 км/сек, выклинивающийся в обе стороны от рифта, однако из-за неполноты системы сейсмических наблюдений не удалось надежно построить границу М и определить скорость в верхах мантии под грабеном.

Сейсмическими исследованиями в пределах срединноокеанических хребтов /9, IО, II и др./ также установлено существование аномально низких (до 7,3-7,5 км/сек) значений скорости упругих волн в верхах мантии. Аномальная область располагается под грабеном хребта, где обычно развиты рифтовые долины. Ширина этой области измеряется многими сотнями километров, то-есть значительно превосходит поперечные размеры центрального рифта (рис.3).

В отличие от рифтов срединноокеанических хребтов рифтовые впадины Байкальской зоны располагаются не над центральной частью мантийной области с аномально низкой скоростью упругих волн, а над северо-западным краем этой области у южной границы Сибирской платформы. Последнее, вероятно, было предопределено существованием ослабленных участков в земной коре вблизи сочленения Сибирской платформы с ее горным обрамлением.

Таким образом, аномально низкие значения скорости упругих волн в верхах мантии устанавливаются практически на всех континентальных и океанических участках мировой системы рифтов, где проведены достаточно полные сейсмические исследования. Эта особенность, как и известные для Байкала и других рифтов аномалии сейсмического режима, теплового потока и электропроводности глу-

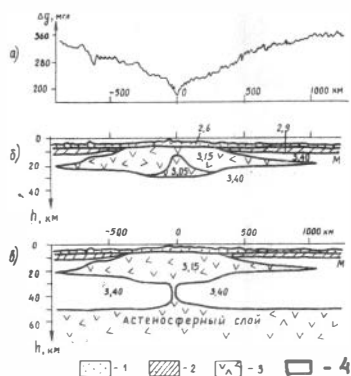


Рис.3. Модели глубинного строения Срединно-Атлантического хребта на широте около 33° по сейсмическим и гравитационным данным: а) гравитационная аномалия в редукции Буге из работы [14]; б) вариант модели Тальвани, Ле Пихона и Юнга [14]; в) модель с вертикальным каналом до астеносферного слоя.

1 - слой со скоростью упругих волн 4,5-5,5 км/сек; 2 - слой со скоростью 6,7 км/сек; 3 - измененная мантия со скоростью 7,3 км/сек; 4 - "нормальная" мантия со скоростью 8,2 км/сек. Значения плотности в г/см^3 выписаны на чертеже. Главная рифтовая долина расположена на пикете 0.

бинных пород, по всей видимости, связана с активно идущими процессами рифтогенеза. В дальнейшем целесообразно уделить особое внимание изучению аномальных свойств верхов мантии, выявленных в рифтовых зонах. Необходимо получить данные о пространственном распространении аномальной области, то-есть протрассировать ее по площади на значительной территории, а также решить вопрос о глубинном продолжении этой области, о ее соотношении с астеносферным слоем Гутенберга.

Трансирование по площади области с аномально низкой скоростью на поверхности мантии может эффективно осуществляться методикой точечных сейсмических зондирований с регистрацией преломленных волн от границы М на серии протяженных маршрутов и по площадной сети наблюдений. Продолжение таких работ в Байкальской рифтовой зоне и в прилегающих районах важно для решения неясного сейчас вопроса о соотношении этой зоны с мировой системой рифтов и другими тектонически активными областями.

В связи с задачей изучения продолжения области с аномально низкой скоростью вглубь мантии рассмотрим имеющиеся сейчас материалы по зоне Байкальского рифта. Эти материалы недостаточны для решения задачи, но их анализ может помочь в выборе рабочих гипотез и методики дальнейших исследований.

Оценим значение вертикального градиента скорости в верхах мантии по статистическим данным о величине отношения амплитуд колебаний отраженной и преломленной волн от границы М, зарегистрированных на зондированиях с фиксированными расстояниями (около 200 км) источник-приемник (рис.4,б). Динамические расчеты, выполненные лучевым методом для ряда вероятных моделей, показывают, что на величину этого отношения доминирующее влияние оказывает градиент скорости в мантии. Варьирование других параметров (скачка скорости на границе М, поглощения волн, дробности расслоения земной коры) в вероятных пределах приводит к значительно меньшим эффектам. Сравнение экспериментальных данных с результатами теоретических расчетов (рис.4,а) приводит к следующей приближенной оценке: скорость в самой верхней части мантии нарастает на 3 - 6 м/сек на каждый километр глубины как в зоне Байкальского рифта, так и на участках с нормальным значением скорости на поверхности мантии. Полученные данные свидетельствуют о малой вероятности того, что переход от аномально низкой скорости на поверхности мантии к нормальному значению этого параметра на больших глубинах происходит в результате плавного нарастания скорости с глубиной в относительно тонком переходном слое.

Как глубоко распространяются породы с аномально низкой скоростью вглубь мантии? Над аномальной областью зарегистрирована преломленная волна от границы М со скоростью 7,7-7,8 км/сек до расстояний около 240 км от источника, дальше из-за недостаточной мощности источников колебаний наблюдения не велись. Следовательно, выход в первые вступления волны с "нормальной" (8,1-8,2 км/сек) скоростью, соответствующей подошве аномального слоя, должен произойти на некотором расстоянии X, большем 240 км. Оценим минимально возможную мощность этого слоя, считая его однородным и ограниченным горизонтальными поверхностями.

Воспользовавшись известными соотношениями геометрической сейсмологии, запишем очевидное соотношение для точки пересечения X годографов преломленных волн от подошвы и кровли рассматриваемого слоя:

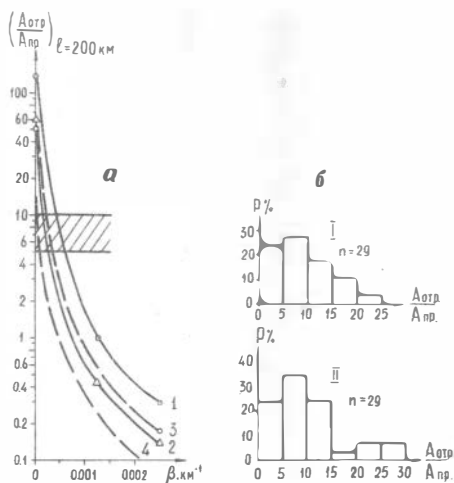


Рис. 4. К оценке вертикального градиента скорости в верхах мантии

- а) теоретические зависимости отношения амплитуд отраженной и преломленной волн от границы М при расстоянии источник-приемник 200 км от градиента скорости в мантии (β) для однослойной (1,2) и многослойной (3,4) моделей земной коры. Заштрихована область наиболее вероятных значений отношения амплитуд по экспериментальным данным. Параметры однослойной модели: $h_1 = 37 \text{ км}$, $v_1 = 6,4 \text{ км/сек}$, $v_2 = 8(1 + \beta z) \text{ км/сек}$; кривая 1 - поглощение равно 0; кривая 2 - коэффициент поглощения в земной коре $1,7 \cdot 10^{-2} \text{ км}^{-1}$, в мантии $8 \cdot 10^{-3} \text{ км}^{-1}$. Многослойная модель: $h_1 = 3 \text{ км}$, $v_1 = 5,1 \text{ км/сек}$, $h_2 = 13 \text{ км}$, $v_2 = 6,2 \text{ км/сек}$, $h_3 = 21 \text{ км}$, $v_3 = 6,7 \text{ км/сек}$, $v_4 = 8(1 + \beta z) \text{ км/сек}$; кривые 3 и 4 различаются по величине поглощения, как и в случае однослойной модели;
- б) гистограмма экспериментальных значений отношения амплитуд отраженной и преломленной волн от границы М на расстоянии 200 км от источника на участках с аномально низкой (I) и нормальной (II) скоростью на поверхности мантии.

$$\frac{2h_1 \cos i_{1,2}}{v_1} + \frac{X}{v_2} = \frac{2h_1 \cos i_{1,3}}{v_1} + \frac{2h_2 \cos i_{2,3}}{v_2} + \frac{X}{v_3}.$$

Здесь h_1 - мощность земной коры; h_2 - мощность слоя с низкой скоростью; v_1 , v_2 и v_3 - соответственно скорости в земной коре, в аномальном слое и в подстилающих его породах;

$$\sin i_{1,2} = \frac{v_1}{v_2}, \quad \sin i_{1,3} = \frac{v_1}{v_3}, \quad \sin i_{2,3} = \frac{v_2}{v_3}$$

После подстановки осредненных значений известных параметров ($h_1 = 38$ км, $v_1 = 6,4$ км/сек, $v_2 = 7,75$ км/сек, $v_3 = 8,1$ км/сек) и простых преобразований получим соотношение между мощностью аномального слоя и величиной X для рассматриваемых условий:

$$h_2 = 0,0073X + 7,9 \quad (h_2 \text{ и } X - \text{ в км}).$$

Поскольку $X > 240$ км, то

$$h_2 > 0,0073 \cdot 240 + 7,9 \approx 10 \text{ км}.$$

Следовательно, толщина слоя с пониженной скоростью в Байкальском районе не может быть меньше 10 км. Эта оценка не изменится существенно, если допустить постепенное нарастание скорости в слое и варьировать в разумных пределах другие параметры среды.

Привлечем к решению рассматриваемого вопроса данные гравиметрии. Аномалии Буге на территории с пониженной скоростью в верхах мантии имеют несколько меньшее (на 25-50 мгл) значение, чем на прилегающих участках Сибирской платформы. Примем, что этот эффект обусловлен разуплотнением вещества мантии на величину $0,1$ г/см³, что примерно соответствует выявленному уменьшению скорости упругих волн. Представив приближенно толщину пород мантии с таким дефицитом плотности в виде плоско-параллельного слоя, получим его мощность равной 6-12 км. Сейсмическим данным не противоречит только максимальная оценка, которая является весьма приближенной, поскольку не учтено гравитационное влияние внутренних неоднородностей земной коры. Более корректное использование гравитационных данных станет возможным после планируемых детальных исследований земной коры сейсмическим методом.

На участке Байкальской рифтовой зоны в районе дельты р. Селенги по записям обменных волн удаленных землетрясений станцией

"Земля" построена пологая граница обмена M_1 , залегающая на 9–12 км глубже поверхности мантии /I2/. Используемая методика исследований не дает сведений о значениях скорости в среде. Авторы работ рассматривают границу M_1 как "подшву переходного слоя от коры к мантии". Мощность этого слоя (9–12 км) близка к полученным выше по гравитационным данным оценкам толщины слоя с аномально низкой скоростью. Однако, едва ли можно отождествить границу M_1 с подошвой слоя низкой скорости, так как эта граница выявлена не только в рифтовой зоне, но и на территории Сибирской платформы /I3/, где величина граничной скорости на поверхности мантии имеет нормальное значение.

В связи с выявлением природы аномального слоя в верхах мантии возникает вопрос о его соотношении с нижележащим астеносферным слоем (волноводом Гутенберга), значения скоростей упругих волн в котором также относительно понижены. Средние глубины залегания кровли астеносферного слоя по сейсмологическим данным составляют около 100 км для материков и 50 км для океанов.

Тальвани, Ле Писсон и Динг /I4/, приняв, что в слое с пониженной скоростью уменьшена также и плотность пород, построили модель строения недр под Срединно-Атлантическим хребтом (рис.3,б). В этой модели, удовлетворяющей сейсмическим и гравитационным данным, породы с пониженными значениями плотности ($3,15 \text{ г/см}^3$) и скорости (7,3 км/сек) залегают в виде линзы толщиной около 30 км и шириной до 2000 км внутри верхней мантии с нормальными величинами плотности и скорости ($3,4 \text{ г/см}^3$ и 8,2 км/сек). Линза не соприкасается с астеносферным слоем. Те же исходные данные могут быть истолкованы иначе (рис.3,в): слой пониженной скорости и плотности, выходящий на поверхность мантии, соединяется с астеносферным слоем узкой (в первые десятки километров) вертикальной перемычкой под центральной рифтовой долиной. Геометрические параметры и плотность пород в предлагаемой модели можно менять в некоторых пределах, не нарушая ее соответствия с исходными сейсмическими и гравитационными данными. Следует отметить, что существование в верхах мантии вертикальных каналов разуплотненного вещества, по-видимому, достигающих астеносферного слоя, предполагается в ряде тектонически активных районов /I5, I6 и др./.

Связана ли выявленная в Байкальском районе область пониженной скорости в верхах мантии с астеносферным слоем Гутенберга? Прямых данных по этому вопросу сейчас нет. Можно предполагать,

что если такая связь существует, то узкая связующая перемычка вероятнее всего располагается под озером Байкал и далее в полосе интенсивных Байкало-Витимских минимумов силы тяжести. Тогда указанные минимумы следует считать частично обусловленными наличием вещества пониженной плотности, слагающего эту перемычку. Для обоснованного решения обсуждаемого вопроса по комплексу сейсмических и гравитационных данных необходимы детальные сейсмические исследования внутреннего строения земной коры непосредственно под Байкалом. Результаты этих исследований позволят учесть гравитационное влияние неоднородностей земной коры и выделить искомые аномалии, обусловленные объектами в мантии.

Задачи дальнейшего изучения особенностей строения верхов мантии в зоне Байкальского рифта методом ГСЗ требуют совершенствования этого метода, прежде всего, с целью увеличения глубинности исследований. Наряду с повышением мощности источников колебаний (использование упругих волн от крупных промышленных взрывов, накопление малых сейсмических воздействий), необходимо развить приемы выделения сверхглубинных отражений на относительно небольших удалениях от источника. Большое значение для изучения структуры верхов мантии имеет постановка согласованных исследований совокупностью геофизических методов, прежде всего методами ГСЗ, сейсмологии и гравиметрии.

Л и т е р а т у р а

1. Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Крупская Г.В., Петрик Г.В., Янушевич Т.А. Строение земной коры по профилю ГСЗ через Байкальскую рифтовую зону. - Геология и геофизика, № 1, 1970.

2. Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Крупская Г.В., Петрик Г.В. Глубинные сейсмические исследования в Забайкалье. - Геология и геофизика, № 7, 1971.

3. Puzirev N.N., Mandelbaum M.M., Krilov S.V., Michenkin B.P., Krupskaya G.V. Crustal seismic investigations in the Baikal rift zone. - J. Geomag. and Geoelec., v. 22, № 1-2, 1970.

4. Пузырев Н.Н., Крылов С.В., Потапьев С.В. Точечные сейсмические зондирования. - Изд-во "Наука", 1965.

5. Кук К.Л. Рифтовая система Провинции бассейнов и хребтов. - В сб.: "Система рифтов Земли". Изд-во "Мир", 1970.

6. Томсон Дж.А. Рифтовая система Запад США. - В сб.: "Система рифтов Земли". Изд-во "Мир", 1970.

7. Warren D.N. Transcontinental geophysical survey (35°-39°N). Seismic refraction profiles of the crust and upper mantle. - U.S. Geol. Surv., Washington, 1968.

8. Meissner R., Berckhemer H. Seismic refraction measurements in the Northern Rhinegraben. - The Rhinegraben progress report, Freiburg, 1967.

9. Непрочнов Ю.П. Сейсмические исследования земной коры и верхней мантии различных структур океана. - Автореф. дисс., М., 1970.

10. Удинцев Г.Б., Чернышева В.И. и др. Строение рифтовой зоны Индийского океана, ее место в мировой системе рифтов и значение для понимания процессов, протекающих в верхней мантии Земли. - В сб.: "Проблемы строения земной коры и верхней мантии". Изд-во "Наука", 1970.

11. Le Pishon X., Houts R.E., Drake C.L., Nafe J.E. Crustal structure of the Mid-Ocean Ridges. - J. Geophys. Res., v.70, № 2, 1965.

12. Щербакова Б.Е., Волхонин В.С., Крупская Г.В. и др. Результаты изучения глубинного строения юго-восточного Прибайкалья с помощью станций "Земля". - Советская геология, № 6, 1969.

13. Щербакова Б.Е., Бережнова О.Ф. и др. Результаты изучения земной коры и верхней мантии на северо-востоке Иркутского амфитеатра с помощью станций "Земля". - Прикладная геофизика, вып. 57, 1969.

14. Talvani M., Le Pishon X., Ewing M. Crustal structure of the Mid-Ocean Ridges, 2. - J. Geophys. Res., v.70, № 2, 1965.

15. Федотов С.А., Кузин И.П. Скоростной разрез верхней мантии в области южных Курильских островов. - Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1963, № 5.

16. Cann J.R. Geological processes at Mid-Ocean Ridge crests. - Compt. rend. Union geodes. et geophys. internat., part 1, № 5, 1969.

С. И. ГОЛЕНЕЦКИЙ, Ф. В. НОВОМЕЙСКАЯ,
К. И. БУКИНА

КОДАРСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 1970 г. И МОЩНОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА

15 мая 1970 г. в 20 час 50 мин по Гринвичу в северо-восточной части Байкальской рифтовой системы в районе хребта Кодар произошло землетрясение, магнитуда которого по данным сети сейсмических станций Советского Союза равнялась 5,6, глубина очага - 15 км.

Землетрясения такой интенсивности нередко заслуживают особого рассмотрения, так как получаемые наблюдения позволяют провести новые для данного района исследования. Кодарское землетрясение 1970 г. имело место в районе, где ранее таких толчков инструментально не было зарегистрировано. Наблюдения над ним, учитывая многочисленность его афтершоков, дают возможность осветить ряд вопросов - от повторяемости афтершоков и особенностей энергетической характеристики до годографов сейсмических волн и оценки мощности земной коры.

Землетрясение ощущалось на расстояниях до 250 км (в пос. Средняя Олекма - 4 балла и в г. Бодайбо - 3-4 балла). В ближайших к эпицентру (на расстояниях ~ 30 км) населенных пунктах - райцентре Чара и на метеостанции Б. Леприндо оно было соответственно пятишестибалльным и четырех-пятибалльным и сопровождалось гулом, в Среднем Каларе (~ 100 км) - четырехбалльным. Не ощущалось землетрясение в Муе, Баунте (БАСССР), Калакане, Моклакане (Читинская обл.), Перевозе, Горной Чуе (Иркутская обл.).

Эпицентральная область основного толчка и афтершоков расположена в междуречье Верхнего и Среднего Сауканов (рис. I) и в целом тяготеет к мощному главному Кодарскому и оперяющим его мезокайнозойским разломам /I/. С юго-запада к этой области подходит предполагаемое продолжение активизированного разлома, ограничивающего с севера эмбриональную Верхне-Сюльбанскую впадину, но в пределах собственно эпицентральной зоны по существующим представлениям имеется лишь сеть достаточно древних (домезозойских) раз-

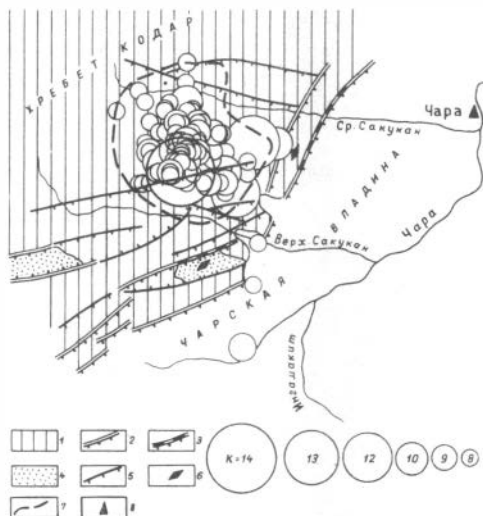


Рис. I. Карта эпицентров афтершоков Кодарского землетрясения с 15 мая по 15 июня 1970 г. Геологическая основа карты дана С. Д. Хилько

1 - глыбовое поднятие хребта Кодар, 2 - кайнозойские (рифтогенные) разломы, 3 - активизированные кайнозойские разломы, 4 - эмбриональные впадины, 5 - мезокайнозойские разломы, 6 - палеосейсмодислокации, 7 - граница области афтершоков, 8 - сейсмическая станция. Кружками обозначены эпицентры землетрясений соответствующего энергетического класса.

ломов. Вместе с тем, в нескольких километрах к югу расположена совсем молодая (десятки – первые сотни лет) Верхнесакуканская палеосейсмогенная структура, а к северо-востоку – Среднесакуканская палеосейсмодислокация (возраст – сотни лет). Предполагаемая сила землетрясений, связанных с этими структурами, достигает 10 баллов. Таким образом, сильные землетрясения в этом районе вполне возможны.

Однако за весь предшествующий период инструментальных наблюдений (9 лет) в этой зоне произошло всего 10–15 толчков 6–9 энергетических классов. Сейсмическая активность, приблизительно равная в данном районе в предшествующие 9 лет 0,1, в месячный период Кодарских землетрясений с 15 мая по 15 июня 1970 г. возросла в тысячи раз.

Главному толчку, основные характеристики которого приведены в таблице 1, за 12 мин предшествовал единственный форошок 8-го энергетического класса. На фоне последующего постепенного убывания высвобождающейся энергии через трое суток после главного толчка произошел значительный афтершок, сопровождающийся своими афтершоками. По данным сети станций Советского Союза магнитуда этого толчка $4\frac{3}{4}$, глубина очага – 10 км. Толчок ощущался слабее основного в Чаре, на метеостанции Б.Лепиндо, Ср.Каларе, возможно Ср.Олкеме. Всего за месяц в данном районе было зарегистрировано 1161 землетрясение (до конца 1970 г. – 1275). Эпицентры их (рис.1) локализованы на малой площади (около 200 кв.км), размеры которой сопоставимы с величиной возможной погрешности установления эпицентров. Если все же построить карты плотности эпицентров и выделившейся суммарной энергии, то при общем сходстве контуров площадь с наибольшей плотностью эпицентров не везде соответствует площади наибольшей выделившейся суммарной энергии. Эти заключения получены по результатам обработки наблюдений над более сильными толчками способом засечек с определением времени очага. Всего за месяц установлено 328 эпицентров землетрясений. Для остальных – более слабых – афтершоков по сейсмограммам сейсмических станций "Чара" и "Средний Калар" был определен (по Т.Г. Раутиан) только энергетический класс. Распределение числа землетрясений по энергетическим классам представлено в таблице 2.

Указанное распределение с 7-го класса по 10-ый хорошо аппроксимируется прямой (при этом, естественно, единичным толчкам высших классов особого значения не придавалось). Угловым коэффициент

Таблица I

Основные Кодарские землетрясения 1970 года

Широта φ °С	Долгота λ °В	Глубина км	Время в очаге сек	М	К	Кол-во станций в обра- ботке
I. 15 мая - 20 час 50 мин						
56,84	117,74	11	11,7			18
Определено по волнам \bar{P} и \bar{P} , кл.б. Бюллетень землетрясений Прибайкалья.						
56,73±0,1	117,76±0,2	12±20	11,6±0,3			6
Расчет на ЭВМ по волнам \bar{P} на основе минимизации суммы квадратов невязок, при этом $\sqrt{\bar{p}} = 6,1±0,1$ км/сек						
56,94	117,81	15	10	5,6	14	67
Определено (за исключением К) в Институте физики Земли АН СССР в основном по телесеismicким наблюдениям.						
2. 18 мая - 14 час 36 мин						
56,87	117,87	16	39,5		13	17
Определено по волнам \bar{P} и \bar{S} , кл.б, бюллетень землетрясений Прибайкалья.						
56,88±0,1	117,82±0,15	18±40	39,1±2,2			12
Расчет на ЭВМ по волнам \bar{P} на основе минимизации суммы квадратов невязок, при этом $\sqrt{\bar{p}} = 6,1±0,1$ км/сек						
56,85	117,87	10	38	4 ³ /4	13	48
Определено (за исключением К) в Институте физики Земли АН СССР в основном по телесеismicким наблюдениям.						

графика повторяемости составил - $0,52±0,06$, что вполне согласуется с угловыми коэффициентами графиков для Кодаро-Удоканского района за отдельные годы и в целом для Прибайкалья. Таким образом, закономерность повторяемости толчков в данной серии афтершоков не отличается от средней закономерности в регионе.

Повторяемость афтершоков Кодарского землетрясения 1970 г.

Энергетический класс К	I4	I3	I2	II	IO	9	8	7	6	5	4
Число землетрясений	I	I	I	I	7	I4	74	2I4	372	4IO	66

По наблюдениям ближайшей к эпицентру (~ 30 км) сейсмической станции Чара из треугольников очаг-эпицентр-станция определены глубины очагов афтершоков при скоростях прямых поперечных и продольных волн 3,5I км/сек и 6, I км/сек. Наибольшее число случаев приходится на интервал глубины I4-22 км.

Параметры эпицентральной зоны для последовательности Кодарских землетрясений существенно отличаются от недавно опубликованных /2/ средних эмпирических характеристик областей очагов землетрясений Прибайкалья. Так, площадь S эпицентральной зоны афтершоков Кодарского землетрясения ~ 200 кв.км оказывается вдвое меньше рассчитываемой по средней формуле:

$$\lg S = 0,82 M_0 - 2,0$$

(M_0 - магнитуа основного толчка).

Конфигурация зоны не похожа на эллипс и приближается к кругу, причем линейные размеры l (~ 20 км) также приблизительно в два раза меньше рассчитываемых по средней формуле:

$$\lg l = 0,45 M_0 - 0,92$$

Различие магнитуд основного толчка M_0 и наиболее сильного афтершока M_I в два с половиной раза меньше предсказываемого формулой:

$$M_0 - M_I = 4,5 - 0,4 M_0$$

Линейные размеры зоны афтершоков и ее площадь отличаются, правда в противоположном смысле, также и от значений В.И.Бунэ /3/ для Кавказа, согласно которым при землетрясении I4-го энергетического класса ($M=5I/2$) размеры очага должны составлять IO км, а площадь афтершоков ~ 60 кв.км. Очевидно, подобные усредняющие эмпирические соотношения могут служить только для грубой ориентировки.

Записи Кодарских землетрясений позволили рассмотреть затухание амплитуд сейсмических волн в Кодаро-Удоданском районе. Установленный ранее К.И.Букиной и Г.Я.Медведевой по наблюдениям над

взрывами и землетрясениями в том же районе амплитудный показатель расхождения на расстояниях до 50 км был близок к 2, на больших расстояниях кривая затухания выполаживалась, образуя ступеньку, а с 250 км быстрота уменьшения амплитуд с расстоянием вновь возрастала, приближаясь к 3. Графики зависимости амплитуды сейсмических волн от эпицентрального расстояния для 52 афтершоков Кодарского землетрясения (с 7-го энергетического класса и выше) при эпицентральных расстояниях более 250 км не противоречат указанной закономерности так же, как и данным Т.Г.Раутиан для Средней Азии. На меньших эпицентральных расстояниях наблюдения в данном случае были получены лишь в отдельных (немногих) пунктах.

Рассмотрены были также отклонения от средних значений энергетических классов К афтершоков по наблюдениям каждой сейсмической станции (рис.2). В большинстве случаев эти отклонения не превышают половины единицы. Ошибка среднеарифметического невелика - до $\pm 0,04$ при числе определений от 70 до 250. В то же время среднее отклонение отдельного значения достигает 0,3-0,6. Определенной зависимости величины и знака отклонений от эпицентрального расстояния или азимута не выявлено.

Влияние случайных ошибок измерений амплитуд на величину устанавливаемого энергетического класса не превышало половины единицы, оно тем больше, чем меньше сила землетрясения (амплитуды колебаний на сейсмограмме) и эпицентральные расстояния.

Сопоставление энергетических классов по наблюдениям сейсмических станций на меньших (до 130 км) и больших (свыше 250 км) расстояниях не указывает на существование больших различий (более половины единицы). По-видимому, для классификации землетрясений Кодаро-Удоканского района по энергии с приемлемым приближением можно пользоваться номограммой Т.Г.Раутиан, составленной по сейсмическим наблюдениям в Средней Азии.

По наблюдениям над более сильными толчками, при которых на сейсмических станциях Прибайкалья регистрировались головные по подошве земной коры волны Р, рассчитаны годографы этих волн. Всего с этой целью использовано 8 землетрясений. Для расчета выбраны данные станций на эпицентральных расстояниях до 600 км. Использование наблюдений на больших эпицентральных расстояниях затруднено из-за наложения на запись повторных толчков Кодарского землетрясения многочисленных афтершоков другого, более сильного

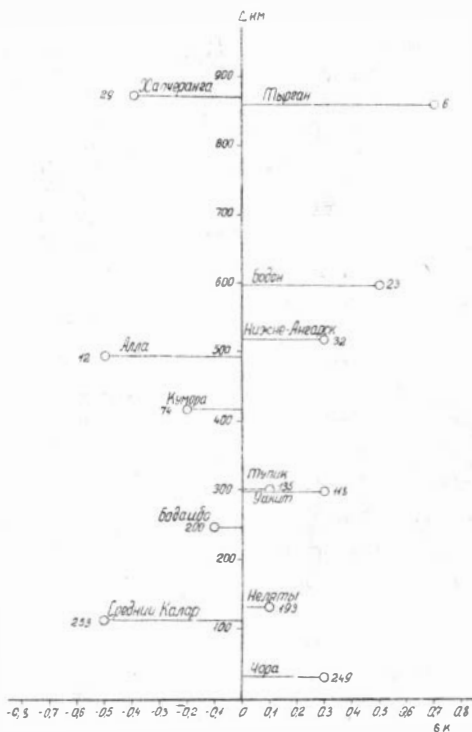


Рис.2. Средние уклонения $\Delta\kappa$ при оценке энергетических классов землетрясений по наблюдениям отдельных сейсмических станций (Δ - эпицентральный расстояние). Числа указывают количество определений, использованных при усреднении.

землетрясения из района на границе между Монголией и Тувой. Скорость распространения волн Р по сводному годографу (по 30 наблюдениям) оказалась равной $V_{\bar{P}} = 7,96 \pm 0,06$ км/сек, начальная ордината $\alpha_{\bar{P}} = 6,0 \pm 0,4$ сек. Для оценки скоростей распространения "прямых" продольных \bar{P} и поперечных \bar{S} волн аналогичные расчеты способом наименьших квадратов были проведены по наблюдениям над теми же 8 и еще 20 случайно выбранными землетрясениями. Чтобы оценить возможное влияние глубины очага, вычисления производились как с использованием данных ближайшей к эпицентру станции Чара, так и без них. Результаты расчетов, приведенные в таблице 3, согласуются с выводами, полученными ранее для северо-восточной части Байкальской рифтовой системы по наблюдениям над землетрясениями за несколько лет.

Таблица 3

Сводные годографы прямых продольных \bar{P} и поперечных \bar{S} волн по наблюдениям над 28 афтершоками Кодарского землетрясения 1970 г.

	С использованием наблюдений в Чаре	Число наблюдений	Без наблюдений в Чаре	Число наблюдений
$V_{\bar{P}}$ км/сек $\alpha_{\bar{P}}$ сек	$6,17 \pm 0,02$ $0,5 \pm 0,2$	179	$6,15 \pm 0,02$ $0,5 \pm 0,2$	152
$V_{\bar{S}}$ км/сек $\alpha_{\bar{S}}$ сек	$3,56 \pm 0,01$ $0,8 \pm 0,2$	206	$3,55 \pm 0,01$ $0,4 \pm 0,2$	184

Как видно из таблицы, использование наблюдений в Чаре не сказывается на вычисляемых значениях скоростей. Расчеты подтверждают, что применяемая при обработке скорость распространения прямых поперечных волн ($3,51$ км/сек), по-видимому, несколько занижена, в связи с этим возможно и получены заметные значения начальных ординат.

По данным для тех же 28 Кодарских землетрясений был построен (по 162 точкам) сводный график Вадати, согласно которому отношение скоростей продольных и поперечных волн равно $1,73$ - вполне обычное значение для региона.

Наблюдения над волнами Р можно использовать для ориентировочной оценки средней мощности коры по начальной ординате:

$$H = \frac{a_p}{2\sqrt{\frac{1}{v_p^2} - \frac{1}{v_p^2}}} + \frac{h}{2},$$

а также средней мощности коры по трассам между очагом и станциями по временам пробега волн P и эпицентральных расстояниям Δ

$$H = \frac{1}{2\sqrt{\frac{1}{v_p^2} - \frac{1}{v_p^2}}} \left(P - \frac{\Delta}{v_p} \right) + \frac{h}{2}$$

или по эпицентральных расстояниям Δ и разностям времен вступления прямых и преломленных волн δT

$$H = \frac{1}{2\sqrt{\frac{1}{v_p^2} - \frac{1}{v_p^2}}} \left[\left(\frac{1}{v_p} - \frac{1}{v_p} \right) \Delta - \delta T \right] + \frac{h}{2}.$$

Принимая $v_p = 8,0$ км/сек, $v_p = 6,15$ км/сек, $h = 18$ км, $a_p = 6$ сек по первой формуле получим $H=38$ км (при среднеквадратичной погрешности определения $a_p \pm 0,4$ сек, связанная с ней ошибка определения мощности коры составляет 2 км). Средние мощности земной коры, определенные по головным волнам по различным трассам (вторая и третья формулы) близки к 40 км и представлены на рис.3. Здесь первое число на трассах соответствует определению по разностям \bar{P} - R , второе - по временам пробега P . Меньшие значения мощности коры по разностям \bar{P} - R на станциях Алла и Бодон в основном объясняются, по-видимому, погрешностью установления моментов последующих вступлений волн \bar{P} при достаточно сильных землетрясениях, когда запись становится плохо читаемой. Что же касается возможного влияния неточностей используемых значений скоростей, то изменение скорости волн P на $\pm 0,1$ км/сек изменяет мощность коры в зависимости от эпицентрального расстояния от ± 1 до ± 4 км, аналогичное изменение в скорости прямой продольной волны приводит к смещению оценок мощности коры на $\pm 1/2 \pm 6$ км.

По наблюдениям над афтершоками Кодарского землетрясения представлялась существенная возможность и более локальных оценок мощности коры по отраженным волнам. Важно, что для одних и тех же очагов были зарегистрированы отраженные сверху от подошвы коры монотипные и обменные волны. Сводка основных результатов этих определений дана в таблице 4 и на рис.3.

Наличие указанных вступлений на сейсмограммах землетрясений не вызывает сомнений и судя по опыту предыдущих работ /4,5,6/ они соответствуют волнам, отраженным от границы Мохоровичича. В сог-

Станция	Эпицентральное расстояние (км) Δ	Разность моментов поперечных отраженной и прямой волн (сек)	Разность моментов обменной отраженной и прямой продольной волн (сек)	Число слушаев	Мощность коры Н км	Район отражения	
						широта φ°	долгота λ°
Калар	110	3,7	-	165	38	56,5	117,6
Неляты	130	3,1	-	121	38	56,7	117,0
Бодайбо	245	-	5,1-5,4	32	39	56,9	117,5

ласии с теоретическими представлениями на данных эпицентральных расстояниях амплитуды отраженных волн обычно превышают амплитуды прямых волн. Максимальное смещение в обменной отраженной волне \bar{SP} , регистрируемой сейсмической станцией Бодайбо спустя 4-6 сек после прямой волны, соизмеримо или превосходит смещение в волне \bar{P} .

Считая, что волна \bar{SP} распространяется от очага до подошвы коры как поперечная, а отражается как продольная, мощность коры Н при принятой однослойной модели можно оценить путем подбора при заданном h из соотношения

$$\bar{SP} - \bar{P} = \frac{H}{v_p \cos i_p} + \frac{H-h}{v_s \cos i_s} - \frac{\sqrt{\Delta^2 + h^2}}{v_p},$$

где $\operatorname{tg} i_p = \frac{\Delta_p}{H}$, $\sin i_s = \frac{v_s}{v_p} \sin i_p$, $\Delta_s = (H-h) \operatorname{tg} i_s$,

$$\Delta = \Delta_p + \Delta_s.$$

Для расчета мощности коры по разностям моментов вступлений монотипной отраженной и прямой волн использовалась известная простая формула /4/. Скорость поперечных волн в коре при этом принималась равной 3,56 км/сек.

На сейсмограммах сейсмической станции Неляты помимо вступления однажды отраженной поперечной волны нередко регистрировалось

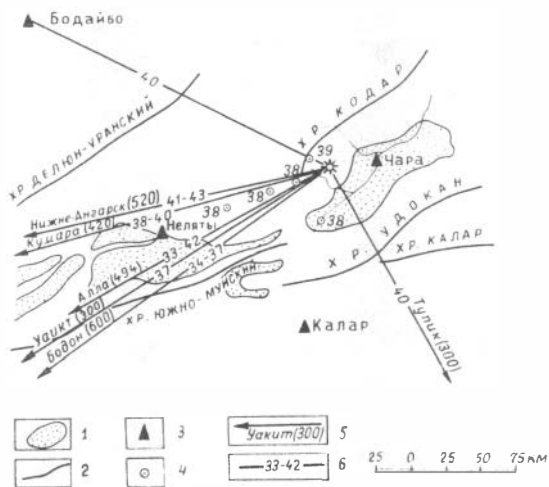


Рис.3. Карта средних мощностей земной коры

1 – впадины, 2 – осевые линии хребтов, 3 – сейсмические станции, 4 – пункты отражения сейсмических волн (числа у пунктов отражения соответствуют мощности коры по отраженным волнам), 5 – направление на сейсмическую станцию с указанием соответствующего эпицентрального расстояния, 6 – значения средней мощности земной коры: первое число – по разности $\bar{P}-P$, второе число – по времени пробега головной волны P .

второе достаточно интенсивное вступление. Разность моментов вступлений этой волны и прямой поперечной составляла $8,4 \pm 0,5$ сек. Учитывая, что в Прибайкалье в благоприятных условиях регистрируются интенсивные кратные отраженные волны, можно предположить, что указанное более позднее вступление соответствует волне, отраженной сначала от дневной поверхности, а затем от подошвы коры.

Так как в ряде случаев /18/ эти волны регистрировались одновременно с обычными отраженными волнами, можно было попытаться определить мощность коры H и глубину очага h из системы двух уравнений

$$H = \frac{1}{2} \left(\sqrt{(v_s t_1 + \sqrt{h^2 + \Delta^2})^2 - \Delta^2} + h \right)$$

$$H = \frac{1}{2} \left(\sqrt{(v_s t_2 + \sqrt{h^2 + \Delta^2})^2 - \Delta^2} - h \right),$$

где t_1 - разность моментов вступлений отраженной от подошвы коры и прямой поперечных волн (равная 3,2 сек); а t_2 - разность моментов вступлений поперечной волны, испытавшей два отражения, и прямой поперечной волны (8,4 сек).

Результаты расчета $H=38$ км, $h = 18$ км хорошо согласуются с другими данными. Мощность коры совпадает с ранее описанными определениями, глубина очагов соответствует отмеченной выше средней в гистограмме распределения очагов по глубинам, построенной по наблюдениям станции Чара. Это подтверждает правильность интерпретации указанных вступлений, следующих приблизительно через 5 секунд за вступлениями однократно отраженных поперечных волн на записях сейсмической станции Неляты. Пункты отражения в этом случае отстоят на расстояниях 25 и ~ 80 км от эпицентра.

Возможные погрешности оценок мощности и коры по отраженным волнам при избранной модели строения коры, по-видимому, составляют первые километры и в основном обусловлены погрешностями в глубинах очагов. Реальные неточности определения разностей моментов вступлений, эпицентральных расстояний и скорости сейсмических волн мало сказываются на результате.

Наблюдения над Кодарскими землетрясениями позволили также оценить по смещениям на сейсмограммах кажущиеся углы выхода продольных волн. Результаты этих вычислений для станций, расположенных не далее 600 км от эпицентра, представлены на рис.4. Обращает на себя внимание существенное завышение измеренных углов по сравнению с теоретическими, соответствующими принятой модели

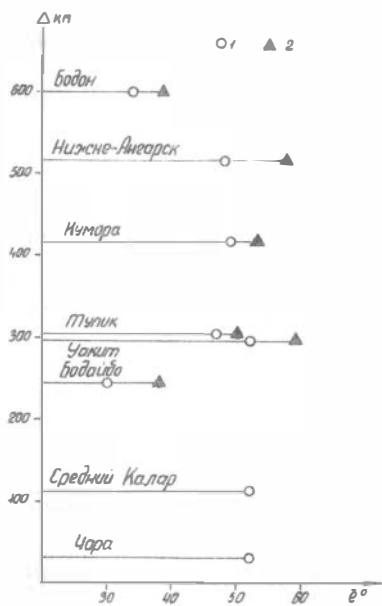


Рис.4. Кажущиеся углы выхода продольных волн $\bar{\theta}$:

1 - волны \bar{P} , 2 - волны P,

Δ - эпицентрального расстояние.

строения земной коры. Так, для головных волн Р только по наблюдениям станций Бодайбо и Бодон измеренные кажущиеся углы (соответственно 38° и 39°) близки к теоретическим ($\sim 37^{\circ}$), рассчитанным при скоростях сейсмических волн в коре и под корой $V_P = 8,0$ км/сек, $V_{\bar{P}} = 6,15$ км/сек, $V_S = 3,56$ км/сек. Для остальных станций кажущиеся углы выхода были значительно больше ($48-59^{\circ}$).

Еще большее несогласие (на десятки градусов и во всех случаях) обнаружилось при сравнении фактических и теоретических кажущихся углов выхода для "прямых" продольных волн \bar{P} . При этом, однако, кажущийся угол для волн \bar{P} , как правило, был ниже угла для волн Р, если оба они измерялись по наблюдениям одной сейсмической станции. Для всех станций, кроме Бодайбо и Бодона, кажущиеся углы выхода "прямой" продольной волны оказались близкими к 50° . Углы выхода на отмеченных двух станциях (соответственно 30 и 34°) были хотя и меньше остальных, но все же значительно превышали теоретические.

Полученные результаты, возможно, объясняются влиянием двух причин. Одной из них может быть наличие в ряде пунктов наблюдения приповерхностного достаточно мощного рыхлого осадочного слоя (соизмеримого по толщине с длиной волны), в котором отношение скоростей продольных и поперечных волн превышает 2. В дополнение к этому так называемые "прямые" волны \bar{P} в действительности, возможно, являются рефрагированными (со значительной рефракцией) или головными. Такое заключение отчасти согласуется с данными, опубликованными ранее /7/, но ставит ряд вопросов. Попытки их решения на данном сравнительно малочисленном наблюдательном материале были бы преждевременными.

Определения углов выхода сейсмических волн при афтершоках Кодарского землетрясения производились дипломником Иркутского Государственного университета В.В.Полиным, а ряд расчетов на ЭВМ - Э.А.Третьяк, за что авторы выражают им благодарность.

Л и т е р а т у р а

1. Солоненко В.П., Тресков А.А., Курушин Р.А. и др. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового Нагорья. - Изд-во "Наука", 1966.

2. Боровик Н.С. О некоторых характеристиках областей очагов землетрясений Прибайкалья. - Физика Земли, № 12, 1970.

3. Bune V.I., Sorsky A.A. Seismotectonic principles of distinguishing zones of probable origin of strong earthquake foci on the example of the Caucasus, Papers presented at the Ninth Assembly of the European Seismological Commission held 1-7 August 1966 in Copenhagen (Akademisk Forlag, Kobenhavn, 1967).

4. Голенецкий С.И. Определение мощности земной коры по наблюдениям волн, отраженных от ее подошвы, и глубины залегания очагов афтершоков Среднебайкальского землетрясения 29 августа 1959г. - Геология и геофизика, № 2, 1961.

5. Голенецкий С.И. Мощность земной коры на Среднем Байкале по наблюдениям над обменными отраженными волнами. - Геология и геофизика, № 5, 1965.

6. Голенецкий С.И. Первые итоги изучения сейсмограмм промышленных взрывов в Прибайкалье. - Геология и геофизика, № 9, 1966.

7. Анисимова Л.В. Изучение углов выхода и азимутов по наблюдениям над близкими землетрясениями Прибайкалья. - Материалы конференции молодых научных сотрудников, Институт земной коры СО АН СССР. Иркутск, 1968.

СЕЙСМИЧНОСТЬ И ГОДОГРАФЫ ЮГО-ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ
ПО ДАННЫМ ПЕРЕДВИЖНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ

В 1970 г. Институтом ВСЕГЕИ в содружестве с Бурятским геологическим управлением были проведены профильные геолого-геофизические исследования с целью изучения глубинного геологического строения территории Юго-Западного Забайкалья. Наряду с гравиманнитными наблюдениями и изучением физических свойств горных пород, в комплекс этих работ входили детальные сейсмологические исследования по методике обменных проходящих волн типа PS от удаленных землетрясений /1/. Работы осуществлялись по четырем профилям Оймур-Улан-Удэ-Красный Чикой (I-I), Баргузин-Гунда-Романовка-Чита-Борзя (II-II), Хоринск-Гыршелун (III-III) и Закаменск - Кяхта (IV-IV) (рис.1).

Для регистрации сейсмических явлений использовались восемь передвижных трехкомпонентных станций регионального типа, оборудованных сейсмоприемниками УСФ-Ш-М, гальванометрами ГБ-IV и регистраторами РС-П-М. Полоса пропускания частот - 0,5-10 гц, скорость развертки фотобумаги - 4 мм/сек. Станции устанавливались, как правило, на выходах пород палеозойского и более древнего возраста, что позволило реализовать большое увеличение (до $5 \cdot 10^4$). Среднее расстояние между пунктами наблюдений по каждому из профилей составляет 10 км. Для лучшей локализации местных сейсмических явлений регистрирующие станции располагались одновременно на трех-четырёх профилях. Кроме передвижных станций, в течение всего периода работ продолжительностью около четырех месяцев, в пос. Кижинга действовала стационарная станция регионального типа. За летний полевой сезон наблюдения выполнены в 74 пунктах. При интерпретации сейсмологических наблюдений использовались сейсмограммы станций "Закаменск" и "Халчеранга", любезно предоставленные нам С.И.Голенецким.

К настоящему времени обработка всех материалов еще не закончена и в докладе даны результаты лишь за два месяца (июнь-июль) 1970 г. Около 40% зарегистрированных за этот период сейсмоявлений составляют местные (близкие) землетрясения и взрывы. Наряду

с промышленными взрывами, на удалениях до 650 км получены записи взрывов, производившихся при работах ГСЗ вдоль трассы Дульдурга-Чита-Романовка-Баунт /6/.

О сейсмичности Юго-Западного Забайкалья и озера Байкал

На рис. I показано 88 эпицентров землетрясений, построенных по материалам наблюдений за июнь-июль 1970 г. Координаты эпицентров определялись способом засечек по величине разности времен пробега "прямых" волн \bar{P} и \bar{S} (\bar{t}_{S-P}) при использовании постоянных значений скорости $V_{\bar{P}} = 6,1$ и $V_{\bar{S}} = 3,5$ км/сек, принимаемых в Институте земной коры (ИЗК) СО АН СССР при построении очагов зоны Байкальского рифта. Моменты возникновения землетрясений вычислялись по графикам Вадати. Классификация очагов по точности построения эпицентров дана в соответствии с системой, принятой в ИЗК и СахКНИИ СО АН СССР, глубины очагов не определялись. Энергетический класс K построенных нами очагов по шкале Т.Г. Раутиан меняется от 6,5 до 9,5. Большое внимание уделялось различию записей природных и искусственных сейсмоявлений. С этой целью с большинства горнорудных объектов Бурятской АССР и Читинской области была собрана информация о месте и силе произведенных взрывов.

Как видно на схеме, большая часть построенных эпицентров (свыше 60%) приурочена к Среднему Байкалу. В июне-июле 1970 г. были сейсмоактивны и районы Юго-Западного Забайкалья. Характер распределения сейсмоактивных зон в Юго-Западном Забайкалье летом 1970 г. совпадает с таковым, установленным в 1962-1969 гг. по наблюдениям сети стационарных станций ИЗК СО АН СССР (см. бюллетени "Землетрясения в СССР" за 1962-1967 гг.). Сравнение данных за 1970 г. и прежние годы показывает, что нами в Юго-Западном Забайкалье отмечены очаги почти во всех сейсмоактивных зонах, выявленных по многолетним наблюдениям ИЗК СО АН СССР. Следует обратить особое внимание на районы Бурятской АССР, расположенные к востоку от меридионального отрезка реки Селенги. За неполных два месяца 1970 г. здесь удалось построить 11 эпицентров, тогда как за 1962-1967 гг. по наблюдениям стационарных станций здесь отмечено всего 20 очагов, причем часть из них, особенно вблизи Гусиноозерска, вероятно, связана с промышленными взрывами. По-видимому, сейсмоактивность этого района гораздо выше, чем считалось

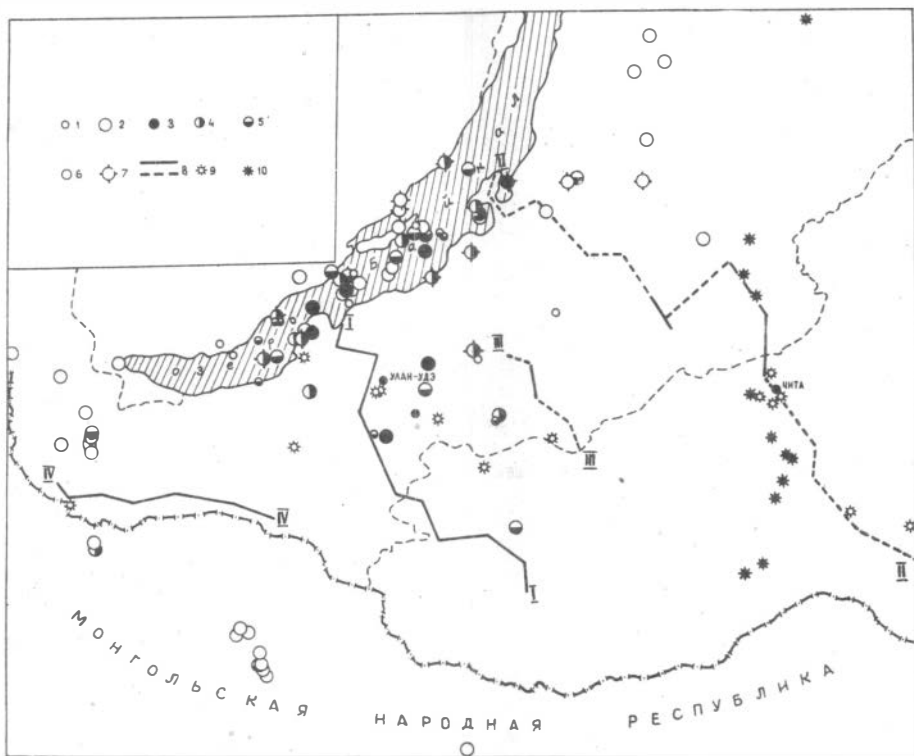


Рис. I. Карта эпицентров землетрясений Юго-Западного Забайкалья за июнь-июль 1970 г.

Энергия землетрясений $K = \lg E$ дж.; I - $K < 8$; 2 - $8 \leq K < 10$; класс точности: 3 - класс а (до 5 км); 4 - класс б (до 10 км); 5 - класс в (до 15 км); 6 - класс А (до 25 км); 7 - эпицентры землетрясений, отмеченные сетью станций ИЗК СО АН СССР; 8 - отработанные и проектируемые профили ВСЕГЕИ и БГУ; пункты взрывов: 9 - промышленных и 10 - ГСЗ.

до сих пор, поэтому необходимо проведение специальных исследований, в том числе установка дополнительных стационарных сейсмических станций.

С методической точки зрения, интересно сопоставить некоторые показатели сейсмичности по данным двух разных сетей станций — ИЗК СО АН СССР и ВСЕГЕИ. Полученные результаты представлены в таблице и сводятся, в основном, к следующему.

1. Разница в положении эпицентров ($\delta \Delta$) находится в пределах 7–20 км и составляет в среднем 10–12 км, что соответствует принятой классификации эпицентров по точности за некоторыми исключениями (№ 9 в таблице).

2. Различие энергетических классов (δK) в среднем около 1,0, причем для взрывов определения К совпадают полностью. Наши оценки К для землетрясений дают завышенные значения относительно определений ИЗК СО АН СССР. Не исключена возможность, что это связано с различным поглощением сейсмических волн на трассах, расположенных, с одной стороны, преимущественно в Прибайкалье, и, с другой, в пределах Юго-Западного Забайкалья. Вместе с тем, завышение величины К по данным ВСЕГЕИ может быть обусловлено неполным учетом разницы увеличений сейсмических станций ИЗК СО АН СССР и ВСЕГЕИ при определении энергетических классов по палетке Т.Г. Раутиан.

3. Различия моментов возникновения сейсмоявлений (δT_0) составляют в среднем $\pm 1,0$ сек как для землетрясений, так и для взрывов.

4. Для одной и той же территории количество эпицентров землетрясений, построенных ВСЕГЕИ, превосходит число последних по данным ИЗК СО АН СССР. Непосредственно в районе расположения профилей ВСЕГЕИ и на Среднем Байкале ИЗК построены эпицентры 28 землетрясений при 65–70 эпицентрах с энергетическими классами от 7 до 9,5 (рис. 1) по данным ВСЕГЕИ.

Годографы сейсмических волн
по данным взрывов и близких землетрясений

На рис. 2 приведены сводные годографы сейсмических волн, составленные по данным 24 промышленных взрывов и 15 взрывов, произведенных при работах ГСЗ. На годографах выделены следующие ветви: 1) прямые волны \bar{P} и \bar{S} с кажущимися скоростями (V^*) соответственно 5,7 и 3,15 км/сек, $\bar{V}_P/\bar{V}_S = 1,81$; 2) рефрагированные волны

Таблица

СОПОСТАВЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ВЗРЫВОВ ПО ДАННЫМ СЕТИ СТАНЦИЙ ВСЕГЕИ И ИЗК СО АН СССР

№ п/п	Дата	Время в очаге T_0		Географические координаты		$K = \lg E$	Класс точности		δT_0 , сек.	$\delta \Delta$, км	δK	Примечание	
		час.мин.сек.		с.ш.	в.д.		по ВСЕГЕИ	по ИЗК					
1	20.У1	00	31	18,0	53°54	108°12	9,0	A	б	+0,81 ^{x)}	11,5	-1,0	
2	21.У1	00	47	35,6	53°48	109°09	9,5	а	б	+0,2	11,0	-1,5	
3	24.У1	04	46	40,5	-	-	8,0	-	A	-0,5	11,0	0,0	Взрыв ("Татарский ключ")
4	25.У1	09	04	37,5	-	-	8,0	-	б	-0,5	13,5	0,0	-"-
5	26.У1	09	38	29,3	-	-	8,0	-	б	+0,6	11,0	0,0	Взрыв ("Тараканово")
6	28.У1	12	17	24,3	53°50	110°09	8,5	A	б	-1,3	6,5	-1,5	
7	1.УП	07	23	31,7	51°54	105°46	9,5	в	б	-0,6	11,0	-1,5	
8	5.УП	03	31	29,9	53°30	107°33	8,5	A	б	+0,8	4,0	-0,5	
9	5.УП	08	37	35,4	-	-	8,0	-	б	+0,6	23,5	0,0	Взрыв ("Тараканово")
10	6.УП	00	28	27,0	52°18	105°54	8,0	б	б	-1,8	11,5	-1,0	
11	12.УП	06	15	40,5	52°08	108°59	9,0	в	б	-1,7	17,5	-1,0	
12	12.УП	14	49	55,0	53°53	111°15	9,0	A	б	+0,4	14,0	-1,0	
13	12.УП	16	55	5,2	53°25	107°33	8,5	A	б	+0,3	6,5	-0,5	
14	19.УП	12	19	40,4	52°44	106°17	9,0	б	б	+0,5	7,0	-1,0	
15	21.УП	19	36	44,7	52°09	106°19	8,0	б	б	-1,6	13,0	-1,0	
16	23.УП	17	12	11,1	52°52	108°09	8,0	б	б	+0,9	7,0	-1,0	
17	23.УП	09	13	46,8	-	-	8,0	-	б	+0,1	6,5	0,0	Взрыв ("Татарский ключ")
18	23.УП	23	49	50,8	53°09	108°46	8,5	б	б	-1,1	8,5	-0,5	

x) Величинам разности параметров по данным ИЗК в сравнении с табличными (данные ВСЕГЕИ) приписаны соответственно знаки (+) и (-).

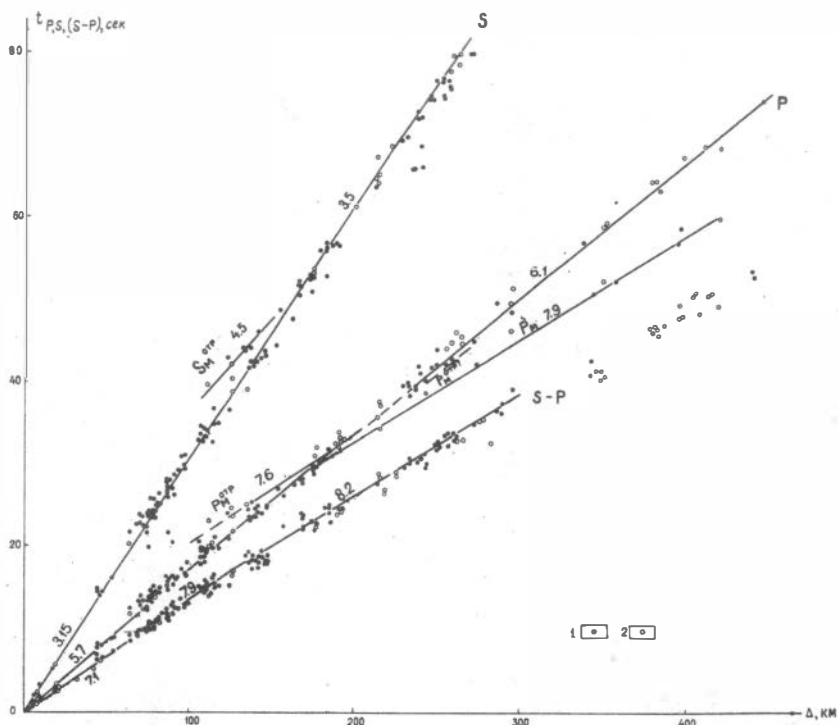


Рис. 2. Сводные годографы сейсмических волн для Юго-Западного Забайкалья по данным промышленных взрывов и взрывов ГСЗ: 1 - данные промышленных взрывов; 2 - данные взрывов ГСЗ. Цифры у годографов соответствуют значениям V^* (км/сек).

Р и $ScV^* = 6,1$ и $3,5$ км/сек; 3) закритические отраженные волны Р и S от границы Мохоровичича (М) с $V^* = 7,6$ и $4,5$ км/сек; 4) преломленная волна от границы М с $V^* = 7,9$ км/сек. На разностном годографе $t_{S-P} = f(\Delta)$ в диапазоне расстояний от 0 до 300 км выделены три ветви, характеризуемые $V^* = 7,1$, $7,9$ и $8,2$ км/сек. Разброс точек на годографах относительно осредняющих линий в большинстве случаев не превосходит $1,0$ сек.

Сравнение составленных нами годографов с аналогичными данными по другим регионам СССР показывает, что в Забайкалье как го-

дографы Р и S волн, так и разностный годограф, располагаются на больших временах по сравнению с годографами для Юго-Западного Алтая /8/, Алданского щита и Становика, Прибайкалья /4/ и Балтийского щита. На расстояниях 150-250 км значения разности t_{S-P} для Забайкалья в среднем на 1,3 сек больше, чем для смежных районов Прибайкалья, Алданского щита и Станового хребта. Это различие носит систематический характер и лежит далеко за пределами возможных ошибок в определении t_{S-P} , которые по нашим материалам вряд ли превосходят $\pm 0,5$ сек. По сравнению с Балтийским щитом для тех же эпицентральных расстояний различие значений t_{S-P} достигает 2-2,5 сек. Таким образом, можно уверенно констатировать, что области мезозойской тектонической активизации Забайкалья существенно отличаются от смежных регионов по годографам сейсмических волн от источников с нулевой глубиной очага. Характерно при этом, что, за исключением самой первой ветви годографа, все остальные ветви для Забайкалья и смежных регионов Восточной Сибири по значениям V^* различаются незначительно.

Завышение времени пробега волн Р и S в Забайкалье объясняется существованием здесь в верхней части земной коры "низкоскоростного" слоя ($V_p \approx 5,0-5,7$ км/сек), максимальная мощность которого нами оценивается 4-6 км. Наличие этого слоя подтверждается тем, что годографы рефрагированных Р и S волн с $V^* = 6,1$ и 3,5 км/сек выходят не в начало координат, а отсекают на оси времен отрезки, равные соответственно 0,7 и 1,3 сек. Наши оценки мощности "низкоскоростного" слоя по промышленным взрывам полностью совпали с определениями толщины слоя с $V_p = 5,5-5,8$ км/сек по данным ГСЗ на участке Улан-Удэ-Хилок /5/. Характерно, что скорость продольных волн в подошве этого "слоя", равная по данным ГСЗ 6,2 км/сек, практически совпадает с нашими определениями скорости слаборефрагированной волны - 6,1 км/сек. По представлениям С.В. Крылова и др. /5/, нижняя граница рассматриваемого слоя, возможно, соответствует осредненному положению подошвы гранитизированных пород, обнажающихся на поверхности.

В пределах верхнего слоя изменение значений скорости волн Р и S с глубиной носит градиентный характер, о чем можно судить на основании анализа зависимостей $V_{p,s}^* = f(\Delta)$, составленных по индивидуальным годографам волн Р и S от промышленных взрывов. Так, для пунктов взрыва "Гусиноозерск", "Тараканово" (Тимлюй) и "Татарский ключ" в диапазоне $\Delta = 90-160$ км значения V^* возрастают

от 3,2 до 3,5 км/сек для S волн и с 5,4 до 6,1 км/сек для P-волн. В то же время для большой группы взрывов ("Вахмистрово", "Новопавловка" и др.), а также взрывов ГСЗ во всем исследованном диапазоне от 0 до 300 км существенного нарастания V_p^* , с расстоянием отметить не удастся. Таким образом, упругие параметры "низкоскоростного" слоя существенно меняются в горизонтальном направлении. По предварительным данным, повышенные значения скорости волн \bar{P} и \bar{S} (до 6,0-6,2 км/сек) в образованиях самой верхней части фундамента характерны, в частности, для участка Романовка-Телемба, района Новопавловки (р.Хилок) и некоторых других участков Юго-Западного Забайкалья. Составленный нами сводный годограф от взрывов дает лишь обобщенное представление об упругих параметрах земной коры Забайкалья.

По результатам обработки свыше 30 землетрясений с $\Delta \leq 400$ км был составлен сводный годограф, на котором выделены ветви "прямых" волн \bar{P} и \bar{S} с $V^* = 6,25$ и $3,55$ км/сек и слабо рефрагированной продольной волны от границы M с $V^* = 7,8$ км/сек. Кроме того, для каждого отдельного землетрясения, по абсолютным временам прихода P и S волн построены индивидуальные годографы. Средние значения V^* по индивидуальным годографам для "прямых" волн \bar{P} и \bar{S} составляют соответственно 6,3 и 3,55 км/сек. Величина $V_p/V_s = 1,77$ совпадает со средней величиной V_p/V_s , полученной по углам наклона графиков Вадати отдельных землетрясений.

Сопоставление годографов землетрясений и взрывов показывает, что все годографы взрывов лежат выше соответствующих годографов землетрясений на 1,3-1,5 сек для волн P и на 2,5-3,0 сек для волн S, что можно объяснить глубиной очагов землетрясений.

По годографам сейсмических волн от взрывов сделана оценка мощности коры Забайкалья. При средней скорости продольных волн до границы M 6,35 км/сек по преломленной волне с $V^* = 7,9$ км/сек мощность коры получилась 39 км. По закритическим отражениям от границы M мощность коры составила 41 км по P волнам и 42 км по S волнам. Среднее значение мощности коры в Юго-Западном Забайкалье по взрывам составляет 40 км. Эта оценка полностью совпадает с определениями толщины коры по обменным проходящим волнам PS от землетрясений (данные ВСЕГЕИ по профилям I-I и П-П, данные ВНИИ-Геофизики на участке Байкал-Улан-Улэ /7/ и по данным ГСЗ /5/. Известно, что такую же мощность коры для Прибайкалья и Среднего Байкала ранее по сейсмологическим данным получил С.И.Голенецкий /2,3/.

В ы в о д ы

1. Использование большого числа передвижных станций регионального типа является эффективным средством изучения глубинного строения и сейсмичности Забайкалья. Работы такого направления должны быть продолжены как в Забайкалье, так и в пределах зоны Байкальского рифта.

2. В дальнейшем необходимо обеспечить более тесную увязку сейсмологических исследований с работами ГСЗ, как в полевой период, так и на стадии интерпретации материалов.

3. Целесообразна установка как минимум двух новых стационарных сейсмических станций в районе г. Улан-Удэ и на участке Сосново-Озерское-Романовка, что позволит существенно повысить объем информации о распределении слабых землетрясений Забайкалья.

Л и т е р а т у р а

1. Булин Н.К., Сытин Ю.И. Опыт применения сейсмологических исследований для изучения глубинного строения земной коры на территории Туркмении. - Тр. ВСЕГЕИ, нов.сер., 42, 1960.

2. Голенецкий С.И. Определение мощности земной коры по наблюдениям волн, отраженных от ее подошвы, и глубины залегания очагов афтершоков среднебайкальского землетрясения 29 августа 1959г. - Геология и геофизика, № 2, 1961.

3. Голенецкий С.И. Мощность земной коры на Среднем Байкале по наблюдениям над обменными отраженными волнами. - Геология и геофизика, № 5, 1965.

4. Голенецкий С.И. Первые итоги изучения сейсмограмм промышленных взрывов в Прибайкалье. - Геология и геофизика, № 9, 1966.

5. Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Крупская Г.В., Петрик Г.В., Янушевич Т.А. Строение земной коры по профилю ГСЗ через Байкальскую рифтовую зону. - Геология и геофизика, № 1, 1970.

6. Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Петрик Г.В. Об изучении верхов мантии методом ГСЗ в Байкальской рифтовой зоне. - Наст.сборник.

7. Щербакова Б.Е., Волхонин В.С., Крупская Г.В., Линькова Т.М., Луценко Т.Н., Мелехин В.И., Семенова Г.И. Результаты изучения глубинного строения Юго-Восточного Прибайкалья с помощью станций "Земля". - Сов. геология, № 6, 1969.

8. Эрглис Е.И., Булин Н.К., Бубнова В.И. Скоростные параметры глубинного разреза на территории Юго-Западного Алтая по данным регистрации промышленных взрывов. - Геология и геофизика, № 8, 1969.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ
КУРИЛО-ЯПОНСКОГО РЕГИОНА В ОКРЕСТНОСТИ
ФОКАЛЬНОЙ ЗОНЫ

При построении эмпирических годографов продольных волн на трассах Южные Курилы – восточное побережье о.Хонсю были отмечены аномально малые времена пробега сейсмических волн /1/. С помощью ЭВМ были определены оптимальные варианты скоростного разреза, которые указывали на резкое возрастание градиента скорости Р-волн на глубинах от 80 до 120 км. Предполагалось, что эта особенность скоростного разреза объясняется распространением волн в океаническом блоке мантии /2/. Хисамото /3/, используя эмпирические годографы землетрясений с эпицентрами восточнее южных Курильских островов, установил, что поперечные волны, зарегистрированные на восточном побережье Японии, вступают на 5–10 сек раньше по сравнению с временами пробега S-волн по годографу. Хисамото пока-зал, что аномальные времена соответствуют путям S-волн, проходящим в океаническом блоке мантии, прилегающем к фокальной зоне.

В настоящее время среди ученых нет еще единого мнения об особенностях строения верхней мантии в окрестности фокальной зоны, в частности о расположении и размерах наклонного слоя с аномально высокими скоростями сейсмических волн. Например, по Оливеру и Айзексу /4/ аномальным наклонным слоем является литосфера, внедренная под действием сил расширяющегося от рифтовых зон океана, а фокальная зона входит в состав аномального слоя и представляет очень узкую полоску (толщиной не более 50 км), которая располагается на кровле внедренной литосферы. По данным Уцу /5,6/ высокими скоростями и пониженным поглощением сейсмических волн характеризуется сама фокальная зона. По нашим данным /7/ фокальная зона, и особенно ее слабосейсмичная часть, характеризуется пониженными скоростями и повышенным поглощением объемных волн, а отмеченный аномальный слой примыкает к фокальной зоне с океанической стороны.

В настоящей статье нами предпринята попытка использовать эмпирические данные о кинематических особенностях Р-волн для выяв-

ления отмеченного аномального слоя в Курило-Японском регионе, а также высказать свои соображения о возможной природе образования этого слоя. Для выявления аномалий δt_i во времена пробега продольных волн нами использована следующая статистическая модель:

$$\delta t_i = t_{\text{набл.}} - t_{\text{год.}} = a_i + b_i + c_i + d_i + e_i \quad (1),$$

где $t_{\text{набл.}}$ - наблюдаемые значения времен Р-волн;
 $t_{\text{год.}}$ - значения времен пробега Р-волн по годографу;
 a_i - невязки, обусловленные кинематическими особенностями под станцией наблюдений;
 b_i - невязки, зависящие от эпицентрального расстояния;
 c_i - невязки, обусловленные случайными ошибками наблюдений;
 d_i - невязки, связанные с различием азимутов;
 e_i - невязки, обусловленные различиями в глубине очагов землетрясений.

В настоящей работе рассмотренная статистическая модель значительно упростится по следующим причинам:

1. Для исследования аномалий δt_i мы использовали землетрясения в узком диапазоне азимутов. Невязки, обусловленные различием в азимутах, будут поэтому незначительными и ими можно пренебречь.

2. Подавляющее большинство землетрясений, данные наблюдений над которыми здесь использованы, расположены в интервале глубин 30-60 км. На эпицентральных расстояниях около 1000 км различие во времена пробега Р-волн за счет различия в глубине очагов будет незначительным. Принимая во внимание, что точность определения параметров землетрясения невелика, этими поправками можно также пренебречь.

3. Станционная поправка будет в среднем постоянным слагаемым, так как она в основном зависит от мощности земной коры и скорости волн в коре и верхней мантии под станцией и эти поправки не изменяются от землетрясения к землетрясению.

Таким образом, с учетом сделанных замечаний статистическая модель запишется в виде:

$$\delta t_i = a_i + b_i + c_i \quad (2).$$

Случайные ошибки отдельных наблюдений c_i будут значительно снижены при определении средних значений δt , так как используется совокупность наблюдений.

Для выявления кинематических особенностей во времена пробега продольных волн были использованы данные курильского сейсмического эксперимента /8/, проведенного американцами в 1966 г. в районе Южных Курильских островов, с помощью донных сейсмографов. Донные сейсмографы были установлены как в пришельфовой части, так и в районе глубоководной впадины. Этими сейсмографами, кроме специальных взрывов, зарегистрировано много землетрясений с эпицентрами восточнее о. Хоккайдо, северной части о. Хонсю, а также восточнее полуострова Камчатки. Используемые нами материалы наблюдений с помощью донных сейсмографов являются уникальными в том смысле, что с их помощью впервые удалось получить сведения о кинематических и динамических особенностях волн, которые большую часть пути проходят в аномальном высокоскоростном слое. На рис. I, а приведены эмпирические данные об аномалиях во временах пробега Р-волн по записям донных станций. Параметры землетрясений взяты из бюллетеня Береговой и Геодезической службы Америки (USCGS), а значения $\delta t_{\text{погр}}$ - по годографу Джеффриса. Как видно из рис. I-а эмпирические точки на графике $\delta t = f(\Delta)$ имеют значительный разброс. Рассеяние наблюдаемых точек обусловлено, по-видимому, различиями в мощности коры под донными станциями, а также ошибками в параметрах землетрясений. Для построения осредненной зависимости поправок δt_i от расстояния после наблюдаемых точек было разбито на участки длиной в 1° , в каждом из которых определены центры тяжести, как среднеарифметическое всех значений δt_i , попавших в этот участок. Для каждого центра тяжести найдены также доверительные интервалы, исходя из 95%-ного уровня доверия. Вероятность того, что среднее значение поправки на данном интервале расстояний находится внутри выбранного доверительного интервала определена с помощью известного метода малых выборок Стьюдента-Фишера.

Сводка данных для построения зависимости $\delta t_i = f(\Delta)$ помещена в табл. I.

В таблице I: Δ_i - интервал эпицентральных расстояний, на котором производилось осреднение эмпирических данных; n - число наблюдений в этом интервале, $\bar{\Delta}$ - среднее эпицентральное расстояние, соответствующее центру тяжести групп точек на интервале Δ_i ; $\delta \bar{\Delta}$, δf - средние ошибки средних арифметических; \bar{f} - среднее значение аномалий δt_i на интервале Δ_i ; K - доверительный интервал.

Таблица I

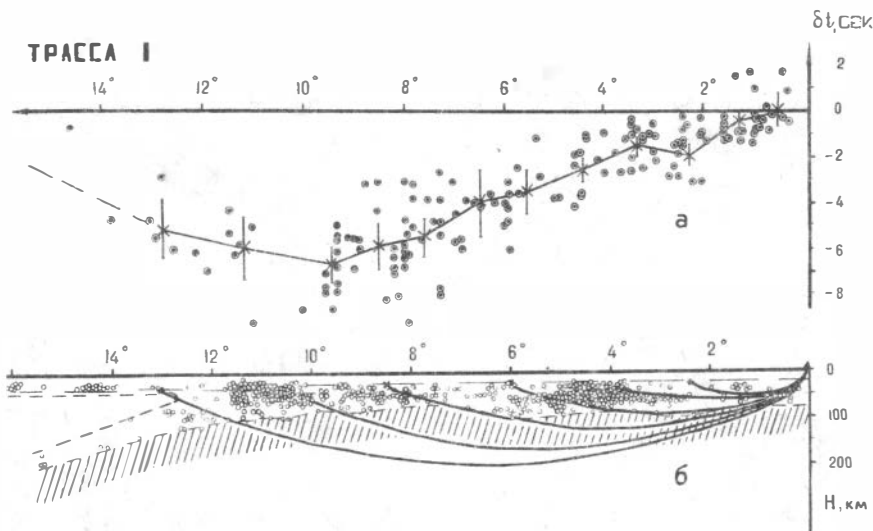
Сводка осредненных эмпирических данных для построения зависимости $\delta t_i = f(\Delta)$ и оценка точности по наблюдениям станций курильского эксперимента

Δ_i град	n	$\bar{\Delta}$ град	$\pm \delta \bar{\Delta}$ град	\bar{f} сек	$\pm \delta f$ сек	K сек
0,4-0,9	10	0,53	0,15	0	0,25	0,6
1,0-1,9	18	1,37	0,07	-0,55	0,23	0,5
2,0-2,9	16	2,6	0,07	-2,04	0,25	0,5
3,0-3,9	18	3,32	0,06	-1,69	0,2	0,4
4,0-4,9	12	4,41	0,06	-2,65	0,32	0,7
5,0-5,9	12	5,68	0,07	-3,52	0,5	1,1
6,0-6,9	9	6,56	0,09	-4,07	0,66	1,5
7,0-7,9	20	7,57	0,06	-5,62	0,4	0,8
8,0-8,9	13	8,42	0,1	-6,08	0,46	1,0
9,0-9,9	14	9,34	0,07	-6,95	0,4	0,9
10,0-11,9	7	11,2	0,1	-6,34	0,6	1,6
12,0-14,0	6	12,7	0,2	-5,2	0,5	1,3

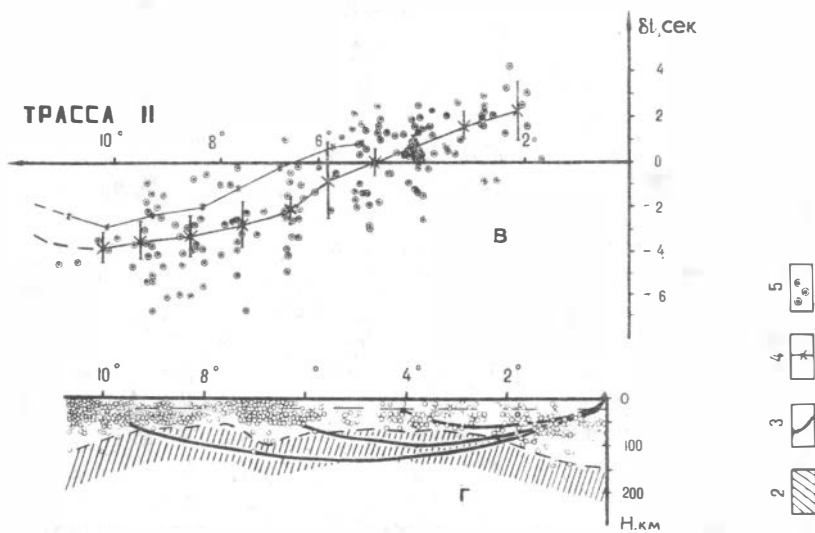
Данными наблюдений лучше обеспечен интервал расстояний до 10^0 . На расстояниях, больших 10^0 , число наблюдений резко уменьшается в связи с чем участки осреднения увеличены до 2^0 . Несмотря на значительное рассеяние точек на графике $\delta t = f(\Delta)$ средние ошибки среднего арифметического изменяются сравнительно в небольших пределах $\delta \bar{\Delta} = \pm (0,06-0,2)^0$, $\delta f = \pm (0,2-0,66)$ сек).

На рис. 1,б под кривой $\delta t = f(\Delta^0)$ для удобства анализа ее особенностей приведен вертикальный разрез по трассе I с лучевой картиной, соответствующей зависимости $V(h)$ по Джеффрису. Как видно из рис. 1,а, почти все поправки имеют отрицательные значения, то-есть наблюдаемые времена пробега являются аномально малыми по сравнению со временами пробега Р-волн по годографу Джеффриса. Величина отрицательной поправки достигает 7 сек. Большие величины отрицательных поправок могут быть обусловлены тем, что мощность земной коры под донными станциями в среднем на 15-20 км меньше, чем принято Джеффрисом при построении годографа и на расстояниях от 5 до 10^0 большую часть пути продольные волны распространяются в высокоскоростном слое. Средняя величина поправок δt

ТРАССА I

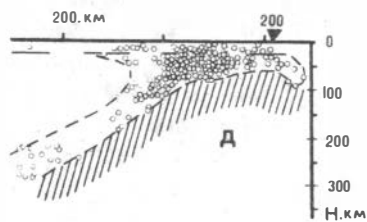


ТРАССА II



- 5
- 4
- 3
- 2
- 1

ТРАССА III



достигает максимума на расстоянии около 10^0 . На этом расстоянии продольные волны почти весь путь проходят в аномальном высокоскоростном слое (см. рис. I, б). На расстояниях больших 10^0 сейсмические лучи Р-волн проникают глубже отмеченной высокоскоростной зоны и величина поправки уменьшается.

Полученные данные подтверждают наше предположение о наличии в верхней мантии аномального наклонного слоя, примыкающего к фокальной зоне с океанической стороны.

Для оценки величины отклонений в скорости продольных волн и плотности рассмотрим луч, который при принятых предположениях, максимальное расстояние проходит в аномальном слое. Эпицентральное расстояние, при котором поправка δt достигает максимального значения - 7 сек, приблизительно равно 1100 км. При расчетах принималось, что постоянная поправка за кору составляет 3 сек. Путь в коре и мантии вне аномальной зоны составляет около 200 км. Таким образом, в высокоскоростном слое волна распространяется около 900 км. Аномальный слой на трассе I располагается ориентировочно на глубинах 80-150 км. По Джеффрису этим глубинам соответствуют скорости 7,9-8,1 км/сек (среднее 8,0 км/сек). Величину отклонения скорости Р-волн от средней по известным δt и средней скорости по Джеффрису можно определить по формуле:

$$\delta V = \frac{\Delta}{V_{\text{Джеффрису}} - \delta t} - V_{\text{Джеффрису}} \quad (3),$$

Рис. I. Эмпирические данные об аномалиях во временах пробега Р-волн и их интерпретация

а) эмпирические данные об аномалиях во временах пробега Р-волн для донных станций Курильского эксперимента и осредненная зависимость $\delta t = f(\Delta)$ с доверительными интервалами; б) вертикальный разрез по трассе I; в) эмпирические данные об аномалиях во временах пробега Р-волн для станции Шикотан и осредненные зависимости $\delta t = f(\Delta)$ для станций Шикотан и Рейдово; г) вертикальный разрез по трассе II; д) вертикальный разрез по трассе III; е) карта района исследований с указанием трасс: I - гипоцентры землетрясений, 2 - аномальная высокоскоростная зона, 3 - сейсмические лучи, 4 - центры тяжести групп эмпирических точек для станции Рейдово, 5 - эмпирические данные об аномалиях во временах пробега Р-волн.

использованной для аналогичных оценок Федотовым и Славиной /9/. Если считать, что весь 900 км путь волна проходит в высокоскоростном слое, согласно формулы (3) $\delta V \approx 0,3$ км/сек. Действительное отклонение в скорости может быть несколько большим, так как поправка $\delta t = -4$ сек может относиться к меньшему расстоянию, чем 900 км, а средняя поправка за кору может быть меньше 3 сек. Известно /10/, что при изменении скорости в верхней мантии на 0,3 км/сек плотность изменяется приблизительно на 0,1 г/см³. Следовательно, в отмеченном аномальном слое плотности пород могут быть повышены по сравнению со средними на тех же глубинах приблизительно на 0,1 г/см³. Полученные результаты не противоречат гравиметрическим данным /11, 12, 13/. Для получения дополнительной информации о наличии аномального наклонного слоя мы использовали также наблюдения стационарных станций Шикотан и Рейдово. Зависимость времени пробега Р-волн от расстояния построена по данным наблюдений над 168 землетрясениями, зарегистрированными на ст. Шикотан и 121 - на станции Рейдово. Эпицентры этих землетрясений располагаются восточнее о. Хоккайдо, центральной и северной части о. Хонсю, а волны от них до станций Шикотан и Рейдово распространяются по трассе П (рис. 1, е). Параметры землетрясений заимствованы из бюллетеней Японского Метеорологического Агенства /14/. Наблюдаемые времена пробега Р-волн сравнивались с временами пробега по годографу Джеффриса. Эмпирические данные об аномалиях во временах пробега Р-волн на ст. Шикотан и вертикальный разрез по трассе П приведены на рис. 1, в и 1, г. Сводка данных для построения зависимости $\delta t = f(\Delta)$ и оценки ошибок для станций Шикотан и Рейдово приведены в табл. 2.

Из сравнения таблиц 1 и 2 видно, что применение методики малых выборок как для донных станций Курильского эксперимента, так и для стационарных станций Шикотан и Рейдово дает практически одинаковые средние ошибки средних арифметических и ширины вертикальных интервалов. Для одних и тех же расстояний кривые $\delta t = f(\Delta)$ для станции Шикотан располагаются приблизительно на 3 сек выше кривой для донных станций. Отмеченное систематическое расхождение в положении кривых может быть объяснено как различием в мощности земной коры, так и различием годографов, примененных для обработки соответствующих групп наблюдений. Особый интерес представляет осредненная кривая $\delta t = f(\Delta)$ для ст. Рейдово (рис. 1, в-4). Эмпирические точки для этой станции на графике не

Таблица 2

Сводка осредненных эмпирических данных для построения зависимости $\delta t_i = f(\Delta)$ и оценка точности по наблюдениям станций Шикотан и Рейдово

ст.Шикотан

Δ_i , км	n	$\bar{\Delta}$, км	$\pm \sigma_{\bar{\Delta}}$, км	f , сек	$\pm \sigma_f$, сек	K , сек
200-299	7	238	10	+2,3	0,53	1,3
300-399	10	347	12	+1,55	0,36	0,8
400-499	34	456	4	+0,44	0,26	0,5
500-599	32	555	5	0	0,33	0,6
600-699	5	650	12	-0,7	0,54	1,7
700-799	22	738	4	-2,31	0,40	0,8
800-899	16	848	6	-2,68	0,47	1,0
900-999	18	956	4	-3,33	0,47	1,0
1000-1099	20	1060	4	-3,5	0,36	0,8
1100-1199	4	1142	19	-3,85	0,25	0,8

ст.Рейдово

500-599	3	576	6	+0,83	0,28	1,2
600-699	35	647	5	+0,58	0,34	0,7
700-799	26	752	4	-0,24	0,38	0,7
800-899	5	865	13	-1,24	0,75	1,9
900-999	19	931	7	-2,01	0,38	0,8
1000-1099	13	1044	9	-2,36	0,53	1,2
1100-1199	6	1135	12	-2,97	0,83	2,2
1200-1299	14	1211	3	-2,4	0,47	1,0

нанесены, так как они перекрывались с наблюдаемыми точками для ст.Шикотан. Кривая $\delta t = f(\Delta)$ для ст.Рейдово по форме практически совпадает с кривой для ст.Шикотан, однако характеризуется большими (примерно на 1,5 сек) временами пробега Р-волн. Это относительное запаздывание Р-волн обязано пути между станциями Шикотан и Рейдово, расстояние между которыми составляет около 220км. Для ориентировочной оценки уменьшения скорости на пути между станциями Шикотан и Рейдово воспользуемся соотношением (3). Скорость

P-волн по Джеффрису в рассматриваемом интервале глубин будет близка к 8 км/сек. Предполагая, что запаздывание в 1,5 сек полностью относится к пути между станциями Шикотан и Рейдово, уменьшение скорости P-волн по сравнению со скоростью по Джеффрису составляет около 0,4 км/сек. Следовательно продольные волны в верхней мантии распространяются в этой части со средней скоростью 7,6 км/сек. Рассматриваемая область располагается между Малой и Большой Курильскими грядками, то-есть в районе активного современного вулканизма. Здесь по данным разных авторов отмечаются пониженные значения скоростей сейсмических волн и повышенного поглощения - волн /15,16,9/. Известно, что уменьшению скорости на 0,4 км/сек соответствует уменьшение плотности немногим более 0,1 г/см³. Эти данные не противоречат результатам исследований Гайнанова и Смирнова /17/, обнаружившим разуплотнение верхней мантии на 0,1г/см³ под Южными Курильскими островами. Данные об уменьшении плотности под островными дугами приводятся и в других работах /11,13/.

Таким образом, результаты наблюдений на стационарных станциях Шикотан и Рейдово подтверждают сделанный ранее вывод на основе данных Курильского эксперимента о наличии уплотненного наклонного аномального слоя с высокими скоростями продольных волн.

В работах /18,7,19/ показано следующее:

1. Верхняя мантия Курило-Японского региона состоит из чередующихся слоев с пониженной и повышенной скоростью и прочностью.

2. Фокальная зона землетрясений, являющаяся причиной горизонтальных неоднородностей в верхней мантии, разделяет материковые и океанические структуры и характеризуется пониженными скоростями сейсмических волн.

3. Нижняя кромка фокальной зоны является резкой границей, отделяющей океанические структуры от структур переходной зоны.

4. Под районами активного вулканизма отмечается зона с аномально низкими скоростями и аномально высоким поглощением сейсмических волн.

Все эти данные схематически изображены на вертикальном разрезе по профилю о.Итуруп-залив Терпения (рис.2). На схеме показано также расположение в верхней мантии выявленного аномального слоя. Для полноты картины и выявления возможных связей коры и верхней мантии приведен разрез земной коры по данным глубинного сейсмического зондирования /23/. Взаимное расположение очагов землетрясений и областей современного вулканизма свидетельствует

о существовании генетической связи между ними. Известно, что скорость упругих волн зависит в основном от давления и температуры. Она увеличивается с ростом давления и уменьшается при увеличении температуры. Следовательно, относительное понижение скорости должно являться результатом более быстрого возрастания температуры с глубиной по сравнению с ростом давления, то-есть для участков с пониженной скоростью могут создаваться благоприятные температурные условия для образования магмы. Вероятность образования магматических очагов в слоях пониженной скорости будут еще более возрастать при уменьшении внешнего давления, возникающего, например, при образовании и функционировании системы глубинных разломов. К этому следует добавить, что сама фокальная зона в целом является зоной относительно пониженных скоростей распространения объемных волн. В связи с изложенным высказывается гипотеза, согласно которой наиболее благоприятными для образования магмы должны являться области пересечения астеносферных слоев зоной глубинных разломов. Расположение в верхней мантии вероятных областей магнообразования показано на рис.2. Особый интерес представляет область возможных очагов магнообразования, расположенная на глубинах около 220-300 км. На этих глубинах отмечаются излом фокальной поверхности и минимальная сейсмическая активность. В плане слабосейсмичная часть фокальной зоны в основном совпадает с глубоководной впадиной Охотского моря, в которой наблюдаются максимальные значения теплового потока ($2,5 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек⁻¹ против $1,5-2 \cdot 10^{-6}$ под активными вулканами) /24/. Приведенные данные свидетельствуют, по-видимому, о повышенной подвижности вещества на глубинах 220-300 км.

Предполагается, что в областях магнообразования протекают процессы дифференциации вещества:

- 1) выплавка и подъем легкоплавких компонент;
- 2) оседание тяжелых дифференциатов.

Первый процесс дифференциации должен сопровождаться образованием разуплотненных областей с высоким поглощением и аномально низкими скоростями сейсмических волн и ростом мощности земной коры под областью магнообразования. Оседание тяжелых дифференциатов должно сопровождаться образованием уплотненной наклонной области, примыкающей к фокальной зоне с тихоокеанской стороны, с низким поглощением и высокой скоростью сейсмических волн, а также прогибанием отдельных частей земной коры и верхней мантии. Не исклю-

чено, что образование и развитие глубоководных жолобов и котловин внутренних морей являются следствием процессов, протекающих в областях магмообразования. Процесс дифференциации вещества в областях магмообразования схематически изображен на рис.2 (условные обозначения - I9 и 20). Предполагается, что продукты дифференциации и жидкие расплавы движутся к поверхности как по вертикальным разломам, так и вдоль наклонных разломов фокальной зоны. На глубине около 60 км на рис.2 изображена возможная область скопления магмы, которая может являться причиной аномально высокого поглощения поперечных волн.

Особенности строения верхней мантии выделяемые по сейсмологическим данным, в обобщенном виде представлены на врезке рис.2. Как видно из рис.2, верхняя мантия Курило-Японского региона представляет сложную мозаику блоков, образованных на границе материковых и океанических структур вероятно вследствие процессов дифференциации вещества в фокальной зоне. Аналогичная мозаика блоков

Рис.2. Схема строения земной коры и верхней мантии на профиле о.Итурул - залив Терпения

Классификация землетрясений по энергии (I-5) /20/ и магнитуде (6-10) /21/: I - $K=I6$, 2 - $K=I5$, 3 - $K=I4$, 4 - $K = I2-I3$, 5 - $K = I0-II$, 6 - $M \geq 7^{I/2}$, 7 - $M = 6^{I/2}-7^{I/4}$, 8 - $M = 5^{I/4}-6^{I/4}$, 9 - $M = 4^{I/4}-5$, 10 - $M \leq 4$; строение земной коры (II-I5): II - вода, I2 - слой осадочных и вулканогенно-осадочных пород, I3 - гранитный слой, I4 - базальтовый слой, I5 - граница Мохоровичича; строение верхней мантии и процессы в ней: I6 - астеносферные слои пониженной скорости /I8/, I7 - фокальная зона землетрясений, I8 - наклонный слой с аномально высокими скоростями сейсмических волн, I9 - подъем легких компонент, 20 - опускание тяжелых дифференциатов, 2I - вероятные области магмообразования /22/, 22 - предполагаемая область скопления магматических продуктов, 23 - поток тепла и легких компонент из возможных областей магмообразования, 24 - слои повышенной скорости в верхней мантии.

Обозначения на схеме-врезке. Блоки верхней мантии Курило - Японского региона: I - материковый блок, II - океанический блок, III - фокальная зона землетрясений, IV - слой с аномально высокими скоростями сейсмических волн, V - область аномально низких скоростей под районами активного вулканизма, VI - область аномально высокого теплового потока.

в окрестности фокальной зоны, по-видимому, имеет место и в других островных дугах.

Л и т е р а т у р а

1. Тараканов Р.З. Годографы волн Р и S-P и скоростной разрез верхней мантии Земли по данным наблюдений над курило-камчатскими землетрясениями.- Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, 7, 1965.
2. Федотов С.А., Матвеева Н.Н., Тараканов Р.З., Яновская Т.Б. О скоростях продольных волн в верхней мантии в области Японских и Курильских островов.- Изв. АН СССР, сер. геофиз., 8, 1964.
3. Hisamoto S. On the anomaly of travel-time of S-waves observed in eastern Japan I, II. - Zisin, vol.18, № 3,4, 1965.
4. Oliver J., Isaks B. Deep earthquake zones, anomalies structures in the upper mantle and lithosphere.- J.Geophys. Res., vol. 72, № 16, 1967.
5. Utsu T. Abnormal distributions of seismic intensities and regional differences in absorption of seismic waves.- Zisin, vol. 19, № 3, 1966.
6. Utsu T. Anomalies in seismic wave velocity and attenuation associated with a deep earthquake zone.- J.Faculty Sciences, Hokkaido University, ser.VII (Geophys.), vol. 3, № 1, 1967.
7. Тараканов Р.З., Ким Чун Ун. О дефиците скорости продольных волн в слабосейсмичной части Курило-Камчатской фокальной зоны. - Докл. АН СССР, 186, 2, 1969.
8. Kurile seismic experiment (1966). Upper mantle Project. - USA Progress Report. Upper mantle committee, 1967.
9. Федотов С.А., Славина Л.Б. Оценка скоростей продольных волн в верхней мантии под северо-западной частью Тихого океана и Камчаткой.- Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, 2, 1968.
10. Birch F. Density and constitution of the mantle and core. - J.Geophys. Res., vol. 64, № 20, 1964.
11. Лившиц М.Х. К вопросу о физическом состоянии глубинного вещества земной коры и верхней мантии в прикурильской зоне кольца.- Геология и геофизика, 1, 1965.
12. Туезов И.К., Сычев П.М., Павлов Ю.А., Гимпельсон М.С. Плотностные неоднородности вещества верхней мантии Земли в южной части Советского сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану.- В сб.: "Региональные геофизические исследования Сибири". Изд-во "Наука", Новосибирск, 1967.
13. Сычев П.М. Аномалии силы тяжести и причины вертикальных

движений земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. - Геотектоника, I, 1969.

14. The Seismological Bulletin of the Meteorological Agency. - Published by the Japan Meteorological Agency, Tokyo, 1967-1969.

15. Федотов С.А. О поглощении поперечных сейсмических волн в верхней мантии и энергетической классификации близких землетрясений с промежуточной глубиной очага.- Изв. АН СССР, сер. геофиз., 6, 1963.

16. Федотов С.А., Кузин И.П. Скоростной разрез верхней мантии в области Южных Курильских островов.- Изв. АН СССР, сер. геофиз., 5, 1963.

17. Гайнанов А.Г., Смирнов Л.Г. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. - Сов. геология, 3, 1962.

18. Тараканов Р.З., Левый Н.В. Полиастеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмологическим данным.- Докл. АН СССР, 176, 3, 1967.

19. Тараканов Р.З. Мозаика скоростей в верхней мантии и возможности построения площадного годографа.- Тр. СахКНИИ, вып. 20, 1969.

20. Федотов С.А., Багдасарова А.М., Кузин И.П., Тараканов Р.З. Землетрясения и глубинное строение юга Курильской островной дуги. - Изд-во "Наука", М., 1969.

21. Тараканов Р.З. Строение фокальной зоны Курило-Камчатской островной дуги.- В сб.: "Земная кора островных дуг и дальневосточных морей".- Изд-во "Наука", М., 1971.

22. Tarakanov R.Z., Levy N.V. A model for the upper mantle with several channels of low velocity and strength.- Geophys.Mon., № 12, "The crust and upper mantle of the Pacific area", AGU, Washington, 1968.

23. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану.- Изд-во "Наука", М., 1964.

24. Uyeda S., Horai K. Terrestrial heat flow in Japan.- J. Geophys. Res., vol. 69, № 10, 1964.

ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ УПРУГИХ ПАРАМЕТРОВ СРЕДЫ
ПО ПОЛНОЙ СЕЙСМОГРАММЕ УДАЛЕННОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

До недавнего времени в сейсмологии использовались исключительно кинематические методы определения строения среды. Динамические же характеристики сейсмических волн несут дополнительную информацию об упругих свойствах среды, но их использование долгое время задерживалось трудностями вычислительного характера. В последнее время, в связи с быстрым развитием вычислительной техники и вычислительных методов, получили развитие и методы решения прямых и обратных задач динамической сейсмологии [1, 2, 3].

В данной работе делается попытка решения следующей обратной динамической задачи. Пусть имеем горизонтально-слоистую модель среды с законом изменения упругих параметров V_p, V_s, ρ с глубиной, показанным на рис. 1. Снизу на границу полупространства падает продольная плоская волна под углом α . Требуется, по заданному волновому полю $\bar{u}(x, z, t)$ в точке x_0 на дневной поверхности и известной форме падающей волны определить упругие характеристики среды.

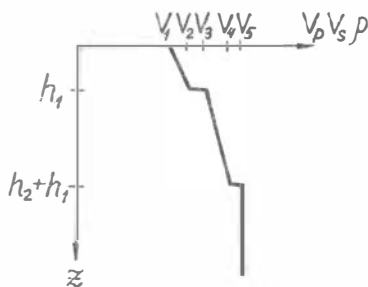


Рис. 1.

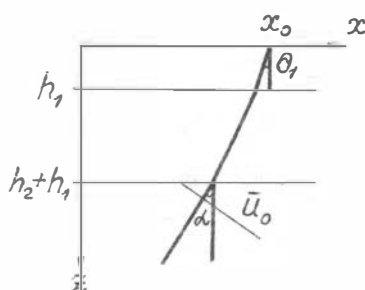


Рис. 2.

Рассматривается двумерный случай. Ось x выбирается в плоскости падения волны и смещения перпендикулярные этой плоскости отсутствуют.

Остановимся кратко на принятых предположениях. Мы будем рассматривать наиболее простой случай, когда продольная волна из источника сейсмических волн подходит к нижней границе под малым углом α . Это соответствует случаю, когда эпицентральные расстояния больше 20° . При таких расстояниях падающую волну можно считать плоской, а вся волновая картина получается наиболее простой, в том смысле, что в начальной части записи присутствует информация лишь о верхних слоях Земли. В рассматриваемом случае форма первичной волны, согласно лучевой теории, не должна изменяться при прохождении ее в верхней части разреза, а искажение импульса на сейсмограмме за счет интерференции будет незначительно при достаточно коротком импульсе (2–5 сек) и большой мощности осадков (2–5 км), поэтому форму первичной волны мы будем брать непосредственно с Z -компоненты экспериментальной сейсмограммы.

Как видно из рис. I выбранная модель среды характеризуется двумя границами разрыва скоростей, которые мы будем отождествлять с границами осадочного чехла и земной коры.

Будем считать, что задача поставлена, но здесь дана не точная постановка задачи, а лишь идейная. Это объясняется тем, что мы не стремились получить точное решение, это было бы затруднительно, а решали задачу численно – методом оптимизации /3/. Идея такого решения подсказана опытом. Характерной особенностью сейсмограмм удаленных землетрясений является наличие интенсивных колебаний на Z -компоненте в первом вступлении, соответствующих первичной волне. Запись же в пределах последующих нескольких десятков секунд на всех компонентах менее интенсивна и складывается из отдельных колебаний, которые формой, интенсивностью и временами вступления напоминают вторичные волны, образовавшиеся на горизонтальных границах. Однако, если рассматривать поляризацию и направление прихода таких колебаний, то они не всегда удовлетворяют волнам, возникшим на горизонтальных границах. В ряде экспериментальных работ /4,5/ было установлено, что в этой части сейсмограммы участвует шум, генерируемый сигналом либо на рельефе свободной поверхности, либо на боковых неоднородностях. Для очистки сейсмограммы от такого рода помех в работе была использована пространственно-поляризационная фильтрация по методу Флинна /4,6/.

В соответствии с имеющимися теоретическими представлениями о структуре сейсмограмм для горизонтально-слоистых пород и экспери-

ментальными данными, будем искать решение поставленной задачи путем сравнения экспериментальной сейсмограммы $\bar{U}^3(x_0, 0, t) = U_x^3(t)\bar{i} + U_z^3(t)\bar{k}$ с теоретическими $\bar{U}_x^T(x_0, 0, t) = U_x^T(t)\bar{i} + U_z^T(t)\bar{k}$. Для решения прямых задач в случае горизонтально-слоистых сред существует хорошо развитый аппарат - лучевой метод вычисления интенсивности волновых фронтов [1, 2, 7]. При получении теоретической сейсмограммы использовалось нулевое приближение лучевого метода, при чем из всего множества волн возникающих на двух границах, выбирались только те, интенсивность которых составляла не меньше 2% от интенсивности прямой волны. Это позволяло при незначительном увеличении ошибки в решении на-много сократить затраты машинного времени.

Пусть выбранная модель среды описывается вектором параметров $\bar{\Psi} = \{\Psi_1, \dots, \Psi_m\}$. Тогда полная теоретическая сейсмограмма будет функцией этих параметров $\bar{U}^T(\bar{\Psi}, t)$. Построив некоторую функцию $F(\bar{\Psi}) = F(\bar{U}^3, \bar{U}^T)$, характеризующую близость теоретической и экспериментальной сейсмограмм, мы сводим задачу к нахождению вектора $\bar{\Psi}$ при котором $F(\bar{\Psi})$ минимальна в заданной области $D = \{d_1, \dots, d_m\}$, где d_i - область задания i -го параметра. Это известная задача оптимизации. В нашем случае была выбрана такая функция:

$$F(\bar{\Psi}) = \frac{1}{2N} \sum_{i=0}^N \left\{ \left[U_x^T(\bar{\Psi}, i\Delta t) - U_x^3(i\Delta t) \right]^2 + \left[U_z^T(\bar{\Psi}, i\Delta t) - U_z^3(i\Delta t) \right]^2 \right\},$$

где Δt - шаг оцифровки сейсмограмм.

Существенным моментом решения задачи является выбор параметров. Принятая модель среды полностью описывается восемнадцатью независимыми параметрами, это - угол падения α первичного импульса на границу полупространства, мощности слоев h_1, h_2 и по 5 скоростей продольных и поперечных волн и плотностей (рис. 1, 2). Вообще говоря, амплитуда первичного импульса точно неизвестна, но она легко выражается через амплитуду прямой волны на экспериментальной сейсмограмме и некоторые из параметров, поэтому в число неизвестных параметров она не включается, а вычисляется в ходе решения прямой задачи. Минимизация функции, зависящей от большого числа параметров - задача весьма трудоемкая даже для самых быстродействующих вычислительных машин. Поэтому из всех 18 параметров было выбрано только 6: мощности слоев h_1 и h_2 и скорости продольных волн $V_{p1}, V_{p2}, V_{p3}, V_{p4}$. Остальные параметры либо фиксировались (V_{p5} , т.к. этот параметр довольно устой-

чив для всего земного шара), либо определялись из известных корреляционных зависимостей [8]: $V_s = V_p/K$, $\rho = (V_p + 11)/6$, а угол падения α продольной волны определялся из годографа Джеффриса-Буллена.

Для реализации алгоритма поиска минимума функции $F(\bar{\Psi})$ использовались различные комбинации способов перебора и градиентного спуска. В результате опробования этих способов на различных теоретических примерах было установлено, что, во-первых, функция $F(\bar{\Psi})$ во всех случаях настолько сложна, что градиентный спуск дает свой минимум практически для каждой начальной точки спуска, во-вторых, существует все же некоторая минимальная область в D , в которой значения функции в среднем меньше, чем в других областях. Исходя из второго вывода можно предложить некоторый статистический способ оптимизации, основанный на переборе параметров.

В шестимерной области D задается равномерная прямоугольная решетка $\{n_1, \dots, n_6\}$, где n_i - число точек в d_i , в узлах которой вычисляются значения функции $F(\bar{\Psi})$. Из всего множества узлов решетки, расположенных в порядке возрастания значений F , выбираются первые K узлов. Величина K может изменяться в достаточно широких пределах (20-60 точек) существенно не влияя на решение. Таким образом, для каждого параметра получается выборка из точек области задания этого параметра. Искомые значения параметров будем определять, как центры распределений, а форма распределения (точнее величина дисперсии) будет указывать на надежность определения параметра.

На рис. 3, 4 даны распределения, полученные для теоретических примеров. В обоих случаях среда одинакова, но в первом случае первичный импульс длиной 1 сек падает под углом $\alpha = 50^\circ$, во втором же случае длина 3 сек и $\alpha = 25^\circ$, при чем на Z - компоненте отраженная от фундамента волна успевает наложиться на прямую волну и, таким образом, первичный импульс мы задаем заведомо с ошибкой. Обозначения параметров на рисунках соответствуют следующим общепринятым обозначениям: $\Psi_1 = h_1$, $\Psi_2 = h_2$, $\Psi_3 = V_{p1}$, $\Psi_4 = V_{p2}$, $\Psi_5 = V_{p3}$, $\Psi_6 = V_{p4}$.

Скорость продольных волн вблизи дневной поверхности Ψ_3 в большинстве случаев фиксировалась из тех соображений, что часто она может быть определена довольно точно из закона Снеллиуса (см. рис. 2):

$$V_{p1} = \frac{\sin \theta_1}{\sin \alpha} V_{p5} ,$$

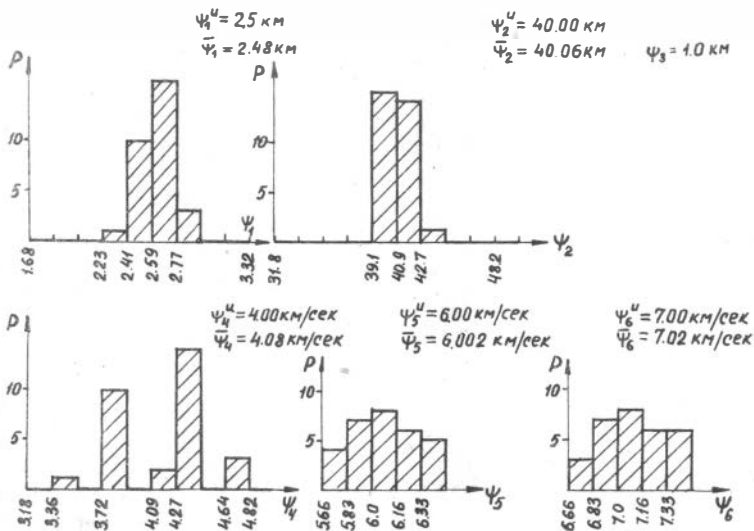


Рис.3. Распределения, полученные при минимизации теоретической сейсмограммы с коротким импульсом, P - частота события.

где α определяется из годографа Джеффриса-Буллена для фиксированного V_{p5} и известного эпицентрального расстояния, θ_1 определяется по кажущемуся углу выхода ρ . Для случая представленного на рис.5,6 скорости V_{p1} , определенные двумя разными способами, хорошо согласуются.

Значения параметров полученные в результате решения отличаются от истинных даже во втором случае не более чем на 4%. Более детальное изучение помехоустойчивости было проведено в работе /10/. В большинстве случаев относительная ошибка оцениваемых параметров получалась соизмеримой с погрешностями исходных данных. В тех случаях, когда ошибка в исходных данных была велика ($\sim 20\%$) иногда имело место ложное решение.

В качестве экспериментального материала использовались записи землетрясений, полученные на сейсмических станциях "Кызыл - Джар" и "Рязан-Сай" КСЭ ИФЗ АН СССР. Рис. 5,6 представляют ре-

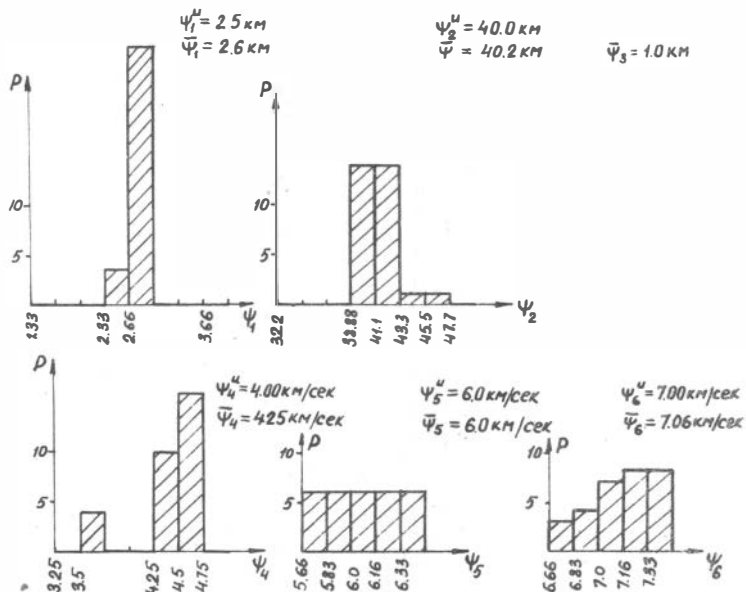


Рис. 4. Распределения, полученные при минимизации теоретической сейсмограммы с длинным импульсом.

зультаты обработки землетрясения 22.УП-1966 г. $10^h 17^m 22^s$ (Алеуты) записанного в Ферганской впадине вблизи Кызыл-Джара. Здесь, второй случай (рис.6) является уточненным вариантом первого. Оценки параметров среды для данного района $\Psi_1 = 8-10 \text{ км}$, $\Psi_2 \approx 45 \text{ км}$, $\Psi_3 \approx 4,5 \text{ км/сек}$, $\Psi_4 = 6,1 \text{ км/сек} / \text{II}$, как видим из рисунков, хорошо соответствуют найденным.

На всех рисунках бросается в глаза одна особенность: малая дисперсия мощностей, а также скоростей волн в осадках и значительно большая для скоростей волн в коре. Это говорит о большей еадешности определения параметров Ψ_1, Ψ_2, Ψ_4 по сравнению с Ψ_5, Ψ_6 . Но большая дисперсия для Ψ_5, Ψ_6 является в

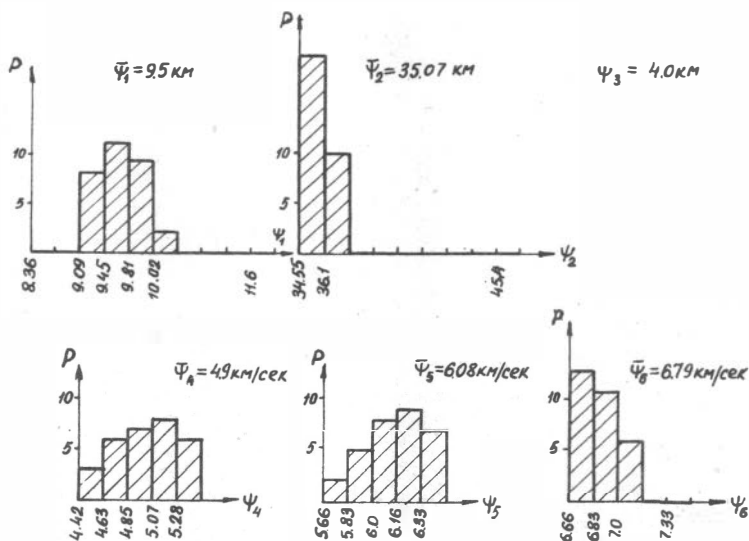


Рис.5. Распределения для сейсмограммы землетрясения 22 июля 1966 г., $10^h 17^m 22^s$.

данном случае даже положительным фактом, поскольку параметры Ψ_1, Ψ_2, Ψ_4 менее устойчивы для различных районов земного шара, а они то как раз определяются надежно при довольно больших отклонениях от истины параметров Ψ_5, Ψ_6 . Последние же параметры довольно устойчивы для различных районов земного шара и это наводит на мысль задаться первоначальными, пусть грубыми, значениями параметров Ψ_5, Ψ_6 и применить метод последовательных приближений. Это должно дать значительное уменьшение времени счета, что представляет основную трудность в методах оптимизации.

Из всего сказанного можно вывести общее правило для выбора области поиска D : в том случае, когда в исследуемом районе имеются какие-либо данные о среде, нужно, используя их, задавать узкие границы поиска по соответствующим параметрам. Когда

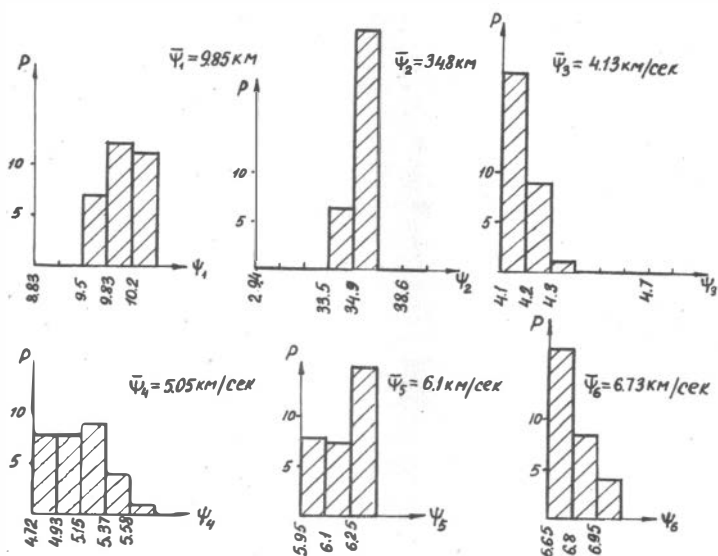


Рис.6. Уточненные распределения для землетрясения 22 июля 1966 г., $10^h 17^m 22^s$.

же их нет, приходится использовать достаточно широкие границы для того, чтобы не получить ложное решение.

Таким образом, изложенная работа доказывает большую перспективность метода определения строения среды по полным сейсмограммам удаленных землетрясений. Окончательное суждение о жизнеспособности метода будет возможно при наличии значительно большего числа экспериментов в каком-нибудь эталонном районе, где имеется осадочный чехол.

Л и т е р а т у р а

1. Петрашень Г.И. Элементы динамической теории распространения сейсмических волн. - В 3 сб.: "Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн", ЛГУ, 1959.

2. Алексеев А.С., Гельчинский Б.Я. О лучевом методе вычисления полей волн в случае неоднородных сред с криволинейными границами. - В 3 сб.: "Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн", ЛГУ, 1959.

3. Алексеев А.С. Обратные динамические задачи сейсмики. - В сб.: "Некоторые методы и алгоритмы интерпретации геофизических данных", "Наука", 1967.

4. Цибульчик Г.М. Анализ структуры сейсмограмм удаленных землетрясений. - Геология и геофизика, № 4, 1969.

5. Key F.A. Bulletin of the seismological society of America, vol. 57, № 1, 1967.

6. Флинн Е.А. Анализ сигналов с использованием прямолинейности и направленности движения частиц. - Тр. ИИЭР, США, 1965.

7. Материалы количественного изучения динамики сейсмических волн. - В сб. I, II, ЛГУ, 1957.

8. Пузырев Н.Н. Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн. - Гостоптехиздат, 1959.

9. Саваренский Е.Ф., Кирнос Д.П. Элементы сейсмологии и сейсмометрии. - Гостехиздат, 1955.

10. Хайдуков В.Г. Численный метод определения скоростного разреза осадочного чехла по сейсмограммам от удаленных землетрясений. - Материалы к конф. молодых ученых, Наука, СО АН СССР, 1969.

11. Вольвовский И.С., Вольвовский Б.С. Результаты исследований методом ГСЗ в Ферганской долине. - Сб.: "ГСЗ в СССР", Гостоптехиздат, 1962.

ОЦЕНКА Q ЗЕМНОЙ КОРЫ ДЛЯ ЗАПАДНОЙ ТУВЫ

Величину Q , называемую безразмерным качественным фактором или, по аналогии с радиотехникой, добротностью, впервые включил в уравнение движения в упругой среде с поглощением Кнопов в 1956 году /1/. Введение этого параметра вызвано тем фактом, что более точные наблюдения, а также более совершенные способы обработки информации позволяют получить результаты, которые нельзя рассматривать только с позиции упругой модели Земли, т.е. затухание сейсмических волн происходит значительно сильнее, чем это обусловлено геометрическим расхождением и отражением на границах.

Объясняется это явление наличием в теле твердого трения, прямым определением которого является выражение $\Delta E/E$, где ΔE - энергия, рассеянная в образце за цикл напряжения, а E - упругая энергия, накопленная в образце, когда напряжение максимально. Существуют также косвенные способы определения внутреннего затухания: по амплитуде затухающего колебания и по резонансной кривой действующего колебания. Выражения для определения величины внутреннего трения (или добротности) этими способами имеют следующий вид:

$$\frac{1}{Q} = \frac{\Delta\omega}{\omega} = \frac{\Delta}{\pi} = \frac{1}{2\pi} \cdot \frac{\Delta E}{E},$$

где $\Delta\omega$ - половина ширины резонансного пика на частоте ω

Δ - логарифмический декремент затухания свободных колебаний.

В этих определениях предполагается, что восстанавливающая сила пропорциональна амплитуде колебаний, а диссипативная его скорости. Решение уравнения движения в диссипативной среде показывает, что затухание пропорционально величине $e^{-\frac{\omega x}{Q}}$, а эффект Q на скорость только порядка $1/Q^2$ /1,2/. Отсюда следует, что величина добротности количественно отображает дифференциальную структуру Земли более резко, чем скорость. Это обстоятельство вызвало большой интерес к исследованию распределения величины добротности в Земле, для определения которой предложено много различных способов. Все они могут быть объединены в две большие группы. К первой относятся лабораторные способы, при которых в

образцах непосредственно измеряются потери приложенной энергии. Эксперименты в этом случае проводятся в широком диапазоне частот (от 1 гц до 10 мгц) и амплитуд колебаний. Ко второй группе относятся способы, в которых для вычисления Q используются различные типы наблюдаемых сейсмических волн от землетрясений и взрывов, как прямых (объемных и поверхностных), так и вторичных (отраженных и преломленных). Обзор всех этих способов достаточно хорошо выполнен в работе /2/.

В настоящем исследовании развивается аналитический способ изучения распределения Q в земной коре на основе решения уравнения затухания в среде с поглощением. Рассматривается определение величины затухания по одиночным спектрам зарегистрированных волн, приводятся результаты вычислений Q по полевым материалам и их ошибки.

Определение добротности Q

Амплитудный спектр зарегистрированного сейсмического сигнала может быть записан в виде

$$B(f, x) = S(f) T_1(f) T_2(f, x) G(x) X(f, x) A(f, x) \quad (1),$$

где $B(f, x)$ — спектральная амплитуда на частоте f в точке x ,

$S(f)$ — спектр источника,

$T_1(f)$ — переходная функция в источнике,

$T_2(f, x)$ — переходная функция в точке приема,

$G(x)$ — геометрическое расхождение,

$X(f, x)$ — коэффициенты воздействия границ и др.,

$A(f, x)$ — затухание в среде на пути источник — точка приема.

Последняя функция, как следует из уравнения движения в среде с поглощением, равна $e^{-\frac{\omega x}{2QV}}$ или в более общем виде ее можно записать как

$$A(f, x) = e^{-2\pi f g} \quad (2),$$

где

$$g(x) = \frac{1}{2} \int \frac{ds}{Q(z) V(z)} \quad (3).$$

Это выражение представляет собой уравнение затухания колебаний в среде, характеризующейся скоростным разрезом $V(z)$. Решение этого уравнения относительно Q дает возможность получить аналитическим способом распределение добротности в слоях Земли, если из экспериментальных данных известен закон изменения скорости с глубиной, а также функция g или ее производные.

Все дальнейшее рассмотрение мы проводим применительно к земной коре и в предположении, что источник находится на поверхности Земли. Полагая в уравнении (3) $(1/v)^2 = \xi$ и $r^2 = \eta$, где r - параметр луча, получим:

$$g(\eta) = \int_0^{\eta} \frac{\xi dz}{Q d\xi} \cdot \frac{1}{\sqrt{\xi - \eta}} d\xi \quad (4),$$

где $\delta = (1/v_0)^2$. Таким образом, мы пришли к интегральному уравнению Абеля, решение которого имеет вид:

$$\frac{\xi}{Q} \cdot \frac{dz}{d\xi} = -\frac{1}{\pi} \cdot \frac{d}{d\xi} \int_0^{\xi} \frac{g(\eta)}{\sqrt{\eta - \xi}} d\eta \quad (5).$$

Поскольку в гипоцентре $g = 0$, это выражение сводится к следующему

$$\frac{1}{Q(z)} = -\frac{2}{\pi} V \frac{d}{dz} (1/v) \int_0^{\xi} \frac{1}{\sqrt{\eta - \xi}} \cdot \frac{dg}{d\eta} d\eta \quad (6).$$

Обозначая эпицентральное расстояние до записывающей станции через $l = l_z$, когда наиболее глубокая точка проникновения луча есть z уравнение (6) может быть записано в виде

$$\frac{1}{Q(z)} = -\frac{2}{\pi} V \frac{d}{dz} (1/v) \int_{l=0}^{l=l_z} \frac{1}{\sqrt{(1/v_l)^2 - (1/v)^2}} \cdot \frac{dg}{dl} dl \quad (7),$$

где V_l - кажущаяся скорость на расстоянии l , которая определяется производной годографа рассматриваемой волны.

В работе /3/ анализ проводился для случая, когда скорость изменяется с глубиной по закону

$$V = V_0 \left(\frac{z_0}{z} \right)^a, \quad a > -1 \quad (8).$$

Для коры можно воспользоваться экспоненциальным изменением скорости /4/

$$V = V_0 e^{\kappa z} \quad (9).$$

Этот закон удобен тем, что он дает относительно простое решение поставленной задачи и кроме того в пределах земной коры годограф, рассчитанный для этого закона достаточно близок к экспериментальному. Положив

$$y = e^{\kappa z}, \quad y_p = e^{\kappa z_m},$$

где z_m - максимальная глубина проникновения луча, легко придти к выражениям для времени пробега и эпицентрального расстояния

$$t = \frac{2y_p}{\kappa V_0} \int_1^{y_p} \frac{dy}{y^2 \sqrt{y_p^2 - y^2}}, \quad l = \frac{2}{\kappa} \int_1^{y_p} \frac{dy}{\sqrt{y_p^2 - y^2}} \quad (10),$$

а также для годографа

$$t = \frac{2}{Kv_0} \sin \frac{\kappa \ell}{2} \quad (II).$$

Кажушаяся скорость для этого случая равна

$$\frac{1}{v_0} = \frac{dt}{d\ell} = \frac{1}{v_0} \cos \frac{\kappa \ell}{2} = \mu \quad (I2).$$

Вводя новые обозначения

$$x = \cos \frac{\kappa \ell}{2}, \quad x_z = \cos \frac{\kappa \ell_z}{2} = e^{-\kappa z_m} \quad (I3),$$

выражение (7) можно записать в следующем виде:

$$\frac{1}{Q(z)} = \frac{2K}{\pi} V_0 \int_{x=1}^{x=x_z} \frac{1}{\sqrt{x^2 - x_z^2}} \cdot \frac{dg}{dx} dx \quad (I4).$$

Таким образом, задача свелась к нахождению функции g или dg/dx . Прежде, чем перейти к вопросу определения g , приведем несколько основных вариантов изменения g и $dg/d\ell$ для различных законов поведения $Q(z)$.

1. Рассмотрим случай, когда

$$\frac{dg}{dx} = - \frac{\alpha x}{\sqrt{1-x^2}} \quad \text{или} \quad \frac{dg}{d\ell} = \frac{\alpha K}{2} \cos \frac{\kappa \ell}{2} \quad (I5)$$

и $g = \alpha \sin \frac{\kappa \ell}{2}$. Подставляя (I5) в (I4) и вычисляя, находим

$$\frac{1}{Q(z)} = \frac{2K}{\pi} V_0 \int_{x_z}^1 \frac{\alpha x dx}{\sqrt{(x^2 - x_z^2)(1-x^2)}} = K V_0 \alpha \quad (I6).$$

В этом случае Q не зависит от глубины и выражение (3) принимает вид

$$g = \frac{1}{2Q_0} t = \frac{1}{KQ_0 V_0} \sin \frac{\kappa \ell}{2} \quad (I7),$$

α в (I9) равно $\alpha = \frac{1}{Q_0 K V_0}$.

Если из эксперимента находится численное значение $\frac{dg}{d\ell}$, то тогда принимая Q_0 за среднюю величину для данной мощности слоя, получим

$$\frac{1}{Q_{cp}} = \frac{2V_0}{\cos(\kappa \ell / 2)} \cdot \frac{dg}{d\ell} \quad (I8).$$

2. Задавая dg/dx как функцию

$$\frac{dg}{dx} = - \frac{1}{Q_0 K V_0} \frac{1}{x\sqrt{1-x^2}} \quad \text{или} \quad \frac{dg}{d\ell} = \frac{1}{2Q_0 V_0} \sec \frac{\kappa \ell}{2} \quad (I9),$$

и $g = \frac{1}{Q_0 K V_0} \ln \operatorname{tg} \left(\frac{\kappa \ell}{4} + \frac{\pi}{4} \right)$

$$\text{имеем } \frac{1}{Q(z)} = \frac{2}{\pi Q_0} \int_{x_z}^1 \frac{dx}{x \sqrt{(x^2 - x_z^2)(1 - x^2)}} = \frac{1}{Q_0} e^{\kappa z} \quad (20)$$

Случай, когда $Q(z)$ уменьшается с глубиной.

3. Увеличение $Q(z)$ с глубиной можно получить, если положить dg/dx равной

$$\frac{dg}{dx} = -\frac{1}{Q_0 \kappa V_0} \left(\frac{x}{\sqrt{1 - x^2}} - x \operatorname{sech}^{-1} x \right) \quad (21)$$

$$\text{или } \frac{dg}{d\ell} = \frac{1}{2Q_0 V_0} \cos \frac{\kappa \ell}{2} \left[1 - \sin \frac{\kappa \ell}{2} \operatorname{sech}^{-1} \left(\cos \frac{\kappa \ell}{2} \right) \right]$$

$$\text{и } g = -\frac{1}{2Q_0 \kappa V_0} \left[\sin \frac{\kappa \ell}{2} + \cos^2 \frac{\kappa \ell}{2} \operatorname{sech}^{-1} \left(\cos \frac{\kappa \ell}{2} \right) \right].$$

Находим $1/Q(z)$:

$$\frac{1}{Q(z)} = \frac{1}{Q_0} \left[1 - \frac{2}{\pi} \int_{x_z}^1 \frac{x \operatorname{sech}^{-1} x}{\sqrt{x^2 - x_z^2}} dx \right] = \frac{1}{Q_0} e^{-\kappa z} \quad (22)$$

Можно предложить целый ряд других зависимостей dg/dx , для которых $Q(z)$ будет уменьшаться или увеличиваться с глубиной.

Практически выражение (14) может быть использовано в том случае, когда имеются достаточно надежные профильные наблюдения g . Тогда аппроксимируя наблюдаемые величины g подходящей функцией можно получить аналитическое выражение для изменения Q с глубиной. При одиночных наблюдениях можно воспользоваться средними значениями величин добротности для слоев известных мощностей:

$$Q_{cp} = \frac{t}{2g} \quad (23)$$

Совершенно ясно, что в последнем случае, хотя мы рассматривали только поверхностный источник, можно вычислить Q_{cp} по землетрясениям, которые происходят внутри земной коры.

Вычисление затухания g .

Определение затухания сейсмических волн является основной задачей полевых наблюдений при исследовании распределения добротности в земной коре. В этой части мы рассмотрим вычисление g по спектрам объемных волн, зарегистрированных на отдельных станциях. Постановка такой задачи объясняется тем, что не всегда удается провести профильные наблюдения и кроме того это особенно трудно сделать при регистрации землетрясений.

Функции в правой части выражения (I) зависят как от частоты, так и координат. Сделаем некоторые предположения относительно среды и, соответственно, относительно этих функций, определяющих спектр записанных волн. Предположим, что переходные процессы как в источнике, так и в точке приема не зависят от частоты, т.е.

$T_1(f) = \text{const}$ и $T_2(f, X) = T(X)$. Кроме того, среда не имеет резких границ, хотя бы в пределах коры, тогда $X(f, X) = 1$. Заметим еще, что записывая спектр зарегистрированного сигнала в виде (I), мы не включили в него поправку за аппаратуры, полагая, что при работе с любыми приборами анализируются исправленные исходные данные.

Определим частоту максимума спектра (I). Дифференцируя по частоте и приравнявая к нулю, получим следующее уравнение:

$$\frac{dS(f)}{df} A(f, X) + \frac{dA(f, X)}{df} S(f) = 0 \quad (24).$$

Принимая в первом приближении источник за мгновенное воздействие, для которого $S(f) = 2\pi f$, и подставляя выражение (2) в (24) имеем

$$f_m = \frac{1}{2\pi g} \quad (25).$$

Задавая параметры среды, можно построить теоретическую кривую f_m от ℓ для определенного типа волн. На рис. I показан пример такой кривой для продольных волн, рассчитанной по формуле (25), где $g = \frac{1}{2Q_0} t$, $V = V_0 e^{\kappa z}$, $Q_0 = 800$, $V_0 = 5,5$ км/сек, $V_M = 7,9$ км/сек, $Z_M = 50$ км (индекс M относится к величинам на границе Мохоровичича). Из рисунка видно, что на больших расстояниях частоты f_m регистрируемых Р-волн довольно хорошо согласуются с наблюдаемыми /5/, на близких же расстояниях очень сильно отклоняются в сторону больших величин, т.е. нельзя на малых расстояниях принимать источник за мгновенное воздействие. Вероятно это расстояние будет зависеть от размеров очага и, соответственно, от его энергии.

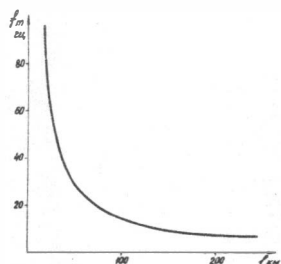


Рис. I. Зависимость частоты максимума спектра сейсмических волн от эпицентрального расстояния для источника мгновенного воздействия.

Введем чисто формально поправку α за очаг в выражение (25)

$$f_m = \frac{1}{2\pi(q+\alpha)} \quad (26).$$

Выясним смысл включенной величины α . При приближении к очагу $q \rightarrow 0$ и f_m становится частотой максимума спектра источника

$$f_{um} = \frac{1}{2\pi\alpha} \quad (27).$$

Таким образом, α является величиной обратной частоте максимума спектра очага. Отсюда

$$q = \frac{1}{2\pi} \left(\frac{1}{f_m} - \frac{1}{f_{um}} \right) \quad (28).$$

Принимая поправку α , мы ввели для $S(f)$ выражение

$$S(f) = P 2\pi f e^{-2\pi f \alpha} \quad (29),$$

где P - постоянная очага, независящая от частоты
 $e^{-2\pi f \alpha}$ - член, определяющий меру отклонения источника от мгновенного воздействия.

Для того, чтобы более ясно представить связь величины α с другими параметрами очага, воспользуемся моделью „ ω^2 “, предложенной К.Аки /6/, спектр скорости колебания почвы для которой при условии подобия очагов землетрясений различных энергий будет иметь вид

$$S_{\omega^2}(f) = \frac{2\pi\rho L^3 f}{1 + (2\pi q L)^2 f^2} \quad (30),$$

где L - длина разлома,

ρ, q - постоянные очага, общие для землетрясений всех классов.

Найдем частоту максимума спектра для этого источника

$$f_{\omega^2 m} = \frac{1}{2\pi q L} \quad (31).$$

Отсюда видно, что величина α , введенная чисто формально в выражение (26), приобретает вполне реальный физический смысл и имеет непосредственную связь с такими параметрами очага, как длина разлома и энергия землетрясения.

Практически выражение (26) можно использовать двумя способами. Первый заключается в том, что наблюдения проводятся двумя или большим количеством станций, расположенных по профилю относительно источника. Такие наблюдения, например, можно провести, используя промышленные взрывы. В этом случае влияние источника можно исключить

$$\frac{\Delta q}{\Delta \ell} = \frac{1}{2\pi} \left(\frac{1}{f_{m1}} - \frac{1}{f_{m2}} \right) \quad (32),$$

где f_{m1} - частота максимума спектра в точке ℓ_1 ,
 f_{m2} - частота максимума спектра той же волны
 в точке ℓ_2 .

Если имеется достаточно много определений $\frac{\Delta g}{\Delta \ell}$, с помощью (32), аппроксимируя данные соответствующей функцией и подставляя ее в выражение (7) можно определить Q как функцию глубины.

При единичных наблюдениях нужно кроме f_m знать зависимость f_{um} от энергии землетрясения, которая в настоящее время изучена сравнительно слабо. Именно это обстоятельство затрудняет использование единичных наблюдений. Однако, проводя регистрацию сейсмических волн от землетрясений малых энергий на расстояниях много больше размеров очага, т.е. на расстояниях, при которых источник можно принять за мгновенное воздействие, можно определить величины Q , которые будут минимальными.

С другой стороны, при известных параметрах среды появляется возможность изучения спектральных характеристик очага и связи их с его энергией.

Пример определения величины Q
 в земной коре

В качестве экспериментальных данных были использованы землетрясения, зарегистрированные в Гувинской АССР модернизированной станцией "Земля". Частотный и динамический диапазон станции составлял соответственно 2-50 гц и 40 дб при общем увеличении до $4 \cdot 10^5$ для записи скоростных характеристик колебаний почвы. Датчиками служили сейсмоприемники ВЭГИК.

После проверки станций на идентичность они были расставлены по схеме, показанной на рис.2. При этом расположение точек наблюдения определялось зоной, в которой происходит большое число

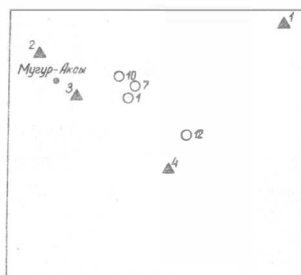


Рис.2. Схема расположения станций наблюдения и некоторых эпицентров использованных в работе землетрясений
 \blacktriangle^I - станции, \circ^{I0} - эпицентры.

землетрясений, и путями подъезда к ним, так как каждый день необходимо было менять источники питания и магнитную ленту. Сейсмоприемники были установлены примерно в одинаковых условиях (каменистая почва, коренные породы на глубине 2-3 метра).

Сигналы сейсмических колебаний с магнитной ленты подавались на частотный анализатор с перекрывающимися октавными фильтрами и записывались на шлейфовом осциллографе Н-700. По полученным спектрограммам с учетом амплитудно-частотных характеристик используемой аппаратуры строились спектры Р-волн, для которых проводилось вычисление добротности земной коры.

На рис.3 представлены примеры спектрограмм записей землетрясений и соответствующие спектры продольных волн. Сплошной линией показаны спектры, полученные при скорости воспроизведения в 10 раз большей скорости записи, пунктирной - в 20 раз. Увеличение скорости воспроизведения обеспечивает исследование более низких частот при одних и тех же полосовых фильтрах.

Положение эпицентров и глубины очагов были найдены по разности времен вступлений Р и S -волн, так как неудовлетворительная служба времени не позволила применить другие способы построения. Энергетический класс землетрясений определялся по методике, предложенной в работе /7/.

Всего было использовано 16 записей землетрясений. Данные этих толчков, а также величины Q представлены в таблице. Значения добротности, приведенные в ней, были вычислены по формулам (25) и (23) и являются минимальными оценками для изучаемого района. Попытка использовать соотношение между энергией и преобладающей частотой в спектре источника исходя из условий подобия на основе модели „ ω^{-2} “ не имела успеха, так как условие подобия для землетрясений больших и малых энергий в нашем случае, по-видимому, не выполняется.

Из таблицы видно, что величины Q для продольных волн могут изменяться в коре в очень широком диапазоне: от 120 до 900 и более. В данном случае конечно вносится ошибка за счет того, что не учитывается энергия землетрясения. Однако, здесь необходимо отметить следующее. Во-первых, для определения добротности были использованы землетрясения малых энергий и поэтому минимальные величины Q являются близкими к реальным. Во-вторых, при обработке землетрясений, имеющих небольшой разброс по энергии, в результаты вносится систематическая ошибка, которая однако не будет влиять на характеристику геологического строения (выделение

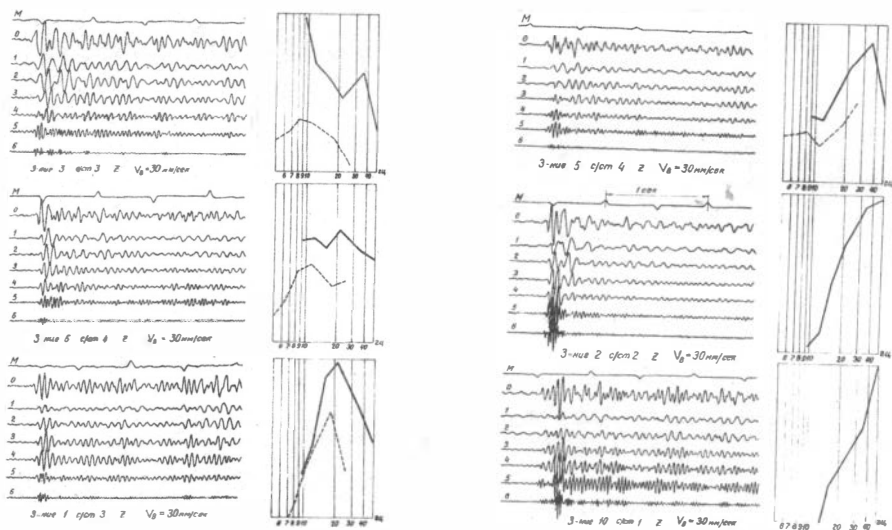


Рис.3. Слева - спектрограммы землетрясений: М - временной канал; О - открытый канал; 1,2,3,4,5,6 - полосовые фильтры; скорость движения ленты при записи - 3 мм/сек, при воспроизведении - 30 мм/сек. Справа - спектры Р - волн. Сплошной линией показаны спектры при $V_B = 30$ мм/сек, пунктирной - при $V_B = 60$ мм/сек.

структур, зон нарушения плотности пород и др.) изучаемого района в целом.

Таблица

№ з/тр	№ ст.	t_{s-p}	f_m	H(км)	K(д.ж.)	Q
I	3	2,5	18	15	3	190
2	2	2,2	50	-	2	470
3	3	17,7	8	-	6	600
3	4	17,5	3,5	-	6	260
4	3	2,3	16	-	2,4	160
4	4	2,7	11	-	2,4	130
5	4	5,8	31	-	4	760
6	3	2,6	20	-	-	220
6	4	2,4	11	-	-	120
7	4	2,4	17	14	5	170
8	1	3,0	35	-	-	450
9	3	11,0	11	-	4	510
10	1	4,2	50	17	2,6	900
11	1	4,1	43	-	-	760
12	1	2,8	36	6	3	420
12	3	2,6	17	6	3	190

Из вышесказанного следует, что полученный разброс в величинах Q нельзя объяснить только различием в энергии землетрясений. Весьма существенное влияние оказывает также геологическое строение исследуемого района. Это хорошо иллюстрируется примером обработки записи землетрясения 12 (см.табл.). Для слоя, в котором Р-волна распространялась до станции 3, значение добротности составило 190, в то время как для слоя той же мощности по направлению к станции 1 - составило 420. Однако для того, чтобы сделать какие-либо выводы о геологии района, нужно использовать более массовый материал с привлечением статистических способов обработки, что не являлось целью настоящей работы.

В заключение сделаем оценку точности величин, которые были получены выше. Поскольку для нахождения эпицентров землетрясений был использован способ построения по разности вступлений продольных и поперечных волн, общее выражение для вычисления добротности можно записать в виде

$$Q = \frac{V_{s-p} \cdot t_{s-p}}{V_p} f_m \quad (33).$$

Задаваясь численными ошибками используемых величин, вычислим среднеквадратичную ошибку в определении Q . Положим $\delta t_{s-p} = 5\%$, $\delta V_{s-p} = 10\%$, $\delta V_p = 10\%$, $\delta f_m = 30\%$. Тогда $\delta Q \approx 33\%$.

В ы в о д ы

1. Величины добротности в земной коре западной части Тувинской АССР, определенные по продольным волнам меняются в очень широком диапазоне от 190 до 900.

2. Такой большой разброс не может быть отнесен только за счет влияния источника. Большое значение имеет геологическое строение изучаемого района и, в частности, его тектоника.

3. Однако, для надежного представления о геологии исследуемой области по распределению величин добротности в земной коре, определенных при одиночных наблюдениях, необходимо использовать массовый материал с привлечением статистических методов обработки.

4. Аналитическое выражение изменения Q с глубиной можно получить при проведении профильных наблюдений, используя большие взрывы.

Л и т е р а т у р а

1. Knopoff L. The seismic pulse in material possessing solid friction, I: Plane waves. - Bull. Seism. Soc. Amer., 46, 1956.

2. Sato R. Attenuation of Seismic Waves. - J. Phys. Earth, vol. 15, № 2, 1967.

3. Sato R. and Espinosa A.F. Analytical Fast Inversion Determination from the Analysis of Body Wave Data. - Pure Appl. Geoph., vol. 67, 1967-II.

4. Пузырев Н.Н. Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн. - Гостоптехиздат, 1959.

5. Ризниченко Ю.В. (ред.). Методы детального изучения сейсмичности. - Тр. ИФЗ АН СССР, № 9 (176), 1960.

6. Aki K. Scaling law of seismic spectrum. - J. Geoph. Res., vol. 72, № 4, 1967.

7. Гайский В.Н., Жалковский Н.Д. Микроземлетрясения Западной Тувы. Энергетическая классификация и размеры очагов. - Изв. АН СССР, Физика Земли, № 4, 1971.

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ СПЕКТРОВ ОБЪЕМНЫХ ВОЛН
ОТ СИЛЬНЫХ КУРИЛО-КАМЧАТСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Изучение процессов, происходящих в очагах сильных землетрясений представляет большой интерес. По наблюдениям над поверхностными разрывами и сериями афтершоков, сопровождающих сильные мелкофокусные землетрясения, многими исследователями сделан вывод о том, что область очага последних достигает значительных горизонтальных (до нескольких сотен километров) и вертикальных (до нескольких десятков километров) размеров /1,2/. В пределах этой области имеют место сложные процессы разрушения, изучение механизма которых необходимо для понимания общих закономерностей возникновения землетрясений. Особый интерес, в частности, оно представляет в связи с поисками критериев цунамигенности землетрясений, так как к настоящему времени обнаружено, что не все сильные землетрясения возбуждают цунами.

До последнего времени исследования механизма землетрясений базировались на представлении очага точечным источником в упругой среде. Было получено общее доказательство того, что разрыв сплошности упругой среды, рассматриваемый как точечный источник, эквивалентен двум двойным силам без момента, и таким образом обоснована точечная модель очага Хонда-Введенской /3,4,5,6/. Используя указанную точечную модель, многие авторы получили важные результаты о положении нодальных плоскостей и ориентации осей главных напряжений в очагах большинства сильных землетрясений земного шара.

Однако, для решения целого ряда задач знания этих параметров оказывается недостаточно. В частности, при оценке макросейсмического эффекта землетрясений, при разработке общей теории возбуждения цунами необходимо знать временную зависимость подвижек разного масштаба в очаговой области.

В наиболее общем виде задача определения характеристик разрыва, соответствующего тектоническому землетрясению, по наблюдени-

ям над объемными сейсмическими волнами была решена Б.В.Костровым /7/. Задача сводится к определению пространственно-временного спектра функции $\bar{a}(\bar{x}, t)$, задающей скачок вектора смещения на плоскости разрыва. Полученное решение содержит в принципе всю информацию о разрыве, которую несут в себе объемные сейсмические волны на больших расстояниях от источника. Однако для полного решения обратной задачи необходимо иметь густую сеть сейсмических станций, окружающих очаг землетрясения, и достаточно точно знать условия распространения сейсмических волн. На практике оба эти условия обычно не выполняются, поэтому вместо нахождения вектора $\bar{a}(\bar{x}, t)$ разыскиваются некоторые характерные особенности разрыва, такие, как величина площадки, скорость распространения разрыва и средняя подвижка по разрыву.

Важным шагом в решении обратной задачи об очаге сильного землетрясения явилось создание А.Бен-Менахемом математической модели движущегося точечного источника, эквивалентного реальному разрыву по создаваемой им волновой картине /8/. Согласно этой модели форма спектров излучения объемных и поверхностных волн должна зависеть не только от параметров разрыва, таких, как длина и скорость его образования, но и от азимута точки наблюдения относительно направления распространения разрыва. Количественно эта зависимость выражается множителем вида

$$\Gamma(\omega) = \frac{\sin X}{X} \cdot e^{iX}, \quad \text{где } X = \frac{\omega L}{2\nu} \left(\cos\theta - \frac{\nu}{c} \right) \quad (1),$$

- L - длина разрыва,
- c - скорость его образования,
- ν - скорость распространения упругих волн,
- ω - угловая частота,
- θ - угол между направлением распространения разрыва и лучом в точку наблюдения.

Для решения обратной задачи на основе модели А.Бен-Менахема используется спектральный подход, который позволяет легко учесть влияние различных искажающих факторов на форму сигнала, так как, рассматривая Землю как линейную систему и применяя принцип суперпозиции, можно представить наблюдаемый спектр в виде произведения

$$S(\omega) = S_0(\omega) \cdot H(\omega) \cdot Y(\omega) \quad (2),$$

где $S_0(\omega)$ – комплексный спектр сигнала на границе упругой области источника.

$H(\omega)$ – комплексная частотная характеристика среды, включающая в себя и функцию поглощения,

$Y(\omega)$ – комплексная частотная характеристика сейсмографа.

Если известны $H(\omega)$ и $Y(\omega)$, то по формуле (2) из наблюдений можно определить спектр излучения $S_0(\omega)$ на границе упругой области источника.

Применимость этого метода, называемого методом "выравнивания" спектров, достаточно обоснована для глубоких землетрясений ($h > 300$ км), когда на сейсмограмме удается выделить в чистом виде сигналы, соответствующие продольной и поперечной волнам /9,10/.

Нами сделана попытка применить метод "выравнивания" спектров продольных волн к глубокому Охотскому землетрясению 30 июня 1964 г. (см.табл.1). Были вычислены амплитудные спектры вертикальной компоненты продольной волны по сейсмограммам, полученным прибором СК общего типа на четырех станциях – Южно – Сахалинск; Оха, Северо–Курильск и Курильск, расположенных в разных азимутах по отношению к источнику (рис. 1,а). Полученные спектры были исправлены за частотную характеристику приборов и влияние среды. Для этой цели использованы переходные частотные характеристики однородного слоя толщиной 30 км, лежащего на однородном полупространстве, рассчитанные в ИФЗ АН СССР по программе, составленной А.Л. Левшиным и Л.Ратниковой (рис.2). Поглощение упругих волн рассчитывалось по формуле:

$$\psi(\omega) = e^{-\frac{\pi R}{Q_p \nu_p T}} \quad (3),$$

где R – гипоцентральное расстояние в км,

ν_p – средняя скорость продольных волн в верхней мантии

T – период

Q_p –среднее значение добротности верхней мантии.

В данном случае было принято $\nu_p = 7,8$ км/сек и $Q_p = 300$ /11/.

После учета по формуле (2) всех искажений, вносимых средой и прибором, исходные спектры записи Р-импульсов можно считать приведенными к источнику (рис. 1,б). Анализ приведенных спектров показывает, что в то время, как положение экстремумов на оси периодов практически совпадает для всех станций, соотношение короткопериодной и длиннопериодной составляющих спектра существенно меняется от станции к станции. В рамках модели движущегося точечного источника спектр $S_0(\omega)$ из (2) можно представить в виде произ-

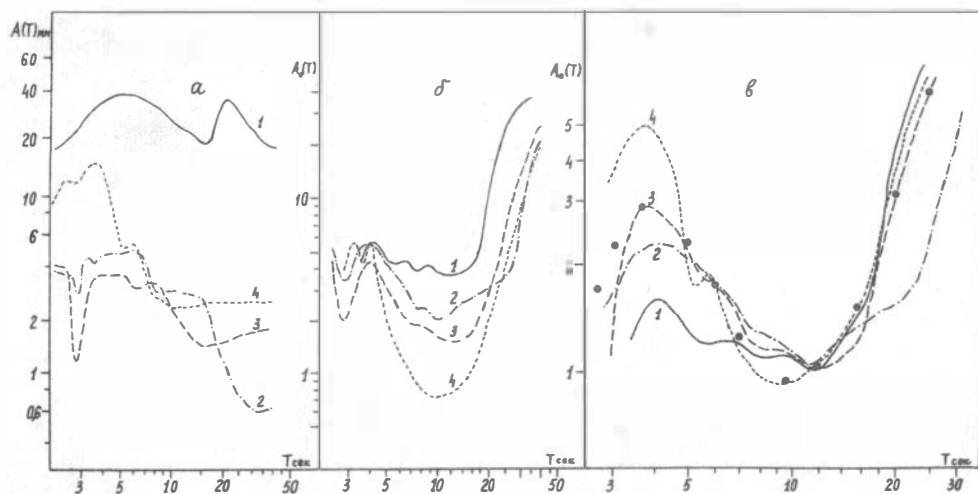


Рис.1. Приведение амплитудных спектров волн Р к источнику для глубокого землетрясения 30 июня 1964 г.

а) наблюдаемые спектры Р-волн по записям станций: 1 - Южно-Сахалинск, 2 - Северо-Курильск, 3 - Оха, 4 - Курильск; б) амплитудные спектры Р-волн, исправленные за частотные характеристики среды и прибора; обозначения станций те же, что и в а); в) те же спектры, приведенные к одному уровню по амплитуде; черными кружками показаны значения амплитуд спектра, вычисленные по формуле (4).

ведения $T(\omega) \Gamma(\omega)$, где $T(\omega)$, называемая временной функцией источника, не зависит от геометрии последнего, а $\Gamma(\omega)$, называемая пространственной функцией источника, имеет вид (I) и, следовательно, зависит, в основном от геометрических характеристик очага /8/.

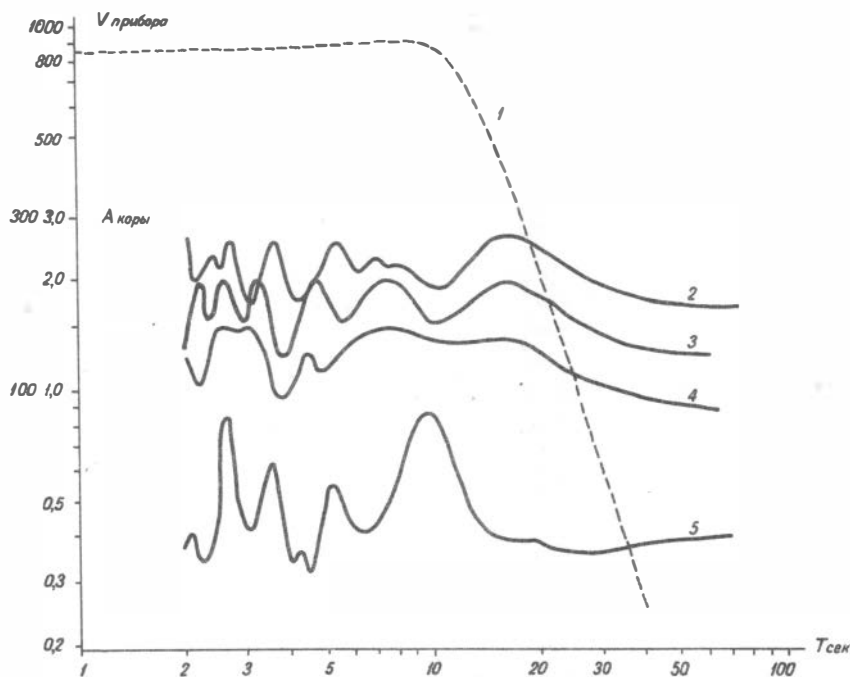


Рис.2. Частотные характеристики: 1 - прибора СВК; 2-5 - однородного слоя толщиной 30 км со скоростью 6 км/сек, лежащего на однородном полупространстве со скоростью продольных волн 7,8 км/сек для углов падения на подошву слоя $i_0 = 30^\circ$ (2), $i_c = 50^\circ$ (3), $i_0 = 65^\circ$ (4), $i_c = 84^\circ$ (5).

Согласно (I) для амплитудных спектров должна наблюдаться зависимость положения экстремумов от азимута, однако в нашем случае этого не обнаружено. Следовательно, влиянием $\cos \theta$ в (I)

можно пренебречь по сравнению со вторым членом в скобках, после чего будем иметь $|\Gamma(\omega)| = \frac{|\sin \frac{\omega L}{2c}|}{\frac{\omega L}{2c}}$ для всех направлений. Судя по полученным нами данным, подтверждается замечание А. Бен-Менахе-ма о том, что для землетрясения с магнитудой $M < 7$ приведенные спектры $S_0(\omega)$ обладают малой разрешающей способностью в смысле обнаружения азимутального эффекта излучения $/IO/$.

Если предположить, что экстремумы наблюдаемых приведенных спектров при $T = 4$ сек и $T = 11$ сек соответствуют двум соседним экстремумам функции $\sin \frac{\omega L}{2c}$, то можно получить грубую оценку для времени действия источника $\tau = \frac{L}{c} = 12$ сек, при этом скорость c , по-видимому, мала ($c \ll v_p$), что и дает возможность пренебречь $\cos \theta$ в (1).

С другой стороны, полученные приведенные спектры можно интерпретировать и как спектры временной функции источника.

Для определения временной функции источника приведем исправленные спектры, к одному уровню по амплитуде в области периодов $10 < T < 20$ сек. На рис. 1, в показаны полученные таким путем амплитудные спектры временной функции источника, а кружками - значения амплитудного спектра, рассчитанные по эмпирической формуле:

$$|S_0(\omega)| = \frac{C_1}{\omega^3} + C_2 e^{-\beta^2(\omega - \omega_0)^2} \quad (4),$$

где $\omega_0 = 1,6$ гц соответствует максимуму в короткопериодной части спектра, а постоянные $C_1 \approx 0,08$, $C_2 \approx 2$, $\beta = 1$ определены из условия наилучшего согласия с экспериментальными данными. Второй член в (4) описывает поведение временной функции в области периодов $3 < T < 10$ сек, то-есть, в пределах полосы пропускания сейсмографа СВК. Влияние первого члена велико в области периодов $T > 20$ сек, где поведение спектров сильно искажено из-за малого увеличения сейсмографа на этих частотах. Как показывают результаты аналогичной обработки записей длиннопериодных сейсмографов $/IO/$, в интервале периодов $20 < T < 100$ сек временная часть функции источника скорее может быть представлена в виде "нарастающей" ступеньки:

$$f(t) = (1 - e^{-t/\tau}) \sigma(t) \quad (5),$$

где τ - характерное время нарастания смещения,

$\sigma(t)$ - единичная функция Хевисайда.

Таким образом, в разных диапазонах частот временная функция источника может иметь разный вид, и для детального ее изучения необходимо использовать записи в широком интервале частот с учетом фазовых спектров сигналов.

В принципе модель движущегося точечного источника может быть использована и для исследования мелкофокусных землетрясений, однако применимость ее должна быть обоснована с помощью предварительного анализа особенностей начального участка сейсмограммы, который может содержать различные волны-помехи.

С этой целью спектральному анализу были подвергнуты начальные участки сейсмограмм 33-х сильных мелкофокусных землетрясений Курило-Камчатской и частично Японской сейсмоактивных зон, зарегистрированных стационарными сейсмическими станциями Дальнего Востока, оснащенные стандартной аппаратурой СК общего типа. Сведения о координатах гипоцентров, времени в очаге, интенсивности землетрясения и сопровождавшего его цунами, заимствованные из Бюллетеня ЕССН и Дальневосточного Бюллетеня, помещены в табл. I. Длительность анализируемого участка составляла в среднем около 20-25 сек. Соответствующие записи были оцифрованы с шагом $\Delta t = 0,4$ сек с помощью полуавтоматической установки УЦС, а расчет амплитудных и фазовых спектров производился на ЭВМ М-220 в ВЦ СО АН СССР по программе, составленной А.С.Алексеевым. Результаты выдавались на печать с шагом по частоте $\Delta \nu = 0,005$ гц для частот от 0 до 0,5 гц. На рис.3 приведены примеры анализируемых сигналов и соответствующие амплитудные спектры.

Из 33-х изученных мелкофокусных землетрясений 15 сопровождались цунами, остальные близки по своим основным параметрам (M , Δ , h) к какому-либо цунамигенному землетрясению. Это позволяет провести формальное сопоставление особенностей спектров цунамигенных и нецунамигенных землетрясений. Необходимо заметить, что интерпретация спектров не менее сложна, чем интерпретация собственно сейсмограмм. Большинство исследователей отмечает большое разнообразие в поведении спектральных кривых и ограничивается, как правило, изучением одного-двух параметров спектра (чаще всего преобладающей частоты и коэффициента наклона спектра).

Наиболее характерными особенностями полученных нами амплитудных спектров являются:

1) быстрое спадение амплитуды в сторону высоких частот; при этом значения коэффициентов наклона спектра в двойном логарифмическом масштабе варьируют по модулю от 1,2 до 2,3. В среднем значения коэффициентов несколько выше для цунамигенных землетрясений. Этот факт иллюстрируется рис.4, из которого видно, что при приблизительно одинаковом уровне высокочастотных составляющих низкочастотные ветви спектра интенсивнее для цунамигенных землетрясений;

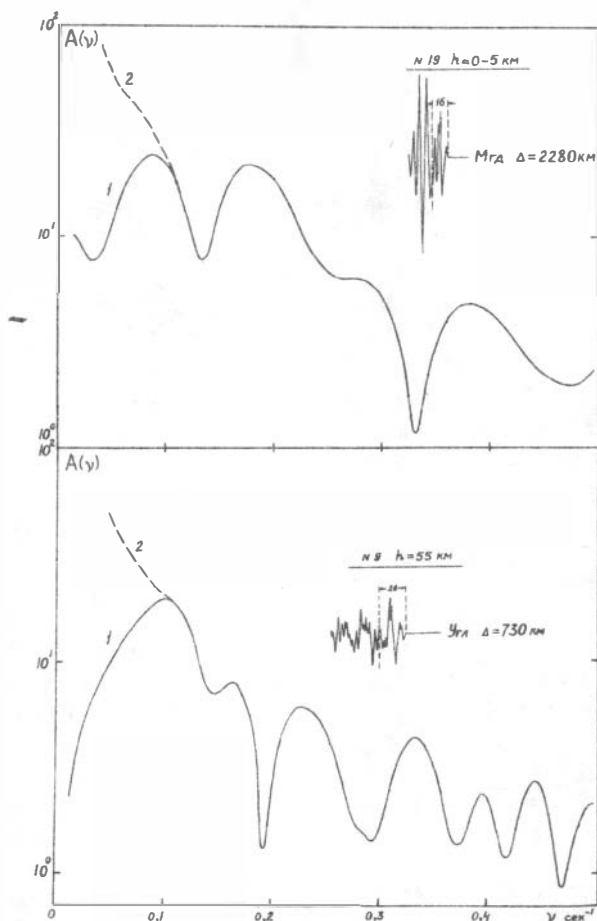


Рис.3. Примеры выделенных участков сейсмограммы для анализа (продолжительность указана в секундах) и соответствующие амплитудные спектры: 1 - без учета частотной характеристики прибора, 2 - с учетом частотной характеристики прибора. Номера землетрясений - согласно табл. I; сокращения станций - согласно Сейсмологическому бюллетеню сети сейсмических станций СССР.

Список землетрясений,
для которых вычислялись спектры продольных волн

№№	Дата и время	Координаты гипоцентра			Магнитуда	Интенсивность цунами
		Ср° N	λ° E	h км		
I	17.Ш- 53 г. 13 час.	50,0	156,5	70	5,8	I
2	15.УШ-58 г. 19 "	53,2	161,0	-	6,8	-
3	12.ХI-58 г. 20 "	44,5	148,5	33-60	7,5	I
4	20.Ш- 60 г. 17 "	39,3	143,8	20	8,0	-2
5	10. I- 61 г. 14 "	50,0	156,1	65	6,5	-
6	19. I- 61 г. 17 "	49,8	156,3	70	5,5	-
7	12.П- 61 г. 21 "	43,8	147,8	35	7,0	0
8	13.П- 61 г. 16 "	43,6	147,8	30	6,0	-
9	15.П- 61 г. 10 "	43,6	147,8	55	6,5	-
10	23. IY-61 г. 09 "	44,6	150,4	20	7,0	-
11	11.УШ-61 г. 15 "	42,8	145,6	30	7,8	-4
12	15.ХI-61 г. 07 "	43,1	145,1	?	6,8	-3,5
13	12. IY-62 г. 00 "	38,0	142,8	40	6,8	-2
14	15.УШ-63 г. 06 "	37,7	142,0	40	6,6	-
15	13.Х- 63 г. 23 "	44,0	150,6	30	6,5	-
16	20.Х- 63 г. 00 "	44,6	150,5	20	7,5	3
17	10.ХI-63 г. 17 "	44,4	149,0	30	6,5	-
18	15.ХI-63 г. 21 "	44,2	149,1	-	6,8	-
19	7.У- 64 г. 07 "	40,3	139,0	0	6,9	0
20	7.У- 64 г. 20 "	40,6	139,2	-	6,5	-
21	31.У- 64 г. 00 "	43,3	147,4	30	6,8	-
22	16. YI-64 г. 04 "	38,8	139,2	40	7,5	2
23	23. YI-64 г. 01 "	43,5	146,0	90	6,8	-
24	30. YI-64 г. 20 "	46,2	144,8	375	5,8-6,5	-
25	12. YII-64 г. 01 "	38,5	139,3	0	6,0	-
26	10. XП-64 г. 15 "	40,4	138,9	40	6,3	-4
27	11. YI-65 г. 03 "	44,5	149,1	30	7,2	-3
28	1.ХI-66 г. 07 "	43,6	143,5	153	-	-
29	19.Ш- 67 г. 04 "	45,4	151,4	40	7,0	-
30	29. I- 68 г. 10 "	43,8	146,5	30	7,5	-1,5
31	16.У- 68 г. 16 "	40,0	143,6	25	6,5	-
32	16.У- 68 г. 23 "	40,0	142,8	-	7,0	-0,5
33	20.У- 69 г. 21 "	44,8	150,3	50	7,0	-
34	12. YI-68 г. 13 "	39,8	142,8	40	7,5	0
35	5. YII-68 г. 11 "	38,8	141,8	40	6,5	-

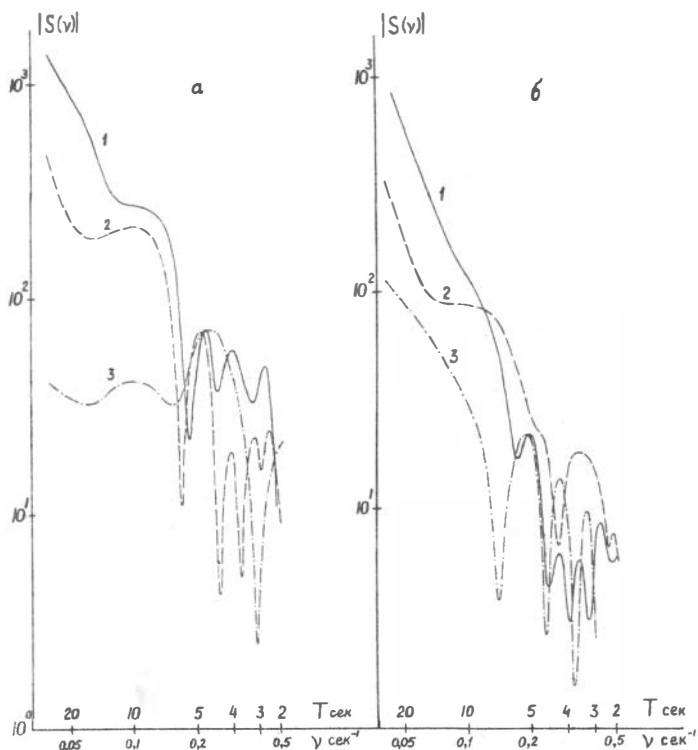


Рис.4. Сопоставление амплитудных спектров Р-волн в Северо-Курильске (а) и Углегорске (б) для цунамигенных и нецунамигенного землетрясений:

- 1 - 20 октября 1963 г. - сильное цунами,
- 2 - 12 ноября 1958 г. - умеренное цунами,
- 3 - 23 апреля 1961 г. - нет цунами.

2) осциллирующий характер спектров, который особенно наглядно выявляется при построении спектра в равномерном масштабе по оси частот. Была предпринята попытка прокоррелировать период осцилляций с эпицентральной расстоянием и магнитудой землетрясений, однако коэффициент корреляции в обоих случаях оказался близким к

нулю. Аналогичный результат был получен для преобладающей частоты спектра.

Обе указанные особенности в той или иной степени проявляются практически для всех полученных спектров. Конкретные же значения коэффициентов наклона и периода осцилляций, по-видимому, подвержены влиянию многих факторов, связанных как с механизмом очага землетрясения, так и со средой, в которой происходит распространение сейсмических волн.

При сравнении построенных в двойном логарифмическом масштабе амплитудных спектров, наблюдаемых на разных станциях от одного и того же землетрясения, было замечено, что с помощью параллельного переноса по оси частот можно добиться хорошего совпадения их формы (рис.5). Но параллельный перенос в данном случае означает, что все частоты спектра умножаются на постоянный множитель. Если теперь снова обратиться к формуле (1), описывающей азимутальную зависимость формы спектра для модели движущегося точечного источника, то легко убедиться, что этот постоянный множитель для К-ой станции равен

$$a_K = \frac{1}{\frac{L}{2v} (\cos\theta - \frac{v}{c})} \quad (6),$$

а сама процедура совмещения спектров сводится к уравниванию множителей $\Gamma_K(\omega)$ на разных станциях. Если известна ориентация разрыва, то по измеренным значениям коэффициентов a_K можно определить методом наименьших квадратов параметры L и C . Такой способ определения характеристик разрыва в принципе аналогичен предложенному в /12/, хотя и несколько отличается от него. В обоих методах для получения надежного решения необходимо располагать наблюдениями в различных азимутах по отношению к источнику, однако условия в Курило-Камчатской зоне в этом смысле неблагоприятны ввиду практически одностороннего расположения сейсмических станций относительно эпицентров землетрясений. Поэтому для рассмотренных на рис.5 спектров можно сделать лишь качественное заключение о том, что подтверждается наличие азимутального эффекта в излучении продольных волн сильными землетрясениями, получение же количественных оценок представляется малонадежным.

В связи с вышеизложенным большой интерес представляет совместное изучение спектров продольных и поперечных волн, в частности, изучение их спектрального отношения на одной станции. Теоретически это отношение, называемое также "функцией направленности" имеет вид /13/:

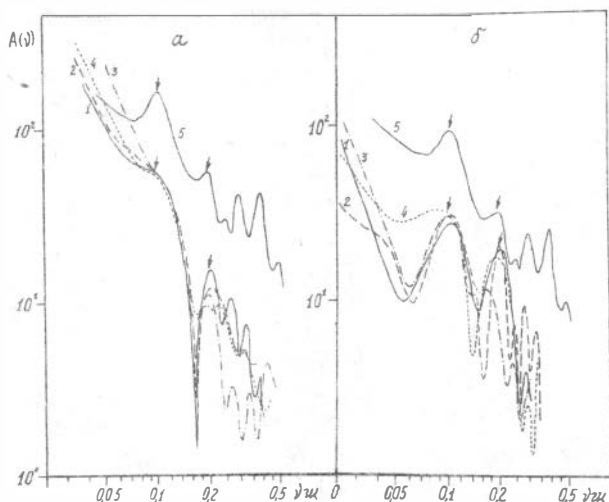
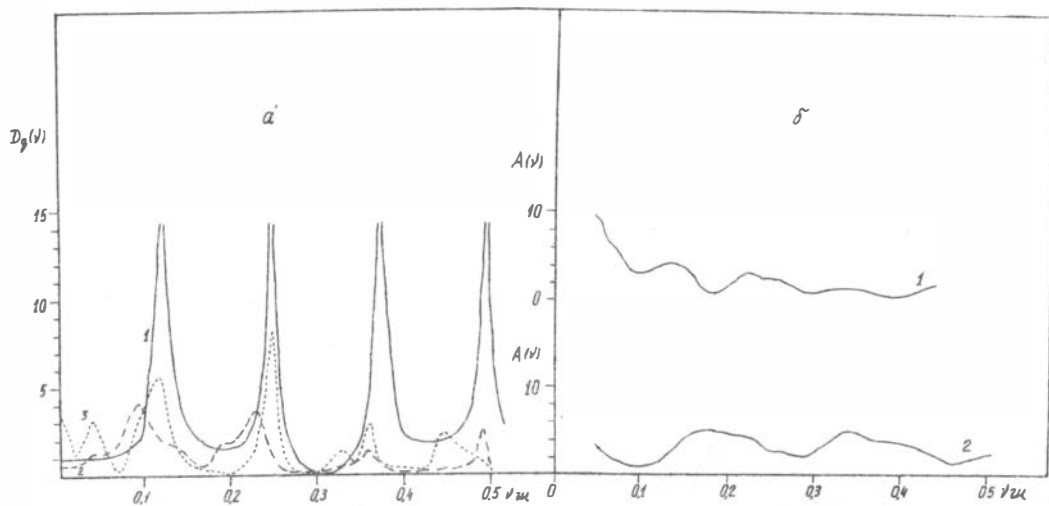


Рис.5. Сопоставление амплитудных спектров Р-волн для землетрясений 20 октября 1963 г.(а) и 16 июня 1964 г.(б) по записям станций Оха (1), Курильск (2), Углегорск (3) и Магадан (4) с частотной характеристикой для ступенчатого импульса (5)

$$D_q = \frac{v_s \left(\cos \theta - \frac{v_p}{c} \right) \cdot \sin \left[\frac{\omega L}{2 v_s} \left(\cos \theta - \frac{v_s}{c} \right) \right]}{v_p \left(\cos \theta - \frac{v_p}{c} \right) \cdot \sin \left[\frac{\omega L}{2 v_p} \left(\cos \theta - \frac{v_p}{c} \right) \right]} e^{i \omega \left(\frac{1}{v_s} - \frac{1}{v_p} \right) \left(\frac{L \cos \theta}{2} - R \right)} \quad (7),$$

где использованы те же обозначения, что и в (1). Выражение (7) не зависит от временной функции источника и определяется лишь геометрией источника. Если $\cos \theta$ известен, например, на основе решения, полученного по знакам первых вступлений, то, сравнивая экспериментальное отношение с теоретическими при разных значениях L и C , можно получить оценки для этих параметров.

Нами было рассчитано спектральное отношение D_q по записи в Курильске ($\Delta = 1040$ км) Ниигатского землетрясения 16 июня 1964 г. (рис.6,а). Теоретическое отношение построено на основе имеющихся сведений о размерах и ориентации очага /14/. Теоретическая кривая на рис.6,а рассчитана для двустороннего несимметричного разрыва, распространявшегося со скоростью $C=4,5$ км/сек, что



- Рис.6. Особенности амплитудных спектров, приведенных к источнику:
- а) спектральное отношение $\frac{S}{P}$ для землетрясения 16 июня 1964 г.: 1 - рассчитанное теоретически для станции Курильск при скорости разрыва $C=4,5$ км/сек, 2,3 - вычисленное эмпирически по спектрам записей составляющих Z (2) и EW (3) в Курильске;
- б) приведенные амплитудные спектры функции источника для землетрясений 20 октября 1963 г. (1) и 16 июня 1964 г. (2).

соответствует скорости поперечных волн в верхней мантии. Хорошее согласие теоретической и эмпирических кривых служит подтверждением правильности выбора значения C . Близкие значения скорости образования разрыва были получены для некоторых сильных землетрясений зарубежными сейсмологами /15/.

Таким образом, изучение пространственной функции источника базируется на выявлении тех или иных азимутальных особенностей в наблюдаемых спектрах. Приводя наблюдаемые спектры к одному азимуту путем совмещения их в двойном логарифмическом масштабе, мы устраняем тем самым азимутальный эффект. Как уже отмечалось выше, полученные таким образом спектры гораздо лучше согласуются между собой для разных станций. Предположим, что все наблюдения приведены к такому азимуту, для которого $\cos \theta = 0$. Тогда согласно (I) все спектры должны модулироваться общим периодическим множителем $\sin \frac{\omega \tau}{2}$, где $\tau = \frac{L}{C}$ - время образования разрыва. Фактически, однако, характер осцилляций для реальных спектров на рис.4 не столь прост, и это понятно, поскольку мы до сих пор никак не учитывали искажающего влияния среды на форму спектров. Для грубой оценки этого влияния мы несколько идеализируем модель строения среды, представив ее в виде однородного слоя толщиной 30 км, лежащего на однородном упругом полупространстве, с тем, чтобы использовать имеющиеся переходные частотные характеристики слоя, приведенные на рис.2.

Измерения кажущихся углов выхода сейсмической радиации в начальной части сейсмограммы показывают, что в исследуемом интервале эпицентральных расстояний угол выхода в большинстве случаев близок к критическому углу падения для границы Мохоровичича. Это означает, что угол падения луча на подошву слоя близок к 90° , и дает некоторые основания использовать для наших целей переходную характеристику 5 на рис.2. Для удобства сопоставления с приведенными на рис.5 спектрами переходная характеристика была умножена на амплитудный спектр ступенчатого импульса, равный $\frac{1}{\omega}$. Сопоставление показывает, что основные особенности спектров тесно коррелируются с особенностями этой идеализированной переходной характеристики среды.

Если произведенная оценка влияния среды на форму спектров справедлива, то, осредняя приведенные спектры и деля их затем на переходную частотную характеристику среды, мы должны получить в чистом виде спектр временной функции источника, модулированный

множителем $\sin \frac{\omega \tau}{2}$. Применяя эту процедуру к амплитудным спектрам, представленным на рис. 5 получим результат, изображенный на рис. 6, б. Качественно можно сказать, что полученные спектры действительно слабо осциллируют, и относя эти осцилляции за счет множителя $\sin \frac{\omega \tau}{2}$ можно довольно грубо, учитывая характер всех сделанных допущений, оценить время образования разрыва τ для обоих землетрясений.

Для землетрясения 20 октября 1963 г. получим $\tau = 20$ сек, а для Ниигатского землетрясения 16 июня 1964 г. $\tau = 10$ сек.

Что касается временной функции источника, то ее вид, по-видимому, определяется в основном наклоном амплитудного спектра. В среднем по полученным нами данным крутизна спектров цунамигенных землетрясений несколько больше, чем для нецунамигенных. В какой-то степени это свидетельствует о более медленном нарастании смещения в очагах цунамигенных землетрясений по сравнению с нецунамигенными.

В а к л ю ч е н и е

1. Предложенный в [9] метод "выравнивания" амплитудных спектров объемных волн использован для определения функции источника глубокого Охотского землетрясения 30 июня 1964 г. Показано, что, если трактовать полученный спектр как спектр временной части этой функции, то в интервале периодов $3 < T < 10$ сек спектр временной функции источника имеет вид $e^{-\beta^2(\omega - \omega_c)^2}$, где $\omega_c = 1,6$ гц. Если же особенности приведенного спектра отнести за счет протяженности L и конечной скорости C образования разрыва, то можно получить грубую оценку времени действия источника $\tau = \frac{L}{C} \approx 12$ сек.

2. Исследованы спектры начального участка сейсмограмм 33-х сильных мелкофокусных землетрясений Курило-Камчатской и, частично, Японской сейсмоактивных зон. Установлено, что наклон спектра в двойном логарифмическом масштабе и период осцилляций спектра практически не зависит от магнитуды землетрясения и эпицентрального расстояния. Проведено сопоставление особенностей спектров для цунамигенных и нецунамигенных землетрясений. В среднем для цунамигенных землетрясений крутизна амплитудного спектра несколько больше, чем для нецунамигенных. В какой-то степени это свидетельствует о более медленном нарастании смещения в очагах цунамигенных землетрясений по сравнению с нецунамигенными.

3. Для сильных ($M > 7$) землетрясений выявлена зависимость формы спектров продольных волн от азимута точки наблюдения относительно источника, в то время как для землетрясений с $M < 7$, подобной зависимости не обнаружено.

4. Предложен способ приведения амплитудных спектров к одному азимуту, основанный на созданной А.Бен-Менахемом модели движущегося точечного источника /8/. Для двух сильнейших землетрясений 20 октября 1963 г. и 16 июня 1964 г. показано, что осцилляции приведенных спектров можно объяснить частично фильтрующим влиянием среды, частично влиянием конечного времени образования разрыва. При определенных допущениях оценено время образования разрыва для этих землетрясений.

5. Спектральное отношение $\frac{S}{P}$, вычисленное по записи прибора СК общего типа в Курильске, использовано для оценки скорости образования разрыва при сильном землетрясении 16 июня 1964 г. Полученное значение скорости 4,5 км/сек близко к значениям, найденным зарубежными сейсмологами для некоторых катастрофических землетрясений /15/.

Л и т е р а т у р а

1. Солоненко В.П., Тресков А.А., Флоренсов Н.А. Катастрофическое Гоби-Алтайское землетрясение 4 декабря 1957 г. - М., Гостехиздат, 1960.

2. Точер Д. Энергия землетрясений и разрыв земной поверхности. - В сб.: "Слабые землетрясения", М., ИЛ, 1961.

3. Аверьянова В.Н. Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. - М., "Наука", 1968.

4. Введенская А.В. Определение полей смещений при землетрясениях с помощью теории дислокаций. - Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 3, 1956.

5. Burridge R., Knopoff L. Body force equivalents for seismic dislokations. - BSSA, vol. 54, n.6, pt. A, 1964.

6. Honda H. The mechanism of the earthquakes. - Publ. Domin. Observ., Ottawa, n. 2, 1957.

7. Костров Б.В. Обратная задача теории очага землетрясения. - Изв. АН СССР, сер. Физ.Земли, № 9, 1968.

8. Ben-Ménahem A. Radiation of seismic body waves from finite moving sources. - J.Geoph.Res., vol. 67, n. 2, 1962.

9. Ben-Menahem A., Smith S.W., Ta-Liang Teng. A procedure for source studies from spectrums of long-period seismic body waves. - BSSA, vol. 55, n. 2, 1965.

10. Ta-Liang Teng, Ben-Menahem A. Mechanism of deep earthquakes from spectrums of isolated body-wave signals. 1. The Banda Sea earthquake of March 21, 1964. - J. Geoph.Res., vol.70, n.20, 1965.

II. Федотов С.А., Болдырев С.А. О зависимости поглощения объемных волн от частоты в коре и верхней мантии Курильской островной дуги. - Изв. АН СССР, сер. Физ.Земли, № 9, 1969.

12. Khattri K.N. Determination of earthquake fault plane, fault area and rupture velocity from the spectra of long-period P waves and the amplitude of SH waves. - BSSA, vol.59, n.2, 1969.

13. Schick R. A method for determining source parameters of small magnitude earthquakes. - Z.Geophys., 36, 205-224, 1970.

14. Соловьев С.Л., Милитеев А.Н. Проявление Ниигатского цунами 1964 г. на побережье СССР и некоторые данные об источнике волн. - В сб.: "Проблема цунами", М., "Наука", 1968.

15. Savage J.C. The effect of rupture velocity upon seismic first motions. - BSSA, vol. 55, n. 2, 1965.

А.А.ПОПЛАВСКИЙ

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ВИЗУАЛЬНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ЗАПИСЕЙ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Вводные замечания

Величины, измеряемые непосредственно на сейсмограмме или получаемые путем несложных вычислений из измеренных величин, мы называем визуальными характеристиками записей землетрясений. Типичными примерами могут служить преобладающие периоды в объемных и поверхностных волнах, соответствующие им амплитуды и отношения A_T . Широкое использование в сейсмологии визуальных характеристик записей землетрясений объясняется простотой их получения, а также ясно ощущаемой зависимостью многих из них от основных параметров землетрясений (магнитуды и эпицентрального расстояния). Наш интерес к этим величинам продиктован необходимостью решения задачи об оперативном определении глубины очага землетрясения по форме записи его на одной станции. Как отмечается во многих работах, например, в /1/, визуальные характеристики записей имеют очень большое рассеяние относительно средних значений. Это сильно затрудняет их использование для определения глубины очага. Можно несколько упростить задачу, как это делается в /2,3/, разбив область возможных глубин очага на небольшое число интервалов и пытаясь установить критерии для различения указанных интервалов с помощью статистической теории распознавания образов. Важной особенностью такого подхода является то, что для различения глубин очагов используются не средние значения тех или иных характеристик записей, а статистические распределения последних. Эти распределения получаются из наблюдений (на "материале обучения"). Обычно они специально не анализируются, поэтому получаемые результаты распознавания часто плохо интерпретируются с физической точки зрения. Естественным шагом была бы попытка обратиться к собственным распределениям визуальных характеристик записей и выяснить в какой мере их форма зависит от трех основных параметров землетрясений (M, Δ, h). Такая попытка частично осуществляется в

настоящей работе. Фактические данные о визуальных характеристиках примерно 150 записей землетрясений взяты нами из /3/. В цитируемой работе использовались сейсмограммы сейсмической станции "Южно-Сахалинск", полученные приборами общего типа (СК). Соответствующие землетрясения имели магнитуды в основном от 3 до $6^{3/4}$, эпицентральные расстояния $\Delta < 2000$ км и большинство глубин $h < 130$ км. Запись землетрясения разбивалась на три участка: P - продольные волны, P \rightarrow S - интервал между продольными и поперечными волнами, S - поперечные волны. На каждом участке измерялось четыре характерных периода колебаний: минимальный T_{min} , максимальный T_{max} , период колебания, имеющего максимальную амплитуду, $T(A_{max})$ и период колебания, имеющего максимальную энергию, $T(\frac{A}{T}_{max})$. Естественно, измерялись и соответствующие амплитуды. Каждый участок характеризовался общим числом n различных периодов, имевших на нем место. Вводились величины, определяющие форму огибающей. Вычислялись различные функции от измеренных величин. Всего исследовалось 43 визуальных характеристики записи. Ниже используется только некоторая часть их.

Связь распределений визуальных характеристик записей с глубиной очага

Изучение зависимости формы распределения выбранной характеристики от глубины очага необходимо по двум причинам. Во-первых, желательно заранее решить вопрос о том, следует ли принимать данную характеристику в качестве "признака" глубины. Ведь если форма ее распределения не меняется с глубиной, она не будет ничего "узнавать". Во-вторых, если данная характеристика принимается в качестве "признака" глубины, необходимо выбрать границы глубинных интервалов таким образом, чтобы ее распределения в двух соседних интервалах отличались бы наиболее сильно.

Оба эти вопроса разрешаются довольно просто следующим образом. Пусть x есть некоторая характеристика записи. Для упрощения дальнейших рассуждений будем считать, что она распределена непрерывно с плотностями $f_1(x)$ и $f_2(x)$, соответствующими двум соседним глубинным интервалам. Степень различия между введенными плотностями будем характеризовать величиной

$$F = \int_{-\infty}^{+\infty} |f_1(x) - f_2(x)| dx \quad (1),$$

которая вычисляется при условии

$$\int_{-\infty}^{+\infty} f_1(x) dx = \int_{-\infty}^{+\infty} f_2(x) dx = 1$$

Очевидно, что в этом случае $0 \leq F \leq 2$.

Равенство $F = 0$ соответствует случаю $f_1(x) \equiv f_2(x)$. Когда $F = 2$, области, в которых сравниваемые плотности отличны от нуля, не пересекаются.

Будем считать также, что величина F зависит от параметра H — глубины залегания некоторой фиктивной границы, разделяющей два слоя фиксированной толщины, в пределах которых определены $f_1(x)$ и $f_2(x)$. Очевидно, нас должны интересовать также H , при которых $F(H)$ достигает максимальных значений, близких к 2. Понятно, что при практических вычислениях функции $f_1(x)$ и $f_2(x)$ — дискретны, каждая из них определена на конечном интервале и интеграл в (I) должен быть заменен конечной суммой.

Нами были вычислены функции $F(H)$ для всех 43 визуальных характеристик записи, введенных в /3/. Толщина слоев, в пределах которых находились $f_1(x)$ и $f_2(x)$ была принята равной 30 км. Оказалось, что для большинства характеристик $F(H)$ имеет основной максимум при $H = 70-80$ км. В таблице I приводятся максимальные значения $F(H)$ для тех характеристик записи, чьи распределения наиболее сильно различаются при указанном значении H .

Таблица I

Характеристика	F_{max}	Характеристика	F_{max}
T_{max}, ρ	1,17	$T(A_{max})_s$	1,46
$T(A_{max})_p$	1,54	$T(\frac{A}{T} max)_s$	1,31
$T(\frac{A}{T} max)_p$	1,33	n_s	1,71
$T_{max}, \rho \rightarrow s$	1,40	$lg \frac{A}{T} (T_{max})_p \rightarrow s$	1,16
$T(A_{max})_p \rightarrow s$	1,40	$lg \frac{A(T_{min})}{A_{max}} p$	1,50
$T(\frac{A}{T} max)_p \rightarrow s$	1,23	$lg \frac{A(T_{min})}{A_{max}} p \rightarrow s$	1,75
T_{max}, s	1,69	$lg \frac{A(T_{min})}{A_{max}} s$	1,57

Индексы ρ , $\rho \rightarrow s$, s указывают участок записи землетрясения, на котором определялись соответствующие характеристики.

На рис.1 в качестве примера показаны графики функции $F(H)$ для T_{max} , $T(A_{max})$ и $T(\frac{A}{T} max)$ в продольной волне, а на рис.2 приведены сглаженные функции распределения $f[T(A_{max})\rho]$ для землетрясений с глубинами $40 \leq h < 70$ км и $70 \leq h < 100$ км.

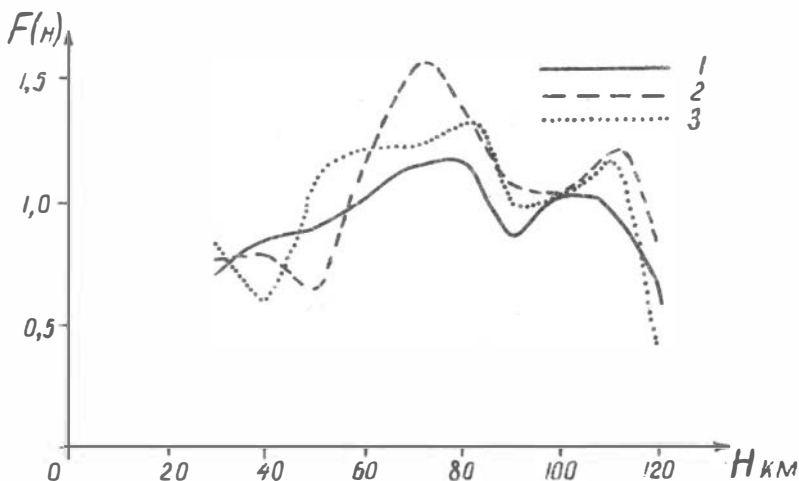


Рис.1. Функции $F(H)$ для распределений
 1 - T_{max} ; 2 - $T(A_{max})\rho$; 3 - $T(\frac{A}{T} max)\rho$

Проведя операции, результаты которых частично отражены в табл.1 и на рис.1 и 2, мы выбрали те характеристики записи землетрясения, которые следует использовать в первую очередь для решения задачи о глубине очага. Кроме того, одновременно устаревшая граница, при переходе через которую их распределения меняются наиболее сильно. Поскольку эта граница одна и та же для целого ряда характеристик, можно предполагать, что это физическая граница. Последнее согласуется с [4/], где одна из установленных границ раздела в мантии находится на глубине около 80 км.

Однако эти результаты получены без учета возможной зависимости формы распределения рассмотренных характеристик записи от магнитуды и эпицентральных расстояний землетрясений.

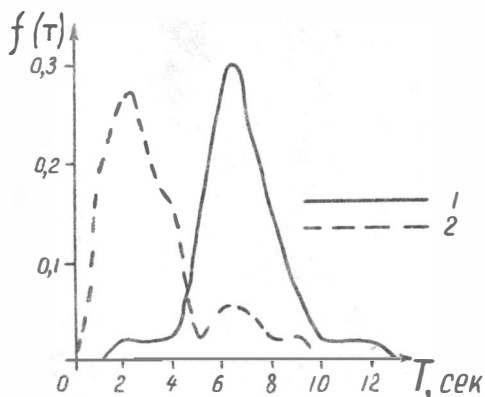


Рис.2. Сглаженные функции плотности распределений преобладающего периода в продольной волне
 1 - для $40 \leq h < 70$ км; 2 - для $70 \leq h < 100$ км.

Ниже делается попытка выяснить характер этой зависимости на примере распределения преобладающего периода в продольной волне - $T(A_{max})_p$.

Анализ распределения преобладающих периодов в продольной волне

В общем случае следует предполагать, что форма распределения $T(A_{max})_p$ зависит от всех трех основных параметров землетрясений: h , Δ и M . Характер возможной зависимости от h в грубом приближении ясен из рис.2: землетрясения с глубинами $h < 70-80$ км чаще всего возбуждают продольные волны с преобладающим периодом $T > 4$ сек, а с глубинами $h > 70-80$ км - волны с периодом $T < 5$ сек. Знание этого позволяет понять причину сложности распределений $T(A_{max})_p$, которые строятся без различия землетрясений по глубине. Примеры таких распределений, построенных для трех перекрывающихся интервалов Δ , приведены на рис.3.

Из сопоставления рисунков 2 и 3 напрашивается вывод, что в выборках, по которым построены распределения на рис.3, присутствуют периоды двух "сортов", отвечающие двум различным интервалам глубин очагов землетрясений ($h < 70-80$ км и $h > 70-80$ км).

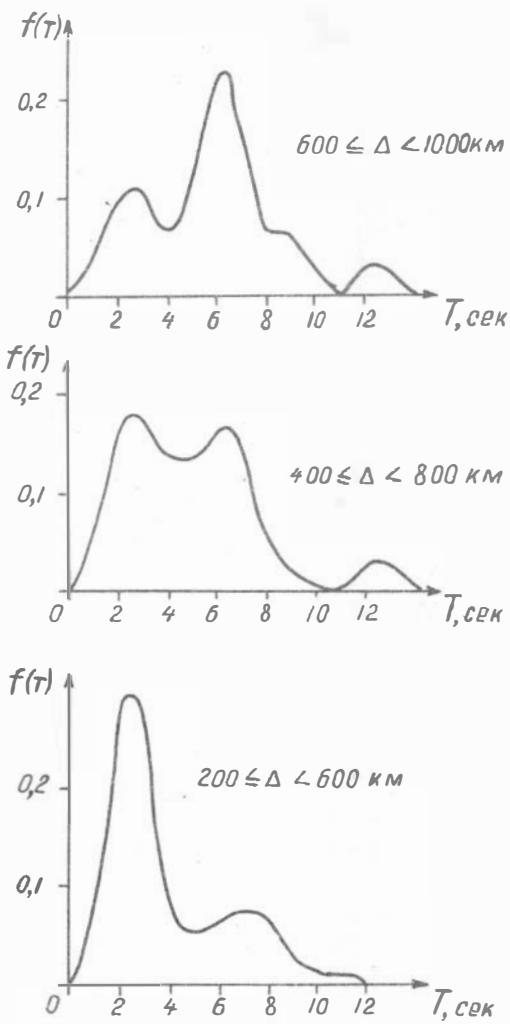


Рис.3. Сглаженные функции плотности распределения преобладающего периода в продольной волне, построенные для трех перекрывающихся интервалов Δ без различия землетрясений по глубине.

Это значит, что каждую из этих функций распределения $T(A_{max})_p$ можно представить в виде суммы, по крайней мере, двух функций более простого вида, отличающихся друг от друга своими средними значениями. Если предположить, что каждое из слагаемых - нормальное распределение с одной и той же дисперсией, то можно найти их центры, дисперсию, и относительные вклады в общее число наблюдений. Соответствующая методика описана в /5/. Пользуясь ею, мы, отбросив часть распределений (при $T \geq 10$ сек), произвели разделение оставшейся части на два компонента. Результаты этого разделения приведены в табл.2.

Таблица 2

Интервал Δ , км	\bar{T} сек.	σ_T сек.	\bar{T}_1 сек.	\bar{T}_2 сек.	$\sigma_{1,2}$ сек.	α_1
$200 \leq \Delta < 600$	3,4	2,1	2,2	6,8	0,7	0,73
$400 \leq \Delta < 800$	4,2	2,2	2,4	6,5	1,0	0,56
$600 \leq \Delta < 1000$	5,0	2,2	2,7	6,4	1,3	0,39

В первом столбце этой таблицы приведены интервалы Δ в пределах которых производился анализ распределений $T(A_{max})_p$. Во втором и третьем столбцах приведены средние значения \bar{T} и стандартные отклонения σ_T , вычисленные в целом по каждой выборке. В четвертом - шестом столбцах - средние значения \bar{T}_1 , \bar{T}_2 и стандартное отклонение $\sigma_{1,2}$ для каждого из компонентов смеси в отдельности. В последнем - относительное содержание α_1 первого компонента в выборке. Очевидно, что содержание второго $\alpha_2 = 1$.

Из таблицы 2 видно, что среднее значение преобладающего периода в целом по выборке растет с увеличением эпицентрального расстояния. В то же время средние значения компонентов (\bar{T}_1 и \bar{T}_2) остаются примерно постоянными. Меняются лишь их относительные вклады в общую выборку α_1 . Этот факт помогает осознать следующее важное обстоятельство.

Обычно, вычисление среднего имеет своей целью найти значение варианты, близкое к наиболее вероятному (недаром оно и называется в статистике математическим ожиданием!). Поскольку среднее асимптотически (при большом числе наблюдений) совпадает с наиболее вероятным лишь в случае симметричного распределения, то, когда взятое распределение несимметрично, его стараются привести

к симметричному виду, деформируя ось абсцисс (примеры можно найти в /I/).

Однако если выборка, как в нашем случае, неоднородна, среднее значение варианты в целом по выборке, строго говоря, не имеет никакого отношения к наиболее вероятному и зависит только от относительного содержания компонентов в выборке. Зная величины \bar{T} , T_1 и \bar{T}_2 легко сосчитать α_1 и α_2 по формулам:

$$\alpha_1 = \frac{\bar{T}_2 - \bar{T}}{\bar{T}_2 - \bar{T}_1} ; \quad \alpha_2 = \frac{\bar{T} - \bar{T}_1}{\bar{T}_2 - \bar{T}_1} \quad (2).$$

Возвращаясь к табл.2 можно видеть, что число наблюдений сравнительно короткопериодных продольных волн ($2 < \bar{T} < 3$ сек) уменьшается с ростом Δ . В то же время более длиннопериодные волны ($6 < \bar{T} < 7$ сек) наблюдаются относительно чаще. Вряд ли этот факт можно связывать с затуханием короткопериодной части спектра продольных волн, так как слишком мал взятый нами диапазон эпицентральных расстояний, чтобы данный эффект мог проявиться. Скорее всего это связано с наличием статистической связи между эпицентральным расстоянием и глубиной очага (для станции "Южно-Сахалинск" и местных землетрясений с ростом Δ в среднем убывает глубина очага регистрируемого землетрясения). Кроме того имеет место связь между Δ и магнитудой землетрясения (с ростом Δ в среднем растет магнитуда регистрируемого землетрясения). От магнитуды же форма распределения $T(A_{max})_p$ зависит очень сильно, как это видно из табл.3.

Таблица 3

Интервал	M	\bar{T}	α_1	α_2
	$M < 3$	2,5	0,99	0,01
3	$\leq M < 5$	3,6	0,71	0,29
	$4^{1/2} \leq M < 5^{1/2}$	4,4	0,52	0,48
	$5 \leq M < 6$	5,2	0,33	0,67
	$5^{1/2} \leq M$	6,0	0,13	0,87

(Величины α_1 и α_2 рассчитывались по формулам (2) при $\bar{T}_1 = 2,4$ сек, $\bar{T}_2 = 6,6$ сек. Последние в свою очередь были вычислены как средние значения по соответствующим столбцам табл.2).

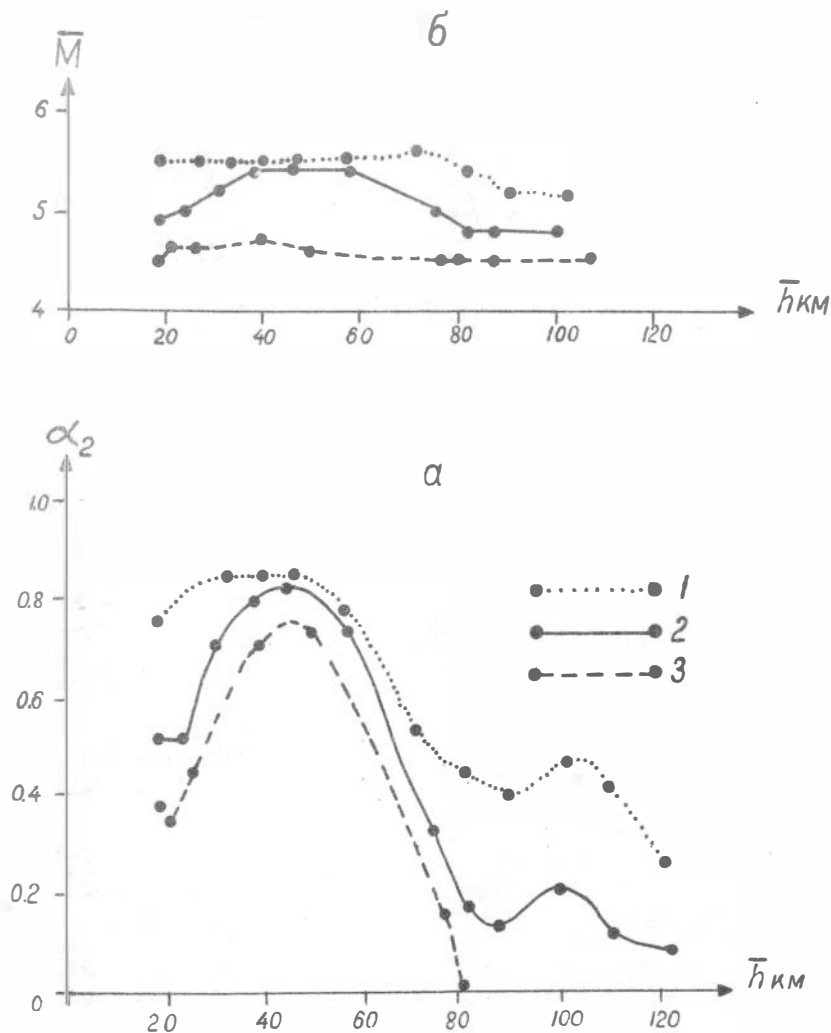


Рис.4. а) величина α_2 , как функция среднего значения глубины очага; б) среднее значение магнитуды, как функция среднего значения глубины очага:

- 1 - для всех землетрясений,
- 2 - для землетрясений с $M < 5$,
- 3 - для землетрясений с $M \geq 5$.

Содержание табл.3 заставляет нас обратиться к изучению совместного влияния магнитуды и глубины очага на форму распределения $T (A_{max})_p$.

Были выполнены следующие операции. В пределах скользящего 30-километрового глубинного интервала вычислялись средние значения \bar{h} , \bar{M} , а также α_2 , как по всем землетрясениям, попавшим в этот интервал, так и отдельно по землетрясениям с $M < 5$ и $M \geq 5$. Результаты этих вычислений приведены в виде графиков $\alpha_2(\bar{h})$, $\alpha_2(\bar{h}, M < 5)$; $\alpha_2(\bar{h}, M \geq 5)$ (рис.4,а); $\bar{M}(\bar{h})$; $\bar{M}(\bar{h}, M < 5)$, $\bar{M}(\bar{h}, M \geq 5)$ (рис.4,б).

Важной особенностью графиков на рис.4,а является резкое убывание α_2 на глубинах $\bar{h} > 50$ км, которое имеет место для всех трех случаев разбиения выборки по магнитудам.

Из рис.4,б можно видеть, что средние значения магнитуд, вычисленные при условиях $M < 5$ и $M \geq 5$, практически не зависят от \bar{h} . Отсюда следует, что форма кривых $\alpha_2(\bar{h}, M < 5)$ и $\alpha_2(\bar{h}, M \geq 5)$ в основном зависит только от \bar{h} . А это в свою очередь означает, что, независимо от магнитуды (для $M < 6^{3/4}$) на интервале глубин $50 < h < 80$ км происходит резкое убывание числа наблюдений сравнительно длиннопериодного компонента выборки $T (A_{max})_p$ ($\bar{T}_2 = 6,6$ сек) и, соответственно, возрастание роли короткопериодного компонента ($\bar{T}_1 = 2,4$ сек). Влияние же магнитуды сказывается в том, что при $M \geq 5$ периоды того или иного сорта могут наблюдаться от землетрясений любой ($20 \leq h < 120$ км) глубины, хотя и с разной вероятностью на разных глубинах. По-видимому, с ростом M , величина α_1 при всех h будет быстро приближаться к нулю.

З а к л ю ч е н и е

Изложенные выше результаты изучения некоторых характеристик записей землетрясений не являются полными и во всех отношениях бесспорными. Некоторая фрагментарность изложения объясняется тем, что целью доклада было не столько показ полученных результатов, сколько демонстрация некоторых интересных возможностей, связанных с изучением формы распределения визуальных характеристик. В этом плане из проделанной работы можно сделать следующие выводы:

1. Если получаемая из наблюдений величина обладает большим рассеянием относительно среднего, имеет смысл попытаться изучить ее распределение, варьируя различные параметры, от которых данная

величина предположительно зависит. В частности, следует проверить, является ли изучаемая выборка однородной (см. рис. 2 и 3).

2. Изменение формы распределения при варьировании тех или иных параметров можно контролировать с помощью критерия (I). Последний позволяет, при минимуме вычислений, выявить те области задания выбранного параметра, в которых происходит резкое изменение формы исследуемого распределения.

3. Применение вышеуказанного критерия к изучению поведения распределений ряда визуальных характеристик записей землетрясений в зависимости от глубины очагов последних позволило установить, что при переходе, через глубину $h = 70-80$ км резко меняется характер колебаний в продольных, поперечных волнах и на интервале между ними, это относится в первую очередь к частотному составу колебаний (см. рис. I и табл. I).

4. Показано, что наблюдаемые преобладающие периоды в продольных волнах образуют неоднородную совокупность, состоящую из двух "сортов" периодов, отличающихся своими средними значениями ($\bar{T}_1 = 2,4$ сек, $\bar{T}_2 = 6,6$ сек). Вероятность появления на записи периода того или другого "сорта" зависит, по-видимому, как от условий распространения продольной волны, так и от условий ее возбуждения. Особенности этой зависимости состоят в том, что при одной и той же магнитуде землетрясения, при $h < 70$ км легче возбуждаются периоды со средним значением $\bar{T}_2 = 6,6$ сек, тогда как при $h > 70$ км легче возбуждаются более короткопериодные колебания. С ростом магнитуды вероятность возбуждения последних быстро уменьшается для всех $h < 120$ км.

5. Возможность существования двух или нескольких "сортов" преобладающих периодов, по-видимому, следует учитывать при изучении амплитуд объемных волн.

Л и т е р а т у р а

1. Антонова П.В., Аптикаев Ф.Ф., Курочкина Р.И., Нерсесов И.Л., Раутиан Т.Г., Халтурин В.И. Основные экспериментальные закономерности динамики сейсмических волн. - "Наука", М., 1968.

2. Писаренко В.Ф., Раутиан Т.Г. Статистическая классификация по нескольким признакам. - Сб.: "Вычислительная сейсмология", вып. 2. "Наука", М., 1966.

3. Писаренко В.Ф., Поплавский А.А. Статистический метод узнавания глубин очагов землетрясений по записи одной станции. - Сб.: "Вычислительная сейсмология", вып.5. "Наука", М., 1971.

4. Тараканов Р.З. Годографы Р и S - Р и скоростной разрез верхней мантии Земли по данным наблюдений над Курило- Японскими землетрясениями. - Изв. АН СССР, сер. "Физика Земли", № 7, 1965.

5. Урбах В.Ю. Биометрические методы. "Наука", М., 1964.

НЕКОТОРЫЕ ДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН
ПО НАБЛЮДЕНИЯМ СТАНЦИИ "ЮЖНО-САХАЛИНСК"

Доклад посвящен изучению амплитудно-периодных соотношений в первых вступлениях продольной волны Р от землетрясений, происшедших в 1967-1968 гг. в Тихоокеанском сейсмическом поясе. Такая работа стала возможной благодаря оснащению сейсмоцунамистанции Южно-Сахалинск комплектами приборов, обеспечивающими наблюдения в широком диапазоне периодов от 0,1 до 100,0 сек (рис.1).

Работа выполнялась в следующем порядке:

а) по факту регистрации одних и тех же землетрясений аппаратурой разного частотного диапазона изучались возможности каждого комплекта для того, чтобы очертить границы совместной регистрации;

б) рассматривалась совокупность данных о максимальных амплитудах и соответствующих им периодах, одновременно измеренных на записях трех приборов, в зависимости от удаленности Δ , магнитуды M и глубины очага h зарегистрированного землетрясения. В данной работе изложена методика такого анализа и первые полученные по ней результаты.

Для трех сейсмографов станции Южно-Сахалинск в системе координат расстояние - магнитуда приближенно проведены графики нижних границ регистрации землетрясений $M = \varphi(\Delta)$ (рис.2), которые названы условно графиками разрешающей способности. Для этого рассмотрены землетрясения с глубинами очагов $h < 100$ км.

Из графиков видно, что по факту записи землетрясений приборы СКМ-3 и системы Пресса-Юинга (ДП) на расстояниях $\Delta > 10^0$ обладают близкой разрешающей способностью, превосходящей во многом таковую для сейсмографа общего типа. Дополнительные исследования по наблюдениям волн Р, S и \mathcal{L} отдельно показали, что наивысшей разрешающей способностью для продольных волн обладает узкополосная короткопериодная аппаратура, для поперечных и поверхностных - длиннопериодная.

Обобщая эти данные, можно сказать, что средством повышения эффективности наблюдений сейсмических станций может являться их

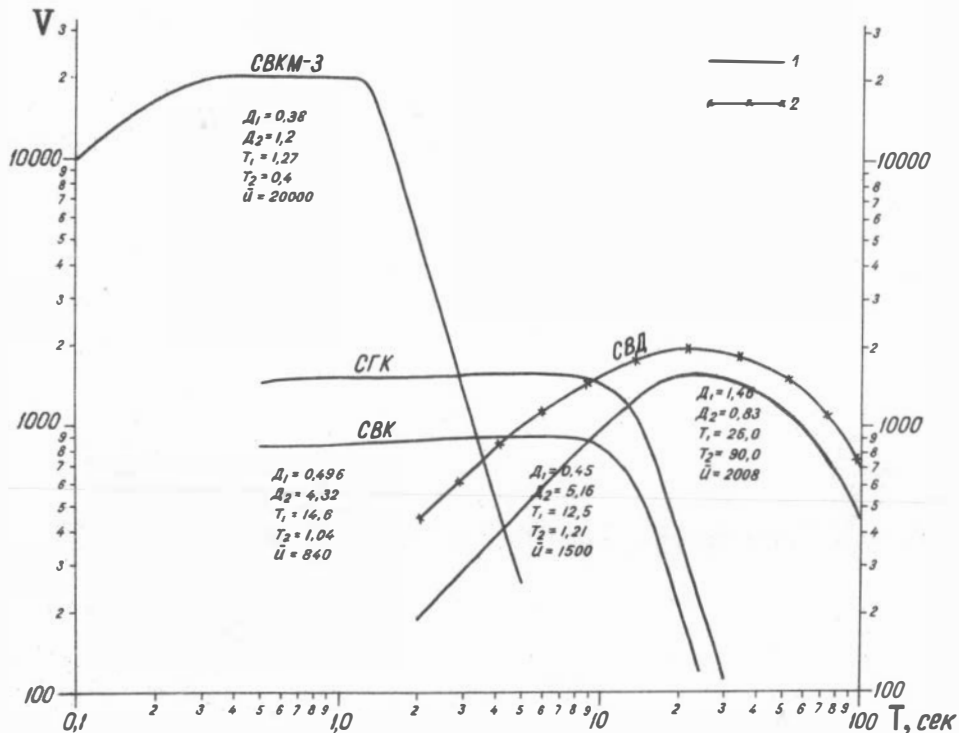


Рис. I. Частотные характеристики приборов станции Южно-Сахалинск: 1 - рабочие характеристики станции; 2 - характеристика, экспериментально и приближенно определенная в момент постановки приборов на регистрацию.

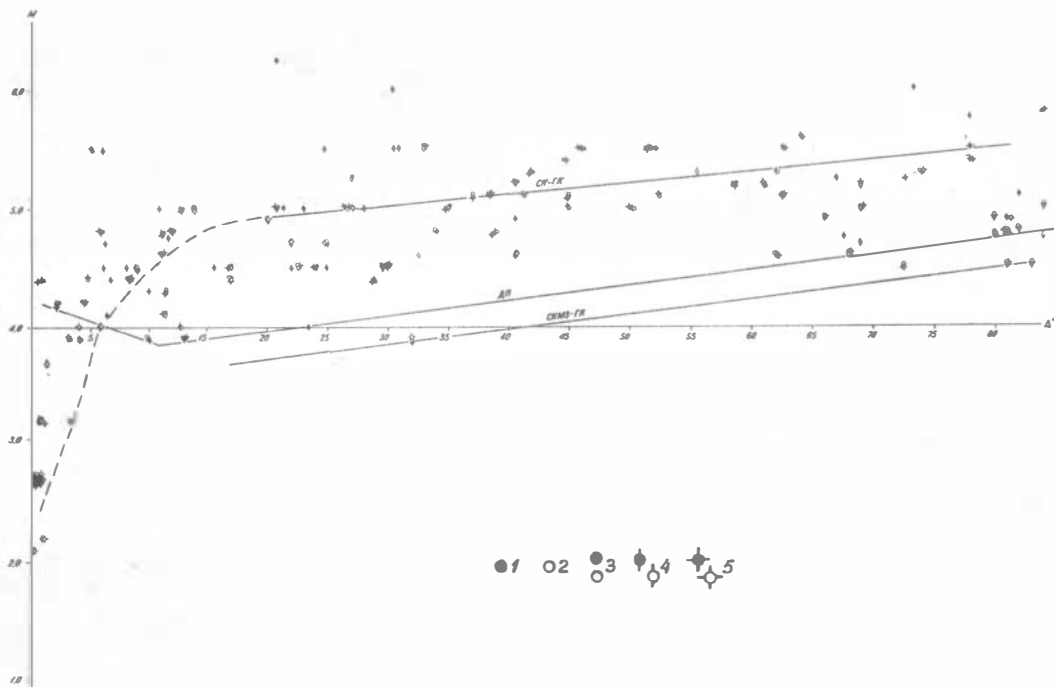


Рис.2,а. Графики разрешающей способности приборов. Наблюдения какого-либо из элементов цуга колебаний от землетрясения. 1,2 - наличие и отсутствие записи, соответственно; 3,4,5 - данные для приборов СК-ГК, СКМЗ-ГК, системы Пресса-Оинга, соответственно.



Рис.2,б. Графики разрешающей способности приборов. Наблюдения продольных волн. Условные знаки - те же, что и на рис.2,а.

оснащение набором аппаратуры с перекрывающимися частотными характеристиками.

Границы совместной регистрации тремя названными приборами, обрисованные графиками рис.2, определили нам массив наблюдений, который можно было подвергнуть анализу для решения второй части задачи. Никакой специальной системе отбора записи не подвергались, что дает нам основание считать их произвольной совокупностью наблюдений.

Измерения А и Т на сейсмограмме каждого прибора производились в пределах первых трех экстремумов (вершин) от момента Р. Эти три наблюдения максимальной фазы Р отмечались тремя точками в системе координат А, Т в логарифмическом масштабе. Вычерченный по этим точкам график А(Т) мы в дальнейшем будем называть огибающей условного спектра Р. Исползованный набор аппаратуры позволил регистрировать истинные смещения почвы в Р волнах от 0,03μ до 34μ с диапазоном периодов 0,2 сек-26,0 сек. Все наблюдаемые графики А(Т) в избранном масштабе были близки к линейным и имели различную ориентацию относительно осей координат.

Для первичного описания поведения совокупности данных мы снимали индивидуальные значения следующих характеристик графиков А(Т): 1) наклона огибающей к оси периодов α° ; 2) относительной ширины видимого спектра $\gamma = \frac{T_{max} - T_{min}}{T_{промеж.} - T_{min}}$,

где T_{max} , $T_{промежуточное}$, T_{min} - видимые периоды на записях длиннопериодного, среднепериодного и короткопериодного комплектов, соответственно.

Каждая такая пара α и γ однозначно определяет показатель степени в зависимости А от Т, представляемой графиками А(Т). Далее рассматривались индивидуальные значения α и связанные с ними γ (рис.3).

Прежде всего обращает на себя внимание факт явного разделения облака точек, отвечающих сопряженным значениям α и γ , на две части. Первая часть - более многочисленная, с малыми γ и большими α . Вторая - с большими γ и малыми α , представлена 25% общего числа наблюдений.

Координаты центров тяжести этих частей (показаны крестиками) в избранной системе координат существенно различны и определяют два типа амплитудно-периодных соотношений:

$$I \quad A \propto T^{2,0}; \quad II \quad A \propto T^{0,7}.$$

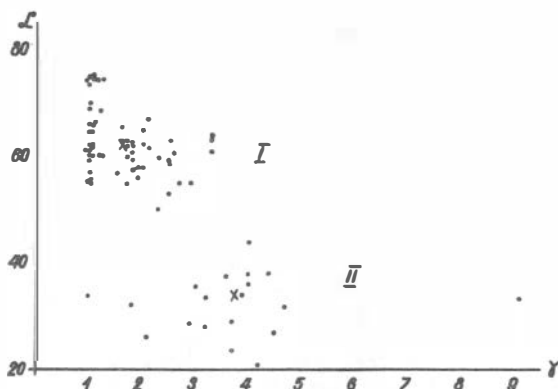


Рис.3. Индивидуальные данные о наклоне и относительной ширине огибающих условного спектра Р.

Затем изучались распределения указанных типов соотношений в зависимости от эпицентрального расстояния, магнитуды и глубины очага. Сведения о координатах землетрясений заимствовались из /1/, а о глубинах - из /2/. Магнитуды $M_{\mathcal{L}H}$ определялись по сейсмограммам станции Южно-Сахалинск согласно /3,4/, при этом фаза $M_{\mathcal{L}}$ выделялась строго по годографу В.М.Архангельской /5/.

Сопоставление случаев наблюдения выделенных типов соотношения $A(T)$ в различных интервалах Δ и магнитуд M (табл. I) не выявляет приуроченности той или другой формы к определенным интервалам расстояний, магнитуд.

При распределении по глубинам (рис. 4) как первый, так и второй тип имеют максимум проявления для землетрясений с глубиной очага 30-40 км, что отражает, очевидно, факт максимума происходящих здесь землетрясений. Но гистограммы а) и б) (рис. 4) сильно разнятся прежде всего тем, что в слое очагов до 80-километровой глубины первый тип соотношения $A(T)$ наблюдается от землетрясений с $h = 30-40$ км в 1/3 общего числа случаев, а второй в 3/4 общего числа случаев. Иначе говоря, соотношение вида $A \propto T^0$,⁷ почти исключительно приурочено к глубинам 30-40 км, очень близко к которым (40-50 км) вторыми работами /7/ при рассмотрении курило-японских землетрясений отмечено наличие волновода.

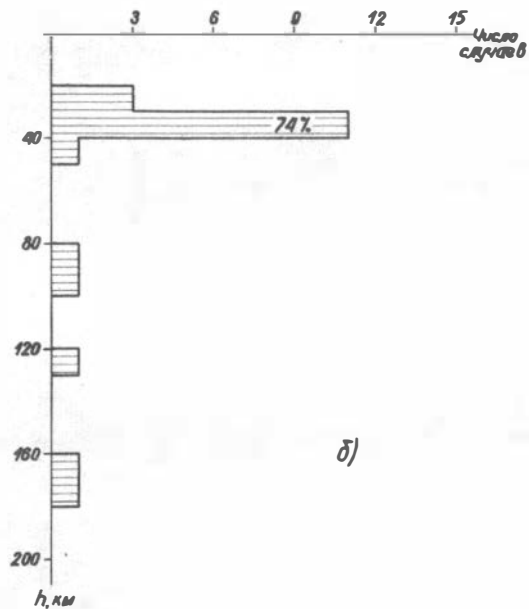
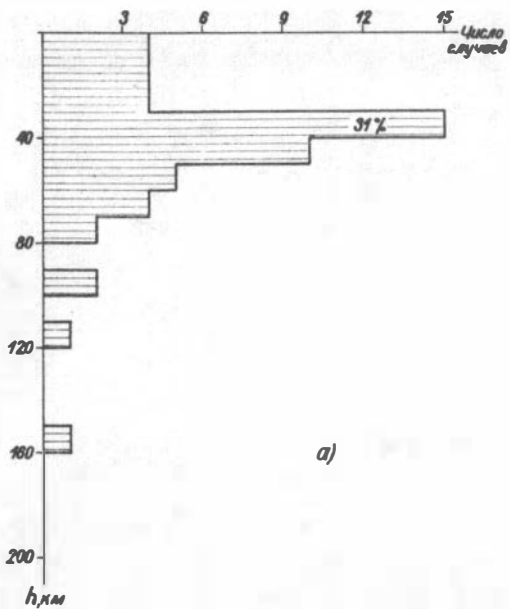


Рис.4. Гистограммы распределения двух типов соотношения $A(T)$ по глубине очагов: а) для типа $A \propto T^{2,0}$; б) для $A \propto T^{0,7}$.

Таблица I

Число случаев наблюдения двух найденных типов соотношения $A(T)$ по интервалам эпицентральных расстояний и магнитуд землетрясений

Число случаев наблюдения каждого типа	Интервалы Δ (в градусах)							Интервалы M		
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-80	4,0-4,9	5,0-5,9	6,0-6,9
	I-22	I-6	I-3	I-6	I-3	I-4	I-I6	I-8	I-I8	I-I7
	П-7	П-0	П-2	П-2	П-I	П-3	П-4	П-4	П-9	П-I

Имея в виду волноводное строение мантии /7/ в группе поперечных волн мы могли бы ожидать аналогичные особенности. Однако, для этого необходимо проведение дополнительных наблюдений.

Из сопоставления (рис.4,а и 4,б) создается впечатление, что разные типы соотношения $A(T)$ приурочены к чередующимся слоям в фокальной зоне. Для получения определенных заключений по этому вопросу необходимо провести дополнительные исследования.

Результаты проведенной работы позволяют сделать следующее предположение. Поскольку изучались начальные участки группы продольных волн (вторая - третья вершины), которые, очевидно, обусловлены процессами в очагах землетрясений, то полученные существенно разные формы соотношений в P , по-разному приуроченные к различным глубинным слоям, отвечают либо особенностям строения среды, в которой произошло землетрясение, либо особенностям механизма очагов.

Л и т е р а т у р а

1. Оперативный сейсмологический бюллетень. - Изд-во АН СССР, № I-36, 1967, № 2-4, 1968.

2. *Seismological Bulletin* USCGS. Washington, 1967, 1968.

3. Ванек И., Затопек А., Карник В. и др. Стандартизация шкалы магнитуд. - Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2, 1962.

4. Соловьев С.Л., Соловьева О.Н. Соотношение между энергетическим классом и магнитудой курильских землетрясений. - Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, № 2, 1967.

5. Сейсмологические таблицы. Под редакцией канд. физ.- мат. наук Н.В. Кондорской. - Изд-во Ин-та Физики Земли АН СССР, М., 1962.

6. Воробьева Е.А., Соловьев С.Л. О соотношении амплитуд поверхностных и продольных сейсмических волн в зависимости от глубины очага землетрясения. - Геология и геофизика. Изд-во СО АН СССР, № I, 1968.

7. Тараканов Р.З., Левый Н.В. Новая модель слоистого строения верхней мантии Земли курило-японского региона зоны перехода от азиатского континента к Тихому океану по сейсмологическим данным. - В сб.: "Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке". Изд-во "Наука", М., 1969.

ЗАТУХАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ПРИБАЙКАЛЬЕ И ЭНЕРГЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Оценка энергии землетрясений в Прибайкалье впервые была проведена для афтершоков Среднебайкальского землетрясения 29 августа 1959 г. с помощью способа Б.Б.Голицына /1/. В последующих работах, посвященных энергетическим характеристикам очагов землетрясений Прибайкалья, авторы использовали для определения энергии как способ Б.Б.Голицына, так и номограмму Т.Г. Раутиан /2-5/.

В настоящей работе делается попытка определения закона затухания сейсмических волн в Прибайкалье, на основании которого стало бы возможным составление схемы энергетической классификации землетрясений применительно к условиям данного района.

Для этой цели нами было обработано 1024 записи землетрясений с $K = 5-II$, происшедших в пределах Байкальской сейсмической зоны и зарегистрированных сетью станций Прибайкалья и Якутии. Наблюдения охватили интервал гипоцентральных расстояний от 7 до 1280 км. Сейсмические станции нашей сети оборудованы как высокочувствительной аппаратурой (СКМ-3, СКМ, ВЭГИК, УСФ), так и приборами общего типа СК.

Измерения на сейсмограммах и расчеты плотности потока энергии проводились согласно инструкции /6/.

В настоящее время нет данных о том, что очаги землетрясений Прибайкалья могут располагаться вне земной коры, поэтому имеется возможность не разграничивать наблюдений по глубинам, которые определяются в нашем регионе для крайне малого числа толчков. По нашим данным в исследуемом районе существенного различия в графиках затухания для различных типов приборов не обнаруживается. Исключение составляют материалы, полученные по наблюдениям на сейсмических станциях, оборудованных приборами с малым (порядка первых тысяч) увеличением. Эти станции (Иркутск, Кабанск, Кяхта, Баргузин, Алыгджер) дают завышенные, по сравнению со средними, значения плотности потока энергии, максимальных амплитуд и т.д. После введения соответствующих поправок,

результаты, полученные по станциям с малым увеличением, были объединены с основной группой наблюдений и все динамические закономерности выявлялись одновременно для всех типов приборов.

В Прибайкалье соотношение количеств энергии, переносимой поперечными и продольными волнами несколько иное, чем в Средней Азии, где по данным Ф.Ф.Аптикаева /8/ $\frac{E_s}{E_p} = 2-3$. На основании материалов, использованных при изучении затухания сейсмических волн, мы можем сделать вывод, что в среднем для Прибайкалья

$\frac{E_s}{E_p} = 5-II$. Однако, несмотря на то, что энергия продольных волн значительно меньше энергии поперечных, в дальнейшем мы не отказывались от ее учета и везде под плотностью потока \mathcal{E} подразумевали сумму $\mathcal{E}_s + \mathcal{E}_p$, подсчитанную по всей сейсмограмме.

Рассматривая динамические характеристики землетрясений Прибайкалья, нельзя пренебрегать влиянием регистрирующей аппаратуры на параметры сейсмической записи и в частности на величину видимых периодов колебаний. Наиболее четко это влияние вырисовалось при изучении афтершоков Тас-Юрхского землетрясения 18 января 1967 г. На рис.1 представлены гистограммы видимых периодов максимальных смещений в поперечных волнах T_m^s для трех станций. Станции Усть-Нюкжа и Чульман оборудованы сейсмографами СКМ-3, а станция Тас-Юрх - ВЭГИК, причем гипоцентральные расстояния станций Усть-Нюкжа и Тас-Юрх примерно одинаковые - соответственно 25-35 км и 35-40 км, а станция Чульман - 240 км. Дальнейшее подтверждение влияния аппаратуры на видимые периоды мы получили, построив график зависимости T_m^s от гипоцентрального расстояния (рис.2) по наблюдениям станций, оборудованных сейсмографами СКМ-3 и ВЭГИК для землетрясений 9-II энергетических классов. Если для СКМ-3 зависимость $T_m^s(\Delta)$ может быть представлена формулой

$$T_m^s \text{ сек} = 0,46 + 0,0008 \Delta \text{ км},$$

то для ВЭГИКов

$$T_m^s \text{ сек} = 0,51 + 0,0004 \Delta \text{ км}.$$

Необходимо заметить, что при искажении видимых периодов T_m^s сами смещения A_m^s не подвержены столь сильным влияниям. Зависимость между A_m^s и плотностью потока энергии, подсчитанной по всей сейсмограмме, практически неизменна для всех трех вышеупомянутых станций. На примере этих же станций определялась динамическая характеристика, лучше всего коррелирующаяся с плотностью потока энергии. Критерием выбрана наименьшая среднеквадратичная погрешность одного условного уравнения σ .

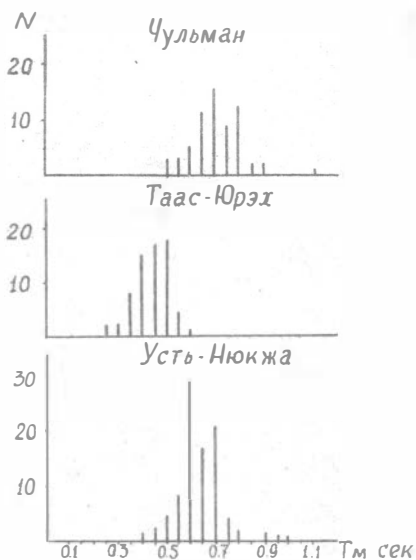


Рис.1. Гистограммы видимых периодов максимальных смещений в поперечных волнах T_M^S для афтершоков Тас-Юряхского землетрясения 18 января 1967 г.

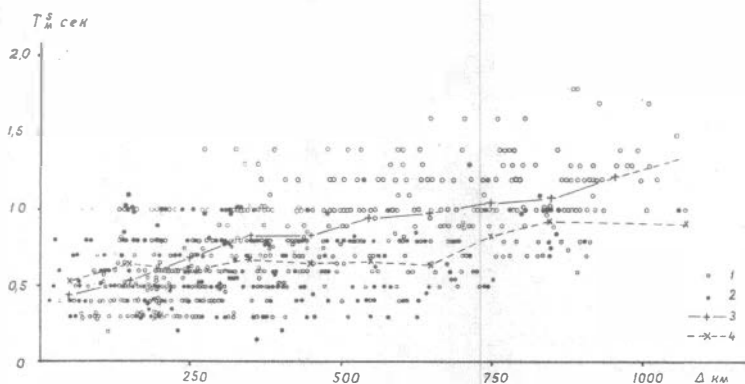


Рис.2. Зависимость $T_M^S(\Delta)$ для землетрясений Прибайкалья 1 - по станциям, оборудованным сейсмографами СКМ-3; 2 - по станциям, оборудованным сейсмографами ВЭГЖ; 3 - кривая $T_M^S(\Delta)$ проведена по "центрам тяжести" точек для СКМ-3; 4 - то же, для ВЭГЖов.

Проверялись:

- 1) максимальное смещение,
- 2) максимальная скорость смещения,
- 3) максимальное ускорение,
- 4) плотность потока в максимальном смещении \mathcal{E}_m ,
- 5) отношение плотности потока энергии, измеренной по всей сейсмограмме \mathcal{E} к \mathcal{E}_m (х).

В двойном логарифмическом масштабе все эти зависимости хорошо аппроксимируются прямыми вида

$$\lg x_i = a_i \lg \mathcal{E} + b_i \quad (I).$$

В нижеследующей таблице приводятся значения a_i и b_i для всех пяти случаев по трем станциям, а также соответствующие значения

x_i	Усть-Нюкжа			Тас-Юрях			Чульман		
	a_i	b_i	\bar{b}_i	a_i	b_i	\bar{b}_i	a_i	b_i	\bar{b}_i
A_m^s	0,47	0,04	0,11	0,51	0,03	0,08	0,48	0,02	0,08
$(A/T)_m^s$	0,45	0,23	0,12	0,52	0,41	0,08	0,47	0,16	0,07
$(A/T)_m$	0,42	0,41	0,16	0,51	0,77	0,11	0,49	0,37	0,12
\mathcal{E}_m	0,91	-0,80	0,22	0,99	-0,64	0,14	0,92	-0,92	0,14
$\mathcal{E}/\mathcal{E}_m$	0,08	0,79	0,22	-0,02	0,63	0,14	0,05	0,88	0,14

Таким образом, лучше всего с \mathcal{E} коррелируются $(A)_m^s$ и $(A/T)_m^s$ поскольку в этих случаях самые малые среднеквадратичные погрешности. Однако, амплитуда смещения для местных землетрясений определяется значительно проще и, как было показано выше, надежнее скорости смещения. Поэтому при выборе динамической характеристики, которая заменила бы трудновычислимую плотность потока энергии при определениях энергии землетрясений, мы в дальнейшем остановились на A_m^s .

При построении сводного графика затухания плотности потока энергии нам пришлось встретиться со следующим препятствием. При относительно малой плотности сейсмических станций затруднено получение динамических кривых, начиная с малых гипоцентральных расстояний, так как обрабатываемые при этом землетрясения регистри-

х) Здесь под скоростью смещения, ускорением и т.д. подразумеваются величины, им пропорциональные A/T , A/T^2 и т.д.

руются одной - двумя, реже тремя станциями. Если мы будем приводить полученные таким образом значения в соответствие с остальным сводным графиком затухания плотности потока энергии, построенным обычным способом /7/, (а возможность приведения здесь одна - классификация Т.Г.Раутиан), то на малых гипоцентральных расстояниях мы получим независимо от местного закона затухания калибровочную кривую энергетической номограммы /3/. Мы эту проблему попытались разрешить при помощи афтершоков Тас-Юряхского землетрясения. Во-первых, был построен сводный график затухания для землетрясений с $K = 8-II$, затем было установлено соответствие между плотностями потоков энергии для пяти станций, наблюдавших афтершоки (Дырынмакит, Имангро, Тас-Юрях, Усть-Нюкжа и Чульман). Это дало возможность через станцию Чульман $\Delta \approx 240$ км провести объединение наблюдений в общий сводный график (рис.3, кривая I). Аналогично строился сводный график при построении кривой затухания с использованием способа Б.Б.Голицына. Здесь мы не будем подробно останавливаться на особенностях сводного графика затухания плотности потока энергии, а вернемся к этому вопросу ниже.

График затухания плотности потока энергии можно построить и иным образом. Энергия землетрясения по способу Б.Б. Голицына определяется по формуле:

$$E_r = 4\pi \Delta^2 e^{-\alpha \Delta} \frac{e}{C}$$

Обычно при определении E_r коэффициент поглощения α считается постоянной величиной, чаще всего равной нулю. Полагая $\alpha = 0$, потери энергии за счет поглощения включаются в показатель расхождения и n нужно заменить на $n_{эф}$

$$n_{эф} = n + \frac{\alpha \Delta}{2n\Delta} \quad (2).$$

Таким образом, при $\alpha = 0$ в способе Б.Б.Голицына $n_{эф} = 2$. По опыту исследований затухания плотности потока энергии в разных районах $n_{эф} \neq 2$. О неравенстве $n_{эф}$ двум говорит и тот факт, что если бы в действительности $n_{эф} = 2$, то определение энергии землетрясений не зависело бы от эллиптического расстояния (прямая α на рис.4). Однако эта зависимость существует, причем чем больше эллиптическое расстояние, тем больше отклонение $E_r(\Delta)$ от прямой α .

Положим, что $n_{эф} = 2 + \nu$ соответствует эффективному показателю расхождения на любом расстоянии от очага, то есть ν - величина переменная, не обязательно положительная. Тогда энергия

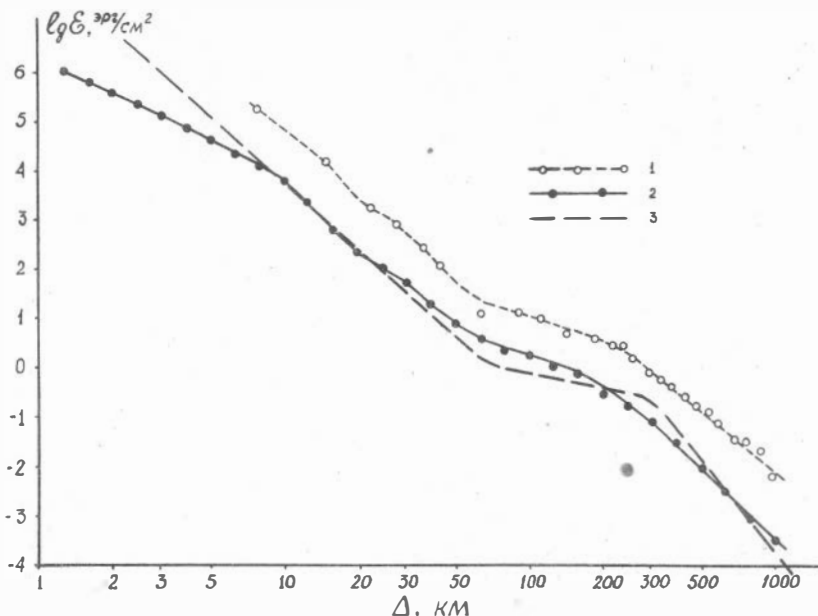


Рис.3. Графики затухания плотности потока энергии с расстоянием от очага землетрясения
 1 - сводный график затухания плотности энергии, построенный путем сведения индивидуальных графиков затухания; 2 - график, построенный с использованием способа Б.Б.Голицына; 3 - калибровочная кривая Т.Г.Раутиан.

землетрясения определится формулой

$$E_0 = 4\pi R_0^2 \left(\frac{\Delta}{R_0}\right)^{2+\nu} \cdot \dot{E} \quad \text{или} \quad E_0 = E_r \left(\frac{\Delta}{R_0}\right)^\nu, \quad \text{откуда}$$

$$N_{эф} = 2 + \frac{\lg E_0 / E_r}{\lg \Delta / R_0} \quad (3).$$

В данном случае основным является вопрос о выборе уровня прямой α на рис.4. На малых расстояниях происходит "выполаживание" экспериментальной кривой $E_r(\Delta)$ приближение ее к какому-то пределу. Мы считаем, что таким пределом является энергия землетрясения E_0 . Для определения $N_{эф}$ необходимо знать размеры очага. В Прибайкалье работ, связанных с определением размеров оча-

гов землетрясений не проводилось, поэтому мы вынуждены пользоваться формулами, выведенными для других районов. Если мы воспользуемся формулой, предложенной Ф.Ф.Аптикаевым /8/

$$\lg R_0(\text{м}) = -1,2 + 0,4 \lg E_c(\text{дж.}) \quad (4),$$

то при $\lg E_c = 10,75$, получим $R_0 = 1260 \text{ м.}$

Таким образом, существенным в предлагаемой нами схеме построения графика затухания сейсмических волн является предположение, что вблизи от поверхности очага $n_{\text{эф}} \approx 2$.

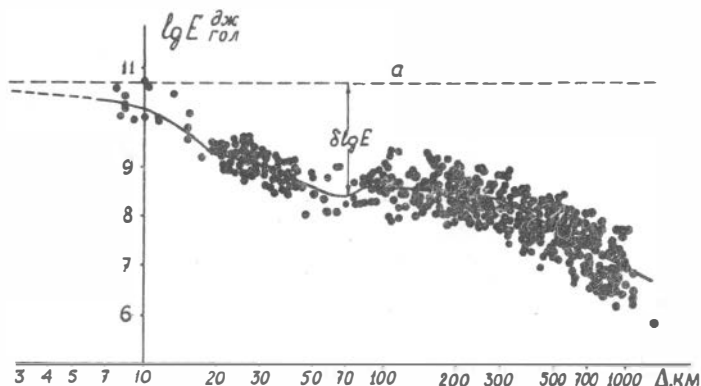


Рис.4. График зависимости энергии землетрясения, определенной способом Б.Б.Голицына, от гипоцентрального расстояния.

Для построения графика затухания плотности потока энергии необходимо знать его наклон в каждой точке, однако для практических целей вполне достаточно определить наклон в нескольких дискретных точках. Используя формулу (3), мы находим $n_{\text{эф}}$ до гипоцентрального расстояния Δ (то-есть среднее значение эффективного показателя расхождения). Необходимо произвести пересчет среднего значения $n_{\text{эф}}$ в $n_{\text{эф}}^*$ в каждой выбранной точке. На рис.5 изображены обе кривые - $n_{\text{эф}}$ - кривая 1 и $n_{\text{эф}}^*$ - кривая 2, рассчитанная для точек $\lg \Delta = 0,1 + 0,1 m$ ($m = 0,1,2, \dots, 30$).

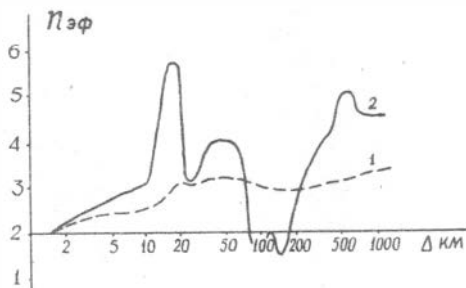


Рис.5. Кривые $N_{эф}$ и $N_{эф}^*$, рассчитанные с применением способа Б.Б.Голицына

На рис.3 совместно со сводным графиком затухания плотности потока энергии, построенным способом, основная идея которого заимствована из работы /7/, и калибровочной кривой Т.Г. Раутиан, приведен график, построенный с использованием способа Б.Б. Голицына (соответственно, кривые 1, 3 и 2). Сравнивая графики, полученные двумя способами, нельзя не отметить их исключительное сходство. Параллельность их практически сохраняется даже в мелких деталях. Например, в интервале гипоцентральных расстояний от 20 до 25 км на обоих графиках отмечается небольшое "выполаживание". Почти полное совпадение графиков затухания, полученных двумя способами говорит за то, что предположение о сферическом расхождении вблизи источника, по всей вероятности, не лишено основания. Действительно, если бы мы существенно ошиблись или в выборе уровня прямой a , или $N_{эф}^0$ значительно (хотя бы на 0,5) отличалось от двух, то параллелизм кривых при этом бы нарушался.

Так как кривые 2 и 1 на рис.3 практически совпадают, можно рассматривать одну из них. Остановим свой выбор на графике затухания плотности потока энергии с расстоянием, построенном с применением способа Б.Б.Голицына. Точность построения графиков 1 и 2 можно считать одинаковой и равной точности построения кривой $E_r(\Delta)$ (рис.4). Для этого случая среднеквадратичное отклонение подсчитывалось по интервалам гипоцентральных расстояний. Оказалось, что σ растет от 0,22 на малых расстояниях (порядка 10 км) до 0,38 при $\Delta = 1000$ км, а в среднем равно 0,30.

Особенности закона затухания ξ лучше всего видны на рис. 5. $\Pi_{\text{ЭФ}}$ изменяется от 2,0 на поверхности очага до 3,3 на эпицентральном расстоянии 1000 км. На кривой $\Pi_{\text{ЭФ}}(\Delta)$ детали закона затухания проявляются, естественно, более рельефно. Можно отметить четко выраженные максимумы затухания, соответствующие $\Delta \sim 15-20$ км ($\Pi_{\text{ЭФ}}^* = 5,6$), $\Delta \sim 40-60$ км ($\Pi_{\text{ЭФ}}^* = 4,0$), $\Delta \sim 500-600$ км ($\Pi_{\text{ЭФ}}^* = 5,1$) и минимумы при $\Delta \sim 25$ км ($\Pi_{\text{ЭФ}}^* = 3,0$) и $\Delta \sim 80-200$ км ($\Pi_{\text{ЭФ}}^* = 1,6-2,0$). Вероятно, наличие подобных минимумов и максимумов связано со слоистой структурой земной коры и верхней мантии, однако для более уверенного вывода необходимо специальное исследование природы регистрируемых волн в динамическом аспекте.

В настоящее время имеется несколько способов раздельного определения вклада, вносимого расхождением и поглощением в общий процесс затухания сейсмических волн с расстоянием. Обычно процесс затухания сейсмических волн описывают формулой

$$\xi = \xi_0 \frac{e^{-\alpha \Delta}}{\Delta^n} \quad (5).$$

Как следует из этой формулы, зная общий закон затухания, достаточно определить один из факторов, слагающих общее затухание. Второй при этом определится простым алгебраическим вычислением по формуле (2).

Однако в настоящее время трудно указать способ для раздельного определения расхождения и поглощения упругих волн в сейсмологии. Способ Ю.И.Васильева для определения коэффициента поглощения /10/ в нашем случае неприменим, так как для его реализации необходимо заранее знать показатель расхождения. Способ Ю.В.Ризниченко /11/ нельзя применить для целей сейсмологии хотя бы по той причине, что точки на графике в предлагаемых автором координатах неправомерно аппроксимировать прямой линией.

В основе предлагаемого Т.И.Облогиной /12/ способа лежит использование специального понятия характеристического числа функции, введенного А.М.Ляпуновым. Мы пытались определить коэффициент поглощения описываемым способом. Был получен график $\frac{\ln(\xi_0)}{\Delta}$, очень похожий на теоретическую кривую, которую автор приводит в своей работе на рис.2. Наша кривая выходит на асимптоту при $\Delta \sim 500-600$ км и до 1260 км сохраняет положение, почти на всем протяжении параллельное оси Δ . Согласно графику, приведенному на рис.6 (кривая I)

$$\alpha = (0,0070 \pm 0,0018) \text{ I/км}$$

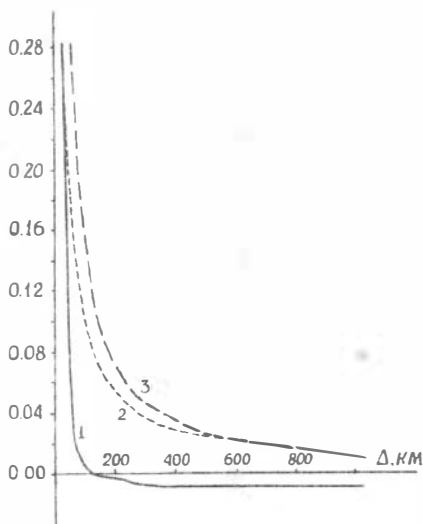


Рис.6. Графики к способу Т.И.Облогиной /12/ для определения коэффициента поглощения сейсмических волн
 1 - кривая $\frac{\ln \xi(\Delta)}{\Delta}$; 2 - $\frac{\ln \xi_0}{\Delta}$; 3 - $\frac{n \ln \Delta}{\Delta}$.

Вполне естественно, определив α , выделить в чистом виде расхождение, что, к сожалению, не всегда делается. Проведя соответствующие построения, не трудно заметить, что при таком значении α на расстояниях более 600 км потери энергии за счет увеличения поверхности волнового фронта не наблюдается, а даже происходит ее рост. Подобный результат не может не насторожить, поэтому приходится детальнее рассмотреть предложенный Т.И.Облогиной способ.

Очевидно, что для получения окончательной формулы способа Т.И.Облогиной (мы его применяем для плотности потока энергии)

$$\ell[\bar{\xi}(\Delta)] = \lim_{\Delta \rightarrow \infty} \left[\frac{\ln \xi(\Delta)}{\Delta} \right] = \lim_{\Delta \rightarrow \infty} \left[\frac{\ln \xi_0}{\Delta} - \frac{n \ln \Delta}{\Delta} - \alpha \right] = -\alpha \quad (6)$$

нет необходимости вводить понятие характеристического числа $\ell[\bar{\xi}(\Delta)]$. Действительно, прологарифмировав формулу (5) и разделив обе части на Δ , мы получим формулу (6).

Заметим, что предлагая новый способ определения коэффициента поглощения, автор, очевидно, не учла, что α - величина довольно малая, весьма незначительно отличающаяся от нуля. По абсолютной величине каждый из членов, $\frac{\ln E_c}{\Delta}$ и $\frac{n \ln \Delta}{\Delta}$ при $n = 2$ на эллиптическом расстоянии $\Delta = 1000$ км в два раза больше α (рис.6, кривые 2 и 3), то-есть асимптота функции $\frac{\ln E_c(\Delta)}{\Delta}$ не характеризует коэффициент поглощения.

В работе /9/ Л.М.Плотникова делает попытку раздельного определения параметров закона затухания методом последовательных приближений. Следует отметить численное несоответствие результатов определения n и α с графиком затухания (кстати, это несоответствие относится и к энергетической номограмме, приведенной в этой же работе). Эта неоднозначность величин n и α не дает возможности сделать окончательный вывод о применимости метода итераций для их раздельного вычисления. Укажем только, что при значениях α , приводимых в /9/, ослабление интенсивности за счет поглощения превышает суммарный эффект затухания.

Сделанный выше краткий обзор способов раздельного определения параметров закона затухания сейсмических волн с расстоянием позволяет сделать вывод о том, что в настоящее время, к сожалению, нет такого способа, который мог бы в полной мере реализовать поставленную перед ним задачу.

На основе графика затухания плотности потока энергии нами построена номограмма для определения энергии, излученной из очага землетрясения в виде упругих волн. Номограмма строилась по тому же принципу, что и аналогичные номограммы Ф.Ф.Аптикаева /8/ и Л.М.Плотниковой /9/, то-есть учитывался факт зависимости размеров очаговой зоны от энергии землетрясения. Ранее применявшаяся формула (4) Ф.Ф.Аптикаева, по-видимому, дает для землетрясений большой энергии (по крайней мере с $K \geq 13$) завышенные размеры очага. Для определения размеров очага сильных землетрясений, вероятно, можно взять формулу из работы /3/, применимую при $R \geq 10$ км.

$$\lg R_c(M) = 0,31 \lg E_c(\text{дж.}) - 0,57 \quad (?).$$

Так как эти прямые (в двойном логарифмическом масштабе) пересекаются при $K = 7$ и $R_c = 40$ м, мы не имели возможности взять формулу (7) как продолжение (4). Для перехода от одной формулы к другой взята прямая, обеспечивающая их плавное сочленение. Замена одной зависимости другой отразилась на номограмме (рис.9) изломом очаговой линии.

Так как плотность потока энергии требует для своего определения значительного времени, мы, как говорилось выше, заменяем ее при определении энергии землетрясения другой динамической характеристикой – максимальной амплитудой смещения в поперечных волнах. Для выявления корреляционной зависимости между \mathcal{E} и A_M^S необходимо в первую очередь установить, меняется ли она с эпицентральной расстоянием. Для этой цели нами были построены графики $A_M^S = A_M^S(\mathcal{E})$ для нескольких интервалов расстояний – до 100 км, от 100 до 200 км, от 200 до 300 км и так далее. Как показано на рис.7, никакой зависимости параметров функции $A_M^S(\mathcal{E})$ от Δ обнаружить не удается.

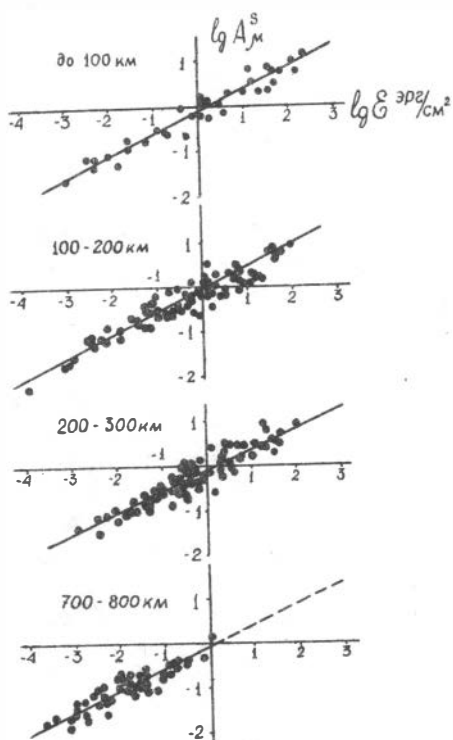


Рис.7. Графики $A_M^S = A_M^S(\mathcal{E})$ для различных интервалов гипоцентральных расстояний.

Таким образом, нет необходимости строить график затухания максимальных амплитуд, как это делалось в /3/. Его можно пере-

считать при помощи графика затухания плотности потока энергии и формулы (8), связывающей ξ и A_M^s .

Так как зависимость $A_M^s = A_M^s(\xi)$ не изменяется с эпицентральным расстоянием, то окончательные расчеты проводились одновременно для всех интервалов расстояний. В двойном логарифмическом масштабе взаимосвязь между ξ и A_M^s хорошо описывается линейной зависимостью (рис.8). Применяя метод наименьших квадратов, получаем

$$\lg A_M^s (\text{мк}) = 0,49 \lg \xi (\text{эрг/см}^2) - 0,12 \quad (8).$$

Среднеквадратичная погрешность одного условного уравнения $\sigma = 0,16$. Произведен также расчет зависимости $E_M(\xi)$.

$$\lg E_M = 1,01 \lg \xi - 1,12; \quad \sigma = 0,27,$$

то-есть плотность потока энергии в максимальной амплитуде смещения в поперечных волнах составляет примерно 1/13 часть общей плотности потока и величина этого соотношения практически не зависит от ξ . Зависимость $E_M(\xi)$ приведена на рис.8.

Наша номограмма представляет собой семейство параллельных прямых в системе координат $\lg \Delta - \lg \xi$ (и $\lg A_M^s$). Для получения прямых линий ось эпицентральных расстояний соответствующим образом деформирована. Для упрощения определения $K_c = \lg E_c$ построены три шкалы. Соединяя прямой линией соответствующие значения максимального смещения на сейсмограмме (в миллиметрах) по левой шкале с увеличением прибора, зарегистрировавшего землетрясение, по правой, по средней находим смещение почвы в микронах (рис.9). Дальнейшее определение энергии землетрясения производится обычным способом, описанным в /3/.

Так как широко применяемая в настоящее время номограмма Т.Г. Раутиан и номограмма, построенная нами, базируются на принципах различных подходах к определению энергии землетрясений, то полезно установить зависимость между K по номограмме Т.Г.Раутиан и K_0 по нашей номограмме (рис.10). На этом же рисунке представлены зависимости, полученные Ф.Ф.Аптикаевым и Т.Г.Раутиан.

Наша кривая дает при малых K меньшие значения K_0 , в следствие того, что на малых эпицентральных расстояниях затухание по данным Т.Г.Раутиан значительно больше, чем определенное нами. Для больших значений K ($K \geq 13$), K_0 по нашей номограмме несколько больше, чем по зависимости Ф.Ф.Аптикаева. Это, вероятно, следствие того, что формула (4) для размеров очага дает завышенные значения для землетрясений большой энергии.

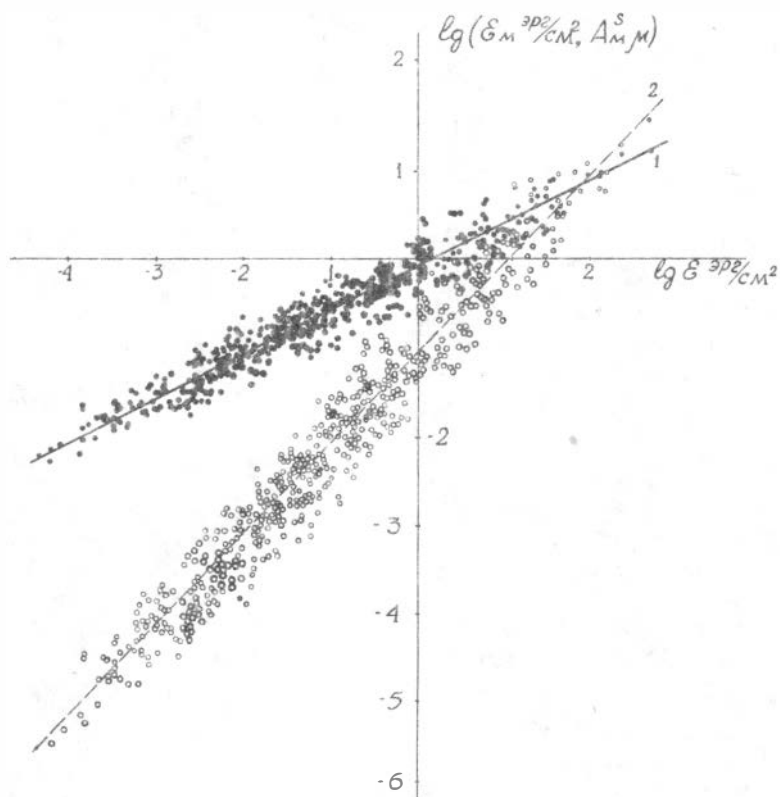


Рис.8. Суммарные графики для всего интервала гипоцентральных расстояний

$$1 - A_M^S = A_M^S(\varepsilon) ; 2 - \varepsilon_M = \varepsilon_M(\varepsilon)$$

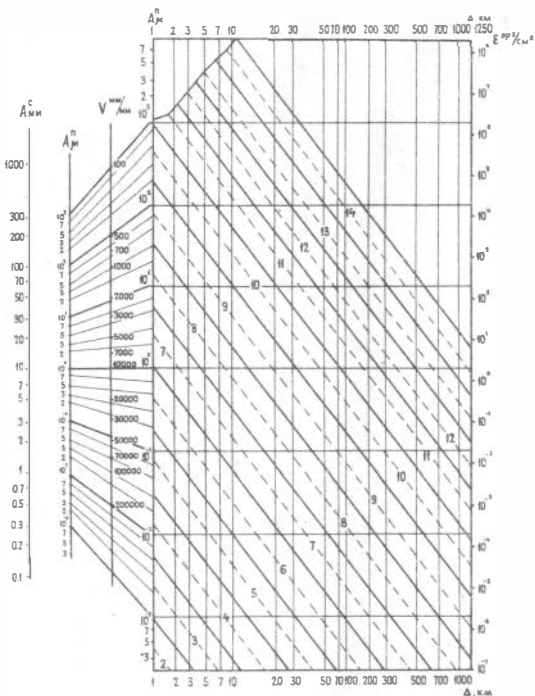


Рис.9. Номограмма для определения энергии землетрясений Прибайкалья

Нами была проведена оценка точности определения K_0 при помощи нашей номограммы. Для каждого землетрясения определялось отклонение от среднего значения K_0^{CP} по формуле

$$\delta K_{ст} = K_0^{CT} - K_0^{CP}$$

Далее, считая все отклонения от K_0^{CP} случайными величинами (а именно так они влияют на результат определения K_0^{CP} каждого отдельного землетрясения), подсчитывалась среднеквадратичная ошибка одного определения K_0^{CP} . Эта величина оказалась равной $0,5I$, то-есть точность определения энергии землетрясения составляет половину порядка ее величины. Этот результат хорошо согласуется с оценкой, произведенной Т.Г.Раутиан, которая получила $\delta K = 0,55$ на ос-

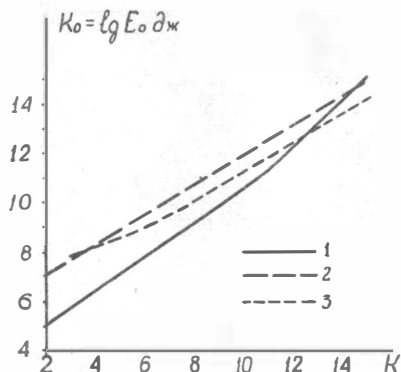


Рис.10. Графики зависимости

- 1 - между K и K_0 ;
- 2 - между K и $\lg E$ (по Ф.Ф.Аптикаеву /8/);
- 3 - между K и $\lg E$ (по Т.Г.Раутиан /3/).

новании теоретического рассмотрения и экспериментальной проверки возможных ошибок метода и измерений.

В заключении считаем необходимым отметить, что как очаги землетрясений, так и сейсмические станции располагаются в Прибайкалье в основном вдоль главных геологических структур. Это несколько ограничивает возможность применения полученных результатов по затуханию сейсмических волн для целей сейсморайонирования, требуя дополнительных специальных исследований.

Л и т е р а т у р а

1. Пшенников К.В. Приближенная оценка энергии повторных толчков Среднебайкальского землетрясения 29 августа 1959 г. - Геология и геофизика, № 2, 1961.

2. Пшенников К.В., Фомина Е.В. Энергетическая характеристика землетрясений Прибайкалья за 1952-1961 гг. - Сб.: "Вопросы сейсмичности Сибири". Новосибирск, 1964.

3. Ризниченко Ю.В. (Ред.). Методы детального изучения сейсмичности. - Тр. Ин-та физики Земли АН СССР, № 9 (176). М., 1960.

4. Мишарина Л.А., Пшенников К.В., Фомина Е.В. Инструментальные исследования. - В кн.: "Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья". "Наука", М., 1966.

5. Пшенников К.В., Фомина Е.В. Энергетическая характеристика землетрясений. - В кн.: "Сеймотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья". "Наука", М., 1968.

6. Нерсесов И.Л., Раутиан Т.Г., Халтурин В.И., Ризниченко Ю.В. Инструкция по динамическим измерениям на сейсмограммах. - Тр. Ин-та физики Земли АН СССР, № 17 (184). М., 1961.

7. Раутиан Т.Г. Затухание сейсмических волн и энергия землетрясения. - Тр. ТИССС, т.УП, 1960.

8. Аптикаев Ф.Ф. Сейсмические колебания при землетрясениях и взрывах. - "Наука", М., 1969.

9. Плотникова Л.М. Определение параметров закона затухания плотности потока сейсмической энергии для района юго - восточной Ферганы. - Тр. Ш Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму. Часть П. "Наука", Новосибирск, 1969.

10. Васильев Ю.И. Об определении коэффициента поглощения сейсмических волн. - Изв. АН СССР, сер.геофиз., № 5, 1951.

11. Ризниченко Ю.В. О расхождении и поглощении сейсмических волн. - Тр. Геофизического ин-та АН СССР, № 35 (162), М., 1956.

12. Облогина Т.И. О новом способе определения коэффициента поглощения сейсмических волн. - Прикладная геофизика, вып. № 27, 1960.

МЕТОДИКА ОЦЕНКИ ПРЕДСТАВИТЕЛЬНОСТИ ДАННЫХ
ПРИ ИЗУЧЕНИИ ПОВТОРЯЕМОСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

При изучении особенностей сейсмического режима того или иного района, и в частности, при изучении распределения повторяемости землетрясений N по энергии E , возникает необходимость устанавливать границу между землетрясениями представительными, то есть регистрируемыми существующей сетью станций без заметных пропусков, и землетрясениями, энергия которых для такой регистрации не всегда достаточна. Один из возможных вариантов решения этой задачи обсуждается в настоящей статье. Конкретно речь идет о близких слабых землетрясениях, с которыми при постановке детальных сейсмологических исследований в основном и приходится иметь дело.

Как известно, энергетическая классификация слабых землетрясений в нашей стране осуществляется либо с помощью номограммы, составленной Т.Г. Раутиан /1,2/, либо с помощью номограмм, составленных по тому же принципу другими исследователями. Эти номограммы позволяют оценивать энергетический класс $K = \lg E$ дж. землетрясения всего лишь по двум легко определяемым его характеристикам: сумме ($A_p + A_s$) максимальных амплитуд колебаний в продольных (P) и поперечных (S) волнах (в ряде случаев — по максимальной амплитуде колебаний только в одной из этих волн) и гипоцентральному расстоянию Z . Масштаб употребляемых на практике номограмм обычно позволяет при этом получать такие оценки формально с точностью не менее 0,1.

Предположим вначале, что мы располагаем наблюдениями только одной станции. Тогда в наших целях землетрясение можно считать зарегистрированным, очевидно, лишь в том случае, если на сейсмограмме достаточно уверенно выделяются первые вступления и продольных, и поперечных волн. Иначе мы будем лишены возможности определить гипоцентральное расстояние, а следовательно и энергетический класс землетрясения. В случае близких землетрясений к области первых вступлений волн, чаще всего используемых для оценки

гипоцентрального расстояния (фазы \bar{P} , \bar{S}), обычно бывает приурочены и максимальные амплитуды колебаний, которыми определяется энергетический класс землетрясения.

Поскольку наблюдения ведутся одной станцией, мы вынуждены будем приписывать каждому зарегистрированному землетрясению именно то значение энергетического класса, которое дает эта единственная станция. Отмеченное обстоятельство несколько упрощает последующие рассуждения, так как в этом случае нет и возможности, и необходимости учитывать неравномерность излучения сейсмической энергии очагом землетрясения.

Для решения интересующей нас задачи представим экспериментальные данные графически в следующем виде: по оси абсцисс в логарифмическом масштабе отложим для каждого землетрясения значение гипоцентрального расстояния ζ , а по оси ординат - значение энергетического класса K , взятое с точностью 0,1 (рис.1). (В случае однотипной аппаратуры и одинаковых условий ее установки на одном графике можно объединить наблюдения всех имеющихся станций, если сохранять за ними свои собственные оценки значений K). При более или менее равномерном распределении сейсмичности в пространстве и достаточно большом количестве наблюдений нижняя граница облака точек на таком графике (кривая I на рис.1) определит те максимальные расстояния, на которых землетрясения того или иного энергетического класса еще могут быть зарегистрированы на практике. Условимся для краткости называть это расстояние предельной дальностью, в отличие от дальности представительной, на которой землетрясения данного класса регистрируются без существенных пропусков.

Пользуясь кривой I и номограммой для энергетической классификации можно легко оценить значения суммы максимальных амплитуд колебаний на сейсмограмме в P и S волнах, которые наблюдаются у землетрясений на предельной дальности их регистрации. Для региональных станций Алтае-Саянской зоны (СК-МЗ, ГК-УП, увеличение $\sim 4 \cdot 10^4$) соответствующие суммы амплитуд, отвечающие различным участкам кривой I, оказались заключенными в пределах 0,4-0,5 мм. Результат этот представляется несколько неожиданным. В самом деле, в бюллетене землетрясений для максимальной амплитуды волны P довольно часто указывается значение всего лишь 0,1 мм. В свою очередь, анализ распределения отношения максимальных амплитуд A_S/A_P показывает, что амплитуда волны S может быть и больше, и меньше амплитуды волны P (рис.2). Казалось бы поэтому, что сумма амплитуд ($A_P + A_S$) на предельной дальности должна составлять

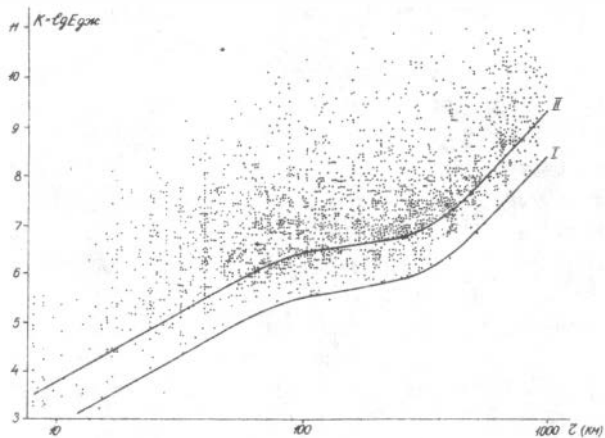


Рис.1. Дальность регистрации землетрясений в зависимости от их энергии

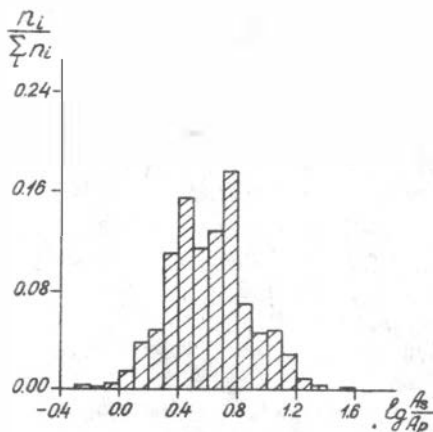


Рис.2. Распределение отношения максимальных амплитуд колебаний A_S/A_P .

0,2 мм. В действительности же этого не наблюдается. Отсюда следует, что хотя мы и в состоянии выделить на сейсмограмме волну Р с амплитудой всего 0,1 мм, это удастся сделать только благодаря наличию на той же сейсмограмме более четкого вступления волны S. Кроме того отсюда следует, что для более или менее уверенного выделения волны самой по себе вполне достаточно, чтобы ее амплитуда составляла около 0,3–0,4 мм. Последняя величина практически совпадает со значением суммы амплитуд на предельной дальности. Поэтому можно сказать, что если бы при регистрации землетрясений нас устраивало уверенное обнаружение на сейсмограмме хотя бы одной волны, то определенная нами выше предельная дальность, в первом приближении являлась бы и дальностью представительной. Этим соображением мы воспользуемся в дальнейшем для получения интересных нас оценок в случае наблюдений, осуществляемых не одной, а группой станций. Пока же еще раз обратимся к рис.2. Как видно из этого рисунка, отношение максимальных амплитуд A_S/A_P изменяется в пределах от 0,5 до 40 ($\lg A_S/A_P = -0,3+1,6$). При любом из этих значений может быть получена одна и та же сумма амплитуд, единственно которой определяется энергетический класс землетрясений при заданном гипоцентральной расстоянии. Но очевидно, что для землетрясений с большими значениями отношения A_S/A_P мы фактически не в состоянии получить сумму амплитуд 0,4–0,5 мм, так как волну Р в этом случае нельзя будет обнаружить на сейсмограмме. Отсюда следует, что при наблюдениях одиночной станцией представительными для заданного гипоцентрального расстояния можно считать землетрясения только тех энергетических классов, для которых отвечающая им сумма амплитуд может быть измерена на сейсмограмме при любом, из возможных, значений отношения A_S/A_P .

Поскольку для решения практических задач нет особой необходимости добиваться абсолютно полной представительности первичных данных, условимся называть землетрясения данного класса представительными, если возможные их пропуски при регистрации составляют не более 5% общего их количества. Как следует из рис.2 с вероятностью 0,95 логарифм отношения A_S/A_P не превышает значения 1,1 ($A_S/A_P = 12,5$). Если теперь для нижнего предела читаемых амплитуд в волне Р взять, в соответствии с фактическими данными, помещенными в бюллетене, величину 0,1 мм, то при указанном отношении A_S/A_P сумма амплитуд составит 1,35 мм. Это в 2,7–3,4 раза больше того, что наблюдается на предельной дальности.

Но приращению суммы амплитуд в 2,7-3,4 раза отвечает увеличение энергетического класса на 0,8-1,0 /I/. Следовательно, для того чтобы получить оценки представительной дальности необходимо передвинуть построенную нами кривую предельной дальности вверх по оси К на величину, равную, в среднем, 0,9 (кривая П на рис. I). Если, кроме того, значения энергетических классов округлять, как это обычно делают, до целых чисел, то-есть относить к некоторому классу К все землетрясения с $K \pm 0,5$, то представительной в этом случае будет дальность, которая определяется пересечением кривой П с горизонтальной линией, проведенной на уровне $K=0,5$. Начиная с этого расстояния и вплоть до расстояния, определяемого пересечением кривой I с горизонтальной линией на уровне $K+0,5$, землетрясения данного класса будут регистрироваться, но уже не будут являться представительными. Полученные таким способом оценки дальностей регистрации представлены в табл. I.

Таблица I

Представительная и предельная дальности регистрации землетрясений в случае наблюдений одиночной региональной станцией (СК-МЗ; ГК-УП; увеличение $\sim 4 \cdot 10^4$)

$K = \lg E$ Дж.	4	5	6	7	8	9	10
Σ представительн. (км)	8	18	41	135	445	690	1070
Σ предельная (км)	36	107	420	660	1020	?	?

При рассмотрении таблицы обращают на себя внимание, во-первых, большая разница между представительной и предельной дальностями регистрации (особенно для землетрясений с $K=6$) и, во-вторых, быстрое уменьшение представительной дальности при переходе от землетрясений 8-го к землетрясениям 6-го энергетических классов. Нужно отметить при этом еще одно важное обстоятельство. Как видно из рис. I, дальность регистрации землетрясений различных энергетических классов с изменением чувствительности аппаратуры будет изменяться далеко не одинаково. Так, например, при увеличении аппаратуры порядка $8 \cdot 10^4$ (в 2 раза больше, чем в нашем случае) дальность представительной регистрации землетрясений 7-го энергетического класса возрастет со 135 км до 330 км, тогда как для землетрясений 6-го класса она увеличивается с 41 км только до 62 км, а для землетрясений 8-го класса - с 445 км до 560 км. Свя-

зано это, как нетрудно понять, с хорошо известным своеобразным ходом кривой затухания колебаний в рассматриваемом интервале гипотенуальных расстояний.

Представленные в табл. I оценки дальностей регистрации могут несколько измениться, если наблюдения землетрясений ведутся не одной, а одновременно группой станций. В этом случае необходимо учитывать, с одной стороны, то, что для определения координат очагов нередко используют наблюдения и тех станций, которые записывают только волну S и, с другой стороны, то, что энергетический класс землетрясения принимается здесь равным среднему из индивидуальных оценок, полученных на нескольких станциях. Учесть эффект группы станций можно проще всего следующим образом. Как уже отмечалось, установленную ранее для одиночной станции предельную дальность в первом приближении можно считать и дальностью представительной, если только не требовать обязательного наличия на сейсмограмме четких вступлений обоих типов волн. Но именно это требование как раз и становится излишним при наблюдениях группой станций. Следовательно, кривая I на рис. I определяла бы для групповых наблюдений одновременно и предельную и представительную дальность, но только, очевидно, при том непрелюном условии, что все станции дают для землетрясения строго одно и то же значение энергетического класса. Отсюда ясно, что предельная дальность в этом случае будет определяться наблюдениями тех станций, которые из-за неоднородности среды и неравномерности излучения энергии очагом дадут максимально завышенные значения класса K , а представительная дальность - наоборот, теми станциями, на которых значение K максимально занижено.

Анализ фактических данных показывает, что среднеквадратичное отклонение $\delta \Delta K$ индивидуальных оценок K от среднего его значения составляет около 0,3, а само распределение ΔK близко к нормальному (рис. 3). В этих условиях для получения оценок предельной дальности достаточно переместить кривую I на рис. I вниз на величину $3\delta \Delta K = 0,9$, а для получения оценок представительной дальности - вверх на величину $2\delta \Delta K = 0,6$. Отсчеты дальностей, по-прежнему, должны соответствовать уровням $K - 0,5$ и $K + 0,5$. Новые, с учетом эффекта группы станций, оценки дальностей регистрации представлены в табл. 2.

Сравнивая таблицы I и 2 нетрудно видеть, что при наличии группы станций довольно сильно увеличивается только предельная дальность. Что же касается представительной дальности, то за исключением землетрясений с $K=7$, она изменяется весьма незначительно.

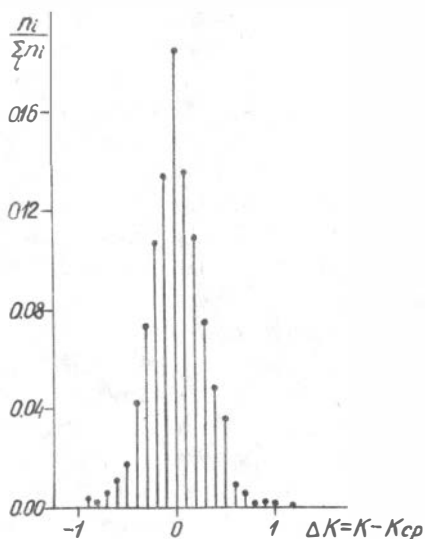


Рис.3. Распределение ΔK , отклонений индивидуальных оценок K от среднего значения.

Таблица 2

Представительная и предельная дальности регистрации землетрясений в случае наблюдений группой региональных станций (СК-МЗ, ГК-УП, увеличение $\sim 4 \cdot 10^4$)

$K = \lg E$ Дж.	4	5	6	7	8	9	10
Σ представительн. (км)	10	23	51	250	505	775	1200
Σ предельная (км)	77	390	620	980	?	?	?

Полагая, что для определения координат очага достаточно наблюдений 3-х станций, с помощью табл.2 легко оконтурить области представительной регистрации землетрясений того или иного энергетического класса для любой конкретной системы наблюдений.

Л и т е р а т у р а

1. Бунэ В.И. и др. Методы детального изучения сейсмичности.- Тр. ИФЗ АН СССР, № 9 (176), 1960.

2. Раутиан Т.Г. Об определении энергии землетрясений на расстояниях до 3000 км.- Тр. ИФЗ АН СССР, № 32(199), 1964.

О РЕГИОНАЛЬНЫХ МАГНИТУДНЫХ ПОПРАВКАХ
В ПРИБАЙКАЛЬЕ

Магнитуда является энергетической характеристикой, которая в настоящее время повсеместно применяется для классификации землетрясений. Определение магнитуды основано исключительно на инструментальных записях /1/ и поэтому дает объективную оценку интенсивности землетрясения. Почти десять лет назад рядом советских и чехословацких ученых /2/ была предложена стандартная шкала магнитуд, по которой можно оценить интенсивность всех или почти всех землетрясений. Однако вопрос о магнитудных шкалах нельзя считать окончательно разрешенным. При практическом определении магнитуды нередко обнаруживается значительное рассеяние результатов, особенно когда для оценок используются наблюдения над различными волнами.

Ряд авторов /3,4,5,6/ указывают также на систематические магнитудные отклонения, связанные с грунтовыми особенностями и строением земной коры в районе станции, а также с характеристиками используемой аппаратуры. Чтобы устранить систематическое расхождение между значениями магнитуд по данным объемных и поверхностных волн, необходимо, по-видимому, ввести поправки, зависящие не только от влияния пути распространения волн, различия в механизме образования толчка, грунтовых особенностей и в константах приборов станции, но также и от магнитуды (силы) землетрясения.

До последнего времени в Советском Союзе магнитуда землетрясений определялась в основном по максимальному значению $\frac{A}{T}$ в поверхностных волнах, хотя большое число землетрясений в таком случае не получали магнитудной характеристики, так как часто, особенно при использовании приборов СКМ-3, регистрируются только продольные волны. Вопрос о магнитудных поправках по наблюдениям над поверхностными волнами на сейсмических станциях Прибайкалья изучался ранее в дипломной работе М.Н.Масловской "Интенсивность удаленных землетрясений по наблюдениям сейсмических станций При-

байкаля" (Иркутский Государственный Университет, Иркутск, 1962). При использовании более 400 землетрясений в работе исследовалась разность значений средней магнитуды по общесоюзным данным и магнитуды для отдельных станций Прибайкалья. Кривые зависимости этой разности от эпицентрального расстояния и азимута прихода сейсмических волн идут близко к нулевой линии, в отдельных случаях пересекая ее. Таким образом, в указанной работе установлено, что магнитуды, определенные по поверхностным волнам для сейсмических станций Иркутск, Кяхта, Кабанск (приборы СК) практически не отличаются от средних магнитуд для поверхностных волн по всей сети станций Советского Союза.

В связи с изложенным, мы поставили перед собой цель на основании наблюдений опорных сейсмических станций Прибайкалья исследовать зависимость разности магнитуд, определенных по поверхностным и объемным волнам, от эпицентрального расстояния, величины землетрясения, азимута эпицентра, аппаратуры и станции регистрации. Нами рассмотрено 270 неглубоких землетрясений за 1964, 1969, 1970 гг. для $4,5 \leq M < 8$. Значения M для поверхностных волн взяты из оперативного Союзного бюллетеня. На рис. I представлена карта эпицентров землетрясений, по наблюдениям которых проводились исследования, а также опорные сейсмические станции. Землетрясения разделены по азимутам прихода сейсмических волн на 5 групп, представленных в табл. I.

Таблица I

№ группы	Землетрясения	Азимуты прихода сейсмических волн	Интервал расстояний
1	Алеутские	$30^{\circ} - 70^{\circ}$	$25^{\circ} - 55^{\circ}$
2	Курило-Японские	$70^{\circ} - 120^{\circ}$	$20^{\circ} - 35^{\circ}$
3	Землетрясения юго-восточной Азии	$120^{\circ} - 160^{\circ}$	$25^{\circ} - 80^{\circ}$
4	Китайские и Индийские	$180^{\circ} - 200^{\circ}$	$20^{\circ} - 45^{\circ}$
5	Землетрясения Средней Азии, Ближнего Востока и Средиземного моря	$240^{\circ} - 300^{\circ}$	$15^{\circ} - 65^{\circ}$

Магнитуда m_{pv} определялась по следующей формуле:

$$m_{pv} = \lg \left(\frac{A}{T} \right)_{max} + \sigma(\Delta) \quad ,$$

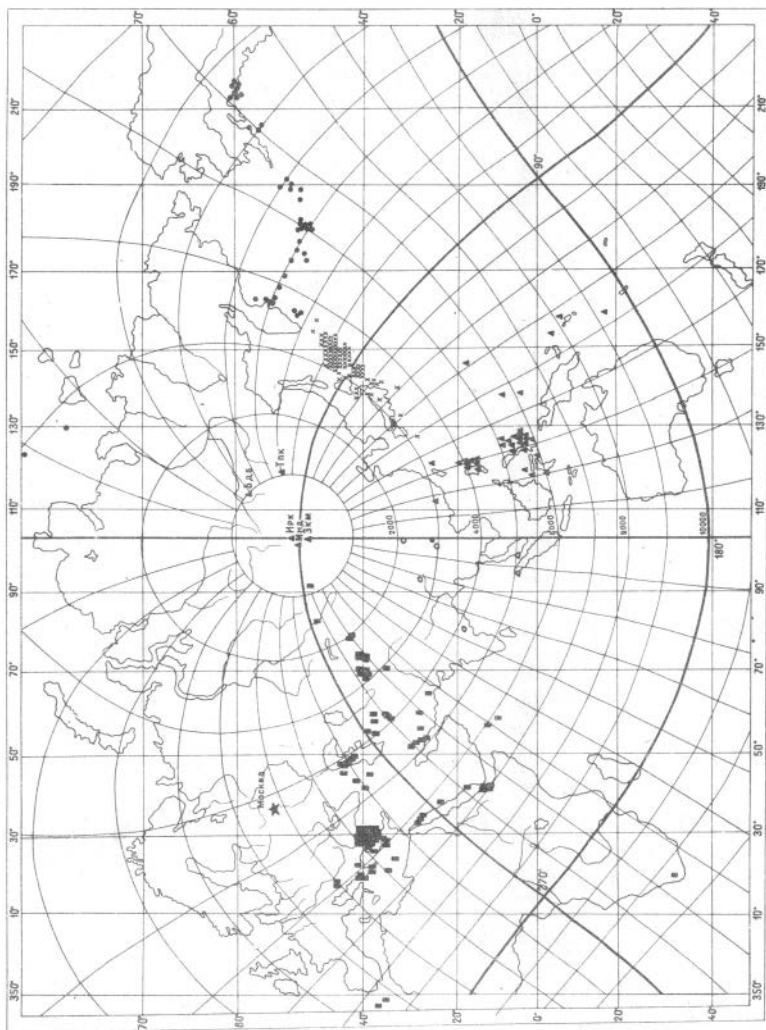


Рис. I. Карта эпицентров рассмотренных землетрясений.

где $\sigma(\Delta)$ – калибровочная функция, выражающая изменение величины $\frac{A}{T}$ с эпицентрального расстоянием, предложенная группой авторов [2]. Измерения максимального значения $\frac{A}{T}$ производились не только в пределах двух первых периодов, как это обычно принято, но и в интервале 20 сек от вступления продольной волны по вертикальной компоненте.

Соответствующие измерения^{х)} осуществлялись по сейсмограммам 5 опорных станций Прибайкалья. 4 сейсмические станции (Бодайбо, Монды, Закаменск, Тулик) оборудованы коротко-периодной аппаратурой типа СКМ-3 + ГК-УП с максимальным увеличением 30000–50000 в интервале периодов 0,2–1,2 сек. На сейсмических станциях Иркутск и Закаменск функционировала широкополосная аппаратура с увеличением ~ 1000 в диапазоне периодов от 0,3 до 15 сек.

При измерениях по записям коротко-периодной аппаратуры оказалось, что половина максимальных значений $\frac{A}{T}$ приходится на интервал времени $2T$, а на сейсмограммах широкополосной аппаратуры почти все $(\frac{A}{T})_{max}$ находятся в пределах $2T$. Эти измерения производились независимо тремя сотрудниками. Для контроля точности определения T и A для ряда землетрясений были произведены независимые вторичные замеры и определения m_{pv} . Различия в установленных магнитудах не превышали 0,2.

На рис.2 представлены кривые зависимостей $\Delta m_{pv} = M - m_{pv}$ от эпицентрального расстояния Δ° (в пределах от 20 до 90°) и азимута для всех станций. Условными знаками (тождественными с обозначениями на рис.1) здесь выделены различные азимуты прихода сейсмических волн. Осреднение результатов осуществлялось в интервалах расстояний 10° , перекрывающихся наполовину. Для двух станций – Бодайбо и Тулик построены полосы, соответствующие удвоенным значениям средних уклонений. Ширина этих полос равна приблизительно 0,2.

Как показали графики для рассмотренных землетрясений какой-либо зависимости Δm_{pv} от эпицентрального расстояния и азимута прихода сейсмических волн не обнаруживается. Магнитуды, определенные по максимальным амплитудам на записях коротко-периодной

х) Совместно с авторами в измерениях по сейсмограммам принимала участие Поцелуева Л.А.

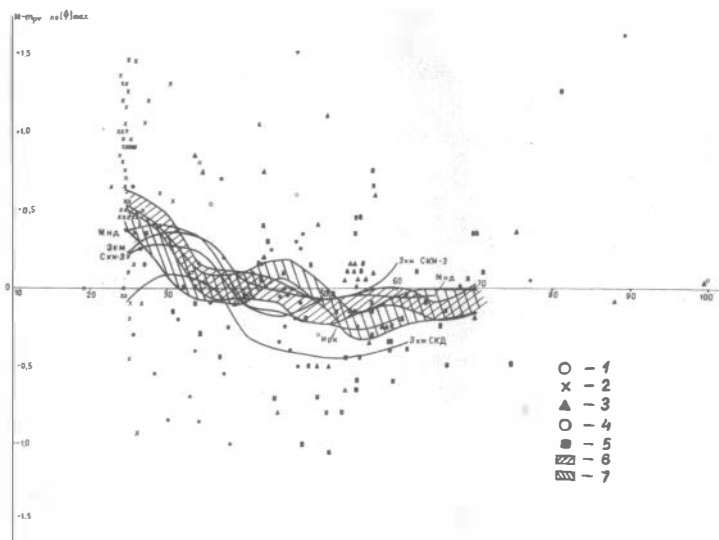


Рис.2. График зависимостей $\Delta m = M - m_{pv} = f(\Delta)$
 1-5 - соответствуют группам землетрясений в табл. I, 6 -
 - полоса удвоенных средних уклонений сейсмостанции Бодайбо,
 7 - полоса удвоенных средних уклонений сейсмостанции Тулик.

аппаратуры, на большей части эпицентральных расстояний близки к средним магнитудам по поверхностным волнам (Δm_{pv} не превышают $\pm 0,2$, т.е. лежат в пределах средних ошибок наблюдений). При этом разброс отдельных точек достаточно велик. Вместе с тем в интервале $20-30^\circ$ разность магнитуд достигает $0,4-0,5$, т.е. магнитуды m_{pv} занижены по сравнению с M . Источником фактического материала на этих эпицентральных расстояниях были в основном Японские и Курильские землетрясения.

Магнитуды m_{pv} для длиннопериодной аппаратуры при $\Delta > 50^\circ$ превышают средние магнитуды по поверхностным волнам на $0,3-0,4$.

Рассмотрение полученных кривых указывает на то, что для сейсмических станций Прибайкалья нет основания вводить какие-то стационарные систематические поправки, связанные с грунтовыми особенностями и строением земной коры в районе станции, несмотря на то, что эти условия неодинаковы.

Чтобы выяснить в какой мере получаемые результаты зависят от типа используемой аппаратуры, по наблюдениям станции Закаменск были сопоставлены между собой значения m_{pv} , вычисленные по записям приборов СКМ-3 и СКД. Оказалось, что m_{pv} , определенные по сейсмограммам приборов СКМ-3, меньше на 0,3 единицы магнитуды по сравнению с ее значениями по записям сейсмографа СКД. Подобные результаты получены в ряде работ [6,7,8].

Сопоставляя результаты различных способов измерений, приходим к выводу, что лучшее согласие m_{pv} со средними магнитудами по поверхностным волнам получается при использовании максимальных амплитуд в продольной волне (без ограничения интервала времени двумя первыми периодами).

При некоторых землетрясениях различной силы и из различных сейсмоактивных зон все станции Прибайкалья обнаруживают существенные магнитудные уклонения одинаковых знаков, причем знаки оказываются различными для землетрясений одной тесной группы (с близкими эпицентрами). Вероятно, это связано с погрешностями в определении средней магнитуды M .

При построении графика зависимости $M - m_{pv}$ от эпицентрального расстояния использовались наблюдения над землетрясениями с разной магнитудой. Чтобы исключить влияние магнитуды на эту зависимость, была построена кривая $M - m_{pv} = f(\Delta)$ для землетрясений с магнитудами от 5,5 до 6,0. Заметного влияния величина магнитуды землетрясения на эту зависимость не оказывает: кривая для землетрясений с магнитудой от 5,5 до 6,0 проходит довольно близко к кривой, построенной для землетрясений различных магнитуд.

Несомненно, что разность магнитуд $M - m_{pv}$ зависит от силы (магнитуды) землетрясения. На рис.3 представлены рассчитанные осредненные прямые зависимости $\Delta m = f(M)$ для всех пяти сейсмических станций, а также исходные магнитудные уклонения для одной из них - станции Закаменск (СКМ-3). Данные, относящиеся к землетрясениям различных групп, обозначены также как соответствующие эпицентры на рис.1. Для короткопериодной аппаратуры эта зависимость может быть выражена уравнением прямой

$$M - m_{pv} = a (M - 5,5) + b.$$

Магнитуды по данным объемных волн m_{pv} и по данным поверхностных волн согласуются вблизи $M = 5,5$. В аналогичной зависимости для длиннопериодной аппаратуры такое согласие наблюдается вблизи

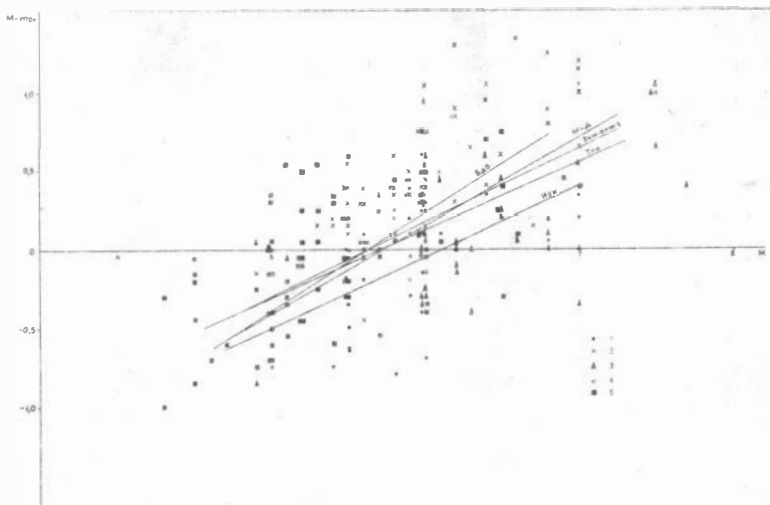


Рис. 3. График зависимостей $\Delta m = M - m_{pV} = f(\Delta)$
 I-5 - соответствуют группам землетрясений в табл. I.

$M=6$. Расчет коэффициентов a и b в методе наименьших квадратов приводит к следующим результатам:

	a	b
Зкм (СКМ-3)	$0,446 \pm 0,039$	$+0,005 \pm 0,029$
Мнд	$0,559 \pm 0,046$	$-0,117 \pm 0,035$
Тпк	$0,457 \pm 0,060$	$-0,012 \pm 0,039$
Бдб	$0,621 \pm 0,053$	$-0,076 \pm 0,037$
Ирк	$0,431 \pm 0,051$	$-0,258 \pm 0,044$

Средняя зависимость m_{pV} от M для станций Зкм, Мнд, Тпк, Бдб, оборудованных одинаковой аппаратурой, может быть представлена одним общим уравнением

$$M - m_{pV} = (0,521 \pm 0,050) (M - 5,5) - (0,050 \pm 0,035) \quad (I).$$

$$\text{или } M = -6,1 + 2,1 m_{pV}$$

Подобная зависимость описывается и в некоторых других работах /3,9/. По данным Гутенберга и Рихтера, использовавших несколько иную методику определения магнитуд, магнитуды M и m_{pV} согласуются вблизи $M=7$. Что же касается численных значений коэффициентов

в формуле (I), то по данным разных авторов они различны и отличаются от определенных нами.

Как видно из полученных результатов, если за основную энергетическую характеристику принять магнитуду по поверхностным волнам, то калибровочную функцию для объемных волн следует считать зависимой не только от эпицентрального расстояния, но и от магнитуды землетрясения. С целью выяснения причин рассеяния значений магнитуд в дальнейшем необходима оценка влияния многих причин (учет направленности излучения из очага, особенностей трасс распространения сейсмических волн, погрешностей частотных характеристик приборов, способов расчета амплитуд в сейсмических волнах, геологической обстановки в районах расположения станций и т.д.).

Л и т е р а т у р а

1. Рихтер К.Ф. Инструментальная шкала для магнитуд землетрясений, 1935. - Сб. "Слабые землетрясения", М., 1961.

2. Ванек И., Затопек А., Карник В., Кондорская Н.В., Ризниченко Ю.В., Саваренский Е.Ф., Соловьев С.Л., Щербалин Н.В. Стандартизация шкалы магнитуд. - Изв. АН СССР, сер.геофиз., № 2, 1962.

3. Гутенберг Б. и Рихтер К.Ф. Магнитуда, интенсивность, энергия и ускорение как параметры землетрясений, 1956. - Сб. "Слабые землетрясения", М., 1961.

4. Соловьев С.Л. Об изменении с расстоянием амплитуды колебания почвы в поверхностных волнах Курило-Камчатских землетрясений. - Изв. АН СССР, сер.геофиз., № II, 1958.

5. Соловьев С.Л. Магнитуда землетрясений. - Сб. "Землетрясения в СССР". Изд. АН СССР, М., 1961.

6. Пасечник И.П. Зависимость сейсмической магнитуды от особенностей сейсмогеологического строения в районе наблюдения. - Изв. АН СССР, сер.геофиз., № II, 1962.

7. Феофилактос В.Д. О станционных и аппаратурных магнитудных поправках. - Сб. "Комплексные геофизические наблюдения в Обнинске". Обнинск, 1970.

8. Basham P.W. Comparison of Montreal P-wave magnitudes from short-period and intermediate-period seismograms. - Seism.Ser.Domin. Observ., 1968 (1969), № 3.

9. Baker R.G. Determining Magnitude from I_g. - Bull. Seism. Soc. Amer., 60, № 6, 1970.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
Предисловие редакторов	3
С.В.Крылов, Б.П.Мишенькин, Г.В.Петрик. Об изучении верхов мантии методом ГСЗ в Байкальской рифтовой зоне..	5
С.И.Голенецкий, Ф.В.Новомейская, К.И.Буккина. Кодарское землетрясение 1970 г. и мощность земной коры в северо-восточной части Байкальского рифта	16
Н.К.Булин, Е.И.Эрглис. Сейсмичность и годографы юго-западного Забайкалья по данным передвижных сейсмических станций	31
Р.З.Тараканов, Ким Чун Ун. Особенности строения верхней мантии Курило-Японского региона в окрестности фокальной зоны	40
В.Г.Хайдуков. Об определении упругих параметров среды по полной сейсмограмме удаленного землетрясения.....	54
А.А.Дергачев. Оценка Q земной коры для Западной Тувы..	63
А.И.Иващенко. О некоторых особенностях спектров объемных волн от сильных Курило-Камчатских землетрясений	75
А.А.Поплавский. Некоторые результаты изучения визуальных характеристик записей землетрясений.....	92
Е.А.Воробьева. Некоторые динамические особенности продольных волн по наблюдениям станции "Южно-Сахалинск"	104
А.В.Солоненко, М.А.Татаренко. Затухание сейсмических волн в Прибайкалье и энергетическая классификация землетрясений	113
Н.Д.Жалковский. Методика оценки представительности данных при изучении повторяемости землетрясений.....	130
Г.Я.Медведева, И.Г.Голенецкая. О региональных магнитудных поправках в Прибайкалье	137

ВОПРОСЫ СЕЙСМИЧНОСТИ СИБИРИ

Часть I

Строение земной коры и верхней мантии,
динамика сейсмических волн

Под редакцией докторов физико-математических
наук В.Н.ГАЙСКОГО и А.А.ТРЕСКОВА

Технический редактор *Л. А. Панина*

Подписано к печати 31.XII.1971 г. МН 03614.
Бумага 60x84/16. Печ.л. 9,25. Уч.-изд. л. 8,45.
Тираж 500. Заказ 18. Цена 59 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.