

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

**ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ
ГЛУБИННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО
ЗОНДИРОВАНИЯ**

(ПЕРЕВОДЫ С АНГЛИЙСКОГО И НЕМЕЦКОГО)

НОВОСИБИРСК-1972

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

550.3.

1942

ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ГЛУБИННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

(ПЕРЕВОДЫ С АНГЛИЙСКОГО И НЕМЕЦКОГО)

НОВОСИБИРСК-1972



Под редакцией член-корреспондента
АН СССР Н.Н. ПУЗЫРЕВА

СО Д Е Р Ж А Н И Е

1. Д.Е. Джеймс, Д.С. Стейнхарт
Глубинное строение континентальных областей
(перевод О.В. Павловой, ред. Н.Н. Пузырева) 8
2. П.Н.С. О'Брайн
Глубинная структура оз. Верхнего по данным
переинтерпретации наблюдений 1963 г.
(перевод О.В. Павловой, ред. Н.Н. Пузырева) 80
3. Р. Мейснер
Результаты исследований земной коры по методике
общей глубинной точки в Баварском молассовом
бассейне.
(перевод и редакция Э.Р. Мишенькиной и Б.П. Ми-
шенькина) 117
4. М.И. Берри, Г.Ф. Вест
Использование метода временных членов при интер-
претации данных преломленных волн, полученных в
районе оз. Верхнего в 1963 году.
(перевод О.В. Павловой, ред. С.В. Крылова) 200
5. Р.Ф. Мерью
Изучение поляризации продольных головных волн по
данным эксперимента на озере Верхнем.
(перевод О.В. Павловой, ред. С.В. Крылова) 220

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА

В последнее десятилетие в различных странах в сильной степени возрос интерес к детальному изучению структуры земной коры сейсмическими методами. Определялось два основных направления, при которых соответственно используются естественные и искусственные источники. Последнее направление, получившее название метода глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), возникло в нашей стране в конце 40-х - начале 50-х годов (Г.А. Гамбурцев) и является в настоящее время главным. До начала 60-х годов для структурных построений и вычисления скоростей использовались почти исключительно преломленные (головные) волны. Позже были успешно применены критические, а иногда докритические отражения, а в преломленных волнах стали полнее учитывать рефракцию. Более систематически начали использовать также дифрагированные обменные и поперечные волны. В результате метод глубинного сейсмического зондирования в последние годы превратился в комплексный многоволновый метод, что обусловило своеобразие его по сравнению с сейсморазведкой и сейсмологией, как в части систем наблюдений, так и способов решения обратных задач.

Необходимо отметить, что подавляющая часть работ по методу ГСЗ в нашей стране проводилась и проводится с использованием достаточно плотных систем наблюдений, что мотивируется необходимостью более достоверного определения природы регистрируемых волн и проведения надежной корреляции в условиях сложных волновых полей. Работы малодетального характера не получили большого развития.

В работах зарубежных специалистов по взрывной сейсмологии, наоборот, наибольшее развитие получили исследования малодетального характера. При этом используются специфические приемы ведения полевых наблюдений и интерпретации материалов. В настоящем сборнике переводов представлено несколько статей иностран -

ных специалистов, которые в совокупности дают более или менее отчетливое, хотя и неполное, представление о современном методическом уровне исследований по взрывной сейсмологии на континентах за рубежом.

Статья Джеймса и Стейнхарта является обзорной по методике работ за период 1960–65 г.г. В ней получили освещение и работы, проводимые в Советском Союзе, но мы сочли возможным не переводить соответствующую специальную главу, так как она вряд ли представляет интерес для наших читателей. Существенно отметить, что в данной статье авторы высказывают аргументированные суждения по многим проблемным вопросам теории и методики ГСЗ. В частности, подробно обсуждается вопрос о регистрации докритических отражений от Мохо и внутрикоровых границ, о точности вычисления структурных элементов и величин скоростей, об используемых моделях сейсмических сред и другие.

В статье английского геофизика О Брайна центральное место занимает обоснование и результаты практического опробования предложенного автором способа интерпретации годографов преломленных волн, главным достоинством которого является возможность вычисления скоростей по сопоставлению нерегулярностей разреза, отображаемых на прямых и встречных системах годографов. Способ был опробован О Брайном на материалах по оз. Верхнему (США, Канада) и сопоставлен с использованным здесь ранее способом временных членов. Заметим, что эти же материалы были опробованы нами в 1969 году по способу полей времен $t(x, \ell)$; наши данные хорошо согласуются с результатами О Брайна, но существенно расходятся с ранее опубликованными данными Берри, Веста и Стейнхарта. Значительный интерес в данной статье представляет также анализ материалов по амплитудам вступлений, регистрации отраженных волн и др.

Из работ немецких специалистов мы выбрали большую статью Мейснера, в которой приводится весьма подробный анализ волнового поля при исследованиях по методу общей глубинной точки (ОГТ). По-видимому, это одна из первых работ по ОГТ при глубинных исследованиях и уже по этой причине должна вызвать интерес советских специалистов. В результате обсуждения различных предположений о структуре коры, наилучшим образом согласующихся с наблюдаемыми данными, автор приходит к выводу, что в исследованном

районе (Баварский массив) наиболее вероятным является предположение о линзовидной модели низов коры, обладающей заметной анизотропией скоростей. Следует отметить, что объем экспериментальных данных, по которым делаются заключения о сложной модели, не очень велик, и потому выводы автора следует воспринимать до некоторой степени как гипотетические.

В статье канадских геофизиков Берри и Веста дается изложение метода временных членов при интерпретации данных головных волн, получившего широкое распространение в Америке. Важной особенностью его является возможность почти полной автоматической обработки с использованием ЭВМ. Главным недостатком метода, по нашему мнению, следует считать предположение о постоянстве граничной скорости на значительной площади.

Последняя статья Мерью посвящена изучению углов выхода сейсмической радиации для некоторых типов преломленных волн, наблюдаемых в районе оз. Ферхнего. Она интересна в методическом плане в связи с проблемой использования трехмерных моделей при глубинных сейсмических исследованиях.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

(Критический обзор исследований по взрывной сейсмологии за 1960-1965 г.г.)^{х)}

В работе критически рассмотрены некоторые наиболее важные результаты, методика и теоретические аспекты исследований земной коры на континентах, проведенные за период 1960-65 г.г. Очерчены в общем виде и обсуждены результаты работ по методу преломленных волн, выполненных в СССР, Японии, в Европе и США. Последние разделы работ посвящены рассмотрению зависимостей скоростей упругих волн от глубин, данных по регистрации докритических отражений, а также оценкам точности и надежности интерпретации.

В результате рассмотрения имеющихся данных авторы приходят к следующим выводам: 1. Скорости в самой верхней части мантии варьируют от района к району в пределах не более 10%. Наблюдаемые скорости в коре и средние взвешенные значения скоростей существенно изменяются в горизонтальном направлении. В результате этих наблюдений выяснено, что отсутствует простая зависимость между аномалиями силы тяжести, рельефом земной поверхности и мощностью земной коры. 2. Имеются некоторые указания, носящие пока предварительный характер, что в нижней части коры может существовать слой с несколько пониженными скоростями. 3. В некоторых районах зарегистрированы надежные докритические отражения с почти вертикальным ходом лучей от границ внутри коры и от её подошвы; на основании этих данных можно заключить, что строение коры значительно более сложное, чем это предполагалось по данным результатов исследований преломленными волнами.

х) D. E. James and J.S. Steinhart . -Structure beneath Continents : A Critical Review of Explosion Studies 1960-1965. "The Earth beneath the Continents ", Washington , 1966 .

4. Несмотря на большое количество выполненных работ, все ещё нет полного согласия между исследователями по вопросам о природе границ раздела внутри коры и о моделях земной коры; в частности, — является ли кора слоистой или же уместно рассматривать её как функцию глубины. Имеются доказательства как непрерывного, так и резкого (скачкообразного) изменения скоростей с глубиной. Эти модели не противоречат друг другу.

Возрастающий прогресс и интерес к взрывной сейсмологии даёт возможность предполагать, что в ближайшее время усилия будут направлены на всестороннее изучение распределений скоростей в коре и мантии с учетом трехмерности задачи, а также на выяснение природы границ раздела. Необходимо также осуществлять наблюдения по измерению скоростей поперечных волн, включая и коэффициент Пуассона.

І. В В Е Д Е Н И Е

Определение зависимостей скорости от глубины, установление природы границ раздела внутри Земли и получение на этой основе сведений о состоянии вещества внутри Земли является наиболее старой и фундаментальной проблемой сейсмологии. Земная кора, которая занимает менее 1% радиуса, всегда вызвала пристальный интерес сейсмологов, что объясняется двумя главными причинами: 1) процессы, происходящие в коре непосредственно связаны с деятельностью человека; 2) без ясного представления о структуре коры затруднительно получить точные данные о строении глубинных оболочек Земли ниже границы Мохоровичича.

Понятие "кора" изменялось со временем и толковалось по-разному различными исследователями. *Gutenberg* [1951] обращает внимание на то, что это слово часто использовалось без должного определения. Отсюда следует, что необходимо дать рабочее определение этого понятия для использования в настоящей статье. Здесь мы определяем кору как внешнюю оболочку Земли, расположенную выше уровня, на котором скорость распространения продольных волн P увеличивается быстро либо прерывисто до величин больше, чем 7,6 км/сек.

Настоящая статья представляет собой некоторое обобщение новых данных, полученных при изучении земной коры в различных час-

тах света за период после 1960 г. Мы не ставим перед собой задачу перечисления всех результатов, полученных по взрывной сейсмологии за указанный период. Прежде всего мы намеревались сделать обзор применяемой методики исследований и рассмотреть некоторые теоретические аспекты проблемы. Большая часть работ по взрывной сейсмологии была выполнена исследовательскими группами в четырех регионах мира: Сев. Америке, СССР, Японии и Западной Европе. Усилия каждой из этих групп будут рассмотрены ниже отдельно.

I. 1. Предшествующие обзоры литературы

В исчерпывающих обзорах за период до 1960 г. главное внимание уделялось данным по близким землетрясениям (см. например, *Macelwane [1951]; Byerly [1956]; Steinhart и Meyer [1961]* представили полный обзор результатов по изучению земной коры методами взрывной сейсмологии. Несколько обзоров было опубликовано после 1960 г., среди которых следует указать работы *Pakiser и Steinhart [1964]*, Косминской И.П. и Ризниченко Ю.В. В них соответственно обобщены результаты по взрывной сейсмологии в Западном полушарии и в Европе. Особенно большое значение имеет статья Косминской И.П. и Ризниченко Ю.В., поскольку она включает многие результаты, которые до того времени не публиковались на английском языке. Обширные данные и результаты ГСЗ^х) содержатся в Университете в Торонто [*McConnell и McTaggart-Cowan, 1963; Gupta и Mc Taggart-Cowan 1965, McConnell и др., 1966*].

I. 2. Краткое резюме по работам до 1960 г.

Вихерт начал регистрацию промышленных взрывов после открытия Мохоровичичем [1910] граница раздела М, а к 1926 году разработал портативные приборы для записи вступлений волн на любых расстояниях от очага [*Wiechert, 1926; Brockamp и Wölcken, 1929*]. К 1929 году, по крайней мере две волны Р были обнаружены при работах с промышленными взрывами: одна - со скоростью 5,9 км/сек и другая со скоростью, близкой к 6,7 км/сек. В 1925 г. Конрад сообщил на основании изучения близких землетрясений

х) Термины "ГСЗ" и "Взрывная сейсмология" являются синонимами.

об открытии границы раздела со скоростью 6,3 км/сек, расположенной между дневной поверхностью и границей М. Вихерт отождествлял свою границу со скоростью 6,7 км/сек с промежуточным слоем Конрада.

Исследования с использованием промышленных взрывов в Сев. Америке были начаты в начале 30-х годов и концентрировались, главным образом, в Калифорнии. Основными исполнителями этих работ были: Вуд, Рихтер, Берли и другие, хорошо известные исследователи, внесшие большой вклад в науку о землетрясениях. Ранние исследования по использованию промышленных взрывов в восточной части США были предприняты Юингом [Ewing и др., 1934] Leet [1936] сообщил о первой попытке определения мощности коры с использованием взрывов. Он нашел, что в Новой Англии кора однослойная и имеет мощность 23 км. Позднее Leet [1941] используя преимущественно данные регистрации землетрясений, видоизменил предыдущую интерпретацию и представил разрез коры в виде трех слоев с общей мощностью 35 км. Slichter [1938, 1939, 1951] обобщил ранние исследования по изучению земной коры с использованием взрывов в районах Новой Англии и Висконсине.

В 1947 году Тьюв и его сотрудники из Института Карнеги в Вашингтоне предприняли сейсмические эксперименты, которые следует рассматривать как начало систематического изучения континентальной земной коры в США методами взрывной сейсмологии. Специальные и промышленные взрывы были применены в нескольких районах страны, причем была разработана портативная аппаратура, способная отмечать смещения почвы в 1 \AA (ангстрем). На основе собранных по этим наблюдениям данных были построены модели слоистой коры. Большой заслугой Тьюва и его сотрудников было обнаружение амплитудно выраженных волн, которые они отнесли к критическим отражениям от границы М. Критические отражения в комбинации с данными по преломленным волнам позволили создать дублирующий критерий при идентификации волн и определении глубины до границы М. Это оказалось возможным на основе рассмотрения степени несогласованности между результатами, полученными по данным критических отражений и преломленными волнами. При этом было показано, что в большинстве районов скорости в коре и нижней её части должны увеличиваться.

Наблюдения со взрывами в Японии были предприняты в 1951 г. и концентрировались в районе Хоясю. Модели коры преднамеренно были выбраны настолько простыми, насколько это позволяли полученные данные [Matuzawa и др., 1959; Usami и др., 1958]. Отмечено, что мощность коры в северо-восточной части Японии варьирует в пределах от 20 до 30 км, а надежно определенная скорость в подкоровом слое равняется 7,7 км/сек.

Гамбургцев и его коллеги в 1938-40 г.г. приступили к разработке новых методов исследования земной коры в СССР. Первые данные о мощности коры были получены после Второй мировой войны. Развитый в то время метод получил название глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) и почти исключительно при помощи его проводились все сейсмические исследования континентальной коры в СССР. Большинство методов редуцирования и анализа данных, аппаратура и методика полевых наблюдений, применяемых советскими исследователями, остаются такими же, какими они были до 1960 г. Они будут рассмотрены в разделе 5.

2. СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

2. I. Введение

Начиная с 1960 г. отмечается беспрецедентный рост исследований по взрывной сейсмологии в Сев. Америке, на что сильное влияние оказали проекты "Вела-Юниформ" и "Верхняя мантия". При поддержке "Вела Юниформ" Геологическая служба США предприняла сейсмические эксперименты в начале 1961 г. [Pakiser, 1963]. Увеличившиеся усилия в части изучения коры со стороны таких организаций, как Висконсинский Университет, Институт Карнеги, в дополнение к большой программе работ Геологической службы США привели к существенному повышению наших знаний о земной коре.

2. 2. Результаты работ в Канаде

Начиная с 1960 года были сделаны сообщения о работах, проведенных во многих местах в Канаде. Наиболее интенсивно изученные площади расположены на восточном побережье в окрестностях Новой Скотии, Ньюфаундленда и Заливе Св.Лаврентия [Barrett и др., 1964-а, 1964-б]. Результаты по нескольким профилям

вдоль сев. и зап. побережья Ньюфаундленда в Заливе Св.Лаврентия рассмотрены в работе *Dainty* и др. [1965]. Для района в заливе Св. Лаврентия южнее Лаврентийского желоба они определяли глубину до Мохо больше 40 км (из которых 20 км составляет промежуточный слой со скоростью больше 7,0 км/сек) и кажущиеся скорости в мантии примерно 8,5 км/сек. Их данные, полученные на профиле со встречными системами наблюдений, на западном побережье Ньюфаундленда и на профиле без встречных годографов, проходящем через Лаврентийский желоб до южного конца острова Антикости, позволили определить мощность коры, равную 35 км, где промежуточный слой очень тонкий или отсутствует. Они предположили, что область мощной коры и высокой коровой или подкоровой скорости соответствует центральной части Аппалачской геосинклинали и что область неглубокого залегания Мохо и пониженной скорости в коре (и под корой) соответствует склонам геосинклинали. К востоку от области, где проводились эти исследования, *Berger* и др. [1964] провели исследования методом преломленных волн на острове Сэйбл и в его окрестностях недалеко от побережья Новой Шотландии; мощность коры, по их расчетам, здесь около 26 км. Они не нашли подтверждения тому, что в коре присутствует слой со скоростью больше 6,2 км/сек; скорости под корой были определены равными примерно 8,0 км/сек. Эти данные соответствуют тем, что были получены на профиле с одиночными годографами, проходящем через континентальный шельф к юго-востоку от Галифакса, а также тем данным, что были получены на профиле со встречными годографами протяженностью около 170 км к северо-западу от острова Сэйбл [*Berger* и др., [1964]].

По результатам исследований методом преломленных волн, проведенных на Канадском Арктическом Архипелаге, можно предположить, что мощность коры равна примерно 38 км под арктическими островами [*Sander* и *Overton*] [1965]. Значения измеренных скоростей в нижних частях коры равны 6,6–7,4 км/сек..

О некоторых данных, полученных по западному побережью Канады при взрывах около острова Ванкувер в проливе Джорджия было сообщено *White* и *Savage* [1965]. Вайт и Сэвидж сделали вывод, что мощность коры под проливом равна примерно 50 км, а скорость под корой – примерно 7,7 км/сек. По данным, полученным на профиле без встречных годографов от Ванкувера до Альберта Плейнз, можно судить о том, что мощность коры под Прибрежным хребтом

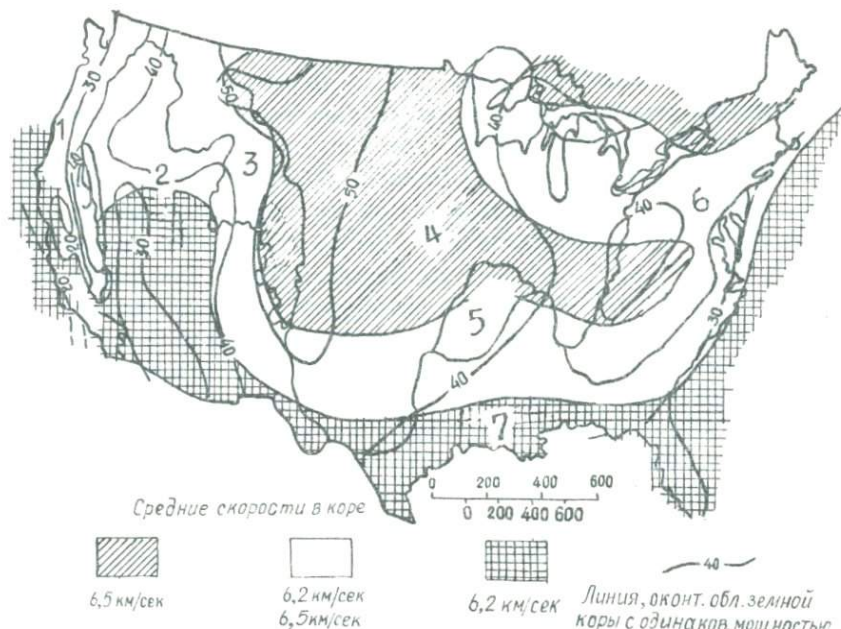
быстро уменьшается с запада к востоку и равна примерно 30 км под Интериор Плейнз и Скалистыми горами. В принятой модели скорость под корой принималась равной 7,8 км/сек. *Cumtting* и др. [1962] определили мощность коры, равную примерно 50 км под Альберта Плейнз восточнее Скалистых гор. К востоку в центральной части Манитобы *Hall* и *Brisbin* [1961] определили по данным рекогносцировочных работ, что глубина до Мохо равна здесь 35 км.

2. 3. Данные, полученные в Соединенных Штатах

Большой объем проведенных сейсмических работ в США за последние несколько лет был сконцентрирован в трех районах: 1. Крайние западные и юго-западные районы Соединенных Штатов; 2. Монтана и прилегающие штаты и 3) район оз. Верхнего. Основное внимание в данном параграфе будет сконцентрировано на этих трех областях, в которых обнаруживается большая часть особенностей глубинной структуры коры, что дает возможность как делать неоспоримые выводы, так и строить гипотезы. Средняя скорость в коре и её мощность для Соединенных Штатов в целом, по современным представлениям, показаны на рис. 1.

2.3. 1. Крайний запад и юго-запад. В районе южнее Сан-Франциско и западнее сброса Сан-Андреас мощность коры многими исследователями [*Hamilton* и др., 1964; *Healy*, 1963; *Eaton*, 1963; *Mikumo* 1965] была определена равной 22–23 км. К западу от Сан-Франциско под Центральной долиной Калифорнии, возможно, лежит слой коры с мощностью меньшей 20 км [*Eaton*, 1963] хотя *Mikumo* [1965] опираясь, в основном, на данные по землетрясениям и ядерным взрывам считает, что мощность коры равна 26 км. Если временные задержки, наблюдаемые для P -волн в районе Сьерры-Невады, вызваны утолщением коры, то можно ожидать мощность коры, равную, по крайней мере, 40 км.

Область бассейнов и хребтов входит в число наиболее изученных районов страны. В 1960 году отсутствие точного определения для границы Моховичича привело к дискуссии о том, как интерпретировать слой со скоростью P -волны, меньшей 7,9 км/сек как аномалию в низах коры или как аномалию в верхней мантии. Основываясь на данных, полученных в профиле проходящем от Невадского испытательного ядерного полигона до южной Калифорнии, *Press*



1. Тихоокеанская горная система
2. Межгорные плато
3. Скалистая горная система
4. Внутренние долины
5. Внутренние возвышенности
6. Аппалачи
7. Прибрежная долина

Рис. I. Схема изменений мощности коры и средних скоростей в коре в США .
По Rakiseg и Steinhart [1964]

[1960] определил границу раздела на глубине 24 км с изменением скорости от 6,11 до 7,66 км/сек и вторую границу раздела, отмеченную увеличением скорости до 8,11 км/сек на глубине 50 км. Исходя из того, что скорость 8,11 км/сек была типичной для скоростей под корой, он утверждал, что собственно граница Мохо появляется на глубине 50 км и что слой со скоростью 7,66 км/сек был аномальной смесью пород габбро и ультраосновных. Другие исследователи (*Berg* и др., [1960]) нашли границы раздела на большой глубине под аномальной зоной, однако, ни одной границы раздела под этой зоной не было обнаружено по данным профилей, проходящих в пределах провинции бассейнов и хребтов. Именно по этой причине в пределах провинции хребтов и долин граница, на которой скорость волны Р увеличивается до значения большего 7.6 км/сек, обычно относится к границе между корой и мантией.

Типичная мощность коры в провинции хребтов и бассейнов равна примерно 30 км [*Diment* и др., 1961; *Eaton*, 1963; *Johnson* 1965; *Norden*, 1963; *Pakiser* и *Hill*, 1963], вариации в глубине до границы Мохо, по-видимому, связаны с поверхностным рельефом [*Pakiser*, 1963]. *Roller* [1964] выдвинул предположение о возможности того, что некоторые из протяженных сбросовых систем, характерных для провинции хребтов и долин, продолжают в мантию [1964]. Он нашел доказательства того, что сдвиговая зона Лас Вегас связана с вертикальной ступенью в границе Мохо.

Хотя Колорадское плато в структурном отношении имеет большое значение, оно не было изучено в достаточной степени. По данным ранних исследований *Tatel* и *Tuve* [1955] минимальная мощность коры на высоком Колорадском плато равна 30-35 км. Такая мощность была определена в предположении однослойной коры, что дает минимальное значение. Последние данные говорят о двухслойной коре общей мощностью около 40 км [*Roller*, 1965; *Pakiser*, 1963; *Ryall* и *Stuart*, 1963]. На высоком плато Мехико *Steinhart* и *Meyer* [1961] определили глубину до Мохо 43 км. Протяженные профили, радиально расходящиеся от мест, где произошли ядерные взрывы, дали дополнительную информацию о структуре коры в юго-западных районах Соединенных Штатов. На основе данных по ядерным взрывам *Stewart* и *Pakiser* [1962] нашли, что мощность коры в восточной части Нового Мехико равна 50 км; *Pakiser* и *Hill* [1963]

установили утолщение коры вдоль профиля, идущего от провинции бассейнов и хребтов в направлении на север к долине реки Снейк. Полезность данных по ядерным взрывам несколько ограничена, так как редко бывает возможность обеспечить получение встречных годографов. Если бы не изменения в мощности коры, определенные по временным задержкам Р - волны [Pakiser и Hill, 1963] то в пределах любой данной области можно было предположить пологое залегание слоев [Berg и др., 1960, Stewart и Pakiser, 1962; Pakiser и Hill, 1963]. Если границы раздела в действительности наклонные или же скорость P_n -волны меняется, то вычисления, сделанные на основе предположения горизонтальной слоистости, могут быть глубоко ошибочными.

2.3. 2. Монтана и прилегающие штаты. Работы в Монтане и соседних штатах проводились, в основном, Висконсинским университетом и Институтом Карнеги в Вашингтоне в последние несколько лет [Steinhart и Meyer, 1961, Aldrich и др., 1960; Asada и др., 1961]. Графическое представление результатов было выполнено Мейером [McClamy и Meyer, 1964]. Наиболее важным выводом, вытекающим из этой работы является то, что кора под северной частью скалистых гор тоньше, чем кора под областью Великих долин, расположенных к востоку; типичная мощность коры на севере скалистых гор - 35-45, а для Великих долин - около 45-55 км.

2.3. 3. Район озера Верхнего. Область, окружающая оз. Верхнее, всегда представляла чрезвычайный интерес для взрывной сейсмологии. Некоторые данные, обобщенные Steinhart и Meyer [1961] дают основание полагать, что мощность коры здесь равна 37-43 км; эти данные были получены на нескольких профилях со встречными системами на севере центральной части штата Висконсин.

В 1963 году представители тринадцати научных учреждений объединили свои усилия с целью изучения глубинной структуры этой области в деталях. Такая коллективная организация работ когда большая группа талантливых экспериментаторов сосредоточила свои усилия на одной (и, видимо, простой области) была нацелена на то, чтобы избежать совместную интерпретацию от субъективного подхода, неизбежного при индивидуальных исследованиях [Steinhart, 1964] Теперь стало очевидным, что структура коры



под оз. Верхним — одна из наиболее примечательных из всех, когда-либо изучавшихся в Сев. Америке. Исследования оз. Верхнего в 1963 году дали основной материал для этой монографии, и читатель может детально ознакомиться с приведенными здесь данными по глубинной структуре оз. Верхнего [см. также *Smith* и др., 1966]; *Berry* и *West* [1966].

2. 4. Скорости под корой. *Herrin* и *Taggart* [1962] заметили, что вариации в скорости волны P_n под корой в региональном плане являются значительными. По предыдущим работам, особенно в провинции бассейнов и хребтов, можно было предположить наличие изменений в скоростях волн P_n , но трудно было полностью оценить, насколько они являются значительными и систематическими. Герин и Таггарт составили карту скоростей волны P_n для Соединенных Штатов. На рис. 2 показан последний вариант этой карты для США, пересмотренный указанными авторами в 1966 г.

Herrin [1966] заметил, что оценки скоростей P_n — волны основаны на допущении горизонтального залегания слоев, в связи с чем высокие значения могут быть слишком завышенными. Следовательно, скорости 8,3 км/сек могут быть, вероятно, уменьшены до 8,2, если ввести поправку за кривизну. Для северо-западной части Тихого океана, где фактически нет никаких данных по ГСЗ, последняя информация, собранная *Dehlinger* и др. [1965] говорит о том, что значения подкоровых скоростей равны 8,0 км/сек на востоке и 7,7 км/сек на западе в районах Горных массивов. Эти значения были вычислены на основе данных местных землетрясений, которые обычно не отличаются большей надежностью.

На основании рис. 2 можно сделать некоторые обобщения. В частности, скорости под корой выше, чем средние скорости для восточной части Передовых хребтов; скорости меньше 8,0 км/сек, очевидно, полностью приурочены к западным районам Соединенных Штатов, а самые низкие скорости наблюдаются в провинции бассейнов и хребтов. Наименьшее значение скорости под корой в этом районе [*Berg* и др., 1960] равно 7,6 км/сек. Самые высокие скорости (8,3 км/сек) обнаружены в районе Оклахомы и северном Техасе [*Herrin*, 1966]. Величина вариаций в скоростях под корой, о которых говорят последние исследования, не была выявлена даже пять лет назад, и, если мы правильно предполагаем, она указывает на значительные региональные различия в строении верхней мантии.

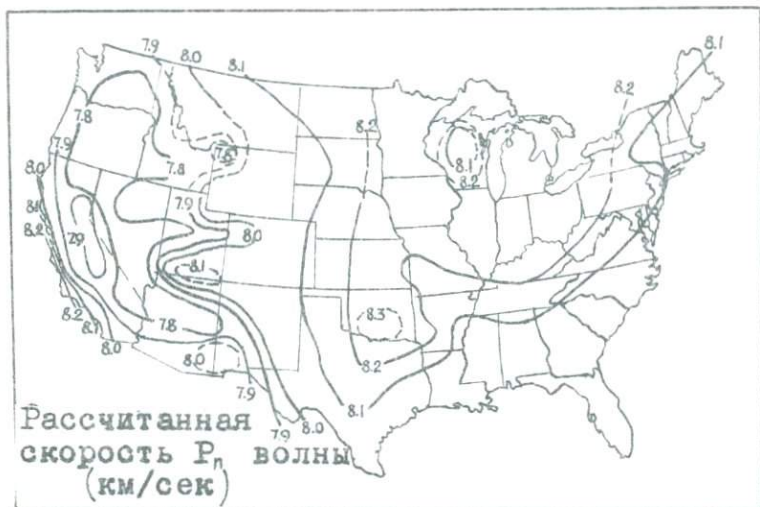


Рис. 2. Кажущиеся скорости волны P_n в США.
 По Hezgin /1966/.

Поскольку скорость распространения продольных волн в оливиновых кристаллах зависит от осевой ориентации кристалла ($V_p = 7,73$ км/сек вдоль оси и $9,87$ км/сек вдоль оси a [Verma 1960]) и учитывая, что при направленной деформации оливин имеет тенденцию к поляризации кристаллов, то возможно допустить существование анизотропии скоростей, хотя этот вопрос остается открытым вопросом. До настоящего времени не было выявлено никакой анизотропии в скоростях в верхней мантии в континентальных областях. Однако, азимутальные вариации в скоростях были обнаружены для ряда областей Тихого океана. На основании неопубликованных данных Райта, а также Шора для сбросовых зон Мандосино и Пайонер, а также для сбросовой зоны Малокай, Hess [1964] построил зависимости подкоровой скорости от ориентации линии наблюдений к направлению сбросовых зон. График показал, что скорости меняются от низкой ($8,0$ км/сек) в направлении, перпендикулярном к сбросовым зонам, до высокой ($8,6-8,7$ км/сек) в направлении, параллельном им. И хотя результаты, полученные Гессом, достаточно, по-видимому, надежные, все же необходимо относиться к ним с некоторой осторожностью. Необходимо иметь в виду, что хотя на профилях, приложенных Шором, имелись встречные системы годографов и соответственно они, по-видимому, отображают действительную разницу в скоростях в направлениях, параллельном и перпендикулярном к сбросу, но при этом исследуемую область следует отнести к одной из областей, имеющих очень сложную структуру и нельзя не учитывать возможность того, что на вариациях кажущейся скорости сказываются многие другие факторы; данные Райта не опубликованы, и, следовательно, не могут быть оценены. Bakus [1965] показал, что если данные Райта верны, то наблюдаемая скоростная анизотропия должна быть реальной. Бакус дал описание простого эксперимента по определению скорости V_n для всех азимутов.

2. 5. Методика полевых работ. Приемы полевых наблюдений очень разнообразны и зависят от целей экспериментов, а также от ограничений, обязанных аппаратуре. Полевая методика, применяемая до 1961 года, была описана Steinhart и Meyer [1961], как правило, использовались неподвижные пункты взрыва и передвижные станции. Начиная с 1960 года во многих крупных экспериментах использовалась методика передвижных взрывов при фиксированном положении группы приемников, описанная Meyer и др., [1962].

Взрывы производятся с корабля через определенные интервалы вдоль всего профиля с закрепленными сейсмическими станциями. Методика передвижных взрывов имеет три главных преимущества по сравнению с методикой, где используются закрепленные взрывные пункты: 1. Повышается надежность определения характера изменения кажущихся скоростей с расстоянием, вычисляемых на базе группы станций. 2. Используя данную методику, можно получить информацию на встречных годографах, поскольку кажущиеся скорости могут быть найдены как по расположению источников, так и приемников. 3. Приемные установки неподвижны и, следовательно, локальные амплитудные искажения — главный источник затруднений при изучении амплитуд — остаются постоянными. Основным же недостатком методики передвижных взрывов является то, что она может быть реализована только в больших водоемах. После первых опытов с применением методики передвижных взрывов в заливе Мейн [Steinhart и др., 1962], основной объем подобных работ был проведен в окрестностях оз. Верхнего [1963] и недалеко от побережий Северной Каролины [1962, 1965] и Мерилэнд [1965]. Несколько видоизмененная методика, когда взрывы производились на суше, была использована в последних исследованиях в Канадском Арктическом архипелаге [Sander и Overton, 1965] и в районе Арканзас-Миссури (см. статьи Мак-Кэйми и Мейера в этом томе).

Использование при интерпретации метода временных членов обеспечило значительную гибкость проведения полевых наблюдений и отменило отныне необходимость располагать установки сейсмоприемников по прямолинейному профилю. В идеальном случае (но это не обязательно) методика полевых работ требует делать записи во всех точках приемников, расположенных в некоторой области в виде сетки. Сеточное размещение является в некоторой степени произвольным и зависит, в основном, от целей эксперимента и протяженности профиля; интервал, который применяли сотрудники Института Карнеги в Вашингтоне, составлял 35 км. Поскольку на практике невозможно установить регистраторы в каждой точке 35-километровой сетки на большой площади, то обычно запись производится одним регистрирующим блоком во многих точках. Сеточное размещение как регистрирующих установок, так и взрывных пунктов необходимо для того, чтобы уменьшить неоднозначность при интерпретации.

2. 6. Обсуждение некоторых результатов.

Значительным фактом, вытекающим из общего рассмотрения региональных вариаций в мощности коры, является отсутствие простых соотношений между мощностью коры и поднятиями. Горизонтальные (боковые) вариации в средней скорости в коре и скорости в верхней мантии показывают, что имеют место региональные изменения в плотности (рис. 1 и 2). Из этого факта непосредственно вытекает, что изостатическая компенсация не всегда осуществляется в виде изменения в мощности коры. В частности, это можно продемонстрировать отсутствием "корней" под Северными Скалистыми горами и тонкой корой под областями провинции бассейнов и хребтов с высокими отметками рельефа. Однако, *Pakiser [1963]* предположил, что в пределах отдельных областей изостатическая компенсация может быть достигнута изменениями в мощности коры. Таким образом, можно считать, что изостатическая компенсация может осуществляться как изменениями в мощности коры, так и изменениями в плотности подкорковых пород в региональных масштабах, а также за счет вариаций в средней плотности коры.

3. ИССЛЕДОВАНИЯ ЯПОНСКИХ УЧЕНЫХ МЕТОДОМ ВЗРЫВНОЙ СЕЙСМОЛОГИИ

3. I. В в е д е н и е

Развитие взрывной сейсмологии в Японии затруднено вследствие небольшой территории. Однако, сочетая усердие и изобретательность, японцы построили несколько моделей коры по многим профилям, основываясь на минимуме наблюдений. Аппаратура и полевая методика почти те же, что применяются в США. Приемы редуцирования сходны с рассмотренными в работе Дикса [1952]. Процесс интерпретации состоит в определении углов наклона, согласующихся с кажущимися скоростями в различных направлениях и построении рельефа глубинных границ по данным "ранних" или "поздних" групп вступлений. *Matuzawa [1959]* наметил два принципа, которыми он руководствовался при изучении глубинного строения: I. Предложенная модель среды должна быть по возможности более простой, т.е. она должна включать наименьшее число предположений, необходимых для объяснения наблюдаемых дан-

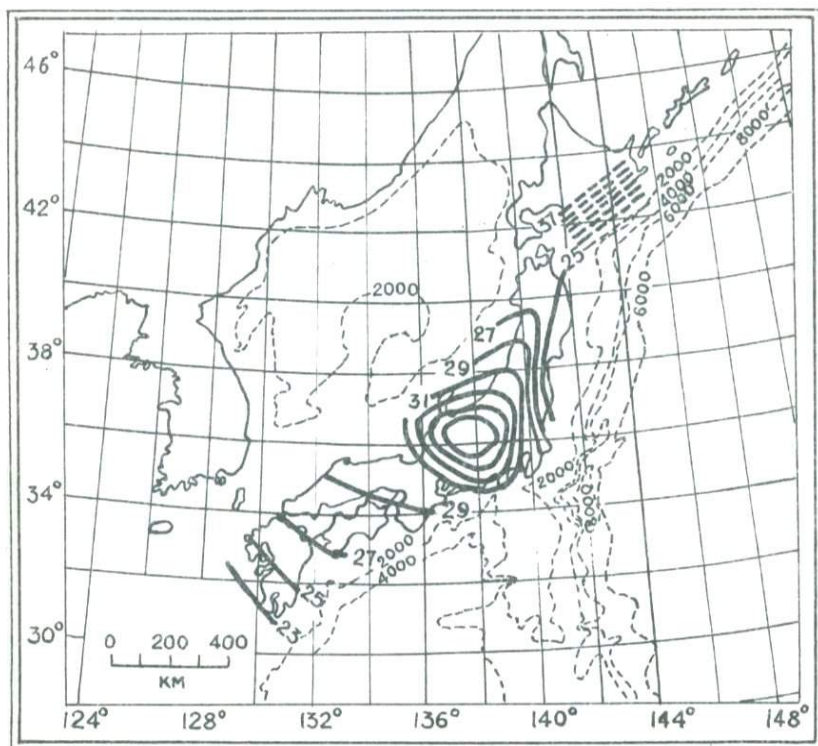


Рис. 3. Структурная карта по поверхности Мохо в Японии. По данным *Aki* [1963]. Отмет-
ки глубин для М даны в км, глубин моря —
в метрах.

ных; 2) При интерпретации используются только сейсмические данные; геологические и гравитационные данные сами по себе служат лишь для контроля полученных результатов. В связи с тем, что геологическая интерпретация не используется в процессе интерпретации, для получения информации о неглубокозалегающих границах на расстоянии до 1 км от пункта взрыва устанавливается от трех до семи сейсмографов. [Hotta и др., 1964].

Основные результаты.

Между 1950 и 1963 г.г. японские сейсмологи произвели около 20 взрывов вдоль профилей, покрывающих почти весь остров Хонсю. [Aki, 1963] На рис. 3 показана структурная карта по границе М. Значения мощности коры варьируют от 22–25 км вдоль побережий до 38 км под горными районами Чубу в центральной части Хонсю [Hirono, 1962]. Особенностью всех моделей коры, представленных до 1963 г., является отсутствие кристаллических пород со скоростью Р-волны большей примерно 6,2 км/сек. Kanamori [1963], сравнивая гравитационные материалы, данные по поверхностным волнам и результаты по преломленным волнам, пришел к выводу, что в нижней части коры залегает слой со скоростью Р-волны около 6,6–6,7 км. Hotta и др. [1964] с уверенностью подтвердили существование этого слоя, сообщив о наличии корового материала со скоростью 6,8 км/сек, лежащего под пластом со скоростью около 6,0 км/сек вдоль меридионального [130° меридиан] профиля, пересекающего остров Хонсю.

Скорости под корой в Японии определены недостаточно надежно и варьируют в пределах 7,5–7,9 км/сек. Возможно, что эти значения являются типичными для активных тектонических районов (например, Новая Зеландия [Eiby, 1957, 1958] и западная часть Соединенных Штатов). Данные по советским профилям, идущим от Курил до Охотского моря, также дают основания говорить о низких скоростях Р-волны, причем, под Курильскими островами скорость не превышает 7,8 км/сек [Косминская и Ризниченко, 1964].

По-видимому, наиболее важными результатами, вытекающими из исследований в Японии, является определение низких скоростей в коре и под корой, что, скорее всего, распространено повсеместно в Японии. Эти результаты поразительно сходны с теми, что были получены в провинции бассейном и хребтов в Соединенных Штатах.

4. СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КОРЫ В ЕВРОПЕ

4. I. В в е д е н и е

С первых же дней существования сейсмологии, ученые в Европе активно изучали глубинную структуру и скорости [Closs и Behnke, 1961]. Экспериментов, где использовались взрывы с точной отметкой времени, до последнего времени было совсем мало и большинство работ до 1955 г. носили рекогносцировочный характер. Итоги по этим исследованиям были сделаны Reinhardt [1954] и Closs [1959]. Один из наиболее значительных экспериментов выполнен в 1947 г., когда был произведен большой взрыв в Хельголанде. При этом применялись специальные приемные установки, а материалы изучались несколькими группами исследователей. В статьях, подводящих итог этим экспериментам, выявилась очень важная особенность: независимое изучение одних и тех же данных разными исследователями привело к построению моделей, отличающихся друг от друга по многим важным пунктам [Charlier, 1947a, б; Willmore, 1949; Reich, 1950; Schulze и Förtsch, 1951]. Данные, полученные разными исследователями, лучше всего согласовывались в отношении скорости в верхней части коры и в верхней мантии. Наибольшее разногласие данных наблюдалось в отношении мощности коры и количества слоев в ней (рассматривались модели со слоями от одного до трех), а также в отношении скорости в нижней части коры.

4. 2. Альпы

С 1956 г. и до настоящего времени структура коры Альп изучалась совместно группой ученых, представляющих большинство стран в Западной Европе. Подробный отчет об этой работе до 1960 г. сделан [Closs и Labrouste, 1963], в котором перечисляются участники эксперимента и его история. Клосс и Лабрусте представили также обширный список публикаций по этим исследованиям. Взрывы производились в нескольких озерах и наблюдения были сделаны по ряду профилей, идущих радиально от точек взрыва. Вслед-

ствии пересеченного рельефа местности, профили располагались по неправильной сетке, а возможности интерпретации с использованием встречных годографов ограничены. Чтобы правильно проанализировать имеющиеся данные, было выполнено трехмерное представление данных, когда две горизонтальные координаты представляют собой географическое расположение станций, а на вертикальной оси изображены сейсмические записи.

Одним из результатов использования этой методики явилась идентификация амплитудно выраженных волн, отмеченных повсеместно и приходящих позднее, чем волна P_n (которая представлена как слабая волна в первых вступлениях). Последняя была идентифицирована как волна типа sPp т.е. выходящая из источника как поперечная, обменивающаяся на продольную на границе кора-мантия и затем проходящая остаток пути как продольная. Именно эта группа вступлений использовалась, особенно Парижской группой, для построения границы M .

На рис. 4 показана структурная схема границы M для района Восточных Альп, а на рис. 5 показано два разреза, относящихся к этой области. Интересно отметить, что вначале в Европе было получено значение скорости, равное 7,4 км/сек, что совпадало со значениями скоростей в Сев. Америке и в других областях. Резкая граница Конрада, если судить по рис. 5, также отсутствует и авторы предполагают возможность того, что они имеют дело с непрерывным скоростным градиентом в этой области [Fuchs и др., 1963]

Все исследователи Альп пришли к единому выводу о том, что одним из принципиальных результатов является демонстрация того, что кора под Альпами толще, чем повсеместно в Европе. Однако, детально изучив рис. 4, можно заметить, что самая глубокая часть коры не соответствует самому высокому поднятию в рельефе местности. Самая мощная кора была обнаружена в западных Альпах, в Турине, на Альпийском предгорье. Пока ещё не вполне ясно, какое значение могут иметь эти данные для понимания Альпийской тектоники.

По другому к исследованию Альп подошел O'Brien [1964, 1965]. Работая с сейсмограммами, которые были получены от пяти взрывов, зарегистрированных одной станцией (четыре взрыва в одном месте и I в другом), а также используя некоторые данные, полученные на малых расстояниях, он полностью проанализировал глу-

Карта глубин залегания
граница - М

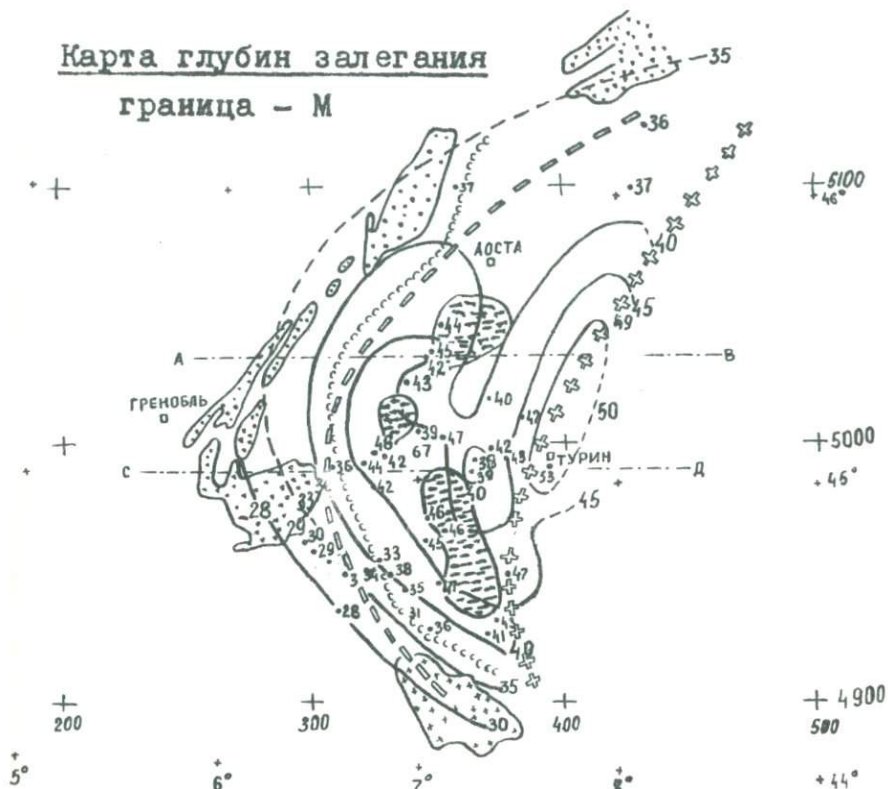


Рис. 4. Структурная схема по границе М в восточных Альпах. По *Fuchs* и др., /1963/.

- + Ось положительных аномалий.
- Ось отрицательных аномалий.
- СССС Ось карбона в Западных Альпах.
- ☉ { Обнаженный кристаллический массив.
- ☼ { Скрытый
- 40- Линии равных исправленных глубин (км)
- 44 Эффективная глубина в км относительно абсолютного уровня +1500 м .
- 44° сев. широты
- 90° восточной долготы

бинную структуру коры. На этих нескольких записях было отмечено от 9 до 15 вступлений, анализ которых был им сделан с применением самых разнообразных методов. Такой тщательный анализ малого числа записей совершенно нетипичен, если судить по публикациям, посвященным глубинной структуре. Модель коры, построенная О'Брайном, на основе этих экспериментов, согласуется в общих чертах с моделью, построенной на основе всех исследований в Альпах, о которых говорилось выше, но его модели являются более детальными. Особенно интересным является его заключение о том, что существует значительный скоростной градиент на первых 10–12 км и что в нижней части коры наблюдается скоростная инверсия. Скорости 7,0 км/сек и 6,35 км/сек, найденные им соответственно для слоев, расположенных над точкой инверсии и ниже её, могут быть осреднены до величины, определенной *Fuchs* и др., [1963], если рассматривать однослойную модель (см. рис. 5).

Исследования в Альпах продолжаются и в настоящее время. В целом, можно сказать, что хотя некоторые общие выводы ясны для всех, детали интерпретации остаются все ещё сомнительными (сравните, например, данные *Closs* [1962] *Behnke* и др. [1962] с теми, которые проводились выше). И, как это часто случается, при детальном рассмотрении возникают все новые вопросы, прежде чем успеешь ответить на старые. По самым последним работам даны новые значения скоростей в районе Доломайце – 6,0, 6,35 и 6,9 км/сек в пределах коры [*Peterschmitt* и др., 1965], что усложнит региональную интерпретацию.

4. 3. Западная Германия

Глубинная структура в Западной Германии изучена лучше, чем где-либо в Европе. До 1958 года было проведено только несколько рекогносцировочных профилей, один из которых находится в Хелголанде, а другой, почти равный по значимости, в Хозлах [*Reich* и др., 1948, *Rothe* и *Peterschmitt*, 1950; *Förtsch*, 1951]. По этим и некоторым другим работам Ротэ были сделаны некоторые обобщения [1958]. В этих ранних экспериментах станции располагались по площади на большом расстоянии друг от друга, и при интерпретации данные о глубинной структуре осреднялись по большим территориям.

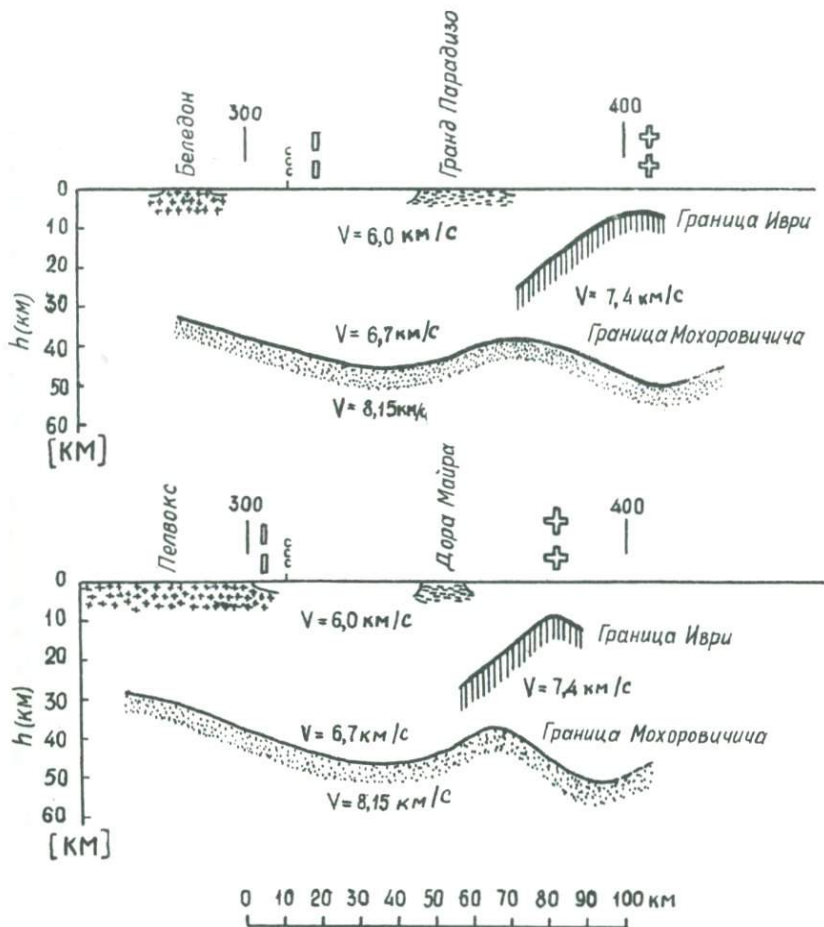


Рис. 5. Сейсмические разрезы коры для широтных сечений в Западных Альпах. Расположение профиля см. на рис. 4. По Fuchs и др. [1963].

Между 1958 и 1963 г.г. от 37 взрывов были получены записи почти в 700 точках [*German Research Group*, 1964] Затем эти эксперименты были расширены ещё больше. Обычно 700 станций должны были бы располагаться редко и разбросанно, учитывая большое число профилей, но поскольку многие профили пересекали и даже по несколько раз одну и ту же область, то можно было ожидать получения довольно детальной картины. Результаты работ (рис. 6) представлены (как и в 1963 г.) в виде традиционной двухслойной коры, где самым неясным местом остается, как это было уже указано, скорость в нижнем слое коры (от 6,4 до 7,0 км/сек). Такая модель в свете новых данных со всего мира кажется слишком упрощенной и по более недавним материалам можно предположить более сложную структуру. *Prodehl* [1964, 1965], например, сообщает, что кора в юго-западной Германии состоит из 4-х слоев со скоростью Р-волны выше нормальной. Эти данные можно сопоставить с данными, свидетельствующими о необычной структуре той же области в Германии, предложенной Фушем и Ландисменом.

4.4 Другие районы Европы

Начиная с 1957 г. продвинулось изучение коры методом ГСЗ в Финляндии, сочетаемое обычно с исследованием близких землетрясений [*Porkka* и *Vesanen*, 1956; *Penttilä* и *Nurmi*, 1960, *Penttilä* и др., 1960; *Penttilä*, 1963; *Vesanen*, 1965]. Используя традиционные методы интерпретации, они определили кору как двухслойную с мощностью от 30 до 40 км. Области с самой мощной корой обнаружены на юге на границе с Балтийским морем.

Результаты по работам во Франции, предшествующим МГТ, собраны и обобщены *Rothe* [1958] и *Labrousse* [1965] Самые интересные работы были проведены в Альпах (см. раздел 4.2). Некоторые данные, полученные во Франции, вступают в противоречие с данными, полученными повсеместно в Европе. *Choudhury* [1961], исследуя данные по восточной Европе, определил кору как однослойную со скоростью 6,0 км/сек. В последней статье *Beaufils* и др. [1965] для области непосредственно к западу от Альп, где проводились описанные выше эксперименты, были обнаружены два слоя со скоростями 5,7 и 6,1 км/сек и глубина до границы Мохо 37 км.

Широтный профиль



Вертикальное увеличение 2:1

Рис. 6. Разрез коры, график аномалий Буге и магнитных аномалий ΔZ вдоль меридионального профиля в Западной Германии. V обозначает поверхность Варисцийской горной системы, C — граница Конрада, M — граница Мохо. По данным Немецкой исследовательской группы по взрывной сейсмологии [1964/].

Исследования в Венгрии проводились, в основном, методом отраженных, а не преломленных волн [Calvi и Stegena, 1955, 1956, 1957, 1960; Stegena, 1958, 1964, 1965]. Однако, на некоторых профилях исследования проводились методом преломленных волн, и результаты согласуются с данными, полученными при помощи метода отраженных волн [Mituch, 1964]. Stegena [1965] представил карту мощности коры для всей Венгрии. Глубины до Мохо варьируют от 21 до 27 км, и среднее значение скорости в коре несколько ниже, чем повсеместно в Европе. Balkay [1960] и Szénas [1964] обсудили значение исследований коры и предложили несколько своих теорий относительно структуры коры.

Что касается остальной территории Европы, то можно говорить о некоторых разобренных исследованиях. Collette и др. [1965] нашел глубину 30 км до Мохо под Северным морем. Agger и Carpenter [1965] сообщили о результатах своих вычислений мощности коры в Англии и о другом эксперименте по изучению континентальной окраины на западе Британии. [Bunce и др., 1964] В Чехословакии получены некоторые данные от промышленных взрывов [Karnik, 1956, 1958], а недавно были проведены исследования детального характера на профиле, идущем из Польши [Wojtczak - Gadomska и др., 1964] Повсеместно и особенно в юго-восточной Европе, в настоящее время публикуются данные по изучению близких землетрясений.

5. СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СОВЕТСКОМ СОЮЗЕ^{х)}

По работам в Советском Союзе к настоящему времени имеются более полные публикации, в том числе сводного характера (например, книга И.П. Косминской - "Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии" и др.). В связи с этим перевод данной главы опускается. В списке литературы оставлена вся цитируемая авторами литература.

6. СКОРОСТЬ КАК ФУНКЦИЯ ГЛУБИНЫ

По традиции сейсмологи делят земную кору на дискретные слои с постоянными скоростями. Причинами для такого подхода

х) Примечание редактора.

являются чисто математическая необходимость или удобство, но кроме того, он вызван фактом, на который впервые указал *Jeffreys* [1926]: почти все фазы на годографах прихода волн так же удовлетворительно аппроксимируются прямыми отрезками, как и кривыми. На этот очевидный факт очень мало обращалось внимания в последние годы. Так как исследования становятся все более детальными, нам следует ожидать обнаружения того факта, что скорости изменяются непрерывно во всех пространственных направлениях, независимо от того, существуют или нет прерывистые (скачкообразные) изменения. Идея *Jeffreys* о двухслойной коре, состоящей из "гранитного" и "базальтового" слоев долгое время играла важную роль в представлении земной коры сейсмологами, и особенно большое значение имела, по-видимому, в Советском Союзе. Структура коры рассматривается, судя по литературе, как слоистая, а в последних работах сотрудников Северо-Американской геологической службы — за удивительно малыми исключениями — почти вся континентальная кора США, которую они исследовали, описана с использованием терминов "верхний" (*upper*) и "промежуточный" (*intermediate*) слои [*Pakiser*, 1963]. Попытки сейсмологов представить земную кору в виде серии однородных слоев всегда были источником их разногласий с геологами, экстраполяция которых от поверхностной геологии на глубину вступает в противоречие с упрощенными слоистыми моделями коры.

Некоторые факторы заставляют сомневаться в правомочности или адекватности моделей коры, состоящих из однородных слоев, а именно;

1. Усилия зарегистрировать почти вертикальные отражения большей частью были неудачными

2. Сейсмограммы, полученные в поле, более сложны, чем этого следовало бы ожидать в случае простой слоистой коры (недавно, 1965, И.В. Померанцева указала на то, что резкая разница между теоретически полученными волновыми картинками для однородных и неоднородных сред заставляет предположить, что даже слоистая среда с малыми скоростными градиентами не может быть аппроксимирована однородными слоями).

3. По лабораторным экспериментам можно считать чрезвычайно маловероятным, что верхние 20 км коры являются слоем с постоянной скоростью, даже если состав не изменяется [*Birch*, 1960, 1961; *Hughes* и *Maurette*, 1956, 1957; *Hughes* и *Cross*, 1951].

4. Понятие о слоях в общем плане может быть приближенно верным, но боковые вариации и градиенты в физических свойствах могут приводить к большим ошибкам в вычислениях.

Одной из проблем, усиливающих неопределенность при построениях моделей коры, является проблема скоростной инверсии в коре (слои с пониженными скоростями). Чтобы объяснить расхождение между величинами для P_1 , наблюдаемыми при землетрясениях и взрывах, *Gutenberg* [1954, 1955] предположил существование низкоскоростного канала (слоя) в коре. Эти данные и некоторые другие, предложенные Гутенбергом, собранные и обобщенные *Steinhart* и *Meyer* [1961] оказались недостаточными, чтобы подтвердить теорию о слое с пониженной скоростью в коре. *Press* и *Biehler* [1964] предположили на основе данных о запаздывании волны Р и экспериментальных результатов *Hudhes* и *Maurette* [1957], что едва уловимая скоростная инверсия имеет место в некоторых Калифорнийских батолитах. Небольшие скоростные инверсии в коре предполагались *Steinhart* и др. [1962] на основе подобных же экспериментальных данных. Они обнаружили, что уменьшение скоростного градиента с глубиной находится в согласии с годографами, полученными при работах в районе залива Мэне в 1961 г. Незначительные инверсии в скорости, как предполагают *Kanasewich* и *Cumming* [1965], имеют место также в Альберте и в Альпах [O'Brien, 1964, 1965]. Более значительная инверсия установлена в Германии* [Fuchs и Landismann, см. данный том].

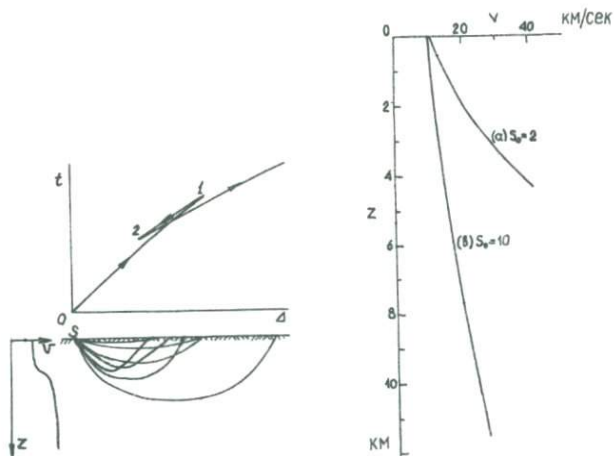
Понимание трудностей, связанных с однородными слоями при описании земной коры, привело к более тщательному изучению тех приемов, с помощью которых можно вывести детальные зависимости скорости от глубины. В целях простоты, по-видимому, более целесообразно отдельно рассматривать годографы и графики зависимости амплитуд от расстояния, хотя такое деление является чисто искусственным, поскольку идентификация сейсмических волн зависит, прежде всего, от амплитудных соотношений.

6. I. Времена пробега волн

То, что первые вступления сами по себе не могут дать достаточной информации для определения зависимости скорости от глубины, было ясно доказано в 1932 г. Шлихтером и с тех пор демонстрировалось в ряде статей. *Tuve* и др. [1954], используя данные,

*) Авторы имеют в виду ФРГ (прим. ред.)

собранные в районах Мэриленд и Вирджинии построили несколько явно различных функций скорости в зависимости от глубины, причем все они согласовывались с наблюдаемыми годографами. *Steinhart* и др. [1962] изучили несколько соотношений между скоростью и глубиной по данным первых вступлений, используя материалы сейсмического эксперимента в заливе Мэна и показали, что непрерывное изменение скорости с глубиной во всей толще коры, дает теоретические времена пробега первых вступлений, которые также согласуются с данными, как и те времена, что вычислялись для классической двухслойной коры. Более того, можно построить любое число желаемых моделей, одинаково хорошо соответствующих данным первых вступлений. Поэтому ясно, что требуются поиски другой информации, содержащейся в сейсмических записях. *Slichter* [1932] показал, что скоростной градиент, увеличивающийся непрерывно с глубиной вызывает появление петель в годографах и в результате образуются аномалии на годографах (рис. 7). Роль петель с точками возврата обсуждалась *Green* и *Steinhart* [1962] ко-



Р и с. 7. Слева показан пример функции $V(z)$ и лучи, образующие петли и точки возврата на годографе. Справа — две кривые зависимости скорости от глубины, при которых возникают петли и точки возврата на годографах. По *Slichter* /1932/.

торые на основе изучения нескольких моделей, определили, "что положение и амплитуды последующих вступлений и особенно точки возврата определяют общие детали глубинной структуры". Однако, тот факт, что точки возврата на петлях не обязательно бывают представлены волнами с большими амплитудами [Bullen, 1961], может вызывать затруднение в их опознании.

Интерес к использованию петель кривизны в годографах появился сравнительно недавно, и только немногие ученые занимались этой проблемой. По традиции сейсмологи направляют свое внимание на последующие вступления на сейсмограммах, которые могут быть объяснены, исходя из моделей слоистой коры. Более широко используются вторичные вступления, времена пробега которых соответствуют временам, ожидаемым от головных волн или волн, отраженных под большими углами от промежуточных слоев. Знание времен прихода волн, которые считаются преломленными или отраженными от промежуточных слоев, позволяют нам строить простые слоистые модели коры.

Некоторые ученые отметили полезность использования обменных волн (волн, которые проходят часть своего пути как S -волны) при интерпретации глубинной структуры. Cook и др. [1962] подвели итоги этому направлению в исследованиях земной коры. *Pakisier* и *Hill* [1963] указали, что если отнесение волны к типу SPS верно, то кажущиеся скорости SPS и P_n могут быть использованы при вычислении наклона границ Мохо, истинной скорости P -волн в подкоровых породах и вариаций в мощности коры по одиночным (невстречным) годографам, при условии, что продольные и поперечные волны известны, а коэффициент Пуассона предполагается постоянным. *Suzuki* [1965] сообщил, что коэффициент Пуассона увеличивается в нижней коре и верхней мантии. *Hall* и *Brisbin* [1965] писали об обнаружении ими некоторых других типов обменных волн. Трудно сказать, почему эти волны могли иметь какие-либо характерные особенности, учитывая то обстоятельство, что появление большого типа волн трудно объяснить с позиций простой слоистой модели коры. По крайней мере, в дополнение признаков, основанных на ожидаемых временах прихода, необходимо использовать некоторые другие критерии распознавания обменных волн.

Трудности, встречающиеся при использовании последующих вступлений, особенно при интерпретации данных с помощью слоистых моделей, очевидны при рассмотрении большинства сейсмических

записей: наблюдается много волн, коррелирующихся по записям, но не имеющих с глубинной структурой каких-либо связей, которые могли бы быть выявлены. Этот факт очевиден из рассмотрения последующих вступлений, изображенных на годографах волн или на подобранных сейсмограммах во многих из опубликованных работ. При этом отрезки годографов, построенные на основе гипотетической структуры обычно согласуются с временами прихода волн и кажущимися скоростями вторичных волн не лучше, чем иные отрезки, которые могли бы быть построены, но которые не имеют никаких отчетливых взаимосвязей с простой структурой.

Сейсмолог, таким образом, стоит перед сложной дилеммой: либо он должен попытаться построить модель коры, которая будет удовлетворять всем коррелирующимся волнам, либо выбрать только те вступления, которые он может осмыслить математически. *Bullard* [1964] указал, что сейсмолог может учитывать только те волны, которые располагаются вдоль плавных линий на отрезках годографов, и отбрасывать те из них, которые не удовлетворяют этому условию. Таким образом, в интерпретацию включаются только те волны, по которым можно подтвердить наличие определенного наклона годографа.

Измерение кажущихся скоростей дает возможность предложить другие пути для определения зависимости скорости от глубины. Если имеет место положительный скоростной градиент в верхней части коры, то ясно, что график кажущихся скоростей первых вступлений для расстояний, меньших, чем расстояние, на котором появляются головные волны от Мохо, должен показать значительное увеличение кажущейся скорости с расстоянием и, наоборот, если слои однородны, кажущиеся скорости должны оставаться постоянными для каждой ветви преломленных волн на годографе. Графики кажущихся скоростей в зависимости от расстояния обычно показывают значительный разброс. На основе такого графика *Steinhart* и др. [1962] предположили, что по материалам эксперимента в заливе Мэна можно говорить об увеличении кажущихся скоростей с расстоянием. *Sander* и *Overtton* [1965], полагаясь на исследования в Канадском Арктическом Архипелаге, не нашли постоянных соотношений между кажущимися скоростями. Вдоль некоторых профилей наблюдались дискретные ступенчатые изменения скорости с глубиной, в то же время вдоль других профилей эти изменения были плавными.

Green и *Steinhart* [1962] обнаружили, что если присутствует основной скоростной градиент, то кажущиеся скорости последующих волн в области петель на годографах будут совершенно иными. *McCamy* и *Meyer* [1964] заметили, что распределение кажущихся скоростей в последующих вступлениях — одно из средств разделения слоистости и плавных изменений свойств в модели коры. Они разработали очень тонкую вычислительную методику, включающую фильтрацию скоростей и статистическую корреляцию волн на записях. Их данные указали на обилие прослеживаемых последующих волн и сильные изменения в кажущихся скоростях, которые, по всей видимости, затрудняют эффективное использование этой методики для определения зависимостей между скоростью и глубиной.

6. 2. Изучение амплитуд

O'Brien [1959] указал на то, что амплитуды дают большую информацию, чем частоты. Однако, многие попытки использовать амплитуды для изучения зависимости скорости от глубины до сих пор были неудачными. Неудач вызван в некоторой степени теми, возможно, непреодолимыми принципиальными трудностями, которые были предсказаны теорией. *Bullen* [1961] предупреждал, что "границы раздела третьего или даже более высокого порядка могут иметь значительное влияние на амплитуды волн. Отсюда следует, что к попыткам определить свойства распределения скоростей по наблюдениям амплитуд нужно относиться с большой осторожностью".

Кроме теоретических проблем, указанных *Bullen* [1961] возникают ещё другие затруднения, а именно: 1. Наблюдения амплитуд требуют тщательно калиброванных, идентичных приборов (проблема идентичности приборов и калибровки аппаратуры была решена, в основном, несколькими большими сейсмическими группами в США и в СССР, хотя она все ещё остается серьезной задачей для многих сейсмических организаций). 2. Трудно удостовериться в том, что условия в источнике остаются одинаковыми для ряда последовательных взрывов. 3. Имеются несоответствия теории и эксперимента в законе, связывающем величину заряда и амплитуду смещения почвы [*Muller* и др., 1962]. 4. Большое, часто неконтролируемое влияние на амплитуду оказывают условия вблизи точки установки сейсмоприемника. И хотя кажется, что многие из упомянутых трудностей могут быть частично или полностью преодолены при хорошо

поставленном эксперименте, до настоящего времени они серьезно мешают исследованиям амплитуд.

Во многих работах, особенно в работах советских сейсмологов и сотрудников Геологической службы США, содержатся таблицы, либо амплитудные графики, но редко можно найти выводы, хотя бы в форме уравнений для зависимости амплитуд от расстояний. [см. Давыдова и др., 1962, *Roller* и *Healy*, 1963; *Roller*, 1965]. *Ryall* и *Stuart* [1963] и *Healy* [1963] привели несколько соотношений между амплитудами и расстояниями, но они не сделали попыток связать амплитуду с детальной структурой коры.

6. 3. Анализ временных членов

Одним из положений, ограничивающих обычную сейсмическую интерпретацию является допущение того, что границы раздела плоские, а профили прямолинейные. *Scheidegger* и *Willmore* [1957] завершили работу по способу временного члена, применявшегося ранее под различными наименованиями (см. *Dix* [1952]). Этот способ дает возможность обойти некоторые трудности, свойственные обычной интерпретации материалов, полученных на профилях. Метод временного члена был предметом обсуждения в нескольких статьях, начиная с 1957 г. [*Willmore* и *Bancroft*, 1960; *Willmore* и др., 1963; *Smith* и др., 1966] и был использован для интерпретации данных о глубинной структуре оз. Верхнего [*Smith* и др., 1966; *Berry* и *West*, 1966]. В способе временного члена используется система линейных уравнений, в каждое из которых входит наблюдаемое время пробега t_{ij} от i -го взрыва до j -го приемника. Каждое уравнение *Scheidegger* и *Willmore* [1957] содержит в правой части три члена и имеет вид:

$$t_{ij} = a_i + v_j + \Delta_{ij}/V$$

где a_i и v_j являются соответственно временными членами i -го взрыв-пункта и j -ой точки приема, V - граничная скорость в преломляющем горизонте, и Δ_{ij} - расстояние между i -м взрывом и j -м приемником.

Эта система линейных уравнений решается относительно временных членов a_i и v_j . Скорость V либо считается известной, либо также находится как дополнительная неизвестная величина. Временные члены являются функциями глубины до маркирующей границы и скорости в среде над преломляющим горизонтом. *Scheidegger* и

Willmore, анализируя данные методом временного члена, предполагали, что слои имеют постоянную скорость [1957]; *Smith* и др. [1966] обобщили данный способ и показали, что если считать известной среднюю скорость между поверхностью земли и маркирующей границей, то глубину до преломляющего горизонта можно вычислить непосредственно, и в результате получить контуры границы раздела. Детальное описание математического подхода к анализу временных членов дано в работе *Smith* и др. [1966].^{x)}

Основными преимуществами этого метода являются: 1. уравнения могут быть решены без обязательного условия, чтобы пункты взрыва и приема располагались в виде определенной системы, 2) сведена к минимуму необходимость делать упрощающие предположения касательно глубинной структуры [*Willmore* и *Bancroft*, 196D]. Предположения, которые применяются при анализе данных способом временного члена, сводятся к тому, что граница раздела действительно существует и что она является грубо линейной в пределах конуса, образованного критически преломленными лучами под пунктами взрыва и приема. Некоторые отклонения от этих допущений, как показали проведенные исследования, приводят только к малым ошибкам в результатах [*Scheidegger* и *Willmore*, 1957; *Smith* и др., 1966].

6. 4. З а к л ю ч е н и е

Сильное увеличение количества данных, накопленных за последние пять лет и малое продвижение в решении такой важнейшей проблемы, какой является определение зависимости скорости от глубины, свидетельствуют о тех трудностях, которые стоят перед сейсмологами. Данных чрезвычайно много, прогресс в технике дает возможность почти всем сейсмическим группам получать записи, качество которых зависит только от шума и реверберации самой почвы. Разработаны широкополосные магнитные регистраторы с фильтрующими воспроизводящими системами, что позволило улучшить качество сейсмических записей, а вычислительные машины с высокими скоростями действия избавили сейсмологов от необходимости работать только с простыми математическими моделями. Основными сдвигами в изучении коры можно считать накопление наблюдений о скоростях в коре и под корой во многих ранее не изучавшихся районах. Ме-

^{x)} См. статью *Vezyu* и *West* в этом сборнике.

тодика временных членов обещает значительно помочь изучению конфигурации границ раздела. Но несмотря на все это, был достигнут весьма малый прогресс в определении реальных функций зависимости скорости от глубины, которые могли бы пролить свет на свойства и структуру коры.

7. ОТРАЖЕННЫЕ ВОЛНЫ И ПРИРОДА ГРАНИЦ РАЗДЕЛА

Рассмотрение вопроса о характере границ раздела тесно связано с общей проблемой зависимости скорости от глубины, о чем говорилось в предыдущем разделе. В данном случае нас интересует поведение функции $V(z)$ в окрестностях границы раздела.

7. I. Отраженные волны

Одной из особенностей скоростной границы раздела первого порядка является то, что на ней будут возникать отраженные сейсмические волны при падении, близком к нормальному. Результаты, которые мы можем при этом получить, зависят от наблюдаемой сейсмической волны. Так, например, низкочастотные отраженные волны могут возникнуть при наличии сравнительно нерезкого изменения упругих параметров, тогда как такие границы не являются отражающими для высокочастотных волн. В большинстве экспериментов, которые ставились для получения отраженных волн, применялась аппаратура, которая подчеркивала частоты свыше 10 гц. Что касается отраженных волн под большим углом, падающих на границу, то в этом случае закономерности могут быть иными по сравнению со случаем вертикального падения.

В геофизической литературе насчитывается много работ, в которых вступления с большими амплитудами в последующей части сейсмограмм идентифицируются как волны, отраженные под большим углом (закритические и критические отражения). Эти вступления с большой амплитудой наблюдаются на расстояниях приблизительно такого порядка, которые ожидаются для полного внутреннего отражения для модели с резкой границей раздела. Однако, такое толкование не является единственно возможным при выяснении сложной структуры границы Мохо, так как при многих моделях с постепенным изменением скоростей в окрестностях границы будут создаваться фокусирующиеся преломленные волны с временами, диапазо-

нами прослеживания и амплитудами, которые будут незначительно отличаться от случая простого отражения от резкой границы [Wul-len, 1961].

Данные по изучению отраженных волн примерно до 1960 г. были обобщены *Steinhart* и *Meyer* [1961], которые на основании многих, противоречащих друг другу работ пришли к выводу, что нет никаких определенных доказательств за или против существования волн, отраженных почти вертикально. *Kanasewicz* и *Cumming* [1965] отметили, что одной из основных причин, заставляющих сомневаться в правильности интерпретации волн как глубинных отражений от коры, является то, что большинство этих волн "было обнаружено случайно с помощью несовершенной аппаратуры и попутно в связи с другими исследованиями. Почти совсем не делалось попыток удостовериться в том, были ли эти вступления первичными или кратными, а также в какой мере можно было считать подход волны близким к нормальному." В статьях Белоусова и др. [1962], а также в работах сотрудников Немецкой исследовательской группы по взрывной сейсмологии [1964] содержатся краткие итоги по работам методом отраженных волн, проведенных соответственно в СССР и в Германии.*)

7. 1. 1. Граница Мохо.

Большинство волн, идентифицированных как отражения от границы Мохо, не обладают достаточной повторяемостью между собой. Этот факт, в частности, подтверждается тем, что при малом перемещении точек взрыва и приема от их первоначального положения чаще всего не удается получить аналогичные записи. Поскольку теоретически найденные амплитуды волн, отраженных от Мохо, часто меньше, чем общий уровень мешающих колебаний, имеющих то же время прихода [Mead, 1965], то не следует удивляться наличию больших трудностей при попытках зарегистрировать вертикальные отражения. Одним из критериев для волн, идентифицируемых как отраженные, может служить то, что их амплитуды должны быть близки к теоретически рассчитанным. Поэтому стоит задача найти объяснение для больших амплитуд тех волн, которые обычно идентифицируются как первичные отражения.

После 1960 года в литературе США появилось очень мало статей об отраженных волнах от границы Мохо. *Narans* и др. [1961]

*) Авторы имеют в виду ФРГ (прим. ред.)

провели сейсмические эксперименты в северной части Юта для определения возможности получения волн отраженных от горизонтов в коре при нормальном падении. Данные, которые они получили, были представлены в виде графика частот появления волн в зависимости от времени прихода. Очевидно, график такого типа имеет преимущественно статистический смысл и при условии, если есть достаточно большое число наблюдений. Однако, в данном случае число наблюдений, использованных авторами при построении гистограммы нельзя считать достаточным для получения статистически достоверных данных. Кроме того, волны не были проверены по критерию вертикального подхода и высокой кажущейся скорости. Результаты, представленные *Dix [1965]*, более убедительны. Дикс пытался применить обычную сейсморазведочную методику отраженных волн для исследования глубинной структуры в пустыне Мойяве в Калифорнии. Работая в области с маломощным (100 метров) осадочным аллювиальным покровом, он надеялся свести к минимуму трудности, возникающие из-за наличия кратных отражений, образующихся в осадочной толще. После применения операции смещения и частотной фильтрации 22-х полученных записей, он обнаружил сильные и последовательные волны, имеющие времена прихода близкие к тем, которые ожидаются для отражений от границы Мохо в этом районе. Он рассмотрел некоторые специальные проблемы, связанные с интерпретацией отраженных волн и пришел к выводу, что зарегистрированные вступления, по-видимому, отвечают многим основным критериям, свойственным первичным отраженным волнам, подходящим к приемнику почти вертикально. Интересной особенностью отраженных волн от Мохо, полученных Диксом, является то, что они появляются в виде цуга из нескольких волн с интервалом следования примерно 0,8 сек. Если эти волны действительно следует отнести к типу отраженных, то это свидетельствует о том, что тонкая структура границы Мохо может быть ещё сложнее, чем это можно было предположить.

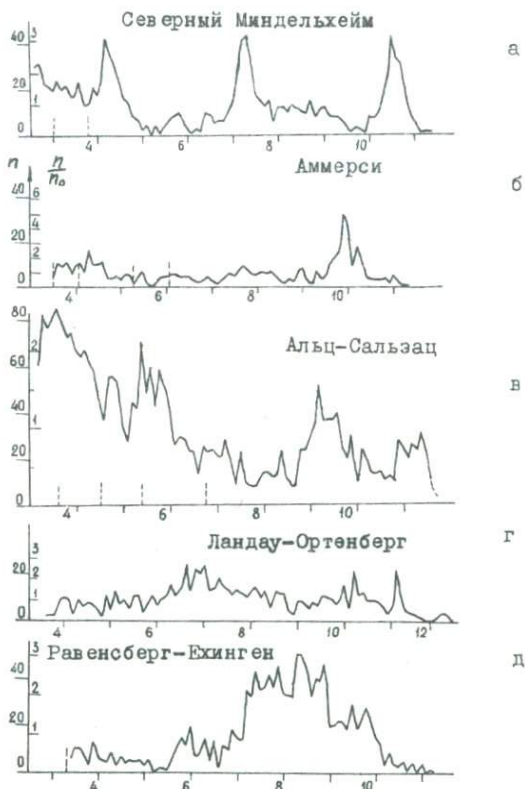
Начиная с работы *Mintrop [1949]*, появилось много статей об отражениях от глубинных границ раздела в районах Европы. В этих первых работах предполагалось, что единственным критерием для отнесения волны к типу отраженной в ожидаемой области сейсмограммы, должна быть высокая кажущаяся скорость. *Reich [1954, 1957, 1959]* представил ряд записей с подобного рода волнами, но

на этих же сейсмограммах присутствовали волны примерно такого же характера, которым не уделялось специального внимания. Во Франции и Венгрии подобные результаты были получены *Rothe*, 1958; *Geneslay* и др., 1956; *Galfi* и *Stegena*, 1955, 1956, 1957, 1960; *Stegena*, 1955, 1964. Записи, полученные сейсмической группой в Венгрии, были наиболее убедительными, потому, что волны, которые относились к отражениям от Мохо, были часто очень четкими и не отличались повсеместно на соответствующих участках сейсмограмм. Идентифицируемые волны обычно имели вид цуга вступлений, похожих на те, что были отмечены Диксом. Этот эффект наличия цуга (группы) волн особенно очевиден в последней работе *Mituch* [1964]. *Bath* и *Tryggvason* [1962] охарактеризовали отражения, полученные ими в специальном эксперименте в Кируне (Швеция), как "слабые и неустойчивые", и это, по-видимому, можно считать за правило для большей части исследований в Европе.

Несколько другой подход к задаче выдвинут исследователями в Германии, которые предлагают иное объяснение недостаточной повторяемости почти вертикально отраженных волн. Начиная с работы *Dohr* [1957, 1962; *Clasen* и *Dohr*, 1957], было изучено большое число записей, получаемых в процессе геофизических разведочных работ, причем, внимание обращалось прежде всего на волны в последней части записи, которые могли быть отраженными. Затем строились гистограммы для некоторых исследованных областей. На некоторых сейсмограммах заметны одни или несколько экстремумов (максимумов), которые авторы интерпретируют как волны, отраженные от Мохо или других границ раздела в коре. Из этих работ осталось неясным, были ли такие группы записей, которые не давали гистограмм с заметными максимумами. В США попытка применить эту методику не удалась, так как на записях не было обнаружено каких-либо скоплений отраженных волн на определенных участках, как это видно из одной опубликованной статьи [*Steinhart* и *Meyer*, 1961].

Сравнительно недавно *Liebscher* [1962, 1964-a, 1964-b] применил этот прием в нескольких областях в южной Германии. Гистограммы по этим областям показали ряд максимумов, иногда расположенных во временном интервале от 2 до 4 сек, в котором идентифицировано большое число "отражений". Либшер применил статис-

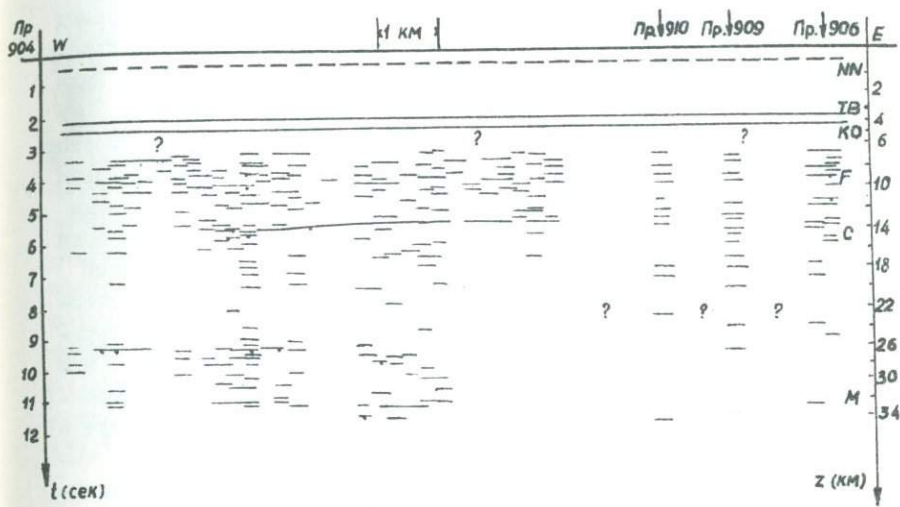
тический хи-квадрат метод (*chi-square method*) для проверки этих максимумов и обнаружил, что многие из них обладают большой достоверностью. Полученные статистические результаты, большое число проведенных наблюдений и внимательное отношение Либшера к проблеме кратных отражений сделали его работу наиболее убедительной из всех, написанных на тему о почти вертикальных отражениях от глубоких границ раздела.



Р и с. 8. Гистограммы отраженных волн. Ординаты - число наблюдаемых волн; абсцисса - время в сек; F - граница обнаруженная Форчем, С - граница Конрада, М - граница Мохо. ТК - глубинные интрузивные тела. По *Liebscher* [1964].

На рис. 8 показано пять примеров гистограмм такого рода. Первая из них самая простая и убедительная, четко выделяются три максимума, отнесенные автором к трем различным границам раздела. На рис. 8-б отмечается только один четкий максимум, который, возможно, следует считать двойным. На следующем рис. 8-в волны, идентифицированные как отражения от Мохо, проявляются в виде полосы или группы максимумов, расположенных близко друг к другу. На гистограмме 8-г видны два четко разделенных максимума; которые Либшер относит к двум различным границам раздела. На последнем рис. 8-д он также определяет границу Мохо, хотя не каждый сделал бы это с такой уверенностью, не зная предварительно, где следует ожидать аномалию. Несколько более четкое впечатление производят сейсмические разрезы Либшера, построенные по обычной методике, используемой в МОВ. Сравнение гистограммы (рис. 8-в) и разреза (рис. 9) для района Альц-Зальцах пока - зывает, что проблема, если она существует, заключается не в отсутствии отражений, а в очень большом их количестве. Большое число волн, определяемых как отраженные, не свойственно этому району, поскольку то же самое можно видеть в работах Белоусова и др. [1962] и в экспериментах, проведенных в Мэриленд Асадой и Хейлсом (данные неопубликованы).

Либшер опознал отражения от Мохо в 15 районах из 17 исследуемых. Мы считаем, что данные убедительны в 8 или 9 районах, весьма сомнительны в двух и ещё в двух отсутствуют. Оставшиеся области имеют максимумы на гистограммах, но эти максимумы суть кратные волны или же занимают широкую во времени полосу, причем даже наиболее убедительные максимумы имеют ширину 0,5 сек и более. Если эти волны действительно представляют отражения от Мохо, тогда природа этой границы сильно отличается от простой границы первого рода с резко изменяющейся скоростью. *Fuchs* и *Kappelmeyer* [1962] на основании своих работ методом преломленных волн в Долонитас пришли к выводу, что "эти наблюдения отраженных волн принесли новые доказательства того, что глубинные отражающие границы не являются резкими границами, а скорее похожи на переходные слои с частыми вариациями мощности и состава, что и не дает возможности непрерывно регистрировать отраженные волны".



Временной разрез по профилю Алыц-Сальзах

Рис. 9. Отражающие горизонты на профиле Алыц-Сальзах. По *Liebscher* [1964-a].

В Советском Союзе было опубликовано несколько статей о результатах тех попыток, которые предпринимались с целью использовать методику отраженных волн для изучения глубинной структуры методом отраженных волн. Для улучшения качества вступлений использовались специальные схемы группирования сейсмографов и скоростные фильтры. Записи, воспроизведенные в опубликованной статье, указывают на наличие интенсивных волн, интерпретируемых как отраженные (первичные и кратные) от границ Конрада и Мохо. Были отмечены также некоторые другие отражающие горизонты. Очевидно, были сделаны некоторые усилия, чтобы удостовериться в том, что эти волны не были кратными отражениями от поверхностных слоев. Ничего не говорится об углах падения, последовательности или повторяемости вступлений. Результаты, полученные Чекуновым и Пустоваловой [1964], а также Тагай и Ивановой [1962] в части изучения коры отраженными волнами, основаны на статистической корреляции. И хотя эти авторы построили, исходя из статистической обработки, сложные разрезы коры, они отмечают, что затруднительно коррелировать глубинные отражения визуально, и это создает главную трудность при интерпретации. Работы, проведенные в СССР, нельзя полностью оценить, в основном, из-за отсутствия информации о стабильности и согласованности графиков амплитуды, а также информации о повторяемости наблюдений отраженных волн при небольших изменениях в расположении точек взрыва и приема.

Несмотря на приведенные выше данные, которые казалось бы, подтверждают наличие отраженных волн, возникающих на границе Мохо, неудачи многих крупных сейсмических организаций мира (Геологическая служба США, Карнеги Институт в Вашингтоне, Висконсинский университет, Японские исследовательские группы) в попытке получить вертикально отраженные волны говорят о том, что этот вопрос продолжает оставаться открытым. Всегда трудно сделать негативное заключение просто потому, что неудача в наблюдении какого-либо явления ещё не значит, что оно не существует. Именно это заставляет нас не делать пока решительных выводов относительно отраженных волн.

7.1.2. Границы раздела внутри коры.

Мы имеем большое количество данных о границах раздела внутри коры, полученных методом отраженных волн. Частично это свя-

зано с тем, что данные о предполагаемых отраженных волнах нельзя столь определенно согласовывать с данными по преломленным волнам, как это имеет место в случае границы Мохо. Кроме того, глубоко залегающие отражающие границы внутри коры более доступны для изучения, чем граница Мохо. До 1960 г. имелось несколько разрозненных работ об отраженных волнах от границ внутри коры [*Steinhart* и *Meyer*, 1961]. Затем число таких работ сильно возросло, особенно в Европе [*Closs*, 1959; *Closs* и *Behnke*, 1961; *Penttila* и *Nurmi*, 1960; *Penttila* и др., 1960; *Rische*, 1961; *Stegena* 1964]. Большинство этих работ страдает теми же недостатками, что и предыдущие работы, а именно: 1) Волны относят к типу отраженных, если они вступают в соответствующее время, согласно некоторым предвзятым представлениям о структуре коры; 2) Эксперименты в пределах одной области редко повторяются, а если все-таки это делается, то выявляются существенные различия; 3) В процессе выделения отражений часто на сейсмограммах отмечается большое количество "отраженных" волн, дополнительно к тем, которые соответствуют модели простой двух- и трехслойной коры. Некоторые исследователи упоминают об этом (Рише, например,), тогда как другие не делают этого.

Наиболее обширные исследования отраженных волн от границ раздела внутри коры были выполнены в юго-западной Германии. Как это можно видеть из рис. 8, волны, относимые к отраженным, наблюдаются иногда также и для промежуточных границ раздела. Однако, на отдельных записях *Liebscher* [1964-a] не находил порою совсем отраженных волн, в то время как на других он идентифицировал их до 25. Из всех гистограмм, представленных им, около половины показывают максимумы, которые, возможно говорят о концентрации волн на определенном интервале времени. От одной области к другой эти границы раздела внутри коры варьируют как по глубине, так и по количеству. На гистограмме для Альц-Зальцаха (рис. 9) показаны четыре границы внутри коры, большинство из которых находится в интервале времен от 0,5 до 1,0 сек. Из подобных данных не вытекает, что представление о коре, состоящей из однородных слоев, является здесь очень полезным. Либшер также нашел несколько гистограмм, на которых можно видеть широкие максимумы, часто следующие друг за другом от границ внутри коры. Он идентифицировал их как глубинные интрузивные тела (*Tiefenkörper*)

Результаты, подобные тому, что показаны на рис. 8-в, могут заставить скептика сомневаться в полезности всей процедуры составления гистограмм, но если мы примем волны за действительные отражения, то необходимо пересмотреть все наши представления о структуре коры. Либшер учел это обстоятельство и попытался, в частности, установить связь между гистограммой и поведением акустического импеданса как функции глубины. Результат его исследований (рис. 10) показывает, что модель коры нельзя мыслить в виде нескольких однородных слоев. Поскольку скорость, по-видимому, изменяется приблизительно как акустический импеданс, то функция скорости в зависимости от глубины, как это можно предположить из рис. 10, намного сложнее, чем те функции, которые обычно получаются на основании исследований методом преломленных волн. *Kanasewich* и *Cumming* [1965] представили данные, полученные в результате тщательно продуманного эксперимента, о волнах, отраженных почти вертикально от границы Конрада. Волны, которые рассматривались как отраженные, подходят к приемнику почти вертикально и имеют соответствующие кажущиеся скорости. Хотя представленные данные убедительно говорили в пользу существования границы раздела в коре, они были получены только в одном эксперименте и, к сожалению, не дали никакой информации о повторяемости этого явления.

7.1.3. Некоторые выводы. Данные об отраженных волнах, полученные в течение последних нескольких лет, представляют довольно запутанную картину. Все ещё возможно предполагать, что волны, идентифицируемые как "отраженные" не являются таковыми в простом оптическом смысле. Данным, представленным выше, можно противопоставить ряд отрицательных результатов по регистрации отраженных волн, опубликованных в печати [например, *Mead*, 1956], так и неопубликованных. В некоторых из этих экспериментов исследователи не обнаружили надежно идентифицируемых отраженных волн. В других случаях, наоборот, исследователи находили целый ряд волн типа отраженных, но не могли придти к выводу, что все из них относились к таковым. Такого рода противоречия связаны с трудностью установления необходимых и достаточных критериев для идентификации первичных отражений. Однако, в целом, нам представляется, что существующие данные, по крайней мере, в некоторых областях, говорят о наличии отраженных волн от глубинных границ внутри коры.

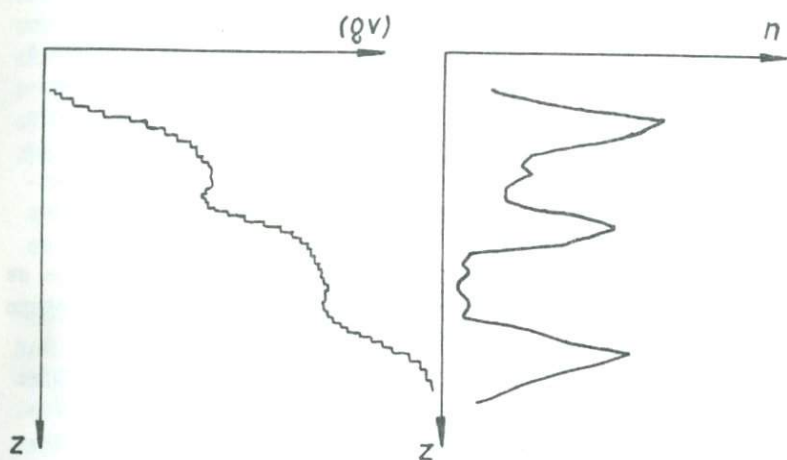


Рис. 10. Интерпретация Либшера по поведе-
 нию акустического сопротивления как функ-
 ции глубины (левая диаграмма) для типичной
 гистограммы с отражениями (правая диаграм-
 ма) . z - глубина. По Liebscher [1964-a].

В большей части работ выявляются две особенности, представляющие особый интерес (независимо от того, упоминаются они авторами или нет в их выводах). Первая — это относительно высокая частота исследуемых волн — обычно больше 10 гц и иногда выше. Вторая — обычно имеется много волн, сходных с теми, которые рассматриваются как отраженные. Самое простое объяснение этих двух особенностей состоит в том, что отраженные волны приходят от довольно незначительных, но протяженных границ внутри коры, которые не всегда могут быть тесно связаны со слоями, выявляемыми с помощью метода преломленных волн или введенными для объяснения данных о дисперсии. В любом случае нужно либо принимать, либо полностью отказаться от всех отраженных волн, а не выбирать из сейсмограмм только те волны, которые согласуются с какой-то моделью. Если принимать все данные, то нужно предположить, что строение коры намного сложнее, чем это можно представить по данным, полученным методом преломленных волн, и, конечно, кора не состоит из двух или трех слоев с породами, имеющими постоянную скорость, разделенными скоростными границами раздела.

7.2. Другие исследования. Были предприняты некоторые другие эксперименты с целью изучения сложной структуры границы Мохо. Недавние исследования Р-волн, проникающих до границы Мохо, с применением режущих высокочастотных фильтров, дают максимальную мощность переходного скоростного слоя в штате Мэн около 0,5 км, а если скорость в коре увеличивается с глубиной до величины примерно 7,4 км/сек, как это предполагалось *Steinhart* и др. [1963], то переходная зона сокращается до 0,1 км [*Nakamura* и *Howell*, 1964]. Изучение того же района *Steinhart* и др., [1962] говорит о том, что по данным о временах пробега и кажущимся скоростям переходная зона в окрестностях Мохо составляет меньше 6 км.

Имеющиеся в большом числе толкования относительно скоростного переходного слоя на границе Мохо с петрологической точки зрения [например, Белоусов, 1965; *Bullard* и *Griggs*, 1961; *Wyllie*, 1963; *Cook*, 1962; а также *MacDonald* и *Ness*, 1960], будучи сами по себе очень интересными, выходят за пределы данной статьи.

Что касается границ раздела внутри коры, то кроме сведений по отраженным волнам, других данных имеется мало. Эти данные,

по-видимому, подтверждают наличие повсюду существующей границы Конрада на континентах, хотя некоторые ученые все ещё пытаются проследивать эту границу раздела как региональную [например, *Bath 1961*].

Противоречивые мнения относительно сложного поведения функции скорости в зависимости от глубины говорят о трудностях, которые мешают прийти к единому окончательному решению. О характере границ раздела внутри коры известно немного, что частично связано с большими трудностями изучения их методом преломленных волн, по сравнению с Мохо. Кроме того, в некоторых местах само существование внутрикоровых границ находится под сомнением [например, *Carder и Bailey, 1958*].

8. ОШИБКИ И ТОЧНОСТЬ

Понятия о точности и надежности занимают центральное место в любых дискуссиях о количественных физических измерениях. Все результаты, полученные при исследованиях методом взрывной сейсмологии, нуждаются в точной оценке ошибок и борьбе с ними. В последние годы ситуация изменилась не к лучшему, а скорее к худшему, и не столь уж необычно прочесть пространную статью от 30 до 50 страниц, где автор ни слова не говорит о точности полученных им результатов. Отчасти это является следствием органических трудностей, но наличие некоторых статей, в которых делается попытка установить границы достоверности полученных результатов, говорит о том, что ситуация не так уж безнадежна и что в этом направлении не было сделано достаточных усилий.

8. I. Точность исходных данных. Данные, полученные в результате работ по взрывной сейсмологии, которые мы используем, чтобы судить о параметрах коры, состоят преимущественно из времен и расстояний. По записям можно производить многие другие измерения (амплитуды, частоты и др.), а также осуществлять такие операции как корреляция, фильтрация, но конечным результатом является получение ряда расстояний и времен, к которым подгоняется модель среды. Можно высказать некоторые соображения относительно точности, с которой измеряются для этой цели расстояния и время. В последних работах расстояния обычно рассчитываются по геодезическим вычислительным программам, и точность расчетов

такова, что наибольшая погрешность в расстоянии определяется тем, насколько определенно локализируются точки взрыва и приема. Для большинства точек взрыва и приема можно обеспечить погрешность $\pm 0,1$ км, если взрыв производится не в воде. Для взрывов в воде обычно трудно обеспечить ошибку менее $\pm 0,5$ км. Абсолютное время может быть измерено на большей части сейсмограмм с погрешностью до $\pm 0,01$ сек и даже точнее. Обычной проблемой, однако, является измерение времени прихода "фазы", т.е. определение начала волнового цуга конечной продолжительности. Верхним пределом неопределенности в измерении прихода волны может быть определен путем наблюдений на густо расположенных профилях при большом отношении сигнал-помеха. В этом случае разброс во временах прихода около плавной линии или кривой составляет суммарно меньше 0,5 сек., включая влияние факторов, не связанных с точностью измерений [см., например, *Healy, 1963*]. *Steinhart* и др. [1962] рассматривая вопрос о приходе волн с позиций теории информации, пришел к выводу, что для полосы частот в 40 гц максимальная теоретическая точность, с которой можно идентифицировать вступление варьирует в пределах от 6 до 23 мсек, при изменении отношения сигнал-помеха по мощности соответственно от $100/I$ до $2/I$. Эти оценки являются, возможно, слишком преувеличенными для данной полосы частот, но они представляют теоретический предел минимальной неопределенности.

Для последующих вступлений на сейсмограмме наличие волн - помех ограничивает отношение сигнал-помеха и, следовательно, теоретическую минимальную ненадежность до величин примерно 0,1 или 0,2 сек. [*Pakiser* и *Steinhart, 1964*]. Фильтрация и другие операции с записями, примененные для единичной сейсмической трассы, обычно, как это показано *Hagedoorn [1964]* и теоретически *Pakiser* и *Steinhart [1964]* увеличивают эту неопределенность. Для фаз, не относящихся к первым вступлениям, верхний предел неопределенности при измерении времени трудно установить, так как могут быть значительные ошибки, связанные с выбором соответствующих фаз. Вопросами фазовой корреляции и точности отождествления фаз посвящено значительное количество работ, которые мы здесь не пытаемся освещать. Некоторые проблемы были обобщены *Гамбурцевым* и др. [1952] *Steinhart* и *Meyer [1961]*, а последние детальные разработки некоторых частных про-

блем представлены *Hackell* [1962], *Shima* [1962], *Spencer* [1965 - с ссылками на другие исследования].

Определение скорости по наблюдениям может показаться на первый взгляд более точным, чем определение глубин, к которым наблюдаемые скорости следует отнести. То есть, измеряя наклон годографа в ограниченной области или используя кажущиеся скорости для фиксированной установки, мы должны были бы иметь возможность вычислить скорость и оценить точность её измерения, не зная глубину, к которой её следует приписать. Для увеличения достоверности определения скорости использовались скоростная фильтрация и корреляционные методы, и эти способы показывают высокую степень внутренней сходимости [*Shima* и др., 1964]; [*McCamy* и *Meyer*, 1964; *Embree* и др., 1963]. Для идентификации скоростей и фаз используются в комбинации полевые и аналитические методы [*Рябинкин*, 1957; *Brandt*, 1962]. Хотя точность таких методов, может быть и высока, все-таки нельзя считать известным, насколько различные данные сравнимы между собой. Идентификация скорости и измерение сигналов, ограниченных во времени и по полосе пропускания, проводились на основе теории *Shannon* и *Weaver* [1949] на базе теоремы о мощности канала [*Steinhart* и др., 1962], что дало возможность установить ограничения для теоретической точности. Далее, *Ризниченко* [1947] и *Green* и *Steinhart* [1962] представили доказательство того, что скорости, определенные по годографам, будут всегда выше, чем действительные подповерхностные (граничные) скорости.

На основе изложенного можно сделать вывод, что в настоящее время основные измерения, из которых определяются параметры структуры коры - это расстояния и времена прихода фаз, которые, как полагает экспериментатор, могут быть связаны с каким-то определенным сейсмическим лучом под поверхностью. Расстояния измеряются намного точнее, чем времена, и ошибка не должна составлять больше, чем несколько десятых долей процента. Что касается времен пробега волн, то вопрос точности измерений намного труднее. Однако, верхний предел равен, исходя из теоретических соображений, примерно 5%, а нижний - около 0,1%. *Steinhart* и *Meyer* [1961], сопоставляя отклонения, полученные в ряде экспериментов по ГСЗ, нашли, что 1 или 2% можно взять среднее значение относительной погрешности для первых вступле-

ний. Времена прихода последующих вступлений на сейсмограмме обычно определяются намного грубее.

8. 2. Точность интерпретации. Параметры, которые мы определяем на основании измеренных расстояний и времен, состоят из скоростей и глубин, представленных таким образом, чтобы определить сейсмическую структуру коры. Очевидно, в процессе интерпретации мы можем стремиться обеспечить некоторую аппроксимацию реальной неоднородности среды. Наиболее общими моделями, соответствующими коре, являются однородные слои, которые могут варьировать по мощности от места к месту. Менее широко распространены непрерывные градиентные модели со скоростными границами или без них. Скорости в таких моделях принимаются обычно, как правило, постоянными в горизонтальном направлении, по крайней мере, в пределах единичного эксперимента, а границы раздела считаются обычно плоскими. *Bullard* и др. [1940], *Steinhart* и *Meyer* [1961] детально обсудили вопросы, касающиеся соответствия реальных сред простым моделям. Мы здесь не будем излагать эти вопросы. Укажем только, что проблема суммарной точности может быть разделена на две основных части: 1) насколько хорошо результаты наблюдений согласуются с полученной моделью и 2) насколько верна сама модель (или хотя бы насколько она целесообразна).

Первая проблема касается точности интерпретации и рассматривалась *Steinhart* и *Meyer* [1961]. Они исходили из того факта, что наблюдения не абсолютно точно соответствуют временам пробега той модели, которая получена в результате интерпретации. Основываясь на обычных статистических способах, они разработали методику определения степени недостоверности структурных построений для моделей слоистой среды с постоянными скоростями. Эта же методика может быть распространена и на модели с непрерывно меняющимися скоростями.

Степень неопределенности, установленная таким образом, включает предположение о том, что модель соответствует наблюдениям. Эта оценка недостоверности является таким образом, минимальной в том смысле, что результаты не могут быть определены более правильно без меньшего разброса в наблюдениях. По ряду профилей показано, что относительная ошибка вычисления глубин (при уровне надежности 95%) равна 2-3%. Недавние измерения показали примерно тот же разброс. Таким образом, мы рассматриваем 2-3% как максимальную точность, достигнутую в настоящее время.

Со статистической точки зрения методика, разработанная Стейнхартом и Мейером, не является строгой, потому что ошибки во времени могут и не распределяться по нормальному закону. Изучение действительного распределения ошибок показывает тенденцию к уменьшению оценки степени недостоверности, а различия в отклонениях ещё более подчеркивают эту тенденцию. Таким образом, минимальная полученная оценка полезна для указания на то, когда полученные результаты в виде нескольких моделей не различимы между собой и, следовательно, появляется сравнительный критерий для проверки правильности результатов.

Выбор модели, которая соответствует имеющимся данным, является в какой-то степени субъективным. Хотя интерпретатор может склоняться к определенному классу моделей, имея какие-то данные, в настоящее время мы не убеждены, что выбран правильный класс. *Knopoff* и *Teng* [1965] разработали статистический метод, позволяющий вычислительной машине выбрать определенную модель для ряда наблюдений на основании заранее выбранного класса. Критерии, которые они взяли, часто заставляли вычислительную машину выбирать геометрически невозможные модели. И хотя эти модели могут быть исключены путем соответствующего определения выбранных весов для наблюдений, все же очевидно, что имеют место многие геометрически возможные модели, не имеющие никакого отношения к истинной структуре. Очень желательна дальнейшая работа в направлении, указанном *Кноповым* и *Тенгом*, в результате которой могли бы быть найдены аналитические методы для определения точности и единственности сейсмических структур в коре.

Менее приятным, но достаточно глубоким подходом к выяснению правильности структур коры является изучение ограничивающих моделей, соответствующих наблюдаемым данным, когда рассматриваются и устанавливаются максимальные и минимальные глубины, на которых появляются наблюдаемые скорости. Можно легко показать, что наименьшая глубина для годографа с достаточно хорошо отмеченными первыми вступлениями — это решение для однородного слоя, а наибольшие глубины могут быть определены для однозначного решения, выраженного непрерывной кривой (исключая необнаруженные слои с пониженной скоростью). Исследования по этой проблеме выполнены *Steinhart* и др., 1962, *Healy*, 1963, *McCamy*

и Meyer, Benny и West, [1966] и др. Часто наиболее крайние случаи могут быть на основании тех или иных данных исключены. Сравнительный анализ показал, что точность вычисленных глубин равна примерно 10% для крайних моделей, хотя подобная методика оценки не может привести к выводу о том, имеются ли в коре истинные границы раздела. Pakiser и Steinhart [1964] рассмотрели варианты независимой интерпретации в одной и той же области и пришли к выводу, что точность в определении скорости в верхней части коры равна примерно 3%, в определении глубины Мохо и скоростей в нижней части коры только порядка 10%. Однако, при детальном исследовании волны P_n скорости определяются с точностью до 3-5%.

При определении типов функции зависимости скорости от глубины, соответствующих коре, очень большую роль сыграли традиции. Хотя модели с однородными слоями могут рассматриваться в качестве хороших приближений, однако, появляется все больше данных, говорящих о том, что должны рассматриваться более общие классы моделей. В настоящее время мы можем только сказать, что скорости и глубины мы определяем с точностью не менее 10-15% и что опубликованные модели должны рассматриваться как один из множества вариантов возможных моделей. Особенно нужно быть осторожными по отношению к деталям моделей до тех пор, пока новые данные не уточнят и не подтвердят их существования.

9. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Чрезвычайно усилившаяся активность в исследовании земной коры методами взрывной сейсмологии за последние несколько лет изменила и расширила наши представления на природу земной коры. В свете наших современных знаний о коре мы должны признать, что многие устоявшиеся представления о характере земной коры, долгое время считавшиеся фундаментальными, являются несостоятельными на сегодняшний день. Было отвечено на несколько вопросов, давно стоявших на повестке дня, и были подняты, кроме того, новые проблемы.

Вполне определенно показано, что скорости волны P_n изменяются от места к месту не меньше, чем на 10%. Кроме того, наблюдаемые пластовые и средние скорости в коре значительно изме-

няются от одного района к другому, указывая на то, что основной состав континентальной коры меняется, и, следовательно, обобщения в мировом масштабе и по континентам вызывают сомнения. Скорости в коре и под корой существенно меняются. Отсюда следует тот факт, что между мощностью коры, гравитационными аномалиями и рельефом нет прямых простых связей, т.е. горы не всегда имеют корни, и некоторые участки с мощной корой наблюдаются под областями с пониженным рельефом. Таким образом, нам представляется, что изостазия определяется различием в мощности коры, вариациями в средней плотности в коре и под корой, либо комбинацией этих факторов.

Хотя известная геология поверхностных и близповерхностных частей земли отличается чрезвычайной сложностью, непосредственных доказательств сложности коры в целом по сейсмическим данным пока не удалось получить. Большое число исследователей считает, основываясь на сейсмограммах, что для объяснения ряда явлений требуется вводить скоростные градиенты. Модели одно- или двухслойной коры в иных областях не соответствуют, очевидно, действительности и есть предположение, что в некоторых регионах зависимость скорости от глубины в пределах коры может быть представлена в виде непрерывной функции.

Хотя сейсмологи берут в основу предположение о том, что скорость в коре увеличивается по направлению вниз, тем не менее в литературе появилось несколько статей о небольшой скорости инверсии в нижних частях коры. Хотя сейсмические данные, говорящие в пользу этой инверсии далеко не убедительны, все же эти работы в сочетании с лабораторными результатами заставляют предполагать что небольшие инверсии скорости в некоторых областях могут действительно иметь место. Более серьезным явлением, связанным со скоростной инверсией, может быть то, что рассчитанные скорости в коре могут иметь существенные ошибки, если не принимается во внимание даже небольшая инверсия.

Границу Мохо можно определить достаточно просто, поскольку она обнаруживается почти повсюду. Именно по этой причине эта граница принята за поверхность, разделяющую кору и мантию. Границы раздела внутри коры были установлены во многих местах, но большая степень неопределенности между данными относительно числа границ, глубин и скоростей ниже и выше этих границ застав-

ляет нас полагать, что идея о внутрикоровых границах раздела в мировом или континентальном масштабе несостоятельна. Ряд примеров изучения разными исследователями одних и тех же данных или различных данных для одной и той же области неизменно ведет к моделям с равным количеством и глубинами внутрикоровых границ раздела, но несмотря на эти очевидные противоречия, средние взвешенные значения скоростей в среде по опубликованным данным были приблизительно одинаковыми. Мы полагаем, что средне-взвешенное значение скорости в коре может оказаться полезной величиной при сравнении коры в континентальном и мировом масштабе.

Были получены конкретные доказательства, особенно в Европе, о наличии почти вертикальных отражений от глубоких границ раздела. Эти данные, видимо, говорят в пользу действительного существования внутрикоровых границ раздела в некоторых районах. По ним можно судить, что структура коры гораздо более неоднородна и сложна, чем это следует из данных, полученных методом преломленных волн.

Одно интересное сообщение об анизотропии в скоростях волны P_n заставляет нас думать, что необходимо усилить попытки по выяснению наличия азимутальных вариаций в скорости в верхней мантии для достаточно больших областей.

Несмотря на увеличение исследований коры методом ГСЗ, некоторые проблемы остаются неизученными. У нас нет надежных значений о параметре поглощения Q в коре для волн P или S . По существу даже данные о распределении скоростей S - волн с глубиной являются очень скудными. Мало известно о поведении коэффициента Пуассона с глубиной. В результате развития разных методик и увеличения масштаба усилий, по-видимому, пришло время ввести более сложные модели с учетом анизотропности, нелинейности и гетерогенности. Тогда мы можем попытаться истолковать непосредственно смысл моделей, созданных на основе простых предположений, вытекающих из лучевой теории, и в то же время сделать количественную оценку гетерогенности.

Agger, H.E., and E.W. Carpenter, A crustal study in the vicinity of the Eskdalemuir seismological array station, Geophys. J., 9(1-), 69-83, 1965.

Aki, K., Crustal structure in Japan, Trans. Am. Geophys Union, 44 (3), 807-811, 1963.

Aldrich, L.T., Asada, M.N. Bass, A.L. Hales, M.A. Tuve and G.W. Wetherill, The earth's crust, Carnegie Inst. Wash. Year Book 59, 205-208, 1960.

Asada, T., J.S. Steinhart, A. Rodriguez, M.A. Tuve and L.T. Aldrich, The earth's crust, Carnegie Inst. Wash. Year book 60, 244-250, 1961.

Backus, G.E., Possible forms of seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans, J. Geophys. Res., 70(14), 3429-3439, 1965.

Balkay, B., Structure of the earth's crust in Hungary (in Hungarian with English summary), Geofiz. Kozlemen., 9(1-2) 5-21, 1960.

Barrett, D.J., M. Berry, J.E. Blanchard, M.J. Keen, and R.E. McAllister, Seismic studies on the Nova Scotia Shelf, Trav. Sci., A, 23, 99-102, 1964 a.

Barrett, D.L., M. Berry, J.E. Blanchard, M.J. Keen, and R.E. McAllister, Can. J. Earth Sci., 1, 10-22, 1964 b.

Bath, M., Die Conrad-Diskontinuitat, Freiburger, For-schugsh., C 101, 5-34, 1961.

Bath, M., and E. Trygvason, Deep seismic reflection experiments at Kiruna, Geophys. Pura Appl., 51, 79-90, 1962.

Beaufils, Y., P. Melcher, and Y. Rocard, Resultats du tir du lac de L'eychauda, Ann. Geophys., 21, 287-291, 1965.

Behnke, C., Giese, Cl. Prodehl, and G. de Visintini, Seismic refracton investigations in the Dolomites for the exploration of the earth's crust in the eastern Alpine area 1961, Boll. Geofiz. Teor. Appl., (14), 110-132, 1962.

Berg, J.W., Jr., K.L. Cook, H.D. Narans, Jr., and W.M. Dolan, Seismic investigation of crustal structure in the eastern part of the Basin and Range province, Bull. Seismol. Soc. Am., 50., (4), 511-535, 1960.

Berger ,J., J.E. Blanchard , M.J. Keen , and C.F. Tsong ,
Seismic crustal studies on the east coast of Canada : the edge
of the continental shelf (abstract) , Trans. Am. Geophys. Union
45 (1) , 72 , 1964 .

Berry,M. J., and G.F. West , An interpretation of the first
arrival data of the Lake Superior experiment by the time-
term method , Bull. Seismol. Soc. Am., 56 (1), 141-171, 1966 .

Birch,F., The velocity of compressional waves on rocks to
10 kilobars , 1, J. Geophys. Res., 65 (4), 1083-1102, 1960 .

Birch ,F., The velocity of compressional waves in rocks to
10 kilobars ,2, J. Geophys. Res., 66(7-) , 2199-2224 ,1961.

Brandt, G., Methode des reguliert gerichteten Empfanges
seismischer Wellen /the method of controlled direction recep-
tion of seismic waves /, Geophys. Geol., no. 4, 48-85, 1962 .

Brockamp ,B., and K. Wölcken , Bemerkungen zu den Beobach-
tungen bei Steinbruchsprengungen , Z. Geophys.,5, 163-171,1929.

Bullard , E.C., The interior of the earth, in The earth
as a planet , edited by G.P. Kuiper ,pp. 57-75, University of
Chicago Press, 1954 .

Bullard,E. C., T.F. Gaskell, W.B. Harland , and G. Kerr-
Grant , Seismic investigations on the Paleozoic floor of east
England , Phil. Trans. Roy . Soc. London , A.239, 29-94, 1940 .

Bullard ,E.C., and D.T. Griggs, the nature of the Moho -
rovocic discontinuity , Geophys. J., 6(1), 118-123 , 1961 .

Bullen ,K.E., Seismic ray theory, Geophys.J., 4,93 - 105,
1961 .

Bunce ,E.T., S. Grampin, J.B. Hersey , and M.N. Hill, Sei-
smic refraction observations on the continental boundary west of
Britain , L. Geophys. Res., 69 (18), 3853 - 3863, 1964 .

Byerly ,P., Subcontinental structure in the light of sei-
smological evidence , Advan. Geophys.,3, 105-152 , Academic Press,
New- York , 1956 .

Garder ,D.S., and L.F. Bailey, Seismic wave travel times
from nuclear explosions , Bull. Seismol. Soc. Am., 48,377,1958 .

Charlier ,C., L'explosion D'Heligoland, Obs. Roy. Belg. a
Uccle , Pibl. Serv. Seismol. Gravim., ser. S,2, 1947 a .

Charlier,C., Deuxieme rapport sur l'explosion d'Heligoland,
Obs.Roy.Belg.,Publ.Serv.Seismol. Gravim.,ser. S, p.26, 1947 b.

Choudhury, M.A., Sur la structure generale de la croûte terrestre en Europe occidentale , Compt. Rend., 252(9), 1362 - 1364 , 1961 .

Clasen, G., and G. Dohr , Reflexionsseismische Messungen in der gefalteten Molasse Oberbayerns , Z. Deutsch , Geol. Ges., 109, 612-623, 1957 .

Closs ,H., Über Erfahrungen mit Sprengungen zur Untersuchung der höheren Teile der Erdkruste in Deutschland (On experiences with explosions for investigation of the upper parts of the earth's crust in Germany), Ann. Geophys., 12 (3), 257 - 270 , 1959 .

Closs, H., Seismic experiments in the Dolomites (Lago Lagorai) to investigate the earth's crust in the eastern Alpine area ,1, Antecedent of the experiments "Lago Lagorai 1961" Boll. Geofis. Teor. Appl. , 4(14), 99-101 , 1962 .

Closs ,H., and C. Behnke , Fortschritte der Anwendung seismischer Methoden in der Erforschung der Erdkruste, Geol. Rundschau , 51 (2), 315-330, 1964 .

Closs, H., and Y. Labrouste , Recherches seismologiques dans les Alpes occidentales au moyen de grandes explosions en 1956, 1958 , et 1960 , Seismologie , ser . XII, 2, 241 , Centre National de la Recherche Scientifique , 1963 .

Collette ,B.J., R.A. Lagaay and A.R. Ritsema , Depth of the Mohorovicic discontinuity under the North Sea Basin, Nature, 205 (4972), 688-689, 1965 .

Conrad, V., Laufzeitkurven des Taurinbebens ,28, November 1923, Nitt. Erdb. Komm. Wien . Akad. Wiss., no. 59, 1-23, 1925 .

Cook ,K.L., The problem of the mantle-crust mix: Lateral inhomogeneity in the uppermost part of the earth's mantle, Advan. Geophys . , 9, 295-360 , 1962 .

Cook ,K.L., S.T. Algermissen , and J.K. Costain , The status of PS converted waves in crustal studies , J. Geophys . Res., 67 (12), 4769-4778 , 1962 .

Costain ,J.K., K.L. Cook , and S.T. Algermissen, Amplitude , energy , and phase angles of plane SV waves and their application to earth crustal studies , Bull. Seismol. Soc. Am., 53(5), 1039-1074, 1963 .

Cumming, G.L., G.D. Garland, and K. Vozoff, Seismological measurements in southern Alberta , Final Rept.1, contract AF 19(604) -8470 , 31 pp.,1962.

Dainty ,A.M., G.N. Ewing, J.E. Blanchard, and M.J.Keen, Seismic studies within the Appalachian system on the eastern seaboard of Canada , Trans. Am. Geophys. Union, 46(1),106-107 .

Dehlinger, P., E.F. Chiburis , and M.M. Collver, Local travel-time curves and their geological implications for the Pacific Northwest states , Bull. Seismol. Soc.Am., 55(3), 587-607 , 1965.

Diment, W.H., S.W. Stewart , and J.C. Roller , Crustal structure from the Nevada test site to Kingman, Arizona , from seismic and gravity observations , J. Geophys. Res., 66(1),201-214, 1961 .

Dix, C.H., Seismic Prospecting for Oil ,414 pp., Harper and brothers , New York, 1952 .

Dix, C.H., Reflection seismic crustal studies ,Geophysics, 30(6), 1068-1084, 1965 .

Dohr,G., Ein Beitrag der Reflexionsseismik zur Erforschung des tiefern Untergrundes, Geol. Rundschau,46, 17-26, 1957.

Dohr, G., Untersuchungen über den Bau der Erdkruste in Westdeutschland durch Reflexionsseismische Messungen, Boll. Geofis. Teor. Appl., (14), 142-154, 1962 .

Eaton, J.P., Crustal structure from San Francisco, California , to Eureka, Nevada from seismic -refraction measurements , J. Geophys. Res., 68 (20), 5789-5806, 1963.

Eiby, G.A., Crustal seismic project , New Zealand Dept . Sci. Ind. Res. Geophys. Mem.5, 40 pp.,1957 .

Eiby, G.A., The structure of New Zealand from seismic evidence , Geol. Rundschau, 47, 647-662, 1958 .

Embree,P.,J. Burg, and M. Backus, Wide-band velocity filtering -the pie-slice process, Geophysics,28,948-974, 1963.

Ewing,M.,A. Gary , and J. Lohnse , Seismological observations on quarry blasting ,Trans. Am. Geophys. Union, pp. 91-94, 1934 .

Förtsch,O., Analyse der seismischen Registrierungen der Grosssprengung bei Haslach im Schwarzwald am 28.April 1948, Geol. Jahrb., 66, 65-80, 1951 .

Fuchs ,K., and O. Kappelmeyer, Report on reflection measurements in the Dolomites , September 1961, Boll. Geofis.Teor. Appl., 4(14-), 133-141 , 1962 .

Fuchs,K., St. Müller ,E. Peterschmitt, J. Rothe, A.Stein, and K. Strobach, Krustenstruktur der Westalpen nach refraktionsseismischen Messungen, Gerlands Beitr. Geophys.,72(3), 149-169, 1963 .

Galfi, J., and L. Stegena , Deep reflections in the region of Hajduszoboszlo (in Hungarian with English summary) , Geofiz. Kozlemen., Budapest, pp. 37-40, 1955 .

Galfi,J., and L. Stegena, Deep reflections in the environment of Hajduszoboszlo, northeastern Hungary, Acta Geol., 4, 229-233, 1956 .

Galfi, J., and L. Stegena , Tiefenreflexionsversuche in Ungarn zum Studium der kontinentalen Aufbauung, Geol. Rundschau 46, 26-29, 1957 .

Galfi, J., and L. Stegena , Deep reflections and crustal structure in the Hungarian Basin , Ann. Univ. Sci. Budapesti - nensis, Sect. Geol., 3 , 41-47, 1960 .

Galfi, J., and L. Stegena , a Generalized method for establishing crustal thickness by means of P_p - and P_s - type converted waves (in Hungarian with English and Russian summaries), Geofiz. Kozlemen., 12(1-2), 57-64 , 1963 .

Geneslay,R., Y. Labrouste, and J.P. Rothe, Reflexions a grande profondeur dans les grosses explosions (Champagne ,Octobre 1952), Trav. Sci. Assoc. Seismol. Union , Geod. Geophys., 19, 331-334, 1956 .

German Research Group for Explosion Seismology , Crustal structure in western Germany , Z.Geophys., 30(5),209-234,1964.

Green, R., and J.S. Steinhart, On crustal structure deduced from seismic time-distance curves , New Zealand J. Geol. Geophys., 5(4), 579-591,1962 .

Gupta ,R.N., and G.H. McTaggart-Cowan, Crustal seismic refraction profiles - A compilation , suppl. 1, Inst. Earth . Sci. Univ. Toronto Rept. 9, 1964 .

Gutenberg, B., editor, Introduction, in Internal Constitution of the Earth, 2nd ed.,pp. 1-7,Dover Publication, New York, 1951.

Gutenberg, B., Effects of low-velocity layers , Geophys . Pura Appl., 28, 1-10 , 1954.

Gutenberg , B., Wave velocities in the earth's crust , in The Crust of the Earth, edited by A. Poldervaart, Geol. Soc. Am. Spec. Paper 62, 19-34, 1955 .

Hagedoorn, J.G., The elusive first arrival , Geophysics , 29 (5-), 806-813 , 1964 .

Hall, D.H., and W.C. Brisbin, A study of the Mohorovicic discontinuity near Flin Flon , Manitoba , Final Rept., contract AF 19(604)-8482 , 46 , pp. 1961 .

Hall , D.H., and W.C. Brisbin , Crustal structure from converted head waves in central western Manitoba , Geophysics, 30 (6), 1053-1067 , 1965 .

Hamilton , R.M., A. Ryall , and E. Berg , Crustal structure southwest of the San Andreas fault from quarry blasts, Bull. Seismol. Soc. Am., 54 (1), 67-77 , 1964 .

Haskell, N.A., Crustal reflection of plane P and SV waves, J. Geophys. Res., 67 (12), 4751-4767, 1962 .

Healy, J.H., Crustal structure along the coast of California from seismic-refraction measurements , J. Geophys. Res., 68 (20) , 5777 - 5787, 1963 .

Herrin, E.T., T_p travel-time anomalies and structure of the upper mantle (abstract), Trans. Am. Geophys. Union, 47(1), 44, 1966 .

Herrin, E.T., and J. Taggart , Regional variations in P_n velocity and their effect on the location of epicenters , Bull. Seismol. Soc. Am., 52(5), 1037-1046 , 1962 .

Hess , H.H., Seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans , Nature , 203 (4945), 629-631, 1964 .

Hirano , T., Seismology , in Japanese Contribution to the International Geophysical Year and the International Geophysical Cooperation , 4, 168-179, 1962 .

Hotta , H., S. Murauchi, T. Usami, E. Shima , Y. Motoya, and T. Asunuma , Crustal structure in central Japan along longitudinal line 139 ° E as derived from explosion seismic observations, 2, Crustal structure , Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 42, part 3 , 533 -541 , 1964 .

Hughes ,D.S., and J.H. Cross , Elastic wave velocities in rocks at high pressures and temperatures , Geophysics, 16 (4) , 577-593, 1951 .

Hughes,D.S., and C. Maurette , Variation of elastic wave in granites with pressure and temperature ., Geophysics,21(2) 277-284, 1956 .

Hughes D.S., and C. Maurette, Variation of elastic wave velocities in basic igneous rocks with pressure and temperature, Geophysics , 22(1), 23-31, 1957 .

Jeffreys, H., On near eartquakes , Monthly Notices Roy. Astron. Soc., Geophys. Suppl., 1, 385-402, 1926 .

Jonhson, Lane R., Crustal structure between Lake Mead, Nevada, and Mono Lake , California , J. Geophys. Res., 70(12),2863-2872, 1965.

Kanamori, H., Study on the crust -mantle structure in Japan, 2, Interpretation of the results obtained by seismic refraction studies in connection with the study of gravity and laboratory experiments , Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ. ,41, part 4 , 761-779, 1963.

Kanasewich,E.R., and G.L. Cumming, Near-vertical-incidence seismic reflections from the "Conrad" discontinuity, J.Geophys. Res., 70(14), 3441-3446, 1965.

Karnik,V., Les vitesses des ondes seismiques excitees par les explosions industrielles en Bohême, Trav. Sci. Intern.Union Geod. Geophys., 19, 319-324, 1956 .

Karnik,V., The blast near Eschenlohe , Bavaria, recorded at Pruhonice , Cesk. Akad. Ved. Studia Geophys. Geod.,2,400-401, 1958.

Knopoff, L., and T.L. Teng, Analytical calculation of the seismic travel-time problem, Rev. Geophys., 3(1), 11-24, 1965 .

Kosminskaya, I.P., and Y.V. Riznichenko, Seismic studies of the earth's crust in Eurasia, in Research in Geophysics,vol.2, pp.81-122, Massachusetts Institute of Technology Press.Cambridge, 1964.

Labrouste ,Y.H., Etudes de la croûte terrestre faites pendant l'AGI par les seismologues francais, Ann.IGY,30,146-159, 1965.

- Lee, Y.W., Statistical Theory of Communication, John Wiley Sons, New York, 509 pp., 1960 .
- Leet, L.D., Seismological data on surface layers in New England , Bull. Seismol. Soc. Am., 26, 129-145, 1936.
- Leet, L.D., Trial travel times for northeastern America, Bull. Seismol. Soc. Am., 31, 325-334 , 1941 .
- Liebscher, H.J., Reflexionshorizonte der tieferen Erdkrust in bayerischen Alpenvorland , abgeleitet aus Ergebnissen der Reflexionsseismik (with English summary), Z.Geophys., 28(4), 162-184, 1962 .
- Liebscher, H.J., Deutungsversuchen für die Struktur der tieferen Erdkruste nach reflexionsseismischen und gravimetrischen Messungen im deutschen Alpenvorland , Z. Geophys., 30(2), 51 - 96 , 1964 a .
- Liebscher, H.J., Deutungsversuche für die Struktur der tieferen Erdkruste nach reflexionsseismischen und gravimetrischen Messungen im deutschen Alpenvorland, 2, Z. Geophys., 30(3), 115-126 , 1964 b .
- MacDonald, G.J.F., and N.F. Ness , Stability of phase transitions within the earth, J. Geophys. Res., 65(7), 2173 - 2190 , 1960 .
- Macelwane , J.B., Evidence on the interior of the earth derived from seismic sources , in Internal Constitution of the Earth, 2nd ed., edited by Beno Gutenberg , pp.227-304, Dover Publications , New York , 1951 .
- Matuzawa , T., On the crustal structure in northeast Japan by explosion-seismic observations , Bull. Earthquake Res.Inst., Tokyo Univ., 37, 123-154, 1959 .
- Matuzawa , T., Matumoto and S. Asano, On the crustal structure derived from observations of the second Hokoda explosion , Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 37, 509-524 , 1959 .
- McCamy, K., and R.P. Meyer , A correlation method of apparent velocity measurement , J. Geophys. Res., 69(4), 691 -699, 1964.
- McCamy, K., R.P. Meyer, and T.J. Smith, Generally applicable solutions of Zoeppritz' amplitude equations, Bull. Seis.Soc. Am., 52(4), 923-955, 1962 .

McConnel, R.K., Jr., R.N. Gupta, and J.T. Wilson, Compilation of deep crustal structure seismic refraction profiles, *Rev. Geophys.*, 4(1), 41-100, 1966.

McConnel, R.K., Jr., and G.H. McTaggart-Cowan, Crustal seismic refraction profiles - A compilation, *Inst. Earth, Sci. Univ Toronto Rept. 8*, 54 pp., 1963.

Mead, J., Investigation of possible vertical reflections from deep crustal discontinuities, ONR report on contract N7 onr- 18008, N RO8I -108, 7 pp., 1956.

Meyer, R.P., J.S. Steinhardt, D.F. Howell, Jr., W.E. Bonini, D.A. Fahlquist, and L.T. Aldrich, Cooperative Maine experiment in crustal seismology; methods and application of fixed linear recording arrays to crustal measurements (abstract) *J. Geophys. Res.*, 67(9), 3580-3581, 1962.

Mikumo, T., Crustal structure in central California in relation to the Sierra Nevada, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 55(1), 65-83, 1965.

Mintrop, L., On the stratification of the earth's crust according to seismic studies of a large explosion and earthquakes, *Geophysics*, 14, 321-336, 1949.

Mituch, E., Recent results of seismic investigations of the crust in Hungary (in Hungarian with English and Russian abstracts), *Geofiz. Kozlemen.*, 13(3), 289-300, 1964.

Mohorovicic, A., Das Beben vom 8. X. 1909, *Jahrb. Meteorol. Obs. Zagreb für 1909*, Band 9, Teil 4, Abschnitt 1, 1910.

Muller, St., A. Stein, and R. Veas, Seismic scaling laws for explosions on a lake bottom, *Z. Geophys.*, 6, 258-280, 1962.

Nakamura, Y., and B.F. Howell, Maine seismic experiment: frequency spectra of refraction arrivals and the nature of the Mohorovicic discontinuity, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 54(1), 9-18, 1964.

Narans, J.D., Jr., J.W. Berg, Jr., and K.L. Cook, Sub-basement seismic reflections in northern Utah, *J. Geophys. Res.*, 66(2), 599-603, 1961.

Neumann, F., Crustal structure in the Puget Sound area, *Bur. Central Seismol. Intern. Publ., Ser. A, Trav. Sci.*, no. 20, 153-167, 1959.

Norden ,J.A.E., Thickness of the earth's crust below nuclear test site Gnome , southeastern New Mexico, Oklahoma Geology Notes, 23(7), 181-188, 1963 .

O'Brien ,P.N.S., The use of amplitude and frequency in exploration seismology, Proc. 5th World Petroleum Congr., New York, sect,1, paper 34, pp. 627-642, 1959 .

O'Brien,P.N.S., Seismic waves observed 20 km from explosions in a lake , B.P.Res. Centre Rept. 140, 24 pp., 1964 .

O'Brien,P.N.S., Analysis of the Bormio and Riale refraction records of the 1962 Lake Lagorai explosions ,B.P.Res.Centre Rept. 144, 20 pp., 1965.

Pakiser ,L.C., Structure of the crust and upper mantle in the western United States , J. Geophys. Res., 68(20),5747 - 5756, 1963 .

Pakiser ,L.C., and D.P. Hill, Crustal structure in Nevada and southern Idaho from nuclear explosions , J.Geophys.Res., 68(20), 5757-5766, 1963 .

Pakiser ,L.C., and J.S. Steinhart , Explosion seismology in the western hemisphere , in Research in geophysics , vol.2, Solid Earth and interface Phenomena , pp. 123-147 , Massachusetts Institute of Technology Press, Cambridge , 1964 .

Pentillä, E., Report on the 1960 and 1961 explosion seismic investigations of the earth's crust in Finland , Geophysica Helsinki ,7(4), 209-220 , 1963 .

Pentillä,E., M. Karras, M. Nurmia , A.Siivola, and E.Vesanen , Report on the 1959 explosion seismic investigation in southern Finland , Univ. Helsinki, Publ. Seismol., no.35, 20pp., 1960.

Pentillä ,E., and M. Nurmia , Determination of the Thickness of the granite layer in southwest Finland , Geophysica Helsinki ,7(2), 97-99, 1960 .

Peterschmitt, E., H. Menzet, and K. Fuchs, Seismische Messungen in den Alpen - Die Beobachtungen auf dem NE-Profil Lago Lagorai 1962 und ihre vorläufige Auswertung ,Z. Geophys., 31 (1) , 41-49 , 1965 .

Porkka, M.T., and E.E. Vesanen , Earthquake in Ranua and Pudasjärvi 1956 , Geophysica , 5(4), 226-229 ,1956 .

Press, F., Crustal structure in the California-Nevada region, J. Geophys. Res., 65(3), 1039-1051, 1960 .

Press, F., and S. Biehler, Inferences on crustal velocities and densities from P-wave delays and gravity anomalies, J. Geophys. Res., 69(14), 2979-2995, 1964 .

Prodehl, C., Auswertung von Refraktionsbeobachtungen im bayerischen Alpenvorland, Z. Geophys., 30, 161-181, 1964 .

Prodehl, C., Struktur der tiefen Erdkruste in Südbayern und längs eines Querprofiles durch die Ostalpen, abgeleitet aus refraktionsseismischen Messungen bis 1964, Bull. Geofis. Teor. Appl., 7, 35-88, 1965 .

Reich, H., Geologische Ergebnisse der seismischen Beobachtungen der Sprengung auf Helgoland, Geol. Jahrb., 64, 1950 .

Reich, H., Über seismische Beobachtungen der Prakla von Reflexionen aus grossen Tiefen bei den grossen Steinbruch-Sprengungen in Blaubeuren am 4. März und am 10. Mai 1952, Geol. Jahrb., 68, 225-240, 1954 .

Reich, H., In Süddeutschland seismische ermittelte tiefe Grenzflächen und ihre geologische Bedeutung, Geol. Rundschau, 46, 1-16, 1957 .

Reich, H., Seismische und geologische Ergebnisse der 2-to-Sprengung im Tiefbohrloch Tölz I am 11, XII, 1954, Geol. Jahrb., 75, 1-46, 1959 .

Reich, H.C. Förtsch, and G. Schulze, Results of seismic observations in Germany on the Heligoland explosion of April 18, 1947, J. Geophys. Res., 56, 147-156, 1951 .

Reich, H., G. Schulze, and O. Förtsch, Das geophysikalische Ergebnis der Sprengung von Haslach in südlichen Schwarzwald am 28. und 29. April 1948, Geol. Rundschau, 36, 85-96, 1948 .

Reinhardt, H., Steinbruchsprengungen zur Erforschung des tieferen Untergrundes, Freiburger Forschungshefte, C 15, Geophysic, pp.1-91, 1954 .

Rieber, F., Complex reflection patterns and their geologic sources, Geophysics, 2(2), 132-160, 1937 .

Rische, H., Zur Erfassung und Deutung tiefer Reflexionen im Thüringer Becken, Z. Angew. Geol., 7(3), 105-108, 1961 .

Roller, J.C., Crustal structure in the vicinity of Las Vegas, Nevada, from seismic and gravity observations, U.S. Geol. Surv. Profess. Paper, 475-D, art. 143, D108-D111, 1964 .

Roller ,J.C., Crustal structure in the eastern Colorado Plateaus province from seismic-refraction measurements , Bull. Seismol. Soc. Am., 55(1), 107-119, 1965 .

Roller ,J.C., and J.H. Healy , Seismic-refraction measurements of crustal structure between Santa Monica Bay and Lake Mead , J. Geophys. Res., 68(20), 5837-5849, 1963 .

Rothe ,J.P., Quelques experiences sur la structure de la croûte terrestre en Europe occidentale , Contributions in Geophysics in Honor of Beno Gutenberg ,1, 135-151, Pergamon Press , 1958 .

Rothe J.P., and E. Peterschmitt, Etude seismique des explosions d'Haslach ,Ann. Inst. Phys. Globe Met., part 3, Geophys. Globe Met., part 3, Geophysics ., pp. 13- 18, Strasbourg, 1950 .

Ryall,A., and D.J. Stuart, Travel times and amplitudes from nuclear explosions , Nevada test site to Ordway, Colorado, J. Geophys. Res., 68(20), 5821-5836 , 1963 .

Sander, G.W., and A. Overton, Deep seismic refraction investigation in the Canadian Arctic Archipelago ,Geophysics , 30(1), 87-96, 1965 .

Sheidegger, A.E., and P.L. Willmore , The use of a least-squares method for the interpretation of data from seismic surveys, Geophysics ,22, 9-22, 1957 .

Schulze ,G.A., and O. Förtsch , Die seismischen Beobachtungen bei der Sprengung auf Helgoland am. 18, April 1947 zur Erforschung des tieferen Untergrundes , Geol. Jahrb., 64, 204 - 242, 1950 .

Schwind,J.J., J.W. Berg, and K.L. Cook, PS converted waves from large explosions ,J. Geophysics . Res.,65 (11),3817-3824 , 1960 .

Shannon ,C.E., and W. Weaver , The Mathematical Theory of Communication, University of Illinois Press, Urbana ,117 pp., 1949.

Shima ,E., Modifications of seismic waves in superficial soil layers as verified by comparative observations on and beneath the surface , Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.,40, part 2, 187-259, 1962 .

- Shima, E., K. McCamy, and R.P. Meyer, A Fourier transform method of apparent velocity measurement , Bull. Seismol. Soc. Am., 54, 1843-1854, 1964 .
- Shor, G.G., and D.D. Pollard, Mohole site selection studies north of Maui, J. Geophys. Res., 69(8), 1627-1637, 1964.
- Slichter, L.B., The theory of the interpretation of seismic travel-time curves in horizontal structures , Physics, 3 (6) , 272-295, 1932 .
- Slichter, L.B., Seismological investigations of the earth's crust using quarry blasts, Bull. Geol. Soc. Am., 49, 1927, 1938.
- Slichter, L.B., Seismic studies of crustal structure in New England by means of quarry blasts, Bull. Geol. Soc. Am., 50, 1934, 1939.
- Slichter, L.B., Crustal structure in the Wisconsin area, Office Naval Res. Rept. N 9 onr 86200, 1951 .
- Smith, T.J., J.S. Steinhart, and L.T. Aldrich, Lake Superior crustal structure , J. Geophys. Res., 71(4), 1141-1181, 1966.
- Spencer, T.W., Refraction along a layer , Geophysics, 30 , 369-389, 1965 .
- Stegena, L., Seismische Untersuchungen der Tiefenstruktur der Erdkruste in Ungarn , Cesk. Akad. Ved. Studia Geophys. Geod., 2, 177-181, 1958 .
- Stegena, L., The structure of the earth's crust in Hungary, Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 8(1-4), 413-431, 1964 .
- Stegena, L., Research on crustal structure in Hungary , Ann. IGY, 30, 163-167 , 1965 .
- Steinhart, J.S., Lake Superior seismic experiment : shots and travel times , J. Geophys. Res. , 69 (24), 5335-5352, 1964.
- Steinhart, J.S., The Mohorovicic discontinuity, in International Dictionary of Geophysics , edited by S.K. Runcorn , Pergamon Press, London , 1966 .
- Steinhart, J.S., R. Green, T. Asada , A. Rodriguez, L.T. Aldrich, and M.A. Tuve , The earth's crust, Carnegie Inst. Wash. Year Book 61 , 221-234, 1962 .
- Steinhart, J.S., and R.P. Meyer, Explosion studies of continental structure , Carnegie Inst. Wash. Publ. 622, 409 pp. 1961.

Steinhart ,J.S., T.J. Smith, I.S. Sacks, R.Sumner, Z.Suzuki, A. Rodriguez, C. Lomnitz, M.A. Tuve, and L.T. Aldrich, Seismic studies , Carnegie Inst. Wash. Year Book 62, 280-289, 1963.

Steinhart ,J.S., Z. Suzuki, T.J. Smith, L.T. Aldrich, and I.S. Sacks , Explosion seismology , Carnegie Inst. Wash. Year Book 63 ,311-319, 1964 .

Stewart,S.W., and L.C. Pakiser , Crustal structure in eastern New Mexico interpreted from the Gnome explosion , Bull.Seismol. Soc. Am., 52(5),1017-1030, 1962 .

Suzuki, Z., Maine seismic experiment , A study of shear waves ,Bull. Seismil. Soc. Am., 55(2),425-439, 1965 .

Szenas, G., Some remarks concerning the Earth's crust in Hungary (in Hungarian with English and Russian abstracts), Geofiz. Kozlemen., 13(3), 301-303, 1964 .

Tardi,P., Enregistrements seismiques de grandes explosions dans les Alpes occidentales en Septembre 1958, Compt.Rend., 248 ,1069-1072 , 1959 .

Tuve , M.A., H.E. Tatel, and P.J. Hart , Crustal structure from seismic exploration ,J. Geophys. Res., 59, 415-422, 1954 .

Tatel ,H.E., and M.A. Tuve , Seismic exploration of a continental crust , Geol. Soc. Am.Spec. Paper 62, 35-50, 1955 .

Usami,T.T.Mikumo ,E. Shima , I. Tamaki, S. Asano, T.Asada, and T. Matuzawa , Crustal structure in northern Kwanto district by explosion seismic observations ,2, Models of crustal structure , Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ. 36, 349-357,1958.

Verma ,R.K., Elasticity of some high -density crystals,J. Geophys. Res., 65(2), 757-766, 1960 .

Vesanen,E., Seismic crustal studies in Finland ,Ann. IGY, 30, 143-146, 1965 .

Von zur Mühlen , W., Ergebnisse der SteinbruchSeismik in Siegerland . . ,Geol. Jahrb., 71, 569-594, 1956 .

Warrick, R.E., D.B. Hoover ,W.H. Jackson, L.C. Pakiser, and J.C. Roller , The specification and testing of a seismic -refraction system for crustal studies , Geophysics ,26, 820-824, 1961.

White ,W.R.H., and J.C. Savage, A seismic refraction and gravity study of the earth's crust in British Columbia ,Bull. Seismol. Soc. Am., 55(2), 463- 468 , 1965 .

Wiechrrt, E., Untersuchung der Erdrinde mit Hilfe von Sprengungen, Geol. Rundschau, 17, 339-346, 1925.

Willmore, P.L., Seismic experiments on the North German explosions, 1946-to 1947, Phill. Trans. Roy Soc. London, A, 242, 123-151, 1949.

Willmore, P.L., and A.M. Bancroft, The time-tirm approach to refraction seismology, Geophysics, J., 3, 419-432, 1960.

Willmore, P.L., E. Herrin, and R.P. Meyer, Examination of irregular sub-surface structures by seismic refraction methods, Nature, 197 (4872), 1094-1095, 1963.

Wojtczak-Gadomska, B., Guterch, and J. Uchman, Preliminary t results of deep seismic soundings in Poland, Acad. Sci. Polon, ser. Sci. Geol. Geod., 12 (4), 205-211, 1964.

Wyllie, P.J., The nature of the Mohorovicic discontinuity, a compromise, J. Geophys. Res., 68(15), 4611-4619, 1963.

Алексеев А.С. О кинематических и динамических свойствах основных глубинных волн в случае некоторых теоретических моделей земной коры. В сб. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Москва, изд-во АН СССР, 1962.

Балавадзе Б.К., Миндели П.Ш. Строение земной коры в бассейнах Черного и Азовского морей. Тбилиси, изд-во АН Груз. ССР, 1964.

Белоусов В.Г., Вольвовский Б.С., Вольвовский И.С., Рябой В.З. Экспериментальные исследования по регистрации глубинных отраженных волн. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 8, 1962.

Белоусов В.В. О коре и верхней мантии материков. Советская геология, № 1, 1965.

Булин Н.К. Опыт регистрации взрывов низкочастотной сейсмической аппаратурой. В сб. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Москва, изд-во АН СССР, 1962.

Бутовская Е.М., Уломов В.И. Годографы сейсмических волн и некоторые особенности строения земной коры в Средней Азии по данным записей мощных взрывов. В сб. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Москва, изд-во АН СССР, 1962.

Васильев Ю.И., Иванова Т.Г., Ковалев О.И., Молотова М.В. О низкочастотной сейсморазведке. В сб. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. М., изд-во АН СССР, 1962.

Вольвовский Б.С., Вольвовский И.С., Рябой В.З. Лабораторное применение метода РНП для интерпретации материалов глубокого сейсмического зондирования. Разведочная и промышленная геофизика, 36, 1960.

Галкин И.Н., Зайончковский М.А. Об аппаратуре для глубокого сейсмического зондирования. В сб. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. М., изд-во АН СССР, 1962.

Гальперин Е.И., Косминская И.П., Кракшина Р.М. Основные характеристики глубинных волн, зарегистрированных при глубинном сейсмическом зондировании в центральной части Каспийского моря. В сб. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. М., изд-во АН СССР, 1962.

Гамбурцев Г.А., Ризниченко Ю.В., Берзон И.С., Епинатьева А.М., Пасечник И.Р., Косминская И.П., Карус Е.В., Корреляционный метод преломленных волн. М., изд-во АН СССР, 1952.

Годин Ю.Н. Сейсмические исследования земной коры, проведенные ВНИИГеофизикой на Русской платформе и в Средней Азии в 1956-1960 гг. В сб. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР, М., изд-во АН СССР, 1962.

Годин Ю.Н., Вольвовский Б.С., Вольвовский И.С., Рябой В.З., Шрайбман В.И. Особенности строения земной коры запада Средней Азии. Доклады АН СССР, 146/4, 1962.

Давыдова Н.И., Шварц Я.Б., Ярошевская Г.А. Волновая картина при глубинном сейсмическом зондировании на профиле Магадан-Кольма. В сб. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР, М., изд-во АН СССР, 1962.

Егоркин А.В. Строение земной коры на юго-востоке Русской платформы. В сб. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР, М., изд-во АН СССР, 1962.

Емшанов Л.А. Об оценке шероховатости сейсмических отражающих границ. В сб. Сейсмические, гравиметрические и промышленно-геофизические исследования в нефтяной и газовой промышленности. М., Труды Института нефтехимической и газовой промышленности, № 50, 1964 г.

Казанли Д.Н., Попов А.А. Характеристика глубинных волн, зарегистрированных в Центральном Казахстане. В сб. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. М., изд-во АН СССР, 1962.

Косминская И.П. Предисловие. В сб. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. М., изд-во АН СССР, 1962.

Косминская И.П. О соотношениях между детальными и малодетальными наблюдениями. В сб. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. М., изд-во АН СССР, 1962.

Косминская И.П. Классификация структур земной коры по сейсмическим данным. Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР, № 15, 1963.

Косминская И.П. Изучение земной коры в период Международного геофизического года. Бюлл. Межведомственного геофизического комитета АН СССР, № 14, 1964.

Косминская И.П., Зверев С.М., Вейцман П.С., Тулина Ю.В., Кракшина Р.М. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1963.

Липовецкий И.А., Неволин Н.В., Тагай Е.Д. Результаты региональных сейсмических исследований в Прикаспийской впадине. Прикладная геофизика, № 38, 1964.

Миндели П.Ш., Непрочнов Ю.П., Патарая Е.И. Определение области отсутствия гранитного слоя в Черноморской впадине по данным ГСЗ и сейсмологии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1965.

Напалков Ю.В. Об отражении сейсмических волн от незеркальных отражающих границ. В сб. Сейсмические, гравиметрические и промыслово-геофизические исследования в нефтяной и газовой промышленности. М., Труды Института нефтехимической и газовой промышленности, № 50, 1964.

Непрочнов Ю.П. Глубинное строение земной коры под Черным морем по сейсмическим данным. М., Бюлл. Общества испытателей природы, вып. 4, 1960.

Непрочнов Ю.В. Результаты глубинного сейсмического зондирования на Черном море. В сб. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР, М., изд-во АН СССР, 1962.

Непрочнов Ю.П., Гончаров В.П., Непрочнова А.Ф. Сейсмические данные о строении земной коры в центральной части Черного моря. Доклады АН СССР, 129/2, 1959.

Непрочнов Ю.П., Непрочнова А.Ф., Зверев С.М., Мирнова В., Бовун Р.А., Чекунов А.В. Новые данные о строении земной коры Черноморской впадины к югу от Крыма. Доклады АН СССР, 156/3/, 1964.

Померанцева И.В. О скоростной характеристике, строении и возможном составе кристаллической толщи земной коры. Прикладная геофизика, 38, 1964.

Померанцева И.В. Природа волн, связанных с промежуточными границами раздела в кристаллической толще земной коры, и глубинное строение юго-востока Русской платформы. Прикладная геофизика, 41, 1965.

Померанцева И.В., Марготьева М.В. К вопросу о природе волн, регистрируемых при глубинном сейсмическом зондировании. В сб. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. М., изд-во АН СССР, 1962.

Ривниченко Ю.В. Сейсмические скорости в слоистой среде. Изв. АН СССР. М., сер. геол.-геофиз. II, 1947.

Рябинкин Л.А. Основы разрешающей способности регулируемого направленного приема (РНП) сейсмических волн. Прикладная геофизика, № 16, 1957.

Рябинкин Л.А. Результаты и перспективы применения метода РНП. В сб. Промысловые и разведочные геофизические исследования. М., Труды Института нефтехимической и газовой промышленности, № 31, 1960.

Рябой В.З., Штейнберг Г.Г. Некоторые результаты лабораторного применения регулируемого направленного приема (РНП) сейсмических волн при интерпретации материалов глубинного сейсмического зондирования. В сб. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. М., изд-во АН СССР, 1962.

Тагай Е.Д., Иванова Н.П. Опыт использования отраженных волн для исследования глубинного строения земной коры. В сб. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. М., изд-во АН СССР, 1962.

Фадеев В.Е. Некоторые особенности глубинного строения земной коры в южной части Каспийского моря. Вестник Московского Университета, сер. 4/2/, 1964.

Фоменко К.Е. Волновая картина при глубинном сейсмическом исследовании земной коры в юго-восточной Туркмении. В сб. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. М., изд-во АН СССР, 1962.

Хариков Б.А., Дацук Е.М. Сейсмические исследования по профилю № 62001 КМШВ-ГСЗ в Западной Туркмении. Изв. Турк. ССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 6, 1964.

Чекунов А.В., Пустовалова Г.М.— Использование докритических отражений при глубинном сейсмическом зондировании на южном склоне Украинского щита. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2, 1964.

Шапошников К.К. Строение земной коры на Северо-Востоке СССР по геофизическим данным. Сибирское отделение АН СССР. Геология и геофизика, № 9, 1962.

П.Н.С. О'БРАЙН

ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА оз. ВЕРХНЕГО
ПО ДАННЫМ ПЕРЕИНТЕРПРЕТАЦИИ НАБЛЮДЕНИЙ 1963 г. ^{х)}

В В Е Д Е Н И Е

На рис. 1 и 2 показано расположение взрывпунктов и регистрирующих станций при исследованиях на оз. Верхнем в 1963 г. Всего в озере было произведено около 100 взрывов весом по 1 тонне. Движения почвы записывались большим числом станций, расположенных в различных направлениях. Расположение пунктов взрыва и приемных станций с указанием расстояний и времен приходов волн было приведено в статье *Steinhart* [1964 →]. Различные аспекты этого эксперимента обсуждались в многочисленных статьях. Большинство из них помещено в монографии № 10 Американского геофизического Союза [*Steinhart* и *Smith*, 1966]. Наиболее близки по интересующему нас предмету статьи *Smith* и др. [1966] и *Berry* и *West* [1966]. В обеих этих статьях данные первых вступлений интерпретируются с помощью метода временных членов, причем, указанными авторами дается наиболее полное обоснование этого метода.

Данная статья делится на три части, содержащие соответственно переинтерпретацию данных по первым вступлениям, анализ последующих вступлений и обсуждение вопроса об амплитудах волн.

ДАННЫЕ ПО ПЕРВЫМ ВСТУПЛЕНИЯМ

Имея в виду, что эти данные уже были тщательно проанализированы ранее, необходимо, очевидно, объяснить, почему потребовался их пересмотр. Для этого имелись три причины, хотя в начале работы учитывались только первые две.

I. Присутствие структуры по преломляющим горизонтам позволяет сделать количественную оценку средней скорости в покрываю-

—х)

P.N.S. O'Brien. Lake Superior Crustal Structure -
A Reinterpretation of the 1963 Seismic Experiment.
J. Geophys. Res., vol. 73, No 8, 1968.

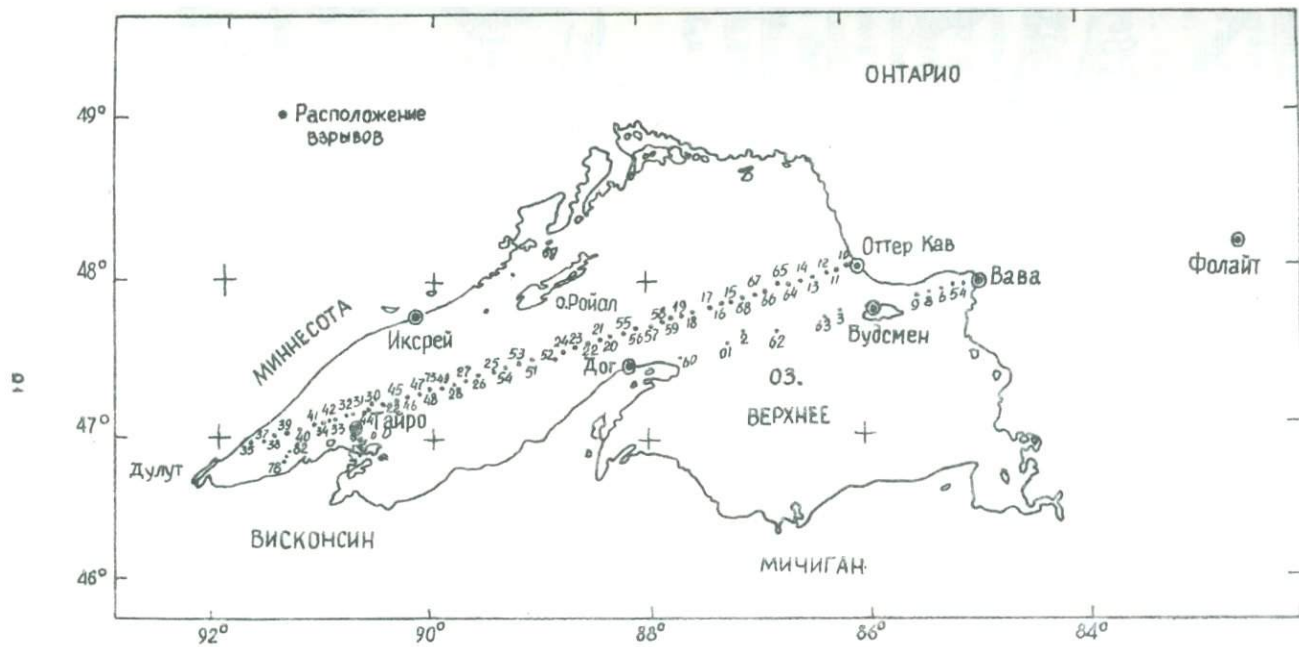


Рис. 1. Расположение взрывов при работах в 1963 г. на оз. Верхнем.

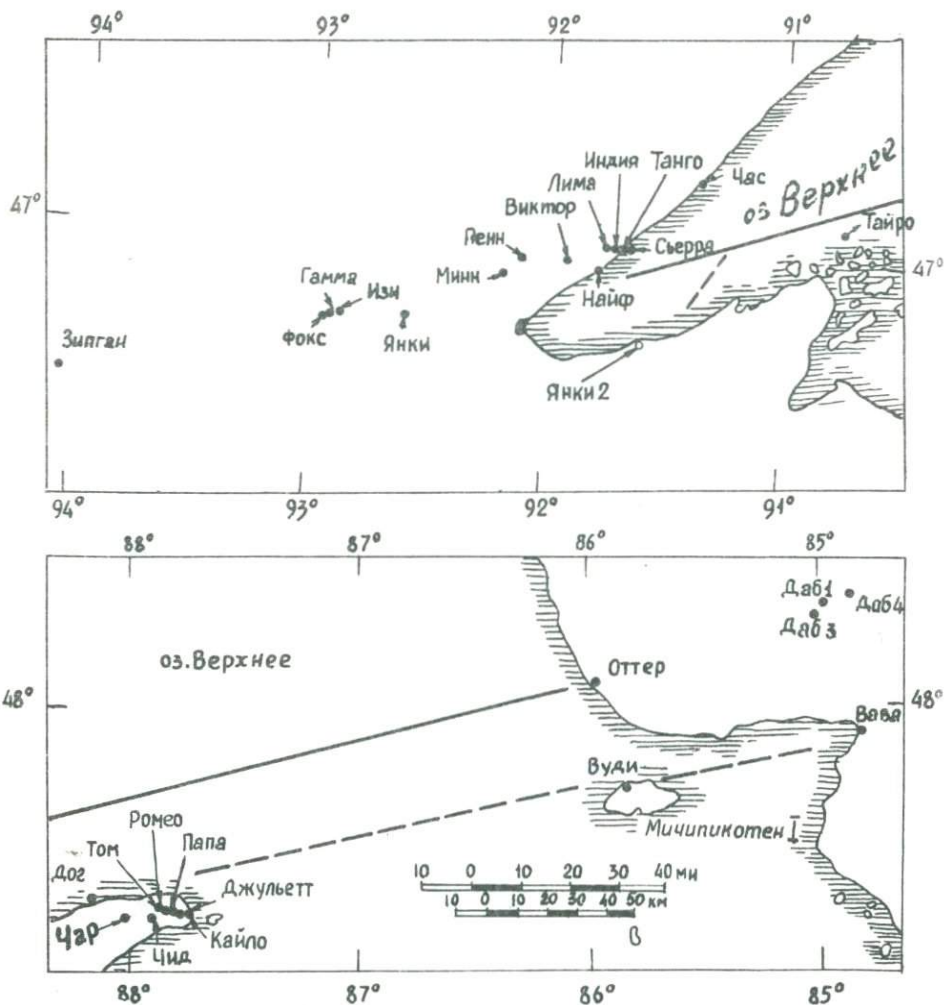
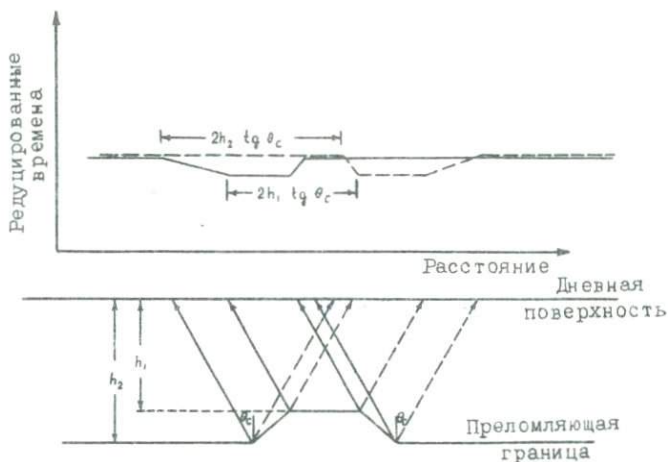


Рис. 2. Вверху: Карта расположения западных станций при работах на оз.Верхнем в 1963 г. Станцию Иксрей смотрите на рис. I. Внизу: Карта расположения восточных станций. Ст. Фолайт см. на рис. I.

шей (вышележащей) толще. Такая оценка не была ранее сделана и представлялось желательным непосредственно проверить, насколько соответствует действительности принятое при пересчете временных членов в глубины слишком высокое значение скорости (6,8 км/сек) в коре.

2. Метод временных членов предполагает, что преломляющая граница является плоской в пределах конуса, образованного лучами, подходящими к точке наблюдения под критическим углом. Несоблюдение этого предположения приводит к увеличению разброса в значениях глубин, полученных при пересчете временных членов, что не характеризует дисперсию исходных данных и приводит к значительному искажению результатов структурных построений. (Под "структурой" подразумевается любая значительная нерегулярность или изменение наклона изучаемого горизонта, в частности, преломляющей границы).

Поскольку временные члены волны R_L от взрывов, произведенных на каждом конце озера, были получены, в основном, на станциях, расположенных только по одну сторону от источника, то структура по Мохо была значительно преувеличена и смещена к западу.



Р и с. 3. Идеализированная схема, иллюстрирующая использование бокового сейсмического сноса для определения скорости в вышележащей толще.

Метод вычисления скорости в толще над преломляющим горизонтом легче понять из рассмотрения рис. 3. Особенности структуры преломляющей границы отражаются во временах прихода волн на станциях, смещенных относительно точки взрыва выходящих лучей на величину $h \operatorname{tg} \theta_c$, где h - глубина до преломляющей границы, а θ_c критический угол. Сопоставляя форму годографов, полученных при взрывах, произведенных в противоположных направлениях, можно оценить величину $2h \operatorname{tg} \theta_c$. Поскольку граничную скорость при наличии встречных годографов также возможно вычислить и известна величина $\frac{1}{2} t_0 = h \cos \theta_c / V_1$, которую будем называть временной задержкой, то отсюда легко определить h и V . В идеальном случае временная задержка могла бы быть определена при использовании такой операции, как это показано на рис. 4.



$$\left. \begin{aligned} t_A + t_B &= T_{AB} \\ t_B + t_C &= T_{BC} \\ t_A + t_C &= T_{AC} \end{aligned} \right\} 2t_B = T_{AB} + T_{BC} - T_{AC} - 2h \cos \theta_c / V_0$$

Р и с. 4. Предпочтительная методика для оценки временных задержек t_A , t_B и t_C по измерениям редуцированных времен T_{AB} , T_{BC} , T_{AC} . Редуцированное время - это полное время прихода минус расстояние, деленное на наиболее вероятную граничную скорость.

Ошибка, возникающая за счет того, что под некоторыми станциями и пунктами взрыва имеются нарушения в форме границы, не должна быть велика, хотя это равным же образом сказывается и при вычислениях методом временных членов.

П о п р а в к и в н а б л ю д е н н ы е д а н н ы е. Поправки в первые вступления вводились простым способом графических построений. При этом были взяты данные, полученные только на главном профиле (от Оттер-Кава до Дулута), которые были разделены на две совокупности. Одна из них содержит только од-

нозначные данные по волне P_n а другая однозначные данные по вступлениям от основной преломляющей границы по Берри и Весту (1966), и данные о слое со скоростью 6.67 км/сек по Смиуту и др. (1966). Каждая из этих двух совокупностей в свою очередь делилась ещё на две группы, одна из которых содержала данные, полученные только на станциях, расположенных к западу от пункта взрыва, и вторая - к востоку.

Далее считаем, что разница во временах вступлений волн для любых двух взрывов должна быть одинаковой для всех станций, расположенных на одной линии с точками взрыва. В соответствии с этим каждое из четырех положений наносилось отдельно на чертеж, показывающий исправленные времена как функцию положения точки взрыва. В идеальных условиях кривые для двух любых станций должны быть параллельны и смещены на постоянную величину Δt , равную разнице во временных задержках, связанных с каждой станцией. Если передвигать кривые для различных станций вверх и вниз параллельно временной оси, то они должны были бы совместиться друг с другом. Но на практике существует некоторый разброс в наблюдаемых временах, мешающий точному наложению и средняя кривая временных задержек только приближается к идеальной. Конечно, если вступление не точно соответствует лучевой схеме головной волны, то вариации в средней кривой временной задержки не обязательно связаны точно с вариациями временных задержек на пунктах взрыва. Самым типичным слабым местом в этих предположениях является плохая коррелируемость волн, так что не всегда может быть отмечен один и тот же экстремум записи данной головной волны, что связано с более сложным ходом лучей в области резких структурных особенностей и наличием градиента скорости в слое ниже преломляющей границы. После того, как были получены средние кривые временных задержек, построенные для данной преломляющей границы в двух противоположных направлениях, эти кривые могут сопоставляться с целью определения величины удвоенного сейсмического сноса ($2h \tan \theta_c$). Граничная скорость может быть вычислена по величине поворота кривых, требуемого для наилучшего наложения одной кривой временной задержки относительно другой.

Проводя обе эти операции, необходимо учитывать тот факт, что для данного отрезка преломляющей границы наблюдения в направлении восстания покрыли меньшее расстояние, чем наблюдения в

направлении падения. Это показано на рис. 3, из которого видно, что сопоставляемые части редуцированных кривых (или кривых временных задержек) не обязательно должны быть параллельны друг другу.

И, наконец, временная задержка оценивается для (одной) или нескольких точек вдоль преломляющей границы и затем экстраполируется вдоль средней кривой временной задержки для получения временной задержки, связанной со средней глубиной сопоставляемой структуры.

Затем решаются уравнения для временной задержки и расстояний смещения, чтобы определить скорость в толще над преломляющей границей и глубину, а кривые временных задержек преобразовываются затем в разрезы.

Эта методика будет теперь применена к двум преломляющим границам, построенным при исследованиях 1963 г. Данные по временам и расстояниям, использованные здесь, почти идентичны данным Смита и др. и графики, показанные здесь, являются, по существу, наложениями редуцированных временных кривых, подготовленных ими при работе с использованием метода временных членов.

Верхняя преломляющая граница. На рис. 5 и 6 показаны два графика временных задержек для верхней границы. Разброс здесь не велик, хотя следует заметить, что он может быть уменьшен дифференциальным выбором записей, поскольку в нескольких случаях табулированные времена относятся к позже приходящим отраженным волнам, а не к первым вступлениям. Было отмечено три сопоставляемых структуры. Результаты показаны в таблице I. В первой колонке указываются приблизительные положения структур; причем две из них расположены на западной оконечности озера, а третья лежит близко к восточному берегу. Во втором столбце приведены наиболее уверенные значения граничных скоростей в преломляющем слое. В последующих двух колонках даются значения средней скорости над преломляющим горизонтом и соответствующие глубины залегания границы, вычисленные в предположении однородности среды. В действительности, среда над преломляющей границей неоднородна, поскольку известно, что над слоем вулканических пород (например, Холз, 1966) лежит значительная по мощности толща осадочных образований. В связи с этим в последних трех колонках таблицы указываются мощности осадочных и вулканических пород, а также средние вертикальные скорости в

Т а б л и ц а I

Результаты расчетов по методу сопоставления структур по верхней преломляющей границе

h_1 - мощность слоя со скоростью 4,0 км/сек,

h_2 - мощность слоя со скоростью 6,1 км/сек.

Взрыв пункты	Граничная скорость км/сек	Однородная покрывающая среда		Двуслойная покрывающая среда		Вертикальная скорость км/сек
		Скорость км/сек	Глубина км	h_1 , км	h_2 , км	
14-66	6,73	5,58	8,81	3,47	4,23	4,93
27-48	6,66	5,42	7,97	3,48	3,40	4,82
38-40	6,58	5,38	7,48	3,28	2,42	4,68

Т а б л и ц а 2

Наклон отражающей границы, определенный по кажущимся скоростям, измеренным на базе установки для ст. Янки 2

Пункт взрыва	69	70	71	72	73	74	75	76	77
Наклон	$7^{\circ}S$	$1^{\circ}S$	$9^{\circ}S$	$6^{\circ}N$	$6^{\circ}N$	$5^{\circ}N$	$8^{\circ}N$	$15^{\circ}N$	$18^{\circ}N$

Т а б л и ц а 3

Скорости, вычисленные по способу квадратичных координат.

Сделано предположение, что кора ниже верхней преломляющей границы однородна и изотропна

Станции	Скорость в км/сек
Янки	6,85
Виктор	6,83
Иксрей	6,77
Тайро	6,77
Вуди и Оттер	6,98 (?)
Том	6,75

двухслойной среде в предположении, что их средне-пластовые скорости соответственно равны 4,0 км/сек и 6,1 км/сек. Эти данные приведены только лишь для того, чтобы проиллюстрировать роль скоростной дифференциации разреза. Существенно отметить наличие заниженных значений границы в районе западнее конца озера, полученных в результате статистической обработки. (об этом упоминалось также в статье Смита и др.). Следует при этом отметить, что значение скоростей под взрывными пунктами 38-40 менее надежно, чем под взрывными пунктами 14-66 и 27-48.

На рис. 7, 8 и 9 показаны сопоставляемые части кривых временных задержек над каждой из трех структур. Существенно отметить, что на восточной части профиля в районе пункта взрыва 47 (рис. 8) оказалось невозможным надежно сопоставить данные. Смит и др. (рис. 22 в их работе) объяснил это возможной ошибкой, что в принципе не исключается. Однако, равным образом, это можно объяснить быстрым изменением скоростей вблизи поверхности земли между взрывпунктами 27 и 29. Но с уверенностью можно сказать, что это единственное место на профиле, где нельзя надежно сопоставить наблюдения в прямом и обратном направлениях и где ошибка из-за неудовлетворительной согласованности может достигать 0,35 сек. Чтобы более надежно проинтерпретировать этот факт, нужны более детальные эксперименты. Окончательный разрез по профилю показан на рис. 15. На восточном конце озера глубина под станцией I Дубрейл Роуд, вероятно, не намного отличается от глубины под станцией Оттер Кав. Глубины на западном конце профиля отличаются наименьшей надежностью, что связано с влиянием Дулутских габбро, о поведении которых трудно судить. Дулутские габбро - это массивные интрузивы с высокой скоростью, которые лежат под несколькими западными станциями и точная форма которых неизвестна.

Г р а н и ц а М о х о. На рис. 10 и 11 показаны неисправленные графики временных задержек для волны P_n . Как и следовало ожидать разброс в значениях времен здесь больше, чем для графиков для верхней преломляющей границы, хотя и в этом случае можно было бы несколько снизить разброс при более тщательном отборе записей. Прежде, чем эти графики использовать для сопоставления, в них следует ввести поправки за негоризонтальность верхней преломляющей границы. Эта поправка была введена путем



Рис. 5. График временных задержек для верхней преломляющей границы; восточные станции.

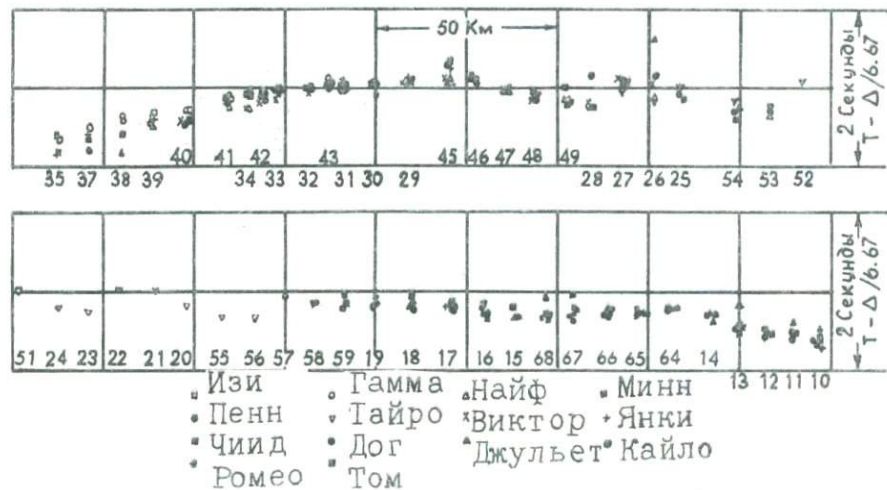


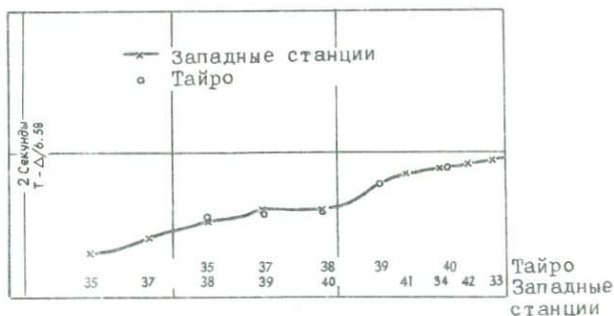
Рис. 6. График временных задержек для верхней преломляющей границы; западные станции.



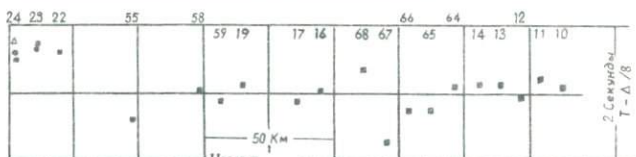
Р и с. 7. Совмещенные графики временных задержек для восточной части структуры верхней преломляющей границы.



Р и с. 8. Совмещенные графики временных задержек для центральной части структуры по верхней преломляющей границе. Заметно неизбежное несоответствие.

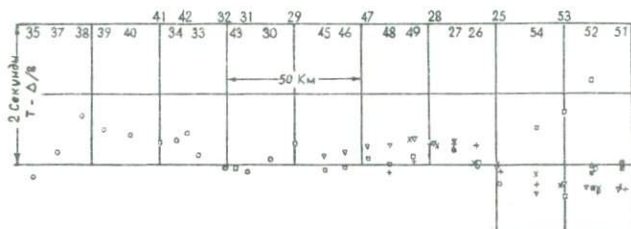


Р и с. 9. Совмещенные графики временных задержек для западной части структуры по верхнему преломляющему горизонту. Надежность сопоставления мала из-за небольших вариаций в наклоне.



* Альфа ◊ Ромео ◊ Дог • Даб I ◊ Даб З
 ■ Фолайт ◊ Джульет ◊ Оттер ◊ Вава ■ Вуди
 ◊ Том ◊ Кав

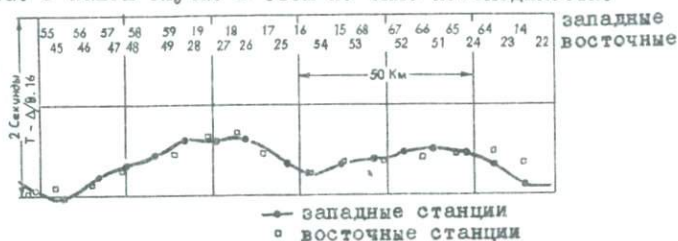
Р и с. IО. Профиль временных задержек для волны P_n по восточным станциям.



■ Час ◊ Райт ◊ Гамма ◊ Найф ◊ Лима
 ■ Минн • Пенн ◊ Тайро • Виктор ◊ Янки
 ◊ Зип I ◊ Зип 2

Р и с. II. Профиль временных задержек для волны P_n по западным станциям.

изменения величин временных задержек исходя из предположения, что вся толщина над верхней преломляющей границей заполняется материалом со скоростью 6.68 км/сек, что представляет собой средневзвешенное значение граничной скорости для верхнего преломляющего горизонта. При этом мы предполагаем, что это значение близко к величине средней пластовой скорости в толще между верхней преломляющей границей и поверхностью Мохо, которую мы намерены в дальнейшем определить. Поскольку в целом поправка мала и только вариации в ней влияют на процесс сопоставления, то ошибками можно пренебречь. Если окажется, что величина скорости, найденная при сопоставлении особенностей графиков временных запаздываний, будет сильно отличаться от принятого значения, то можно найти новую поправку, используя во втором приближении более точное значение скорости для исправления за верхнюю часть разреза. В нашем случае в этом не было необходимости.



Р и с. 12. Совмещенные профили временных задержек для волны P_n . До наложения первоначальные графики исправлялись за влияние низкоскоростных пород над верхней преломляющей границей.

На рис. 12 показана часть графиков исправленных временных задержек, полученная в результате сопоставления данных в наиболее погруженной части структуры. Сопоставление оказалось хорошим и надежным. Поскольку резкие изменения в наклоне сопоставляются на расстоянии двойного сейсмического сноса, то это, должно быть, вызвано особенностями формы верхней границы и не связано с неоднородностями самой верхней части разреза.

В области неглубокого залегания преломляющей границы также имеет место надежное сопоставление данных, хотя и имеются неясности в отношении величины сноса граничной скорости, несмотря на то, что они полностью согласуются со значениями, показанными на рис. 12. Только в одном месте сопоставляемость не вполне точ-

ная. Она относится к участку на западном конце профиля и равна по величине примерно 0,25 сек. Можно с уверенностью сказать, что эта неточность вызвана недостаточной информацией о распределении скоростей вблизи поверхности Земли.

Величины, полученные в результате сопоставления данных по двум направлениям таковы: граничная скорость под границей Мохо — 8,16 км/сек; максимальная глубина залегания подошвы коры — 52,9 км. Разрез по профилю, полученный в результате обращения временных задержек в глубины, представлен на рис.15.

С р а в н е н и е с р е з у л ь т а т а м и , п о л у ч е н н ы м и м е т о д о м в р е м е н н ы х ч л е н о в . Представляет интерес сравнить результаты, полученные по выше описанной методике сопоставления структурных особенностей в результатами, полученными ранее методом "временных Членов". По верхней границе отличия не очень существенны. Приведенный в данной статье разрез располагается между двумя вариантами, полученными методом временных членов, хотя в общем он ближе к разрезу, предложенному Берри и Вестом (1966). Конечно, все три разреза могут быть значительно видоизменены при наличии более полной информации о распределении скоростей в самой верхней части разреза. Особенно это относится к прибрежным участкам озера, где имеются наблюдения только в одном направлении.

Что касается структуры по границе Мохо, то здесь имеют место существенные различия. Поскольку выполненная мною обработка основана на редуцированных временных графиках, построенных Смитом, Стейнхартом и Олдричем, я ограничусь обсуждением различий в их интерпретации (Смит и др., 1966, рис. 22) и обработке данных методом "наложения". Существуют две принципиальные разницы. Если в прежней интерпретации перепад глубин залегания границы Мохо достигал 30 км, то в моем варианте обработки он равен только 17 км. Второе отличие состоит в том, что в ранее данной интерпретации структура смещена по отношению к моему варианту приблизительно на 75 км к западу. Эти существенные различия в положении границы отмечаются вместе с тем при весьма малом различии в скоростях при различных вариантах интерпретации. Если ранее полученные значения скоростей для коры и мантии равны 6.8 и 8.07 км/сек, то при моей обработке соответственно — 6.75 и 8.16 км/сек.

Отмеченные структурные различия проистекают от того, что при использовании метода временных членов подразумевается, что временная задержка не зависит от азимута и связывается с положением преломляющей границы непосредственно под станцией.

На рис. 13 показаны временные задержки для восточных и западных профилей, начерченные одни за другими без сдвига за сейсмический снос. Над номерами взрывпунктов показаны номера станций, расположенных на западе и востоке, на которых велись наблюдения от каждого взрыва (Смит и др., 1966, табл. 4). Можно видеть, что на более или менее равном количестве станции в том и другом направлении наблюдения велись только за взрывами 24-28 и 49-54. По методу временных членов требуется единый временной член для каждого взрыва и все наблюдения берутся с одинаковым весом, независимо от азимута. Для взрывов, от которых наблюдения велись в равной степени в обоих направлениях, временные члены будут близки к средним значениям двух временных задержек. Это эквивалентно занижению временных задержек на восточном конце профиля и завышению таковых на западном, до тех пор, пока не выйдем на участок с более спокойным залеганием.

Временные члены, вычисленные по взрывам, расположенным на западе, будут иметь большие веса в пользу временных задержек на восточной части профиля и обратное соотношение будет иметь место для восточных взрывов. Такой результат можно наблюдать на профиле временных членов, показанном на рис. 13, где каждый временной член был вычислен в предположении единственности временного члена и одинаковых весах наблюдений. Я не вполне уверен, но можно предполагать, что эти условия занижены при решении матрицы временных членов методом наименьших квадратов. В этом можно убедиться, сравнив вычисленные значения временных членов по профилю со значениями, полученными Смитом и другими, которые тоже изображены на рис. 13. Заметим, что мы используем времена с поправками t_c , следовательно, не сможем просто копировать временные члены, показанные на рис. 8. Вместо этого я преобразовал их разрез (рис. 22 и рис. 15 рассматриваемой работы) используя коэффициент пересчета времен в глубины, равный 12,6 км/сек. Это оказалось удачным, исключая восточный конец профиля, где, как это видно из рис. 10 и 11, данные имеют очень большой разброс. Тщательное изучение рис. 13 и 15 показывает, что впадины под взрывпунктами 26-27 и 59-19, найденные при анализе данных мето-

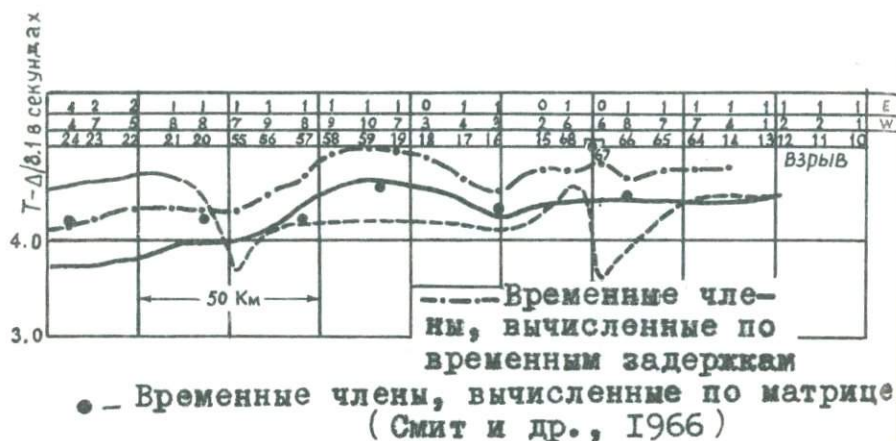
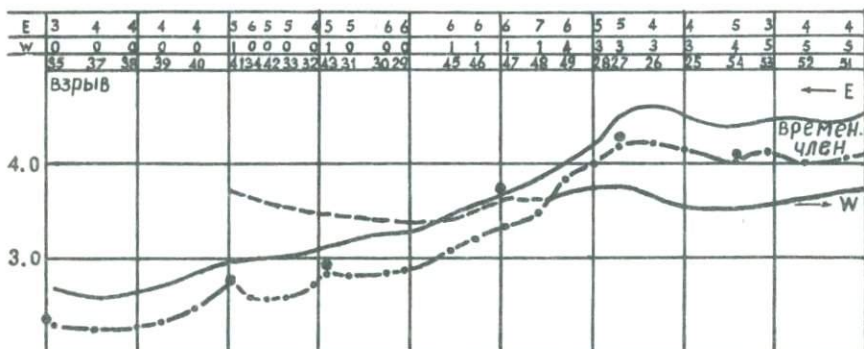
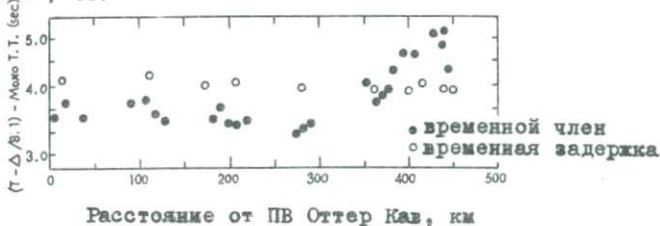


Рис. 13. Профили временных задержек для волны P_n , построенные без учета сдвига. Пунктирные линии — наблюдения проводились только на одной станции. Цифры вверху — это номера западных и восточных станций, на которых наблюдался каждый взрыв.

дом временных членов, являются обе проявлениями на соответствующем расстоянии, равном удвоенному сносу, единой реальной впадины, которая располагается в промежутке между ними. Непрерывное занижение глубин по данным временных членов под станциями на восточном побережье озера является компенсацией преувеличенных значений глубин под западными взрывпунктами. Малый временной член для станции Фолайт также вызван этой причиной.

Имеется ещё один факт, который нужно учитывать при переводе временных задержек во временные члены. Беднарк и Мейер (1966) построили кривую зависимости редуцированного времени ($t - \Delta$ 18.1) за вычетом временного члена на взрывпункте как функцию расстояния для станции Зипган. Их результаты воспроизведены в данной статье на рис. 14, из которого видно, что, если проследить за точками от восточного конца озера (Оттер-Кав), то оказывается, что



Р и с. 14. Временной член и временная задержка как функция расстояния для станции Зипган 2.

временная разница остается приблизительно равной 3,4 сек. для 375 км, после которых она быстро увеличивается до 5,0 сек на западном конце озера. Если из редуцированного времени вычесть не временной член взрывпункта, а временную задержку для смещения луча к западу от взрывпункта, то получим дополнительные точки, отраженные на рис. 14. При этом сразу же можно видеть, что не отмечается сколько-нибудь заметного подъема кривой на западном конце озера. Совершенно очевидно, что отмеченный ранее подъем кривой к западу был вызван включением восточных временных задержек при вычислении временных членов взрывпунктов.

Вышеприведенное сравнение свидетельствует об уже известном факте, что метод временных членов искажает любую структуру, которая находится в пределах конуса, образованного лучами, подходящими к станции с критическим углом. Это мощный метод для анализа данных при аналогичных наблюдениях без наличия встречных

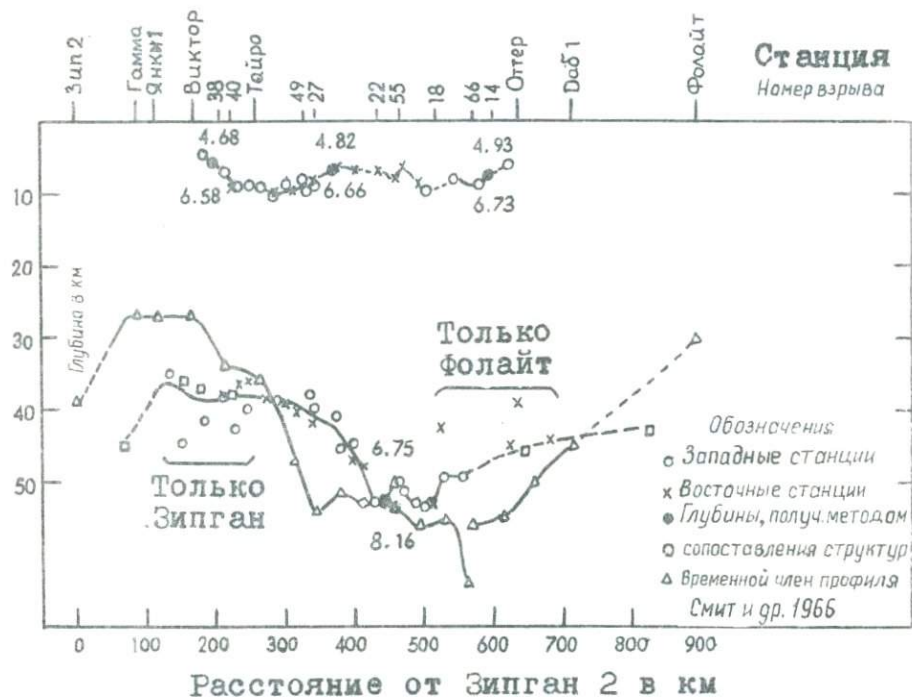
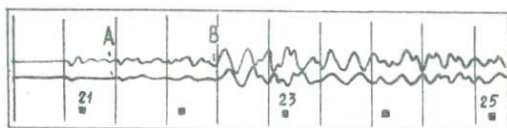


Рис. 15. Разрез по данным первых вступлений. Цифрами обозначены скорости в км/сек, вычисленные по методу совмещения графиков временных задержек. Толстым пунктиром показаны глубины, полученные при сопоставлении структурных особенностей.

систем, но в случае наблюдений в двух направлениях он дает меньшую информацию и меньшую точность и вместе с тем не оперативнее обычных методов, в которых принимаются во внимание более реальные представления о путях распространения волн. Конечно, условия проведения эксперимента могут оказаться не в пользу линейных профилей, но с точки зрения интерпретатора встречные линейные профили при наличии взаимных времен почти всегда выгоднее. Однако, если придерживаться строго системы встречных профилей, то при решении каждой геологической задачи трудно обеспечить достаточную густоту расположения станций по площади и потому в этих случаях разумней комбинировать встречные профили и площадные системы. Одним очевидным преимуществом метода временных членов является возможность использования метода наименьших квадратов с оценкой соответствующих ошибок. Это преимущество, однако, несколько иллюзорно не только вследствие неправильности предположений, на которые опирается метод и заставляет неверно оценивать данные, но и потому, что главные ошибки при интерпретации первых вступлений вызваны не случайными, некоррелируемыми, а систематическими погрешностями. В любом случае интерпретация данных с использованием процедуры сопоставления данных на встречных системах может быть при необходимости выполнена с помощью метода наименьших квадратов.

ПОСЛЕДУЮЩИЕ ВСТУПЛЕНИЯ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН

Для интерпретации использовались данные, полученные на станциях Виктор, Иксрей, Янки, Тайро, Оттер, Том и Вудсмен. Как и на всех записях, полученных в районе оз. Верхнего там часто наблюдалась сильная реверберация, что препятствовало отчетливому выделению вступлений каких-либо последующих волн. Однако, почти на всех записях, полученных на расстояниях меньших 400 км, можно заметить одну, а иногда две волны в последующих вступлениях, амплитуды которых, в общем, были в 5-10 раз больше, чем амплитуды в области первых нескольких периодов. Эти две волны очень хорошо коррелируются от взрыва до взрыва и от станции до станции. Иногда наблюдались и другие волны, но они, как правило, прослеживались только на одном пункте взрыва либо на одной станции и поэтому очень вероятно, что они вызваны местными особенностями глубинного строения. Некоторые примеры записей волн в последующих вступлениях показаны на рис. 16, 17, 18, 19.



Р и с. 16. Записи, полученные на станции Искрей, на которых видны последующие вступления. А - отраженные волны от границы внутри коры; В - отраженные от границы Мохо.

Последующее вступление, обозначенное на рисунках индексом "А", четко отделено от первого вступления на станции Искрей (рис. 16) и на станции Вудсмен. На многих других точках наблюдения такого четкого разделения не отмечается и амплитуды на сейсмограммах увеличивались более или менее непрерывно, начиная от области первого вступления. Это иллюстрируется на рис. 17, особенно на записях, полученных от взрывов 21 и 24. Предполагается, что любая волна и, особенно, первая должна проявлять в начальной части импульса постепенное нарастание амплитуд как из-за действия подводного взрыва, так и вследствие природы распространения волн в тонкослоистой среде. Однако, эти два фактора могли повлиять в общем на амплитудное увеличение не более,

3-4-х раз на интервале нескольких периодов и, по-видимому, большая часть волн отмечается в виде резких импульсов не в связи с этими причинами.

М е т о д а н а л и з а. Время первых фаз, амплитуда, частота и длительность оценивались для всех волн с большой амплитудой. Длительность является в большинстве случаев промежуточной величиной, но она требуется для нормализации приведения амплитуд. Затем были построены графики редуцированного времени и амплитуды в функции расстояния. При этом для графиков редуцированных времен не требовалось, чтобы точки согласовывались и образовывали стройную последовательность, поскольку они всегда могли быть проинтерпретированы как относящиеся к преломленным волнам. Что касается последующего вступления, то корреляция по амплитуде отчетливо показала, как это схематически изображено на рис. 20, что соответствующая волна относится к типу отраженной.

Исключая данные, полученные на станции Вудсмен, представленные в виде кривой линии первого из последующих вступлений не

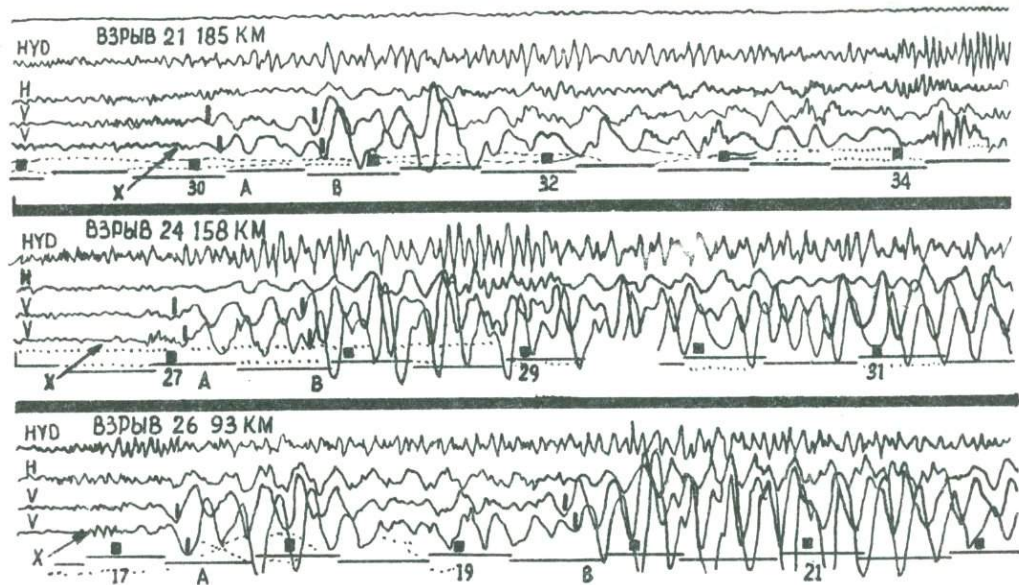


Рис. 17. Записи, полученные при взрыве на ст. Тайро с последующими вступлениями. А—отражение от МОХО, и X—табулированное первое вступление (Стейнхарт, 1964 .)

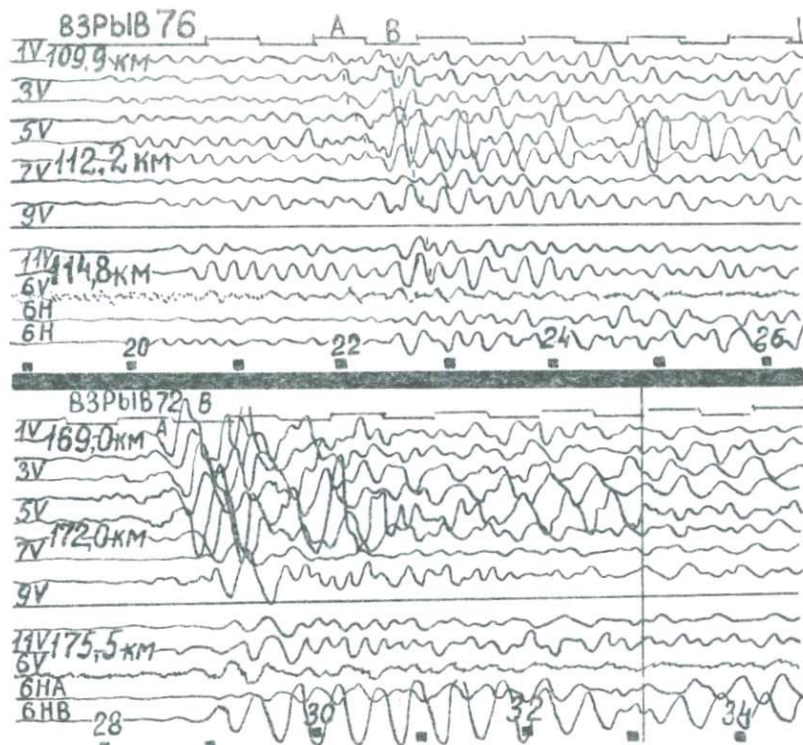


Рис. 18. Записи, полученные с Янки-2. А-отраженная преломленная волна от верхней границы. В-отраженная волна от МОХО.

($T - \Delta / 6, 7$) сек

Табулированное отражение

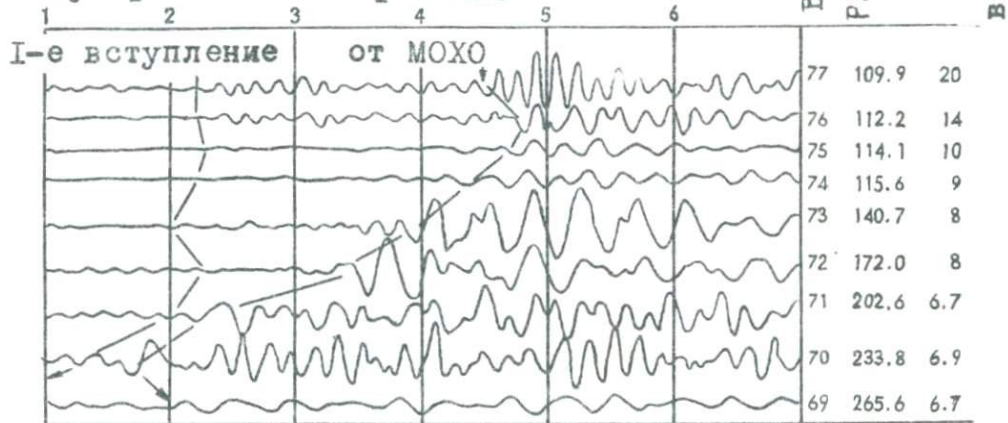


Рис. 19. Выборочные трассы с записей, полученные на станции 6 от ПВ Янки-2, на которых видны отраженные волны от МОХО. Справа указаны кажущиеся скорости, измеренные на базе установки.



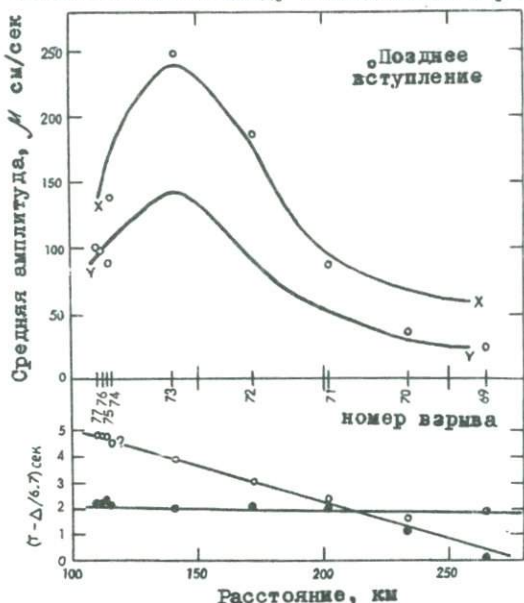
Р и с. 20. Иллюстрация использования амплитудной корреляции для идентификации отраженных и преломленных волн. Поскольку последующие волны систематически больше по амплитуде, чем первые вступления, то они должны быть отнесены к типу отраженных.

сократило значительно сумму отклонений, по сравнению с таковыми, полученными при представлении прямой линией. Даже для станции Вудсмен максимальное отклонение от прямой линии составляло только 0,4 сек. Отнесение этой волны к типу отраженной основано поэтому на её относительно большой амплитуде и на её случайно проявившемся резком вступлении.

Затем были построены графики зависимости квадрата времени (t^2) от квадрата расстояния (x^2) которые обрабатывались обычными приемами. Мы не располагали встречными годографами отраженных волн и поэтому имеется определенная степень неуверенности при интерпретации графиков $t^2(x^2)$ подобно тому, как это имеет место при интерпретации одиночных годографов преломленных волн. Тем не менее, предполагая, что слои в коре имеют малые наклоны, а скорости изменяются плавно, исключая верхнюю часть над первым преломляющим горизонтом, полученные результаты могут считаться вполне надежными.

Волны, отраженные от Моховой. На всех станциях были зарегистрированы волны, отраженные от границы Моховой под различными углами, особенно на западном конце озера, где наиболее отчетливые записи были получены на станции Янки-2. На рис. 19 показаны несколько трасс из записей, полученных на этой

станции, а на рис. 2I приведены графики редуцированных времен и амплитуды. Согласованность между наблюдаемыми и рассчитанными



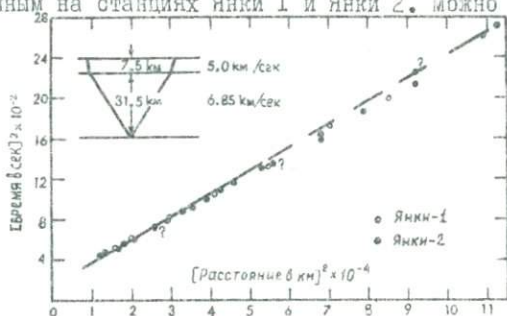
Р и с. 2I. Редуцированные времена и амплитуды для станции Янки -2. Вычисленные амплитуды, показанные сплошными линиями - это абсолютные величины для заряда в одну тонну. X-X - без поглощения, У-У включает поглощение соответствующее значению Q равному 1000.

амплитудами удивительная, но обманчивая, так как рассчитанные величины зависят от многих параметров, каждый из которых известен недостаточно хорошо и неопределенность в окончательном значении характеризуется коэффициентом, который может достигать, по крайней мере, величины, равной 2. Ошибка в измеренных величинах составляет примерно 25%. Описание метода вычисления амплитуд дано в отдельном параграфе, но следует здесь отметить, что максимум амплитуды появляется не в области критического угла, а на несколько больших расстояниях (Червени, 1966).

Дополнительные доказательства отнесения последующих волн на ст. Янки к типу отраженных получены при изучении скоростей в пределах расстановки. На рис. 19 приведена таблица скоростей,

полученная на каждой расстановке для различных точек взрыва. Можно видеть, что скорости быстро увеличиваются с уменьшением расстояния. Значения кажущихся скоростей не очень надежны, не только потому, что очень мало известно о поверхностных неоднородностях, но также потому, что необходимые поправки были сделаны на глазок. Представляет интерес преобразовать кажущиеся скорости, полученные на расстановке, в наклоны отраженной границы; результаты показаны в таблице 2. Конечно, отдельные значения имеют весьма малую надежность, но совершенно ясно, что отражающая граница на северном конце профиля имеет наклон к югу, а на южном — наоборот, к северу.

На рис. 22 показан график $t^2(x^2)$ построенный по записям, полученным на станциях Янки I и Янки 2. Можно видеть, что



Р и с. 22. График $t^2(x^2)$ для ПВ Янки I и Янки 2. Прямая линия теоретическая кривая для модели, показанной сверху слева.

перемещение станций мало изменило времена отраженных волн. Если мы возьмем слоистость, выявленную по первым вступлениям за модель среды, то средняя скорость ниже кровли верхнего преломляющего горизонта должна быть, по крайней мере, 6,85 км/сек. Эта величина была также получена при анализе графика $t^2(x^2)$ для станции Виктор. Средние скорости по способу квадратичных координат для всех станций рассчитывались в предположении однородности и изотропности среды над верхней преломляющей границей, а форма отражающей границы идентичная той, которая была выявлена при анализе первых вступлений. Результаты показаны в таблице 3. Были также рассчитаны средние глубины до отражающей границы над каждой станцией; их среднее отклонение от глубин до преломляющей границы составило 1,5 км с максимальным отклонением до 5 км.

Отраженные волны от границ внутри коры. На рис. 23 показан график $t^2(x^2)$ для станций Оттер Кав, Том и Вудсмен. Кроме того, там же показаны отражающие границы на глубинах 19,5 и 52,5 км. Эта модель — одна из многих, которая могла бы соответствовать данным и её можно принимать как качественное указание на вероятный скоростной разрез в коре. Тщательное изучение графика для неглубокозалегающей отражающей границы показывает, что точки для станции Вудсмен на небольших расстояниях проявляют запаздывание, а на больших удалениях — опережение (занижение времен), в то время как точки на станции "Том" проявляют опережение на более коротких расстояниях. Такое распределение говорит о том, что отражающая граница углубляется от примерно 15 км около побережья озера до 25 км на востоке центральной части озера.

Амплитудные измерения по ранним отраженным волнам были сделаны только на записях, полученных на станции Вудсмен. Они показали монотонное уменьшение значений по максимумам от примерно 35 μ см/сек на расстоянии 80 км до 10 μ см/сек на 250 км. Эти значения примерно в 5 раз меньше, чем значения, рассчитанные для предполагаемой модели. Отсюда можно сделать вполне определенный вывод, что теоретическая модель должна быть коренным образом пересмотрена. Возможно следует предположить наличие границы раздела второго, а не первого порядка.

На станциях Тайро и Искрей, расположенных на западе озера, обнаружена волна в последующих вступлениях подобная той, что была описана выше, но появляющаяся значительно раньше. Анализ графика $t^2(x^2)$ для станции Искрей показал, что средняя скорость в погружающей толще равна примерно 6.2 км/сек, а глубина составляет примерно 12 км. График для станции Тайро дает соответственно величины 6.5 км/сек и 24 км. Так как отраженные волны если природа их была определена правильно, не могли быть прослежены до малых расстояний и учитывая, что прострел проводился только в одну сторону, эти значения не могут считаться очень надежными и не следует на них особенно полагаться.

Никаких отраженных волн от неглубокозалегающих границ на записях станций Янки и Виктор не было обнаружено, но измерения показали, что средние максимальные амплитуды очень быстро возрастали до значения, измеренного на записях отраженных волн, за-

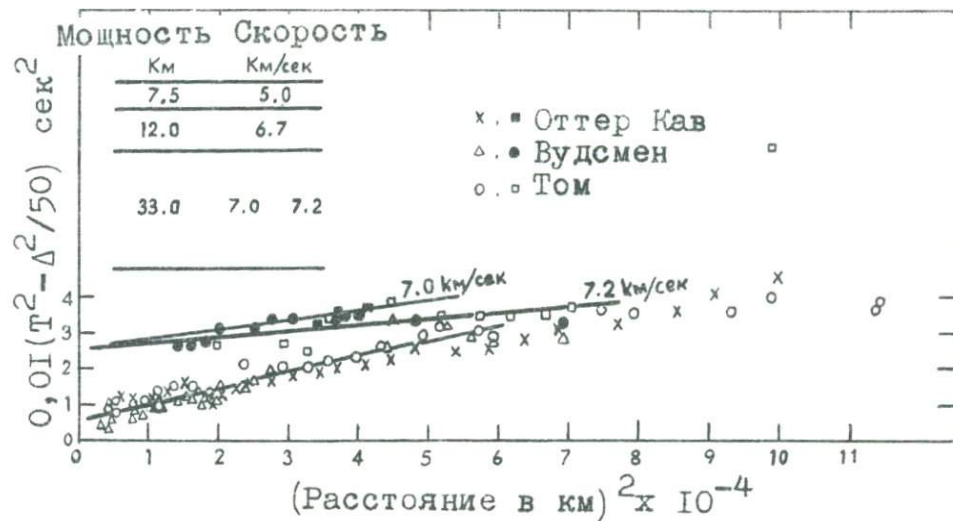


Рис. 23. График $t^2(x^2)$ для ПВ Оттер Кав, Вудсмен и Том. Прямые линии — вычисленные значения для модели, показанной вверху слева.

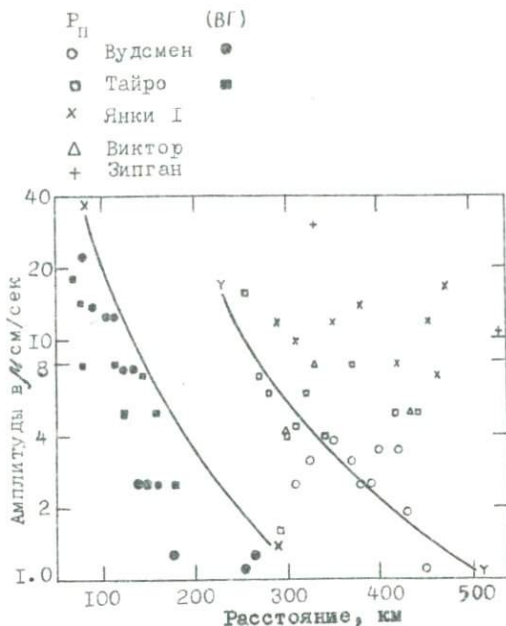
регистрированных на других станциях. Эта амплитуда примерно в 10 раз больше амплитуды первого вступления на станциях, где есть четкое разделение между первым вступлением и отражениями от внутрикоровых границ. Поэтому довольно определенным кажется тот факт, что отраженная волна действительно присутствует на записях, полученных на станциях Янки и Виктор, но она настолько близка к первому вступлению, что её затруднительно наблюдать раздельно. Это может быть вызвано "обмелением" отражающей границы в западном направлении или же резким увеличением скорости в вышележащей толще.

Роллер и Джексон (1966) также построили амплитудные графики первых вступлений для станций, расположенных западнее озера. Их измерения, сделанные в 1964 г., также показали, что амплитуды в 10 раз больше амплитуд первых вступлений на станциях Тайро, Вуди, Иксей. Следовательно, они, по-видимому, пропустили "истинное" первое вступление и измерили гипотетическую отраженную волну.

АМПЛИТУДЫ ПЕРВЫХ ВСТУПЛЕНИЙ

На рис. 24 показаны графики, где изображены скорости движения частиц для первых вступлений. Измеренные величины относятся к интервалу времени порядка секунды после первых вступлений. Различия в отчетах, зависящие от индивидуального подхода интерпретатора, могут достигать величины около 50%. Кроме того, приблизительно 25% неоднозначности прибавляется из-за несовершенства калибровки. Метод получения теоретических величин кратко рассматривается в следующем разделе. Основные ошибки в теоретических значениях происходят из-за неопределенности в амплитуде источника (100%), неопределенности во множителе при преобразовании непрерывных волновых амплитуд в мгновенные значения (100%) и из-за разброса в преобладающей частоте, которая была взята постоянной, равной 4,5 гц, а фактически варьирует от 2.5 до 6.5 гц.

Для верхней преломляющей границы наблюдаемые величины приближенно равны половине рассчитанных величин. Нет существенной разницы между амплитудами, измеренными на двух станциях, и поэтому наблюдения вполне согласуются с предположением о том, что волны относятся к типу головных. Следовательно, средний гради-



Р и с. 24. Значения амплитуд первых вступлений. X-X - рассчитанная величина для верхней преломляющей границы в предположении наличия головных волн. Y-Y - значение, в 10 раз большее величин, вычисленных для P_n -волны.

ент скорости в зависимости от глубины в преломляющем слое в пределах первых нескольких километров, вероятно, меньше $2,5 \cdot 10^{-4}$ 1/сек.

Измерения кажущейся скорости, проведенные Смитом, ближе подходят к варианту нулевого градиента скорости на восточном конце профиля и положительного градиента 0,013 1/сек на западном конце. Однако, без детального знания распределения скорости в поверхностных слоях, не следует слишком полагаться на кажущиеся скорости, полученные с близких взрывов, и я не думаю, что их измерения, сделанные в западной части, которые четко показали на увеличение скорости с расстоянием, требуют для своего объяснения предположения о значительном градиенте в слое ниже верхней преломляющей границы.

Для волны P_n очевидно не только то, что все наблюдаемые амплитуды намного больше, чем рассчитанные значения, но также

то, что они регулярно увеличиваются по мере продвижения станций в западном направлении. В диапазоне расстояний 500 км прямолинейный преломленный луч достигал бы глубины около 3 км под криволинейной поверхностью идеально сферической границы между корой и мантией. Поэтому вычисления, основанные на схеме головной волны неправильны (Червени, 1966) и к тому же здесь невозможно применить лучевой метод в нулевом приближении, так как лучи слишком близки к скоростному разделу, и требуется новый теоретический подход. Однако, кажется маловероятным, что слабое проникновение лучей под границу увеличит амплитуду, отмечаемую на поверхности земли в 10 раз и больше, и поэтому может возникнуть необходимость найти дополнительный механизм. Наличие скоростного градиента является наиболее простым из них.

Скоростной градиент над верхней преломляющей границей (переходный слой) или же внизу в преломляющем слое увеличил бы амплитуду головной волны. Соответствующие расчеты, по-видимому, дают возможность считать, что наличие переходного слоя может увеличить амплитуду не более, чем в 2, либо 3 раза (Накамура, 1964-а). С другой стороны, малые скоростные градиенты в самой преломляющей границе должны были бы значительно увеличить её амплитуду, и даже малый градиент порядка 5×10^{-3} I/сек дал бы для скорости движения частиц на расстоянии 400 м величину около 4×10^{-6} см/сек, что как раз соответствует точкам, расположенным в центральной части рис. 24. При таком градиенте предполагаемая глубина проникания луча в преломляющий слой равнялась бы при расстоянии 400 км всего лишь 7 км, а на расстоянии 1000 км — 70 км. Соответствующие кажущиеся скорости, измеренные на установках, будут при этом равны примерно от 8.19 до 8.50 км/сек. Эти значения соответствуют годографам, полученным Роллером и Джексоном (1966), которые проводили измерения в 1964 г. до максимальных расстояний порядка 400 км.

МЕТОД ВЫЧИСЛЕНИЯ АМПЛИТУД

А м п л и т у д а и с т о ч н и к а. Используя законы подобия, приведенные в работе О'Брайна (1960) можно получить низкочастотную спектральную амплитуду на расстоянии r см от подводного взрыва заряда тринатротолуола весом в 1 тонну (910

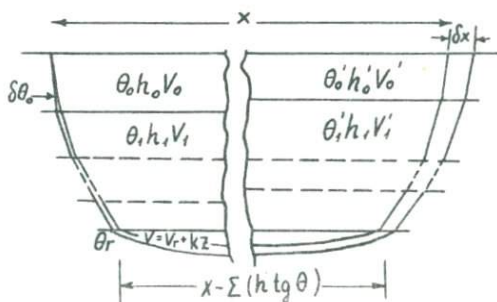
кг) взрывчатки, равную $5900/\tau$ см/сек на гц. Это значение получено только от ударной волны. В условиях эксперимента на оз. Верхнем при измерениях учитывалась пульсация газовой сферы, что приводит к увеличению амплитуд в 1,5–2,5 раза по сравнению с простой ударной волной. (см. например, Вестон, 1960). При любой заданной частоте разница фаз между соответствующими вступлениями является функцией глубины взрыва, но приблизительно явление пульсации учитывалось повсюду введением коэффициента 2,5, т.е. считая, что общая спектральная амплитуда, созданная взрывом в 2,5 раза больше той, что возбуждалась только ударной волной. Амплитуда источника ещё больше увеличивается при использовании нитрамона $WW-EL$ что даёт увеличение амплитуд приблизительно в 1,4 раза по сравнению с тринатротолуолом. (Барнхард, 1966). Результирующая амплитуда на расстоянии τ от источника равна поэтому $20600/\tau$ см/сек на гц.

Вышеописанные величины относятся к заряду, произведенному вдали от любой границы. В действительности, заряды были взорваны на дне озера, но при сравнении записей, полученных в других местах (см. например, О Брайн, 1965) было выяснено, что сейсмические эффекты при взрывах на дне озера или вдали от него мало или совсем не отличаются между собой.

Наблюдаемый импульс можно было обычно считать квазисинусоидальным с длительностью в несколько периодов. Для такого импульса соотношение между спектральными амплитудами (A_f) на доминирующей частоте и его измеренной максимальной амплитудой (A_p) можно представить выражением $A_p = 2\sqrt{2} A_f/T$ где T - наблюдаемая длительность сигнала. Далее было предположено, что синусоидальный характер записи вызывается наличием многократных отражений в толще воды озера и поэтому коэффициент передачи на границе между водой и подстилающими породами может быть принят за единицу.

Потери при распространении волн. Бэрри и Вест (1966) дали ряд формул для расчетов амплитуд отраженных и головных волн в слоистой среде. И хотя в нашей работе были использованы для расчетов другие формулы, они дали идентичные результаты. При этом наши формулы следует предпочесть, так как они более простые. Заметим, однако, что в первой скобке их уравнений 9.5 и 9.6 в знаменателе должна стоять ρ_o^2 , а не ρ_o

Когда характер слоистости под станцией отличается от такой под взрывом или когда имеется скоростной градиент в преломляющем слое, использовался классический лучевой метод. В качестве примера мы приведем схему расчета для модели, изображенную на рис. 25.



Р и с. 25. Модель, иллюстрирующая вычисление коэффициентов расхождения волнового фронта.

Здесь интенсивность I_x на расстоянии x связана с интенсивностью I_1 на расстоянии единица от источника выражением

$$I_x/I_1 = (2\pi\delta\theta_0 \sin\theta_0) / (2\pi x \delta x \cos\theta'_0) \quad (1)$$

где θ_0 и θ'_0 - и начальные и конечные углы между вертикалью и лучом. Кроме того,

$$x = \sum(h \operatorname{tg} \theta) + (2V_2 \operatorname{ctg} \theta_r) / K \dots \quad (2)$$

где h - мощность слоя, а θ_r угол подхода луча к преломляющему слою, скорость которого начинается с величины V_2 и увеличивается с градиентом K . При этом очевидно:

$$\sin \theta_0 / \sin \theta_1 = V_0 / V_1 \quad (3)$$

Переходя к пределу в уравнении (I), дифференцируя уравнения (2) и (3) и подставляя затем в уравнение (I), будем иметь:

$$I_x / I_1 = (A_x / A)^2 = a^2 V_0$$

$$\sin \theta_0 (x - \Sigma h + g \theta) / (4x V_0^3 \cos^2 \theta_0) \quad (4)$$

где A - значение амплитуды. Уравнение (4) справедливо с высокой степенью точности при условии, что K мало, а θ_x велико. Оба эти условия в нашем случае всегда выполняются.

Окончательная амплитуда получается в результате переумножения: функции источника на коэффициент расхождения волнового фронта (4), коэффициент прохождения для каждой границы, коэффициент поглощения и коэффициент конверсии на свободной поверхности. При всех вычислениях предполагалось, что поглощение может характеризоваться величиной Q равной 1000, откуда следует, что потеря в децибеллах равна $0,027n$, где n - число длин волн на пути распространения при доминирующей частоте.

При расчетах амплитуд для волн, отраженных под различными углами, графики амплитуд в первом приближении были получены исходя из лучевого метода (или по формуле Бэрри и Веста), при соответствующем учете эффекта кривизны волнового фронта. Такая модификация была сделана с использованием графиков Червени (1966). Основной эффект проявляется в сдвиге максимальной амплитуды на большие расстояния от взрыва.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

При сейсмическом исследовании коры по соображениям финансового характера и производительности невозможно использовать методику встречных годографов. Если методику встречных систем возможно применить, то в этом случае при интерпретации следует учитывать боковой снос лучей. Независимо от того, существенна или нет разница в структурах оз. Верхнего, полученных при помощи метода временных членов и встречных годографов, метод обра-

ботки должен определяться целями исследования. Сейсмическая разведка обходится дорого как в части денег, так и затрат труда и поэтому неразумно пренебрегать любой информацией, которая содержится в наблюдениях.

Изучение преломленных волн в первых вступлениях не дает возможности оценить среднюю скорость в коре, если только отсутствуют структурные особенности на преломляющей границе, дающие возможность использовать метод сопоставления данных на встречных системах. Обычно структура такова, что метод сопоставления трудно использовать. В таком случае средние скорости могут быть получены по данным регистрации отраженных волн. Волны, отраженные от границы Мохо под различными углами, почти всегда присутствуют и с хорошими скоростными фильтрами можно получить вполне надежные годографы в квадратичных координатах.

Оценки средней скорости в коре под озером Верхним, полученные методом сопоставления структур и при анализе времен отраженных волн относятся ко всей коре в целом. Поэтому очень маловероятно, что ниже верхней преломляющей границы имеется какой-нибудь слой с пониженной скоростью.

Присутствие отражающей границы внутри коры не выяснено достаточно определенно и, если она имеется, то перепады скоростей на ней могут сильно отличаться от тех значений, которые были предложены. Известно только то, что на станциях Иксрей, Тайро и на восточных станциях были получены записи, показавшие отчетливое увеличение амплитуды в интервале одной секунды после первых вступлений и что это увеличение имело иногда резкое начало и часто в 10 раз превышало амплитуду первого вступления.

Амплитуды P_n волн были, по крайней мере, в 10 раз больше, чем рассчитанные для модели с головной волной. Проще всего это можно объяснить, видимо, присутствием малого по величине градиента скорости в верхней мантии. Требуется проводить дальнейшие расчеты по учету эффекта скоростной слоистости в вышележащей толще, однако, прежде всего необходимо быть уверенным в причинах аномальных явлений. Очевидно, что амплитуда волны P_n больше на станциях, расположенных к западу. На восточных станциях необходимо выяснить причины аномалий — вызваны ли они влиянием в точках взрыва или станций или же того и другого вместе. Это указывает на боковые неоднородности большого масштаба, наличие которых с большой вероятностью можно предполагать в коре.

Л И Т Е Р А Т У Р А

Barnard, P., Signal strength of seismograph explosives , Paper presented at the 36th Annual Meeting of the Society of Exploration Geophysicists , Houston, Texas , Nov. 6-10, 1966.

Bednarek , A.R., and R.P. Meyer, Comparison of time term and P. residual methods of interpreting first arrivals from the Lake Superior experiments , in the Earth beneath the Continents, Geophys. Monograph 10 , edited by T.J. Smith and J.S. Steinhart , p.p. 276-289, American Geophysical Union, Washington, D. C., 1966.

Berry M.J., and G.F. West , An interpretation of the first arrival data of the Lake Superior experiment by the time -term method , Bull. Sessmol. Soc., Am., 141, 1966 .

Cervený V., On dynamic properties of reflected and head waves in the n-layered earth's crust , Geophys. J., 11, 139, 1966.

Halls, H.C., A review of the Keweenaw geology of the Lake Superior region , in the Earth beneath the Continents , Geophys. Monograph 10, edited by T.J. Smith and J.S. Steinhart, p.p. 3-27, American Geophysical Union , Washington , D.C., 1966.

Nakamura , Y., Head waves from a linear transition layer in a liquid , J. Geophys. Res., 69, 4349 , 1964 .

O'Brien , P.N.S., Seismic energy from explosions. Geophys. J., 3, 29, 1960 .

O'Brien , P.N.S., Seismic observations 20 km from explosions in a lake , Boll. Geofis. Teorica Appl., 7, 144, 1965 .

Roller , J.C., and W.H. Jackson , Seismic wave propagation in the upper mantle : Lake Superior, Wisconsin, to Denver, Colorado, in The Earth beneath the Continents , Geophys. Monograph 10, edited by T.J. Smith and J.S. Steinhart , p.p. 270-275, American Geophysical Union , Washington , D.C., 1966.

Smith , T.J., J.S. Steinhart, and L.T. Aldrich , Lake Superior crustal structure , J. Geophys. Res., 71, 1141, 1966.

Steinhart, J.S., Lake Superior Seismic experiment: Shots and travel times, J. Geophys. Res., 69, 5535, 1964 .

Steinhart , J.S., and T.J. Smith , Ed., The Earth beneath the Continents , Geophys. Monograph 10, American Geophysical Union, Washington , D.C., 1966.

Weston , D.E., Underwater explosions as acoustic sources, Proc. Phys. Soc. London, 76 , 233, 1960 .

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО МЕТОДИКЕ
ОБЩЕЙ ГЛУБИННОЙ ТОЧКИ В БАВАРСКОМ МОЛАССОВОМ БАССЕЙНЕ

R. Meisner

Zum Aufbau der Erdkruste Ergebnisse
der Weitwinkelmessungen im Bayerischen Molassebecken

Gerlands Beiträge zur Geophysik ,Bd 76, H. 3,4, 1967.

Р е з ю м е

Сейсмические исследования, проведенные в 1964 г. в Молассе по методике общей глубинной точки, дали ряд новых сведений о строении земной коры. Впервые в Центральной Европе осуществлена фазовая корреляция волн от границы Мохоровичича на больших удалениях от источника. Используя также отраженные волны от других границ, получены сведения о пластовых и граничных скоростях и глубинах залегания сейсмических границ. Характерная кризиса годографов волн от границы "М" объясняется наличием градиентного слоя. Наиболее интенсивные волны интерпретируются не как критические отражения, а как рефрагированные волны в переходном слое, о чем свидетельствуют амплитудные и частотные свойства наблюдаемых волн.

Переходная зона с градиентным слоем находится между корой и мантией. В районе исследований она имеет мощность 5 км и характеризуется слоисто-линзовидной структурой. При относительно малой величине скорости в вертикальном направлении она отличается ярко выраженной анизотропией. В петрологическом отношении эти свойства объясняются тем, что переходная зона представлена сналическими породами. Температура и давление здесь таковы, что твердые и жидкие фазы вещества могут чередоваться как по верти-

кали, так и по горизонтали. Ритмичные процессы частичной кристаллизации, выплавление и расплавление, а также тонкие включения кварцевой магмы могут объяснить наблюдаемую анизотропию скоростей.

Свойства переходной зоны с её градиентным слоем в нижней части согласуются с результатами исследований отраженными волнами в области нормального падения, с петрологическими данными и лабораторными исследованиями на образцах горных пород при высоких давлениях, проведенных в США и Японии. Помимо градиентного слоя в Молассе, возможно, присутствует слой габбро незначительной мощности.

Часть I

I. ВВЕДЕНИЕ

За последние 15 лет удалось получить ряд новых сведений о строении земной коры. С геофизической точки зрения наиболее ценная информация о поверхности кристаллического фундамента и границах Конрада и Мохоровичича была получена при регистрации преломленных волн, возбуждаемых мощными взрывами в карьерах на профилях протяженностью до 300 км. В Центральной Европе эта программа исследований в течение всего времени всесторонне поддерживалась Германским исследовательским обществом. Почти все немецкие геофизические институты и ряд зарубежных институтов принимали участие в этих исследованиях, что нашло свое отражение в ряде публикаций [см. 31, 32, 33, 57, 68].

Помимо метода преломленных волн за последние 8 лет большое значение приобрела также статистическая обработка сейсмограмм разведочной сейсмоики. При этом на гистограммах частоты появления глубинных волн были сопоставлены вертикальные отражения со временем прихода до 12 сек. Этот преимущественно статистический метод, который развивался прежде всего Дором [25, 26], в последнее время часто был предметом критических дискуссий (наприм. *Steinhart u Meyer* [78]).

Исследовательской группой по взрывной сейсмологии, занимающейся глубинными отражениями, на конференции 1963 г. было предложено испытать при изучении земной коры метод общей глубинной точки, от которого ожидали повышения точности хотя бы на локальном участке. В связи с этим были запланированы специальные

исследования на профиле длиной ~ 150 км. (рис. 1).



Рис. 1. Схема наблюдений при методике общей глубинной точки.

Как известно из ряда исследований (см. [16, 17, 39, 40, 64]), при достижении предельного угла можно рассчитывать на сильное увеличение интенсивности отраженных волн. Чтобы осуществить фазовую корреляцию, хотя бы в области закритических отражений, применялась аппаратура, предназначенная для приема отраженных волн. Расстояния между сейсмографами составляли 100 м. Запланированные исследования преследовали следующие цели.

- 1) Сопоставление результатов статистической обработки вертикальных отражений с данными, полученными по методике общей глубинной точки.
 - 2) Более подробное изучение распределения скоростей и глубин залегания границ, чем это было возможно до сих пор существующими методами исследования.
 - 3) более точное освещение структуры границы мезоревничка.
- предварительные результаты исследований опубликованы в марте 1966 г. (см. [32, 61]).

А. Район исследований

Для исследований был выбран профиль длиной 150 км, на северном окончании которого находился г. Вейсенбург, а на южном — г. Вейльгейм. Проекция общей глубинной точки располагалась примерно в 6 км восточнее г. Аугсбурга (рис. 2). Выбор района осуществлен по результатам статистической обработки вертикальных отражений, которые в непосредственной близости от района

исследований характеризовались выразительным максимумом на гистограмме частоты примерно на времени прихода 10 сек (рис. 3).



Рис. 2. Схема расположения профиля

Большая часть профиля находится в нескладчатой зоне Молассы. Третичные отложения, которые на юге достигают мощности до 3 км, разделяются на четыре слоя (см. [13, 26, 68]). На севере профиля на поверхности обнажаются слои маляма преимущественно известковой фации. На рис. 4 показан геологический разрез в искаженном масштабе (1:10). Профиль, особенно в южной части и на некоторых участках севернее р. Дуная, проходил через район со сложным рельефом с разницей в высотах от 390 м в долинах р.Альтмюль и р. Дунай до 630 м в холмистых районах на юге.

В. Полевые наблюдения

Полевые наблюдения проводились совместно с немецкими геофизическими институтами и фирмами. Вдоль профиля располагались три комплекта аппаратуры для регистрации отраженных волн с общей длиной установки 6 км (Геофизические институты при университетах в Гамбурге, мюнстере и Учреждение по исследованию грунта в Ганновере), далее две станции для регистрации преломленных волн (Институты при университетах в Мюнстере и Франкфурте).

Рис. 3.
Распределение частоты для вертикальных отражений по Дору и Либшеру

Район исследований:
— Аммерзее
- - - Хоенцелл

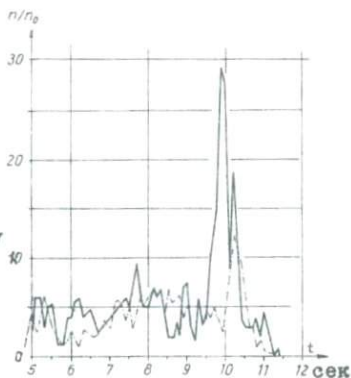


Рис. 4. Геологический разрез /10-кратное искажение масштабов/

К-Конец профиля; В-Вейсенбург; Д-р. Дунай; А-Аугсбург; Ш-скважина Швабминхен; У-скв. Унтерлюс; OSM-верхняя пресноводная молассовая толща; OMM-верхняя морская молассовая толща; USM-нижняя пресноводная молассовая толща; IMM-малм и доггер; Ф-кристаллический фундамент; М-складчатые молассовые отложения.

Взрывы производились на противоположных концах профиля симметрично относительно проекции общей отражающей точки. Один комплект аппаратуры для регистрации отраженных волн (Университет в Киле) использовался для регистрации вертикальных отражений на каждом пункте взрыва. Все сейсмические станции регистрировали сигналы точного времени "Потсдамского Радио". Точное время взрыва снималось на каждом пункте взрыва сотрудниками Института при Техническом университете Штутгарта. Связь между пунктом взрыва и приемной установкой осуществлялась переносной рацией, по которой своевременно передавалось намеченное время взрыва.

Полевые наблюдения проводились с 24 августа по 12 сентября 1964 г. Пункты взрыва ежедневно перемещались на 6 км от центра профиля на юг, а установки приема на такое же расстояние на север. Затем эта система была развернута на 180° . Так как не все участки профиля могли быть исследованы таким образом, особое внимание уделялось регистрации волн на расстояниях, соответствующих области угла полного внутреннего отражения от границы Мохоровичича. Ежедневно регистрировались записи из одного пункта взрыва.

Взрывы производились в скважинах глубиной от 15 до 45 м. Использовались три буровых агрегата фирмы "Пракла". Почти все заряды удалось взорвать ниже уровня грунтовых вод. Для улучшения отношения сигнал-помеха на каждом пункте взрыва группировались 3-5 скважин в виде звезды, наибольшая сторона которой располагалась перпендикулярно к профилю. Общее количество взрывчатого материала (сейсмогелит) в одной скважине составляло 45 - 200 кг. В течение 18 рабочих дней произведено 18 взрывов.

На трех станциях, которые регистрировали отражения вдоль профиля, как правило, использовались 24 канала. Скорость развертки составляла 16 см/сек. В то время как комплекты аппаратуры для регистрации отраженных волн были укомплектованы приемниками с собственной частотой от 7 до 16 гц, в комплект франкфуртской аппаратуры вошли большие 2-герцовые приемники и шестиканальная магнитная аппаратура с частотной модуляцией. Для изучения изменения отношения сигнал-помеха при каждом взрыве использовались 4 канала с одиночными приемниками и один или 2 канала с большими группами из четырех приемников. Оказалось, что в среднем увеличение отношения сигнал-помеха в случае группирования равно 2, что соответствует расчетным данным (см. напр. *Denham*

[20] и др.). На первом канале Франкфуртской станции всегда использовался горизонтальный приемник, который находился в непосредственной близости от вертикального приемника второго канала. Для исключения влияния ветровых помех и нежелательных поверхностных волн все приемники заглублялись.

2. О ПОСТРОЕНИИ ГОДОГРАФОВ

Уже во время полевых исследований на сейсмограммах наблюдался ряд хорошо выраженных волн. Особенно четко на сейсмограммах выражены волны от границы Мохоровичича, глубина залегания которой по ранним работам (см. [31, 32, 33, 57, 68]) оценивалась в 30 км. Для примера на рис. 5 приведен монтаж сейсмограмм. На рис. 6 также представлен монтаж большого количества сейсмограмм, на котором хорошо видна фазовая корреляция группы волн от границы Мохоровичича (МД). Чтобы добиться единообразия интерпретации материалов наблюдений, все сейсмограммы были собраны и проинтерпретированы в Институте геофизики во Франкфурте. После определения расстояний между пунктами взрыва и сейсмографами в первую очередь строился годограф, на который наносились неисправленные времена прихода в зависимости от расстояний.

А. Поправки за рельеф

Введение поправок во времена прихода было необходимо, т.к. с одной стороны превышения рельефа в пределах установки протяженностью в 2 км достигали 120 м, а с другой стороны в приповерхностных слоях (слой выветривания) скорость характеризовалась сильными локальными изменениями. Все времена прихода волн были пересчитаны на уровень с абсолютной отметкой +400 м (см. [49]).

Использованные значения средней скорости U_i до выбранного уровня изменялись южнее р. Дуная от 2,0 до 2,4 км/сек, а в поймах р. Дуная эти значения составляют 1,0–1,5 км/сек. Севернее р. Дуная наблюдаются более высокие приповерхностные скорости ($U_i = 2,4–2,7$ км/сек), что связано с часто встречающимися в этом районе известковистыми слоями маляма. Нельзя считать, что проведенные исправления за верхние слои корректны вдоль всего профиля. Они являются довольно неуверенными в долинах рек. Ошибки вдоль 2-километровой установки могут достигать 15 мсек. Срав-



Рис. 5. Монтаж сейсмограмм с волнами от границ Конрада *SCD* и Мохоровичича *MD*

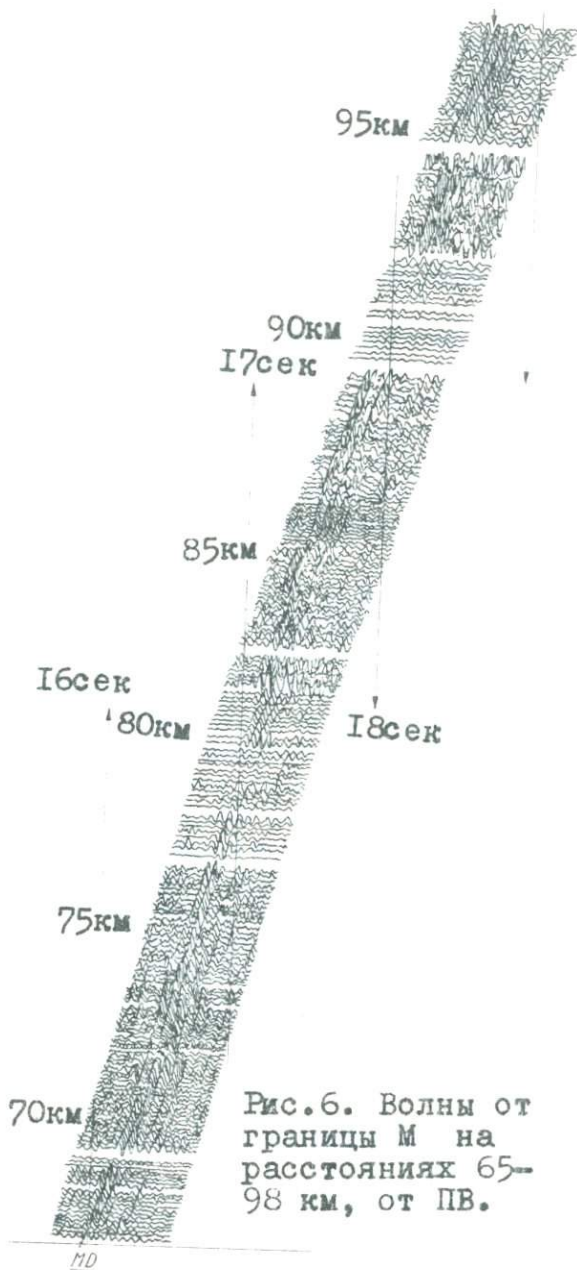


Рис.6. Волны от границы М на расстояниях 65-98 км, от ПВ.

нение исправленного и неисправленного годографов показывает, что введение поправок несомненно оправдано. Оно облегчает прослеживание отдельных волн на сейсмограммах и позволяет таким образом более точно определять кажущиеся скорости по годографам. Как минимум, 75% нерегулярностей во временах прихода волн, обусловленных поверхностными неоднородностями, выравниваются при исправлении.

В. Особенности наблюдаемого годографа

После выделения всех существующих волн на сейсмограммах был построен исправленный годограф (рис. 7).

На оси X нанесены расстояния между пунктом взрыва и установкой приема. При этом не учитывалось, что пункты взрыва располагались на севере, а установки на юге и наоборот. Поскольку некоторые короткие интервалы на обеих сторонах от центра профиля были перекрыты дважды, иногда был возможен контроль взаимного времени.

Благодаря своим амплитудным и кинематическим свойствам уверенно через большие интервалы прослеживались четыре группы волн P_1 - P_4 . На годографе они соединены штрих-пунктирной линией. Природа волн подробно обсуждается в главе 3. Точная фазовая корреляция была возможна только на отдельных интервалах для волн P_4 от границы "М" и P_1 от кристаллического фундамента. Анализ наблюдаемых кажущихся скоростей, а также частично волновой картины показывает, что возможные ошибки в отождествлении отдельных фаз для групп волн P_1 - P_4 не превышают одного-двух периодов.

Помимо этих четырех наиболее важных групп волн на годографе местами выделяется большое количество сильных вступлений. Примерно, 90% из них определялись как различного рода кратные волны (отраженно-преломленные и преломленно-отраженные), образующиеся преимущественно между дневной поверхностью и нижней границей коры выветривания. Результаты этих исследований будут опубликованы позднее.

3. Интерпретация годографов

Основные группы волн P_1 - P_4 , обозначенные на годографе (рис. 7) штрих-пунктирными линиями, интерпретируются в данной главе

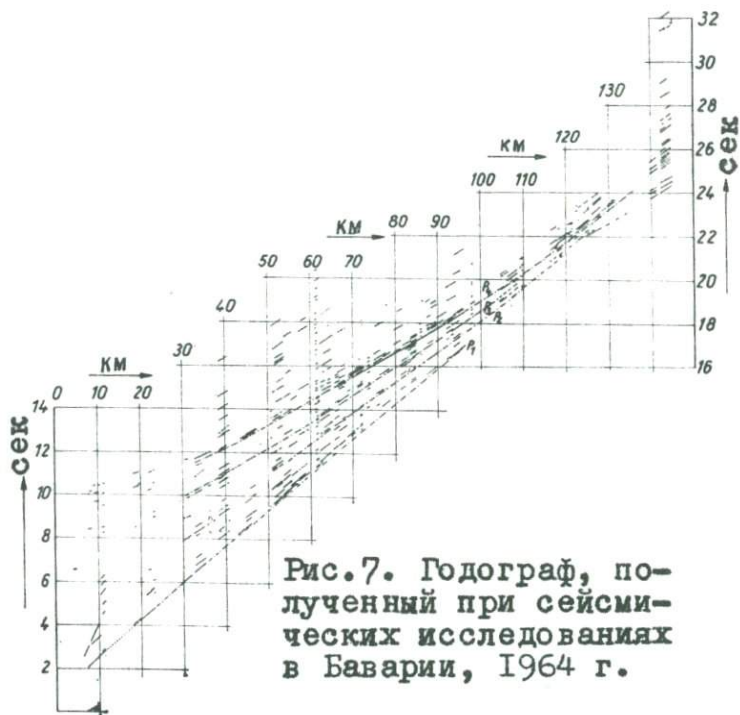


Рис.7. Годограф, полученный при сейсмических исследованиях в Баварии, 1964 г.

на основе их кинематических свойств. При этом используются улучшенные лучевые способы и способы полей времен (волнового фронта). Амплитудные и частотные свойства будут обсуждены в главе 4. Они подкрепляют те выводы, которые сделаны по кинематике волн.

А. Волна P_1 от кристаллического фундамента

Волна P_1 представляет собой преломленную, рефрактированную волну. До расстояния приблизительно 25 км она характеризуется скоростью около 5.7 км/сек, возрастающей с увеличением удаления от источника до значения 6.2–6.3 км/сек. Такое медленное постепенное увеличение указывает на небольшой градиент скорости. Годографы, представленные на рис. 7, состоят из волн, полученных на обоих концах профиля, т.е. по прямой и обратной ветвям.

Волна P_1 прослеживается только до расстояния 98 км. Это хорошо согласуется с наблюдениями *Giese* [33] на ряде профилей преломленных волн и указывает на то, что, начиная с некоторой глубины скорость уже не увеличивается, а уменьшается. Этот вывод подтверждается при обработке волн P_2 от границы Конрада.

Т.к. для волны P_1 до расстояния 72 км осуществляется уверенная фазовая корреляция, построение поверхности кристаллического фундамента может быть проведено более точно, чем это было возможно при более ранних исследованиях преломленными волнами в этом районе. При этом различное глубинное положение границы определяется на основе варьирующих кажущихся скоростей исходного годографа, изменяющихся в пределах от 5.5 до 6.5 км/сек.

а) К построению поверхности кристаллического фундамента

Т.к. исследования методом общей глубинной точки не представляют собой непрерывный профиль, и помимо того, ниже преломляющей границы имеется градиент скорости, нельзя было использовать ни один из известных способов построения границ. Применялся следующий несколько измененный способ волнового фронта:

Г. Чтобы получить свободную от локальных изменений функциональную связь $t = t(x)$ и $V_2 = V_2(x)$ годограф был сглажен. Такое усреднение и выравнивание значений скоростей и времен прихода волны на обеих сторонах профиля дает в первом приближении истинные скорости (на глубине максимального проникания луча) как функцию от X .

2. Затем волны P_1 рассматривались отдельно для северной и южной частей профиля. Времена прихода волн наносились на профиль и параллельным перемещением были составлены годографы по северному и южному участкам профиля (рис. 8).

3. Далее на обеих сторонах профиля строились волновые фронты. При этом скорости в толще, залегающей над кристаллическим фундаментом, и глубины залегания молассового слоя предполагались известными (скважины, данные преломленных и отраженных волн). На подошве молассового слоя волновые фронты преломлялись.

4. В центре профиля после определения времени t_0 вычислялась глубина залегания поверхности кристаллического фундамента по формуле:

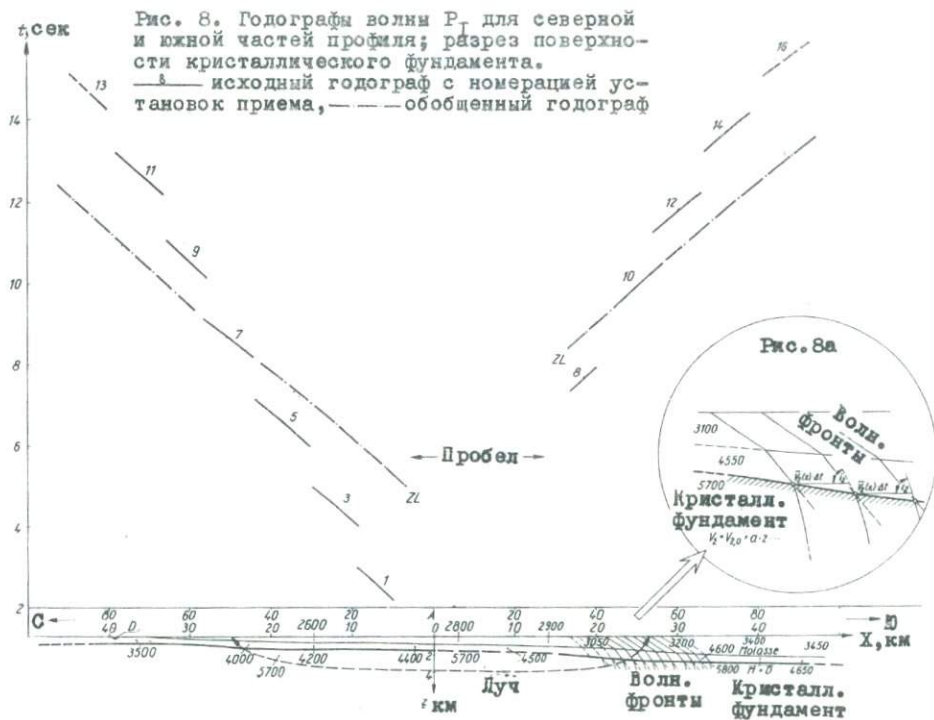
$$h = kt_0, \quad \text{где } k = (V_1 \cdot V_{2,0}) / (2 \cdot \sqrt{V_{2,0}^2 - V_1^2}),$$

V_1 — средняя скорость в покрывающей толще, $V_{2,0}$ — начальная скорость в кристаллическом фундаменте.

5. Затем на глубине h , начиная от волнового фронта, был построен горизонтальный отрезок длиной $V_2(x) \cdot \Delta t$, через конечную точку которого под углом $i_2 = \arcsin V_{2,0} / V_2(x)$ была проведена линия до пересечения со следующим волновым фронтом. Точка пересечения является точкой границы (рис. 8), т.к. величина $V_2 \cdot \Delta t$ при зависимости скорости только от глубины представляет собой горизонтальное расстояние между двумя волновыми фронтами. Величина угла i_2 определяется из закона Снеллиуса (рис. 8а).

6. Южный участок, расположенный между центром профиля и расстановкой 8, не освещался наблюдениями. Глубины были получены путем интерполяции, учитывая горизонтальное залегание границы на соседних участках и общее время прихода волн.

7. Построенная таким образом поверхность фундамента была незначительно улучшена путем итерации. После того, как из общего времени прихода волн было вычтено время пробега через осадочную толщу и определен остаточный путь волны вдоль поверхности фундамента, строился остаточный годограф $t_2 = t_2(x_2)$. Используя полученную таким образом зависимость $V_2 = V_2(x_2)$, поверхность кристаллического фундамента строилась вторично способом,



указанным в пункте 5. Однако, при этом были достигнуты только незначительные улучшения.

Сейсмические разрезы, приведенные на рис. 4 и 8, получены вышеописанным способом. Подбор отрезков $V_{2,0} \cdot \Delta t$, как он производился *Prodehl* [68] при отсутствии данных о фазовых скоростях, дает, как правило, слишком пологие углы наклона. Но, если для $V_{2,0}$ принять несколько заниженное значение, то получим, как правило, более достоверную конфигурацию границы, удовлетворяющую в районе севернее р. Дунай известным геологическим условиям.

в) К определению глубины проникания лучей и скоростей
в кристаллическом фундаменте

Для определения глубины проникания лучей использовался описанный в пункте 7 предыдущего параграфа остаточный годограф $t_2 = t_2(x_2)$. Он являлся основой для решения часто применяемого интегрального уравнения Вихерта-Герглотца (см. [83, 35]):

$$Z(x_2^*) = \frac{1}{\pi} \int_0^{x_2^*} \text{Ar} \cosh \left[\frac{v(x_2^*)}{V(x_2)} \right] dx_2, \quad (I)$$

где

- $Z(x_2^*)$ - глубина максимального проникания рефрагированной волны
- x_2 - остаточный путь вдоль поверхности фундамента,
- x_2^* - значение X на остаточном годографе, соответствующее глубине Z ,
- $v(x_2^*)$ - наблюдаемая скорость на остаточном годографе в точке x_2^* , отнесенная к глубине максимального проникания луча,
- $V(x_2)$ - наблюдаемые скорости вдоль остаточного годографа в точках $x_2 < x_2^*$

В выводе уравнения (I) содержится предположение, что скорость является непрерывно увеличивающейся функцией глубины. Интерпретация проводилась по формуле (I) при помощи аппроксимации:

$$Z(x_2^*) \approx \frac{\Delta x_2}{\pi} \left[\sum_{x_2=0}^{30 \text{ км}} \text{Ar} \cosh \frac{v(x_2^*)}{V(x_2)} \right]. \quad (2)$$

Для X_2 было принято постоянное значение 5 км. Последова-
 тельное определение глубин проникания по формуле (2) дает за-
 висимость скорости (в точкахвозврата лучей) от глубины. В таб-
 лице I приведены величины скоростей для некоторых значений X_2
 остаточного годографа через 10 км. На рис. 9 изображен луч вол-
 ны P_1 , проникающий на глубину 9-10 км, максимальную для данной
 волны. Это примерно соответствует границе, предполагаемой Фер-
 чем. На глубинах ниже 10 км надо ожидать уменьшение скоростей,
 которое, как будет показано ниже, является вероятным и по фи-
 зическим причинам.

Т а б л и ц а I
 Сопоставление пластовых скоростей в верхней части
 кристаллического фундамента

x_2 [км]	$v_2(x)$ [км/сек]	$Z_2 - Z_{2,0}$ [км]	Z от уровня моря [км]
10	5,75	0,4	1,9
20	5,85	1,0	2,5
40	6,00	2,4	3,9
60	6,15	4,9	6,5
80	6,28	7,3	8,9
90	6,30	7,7	9,3

В. Группа волн P_2 (волна Конрада)

Вторая группа волн, отнесенная по гиперболической форме
 годографа к типу отраженной, редко коррелируется через интерва-
 лы, превышающие 6 км. Однако, несмотря на то, что качество
 вступлений у этой волны ниже, чем у волн P_3 и P_4 , построение
 пунктирной линии годографа для неё представляется оправданным,
 имея ввиду плавное изменение кажущихся скоростей и сходство вол-
 новой картины.

Волна P_2 является, во всяком случае в преобладающей своей
 части, отраженной от границы Конрада. Глубина залегания соот-
 ветствующей границы, способ построения которой приводится, как и
 для других отражающих границ, в параграфе "в", изменяется от 16
 до 19 км от уровня моря. Если бы скорость в кристаллическом фун-

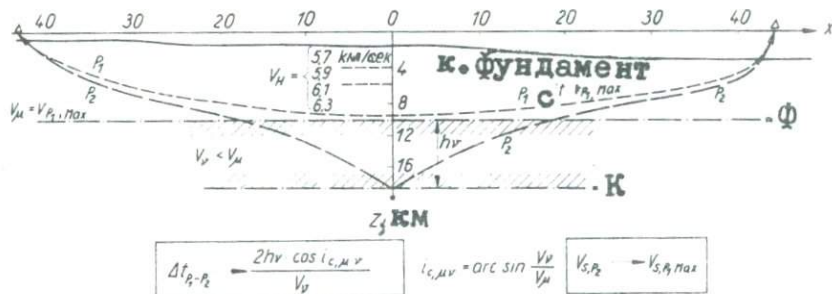


Рис. 9. Ход лучей для волн P_I и P_2 на больших удалениях.

даменте на глубинах порядка 10 км не уменьшалась, то годограф данной волны приблизился бы асимптотически к годографу волны P_1 . Однако, этого не наблюдается и между обоими годографами остается постоянный временной интервал порядка 0,6 сек. Граница, соответствующая волне P_2 , схематически изображена на рис. 9.

С. Группа волн P_3

Третья группа волн также характеризуется гиперболической формой годографа, что позволяет отнести её к отражениям, образующимся на границе (SCD), расположенной между разделами Конрада и Мохоровичича. Качество вступлений у неё лучше, чем у волны P_2 , асимптотическая скорость (на правой ветви годографа) изменяется от 6.3 до 6.5 км/сек. Это позволяет сделать заключение, что над этой границей, глубина залегания которой определяется в 24-25 км (см. $3D-6$), не существуют скорости выше 6,5 км/сек. Этот вывод основан на факте, что асимптотическая скорость отраженной волны всегда должна быть равной максимальной скорости в вышележащей среде. Только слои, мощности которых малы по сравнению с длиной волны (300-400 м), могли бы иметь большую скорость. Они бы обусловили анизотропию слоистости.

Волна P_3 и соответствующая ей граница между разделами Конрада и Мохоровичича пока почти не подтверждаются наблюдениями головными волнами. Предположительно это объясняется тем, что волны P_3 и P_4 , начиная с расстояния порядка 120 км, сливаются, интерферируют и их трудно разделить. Это означает, что волна P_3 наиболее уверенно выделяется на удалениях от источника, применявшихся при данных исследованиях.

Д. Группа волн P_4 (волна "М") и вертикальное распределение скоростей до границы МД

Волна P_4 является наиболее интенсивной волновой группой на сейсмограммах. Начиная с расстояния порядка 60 км появляются 3-7 фаз колебаний большой амплитуды. Надежная фазовая корреляция может быть осуществлена на расстояниях от 50 до 98 км. Волна P_4 в общем характеризуется гиперболическим годографом, но отклонения от гиперболы здесь больше, чем для волн P_2 и P_3 (см.

раздел 3.Д-а). Асимптотическая скорость волны K_4 составляет примерно 6.7 км/сек.

Начиная с расстояния порядка 125 км, выделяется волна, незначительно проникающая в мантию под границей Мохоровичича. Её кажущаяся скорость равна 8.5 км/сек. Тот факт, что эта волна не появляется на меньших расстояниях, исключает возможность отнесения её к простой головной волне, т.к. в этом случае наибольшие амплитуды должны наблюдаться в области критического угла или немного позже. Амплитудные характеристики этой волны обсуждаются более подробно в разделе 5Д.

а) Годограф в квадратичных координатах

При интерпретации отраженных волн обычно строится годограф в квадратичных координатах. Нормальный годограф отраженных волн от нижней границы однородной изотропной среды является гиперболой:

$$t = \frac{1}{v} \sqrt{x^2 + 4h^2} \quad (3)$$

Поэтому в квадратичных координатах получим прямую

$$t_2 = \frac{x^2 + 4h^2}{v^2} = \frac{x^2}{v^2} + t_0^2 \quad (4)$$

По наклону прямой можно непосредственно определить скорость

$$v^2 = \frac{x^2}{t^2 - t_0^2} \quad (5)$$

Время t_0 также легко определяется по годографу в квадратичных координатах. Выражение для глубины в точке отражения имеет вид:

$$h = v \cdot \frac{t_0}{2} \quad (6)$$

Для многослойной среды с постоянными скоростями решение в явном виде отсутствует. Уравнения могут быть представлены только в параметрическом виде:

$$t = 2 \int_0^z \frac{dz}{v(z) \cos i(z)} = \int_0^z \frac{1}{v(z)} \frac{dz}{\sqrt{1 - [p \cdot v(z)]^2}} \quad (7)$$

т.е.

$$t = 2 \sum_{j=1}^n \frac{\Delta z_j}{v_j \cdot \cos i_j} \quad (8)$$

и

$$x = 2 \int_0^z \operatorname{tg} i(z) dz = \int_0^z \frac{\rho \cdot v(z) dz}{\sqrt{1 - [\rho \cdot v(z)]^2}}, \quad (9)$$

т.е.

$$x = 2 \sum_{v=1}^n \operatorname{tg} i_v \cdot \delta z_v, \quad (10)$$

где

$$(\sin i)/v(z) = \rho = \text{const}.$$

Годографы в этом случае не являются точными гиперболами. Приближенные решения в явном виде для определения интервальной скорости получены КРЕУ [54], Sattlegger [73] и другими. Они основаны на том, что в формулах (7) и (9) синусы заменяются через тангенсы или наоборот, либо разложение в ряд обрывается после второго члена. Все эти формулы являются хорошими приближениями при малых углах падения и малых изменениях скорости с глубиной. Важным является, прежде всего, то обстоятельство, что годограф в квадратичных координатах в большом диапазоне расстояний близок к прямой, даже если её наклон уже не соответствует интервальной или средней скоростям.

В противоположность этому годографы волн P_2 - P_4 в квадратичных координатах характеризуются систематической кривизной, хотя соответствующие интервальные скорости отличаются менее, чем на 10%. Кривые a , d , f на рис. 10 являются квадратичными остаточными годографами, для которых из общего времени прихода волны вычиталось время пробега в осадочной толще (см. раздел 3А, а, 7). Это дает незначительное улучшение при вычислениях, произведенных в следующем разделе.

в) К определению интервальных скоростей

Для определения глубин и скоростей использовались только первые прямолинейные участки квадратичного годографа до расстояния 60 км. В пределах этой области с уверенностью можно предположить, что какие-либо мешающие эффекты преломления или другие описанные в главе 3Е помехи малы. Для определения интервальных скоростей была использована формула Дикса в следующем виде:

$$V_j = \sqrt{\frac{1}{\delta t_{qn}} [\tilde{v}_n^2 \cdot t_{0,n} - \tilde{v}_{n-1}^2 \cdot t_{0,n-1}]}, \quad (11)$$

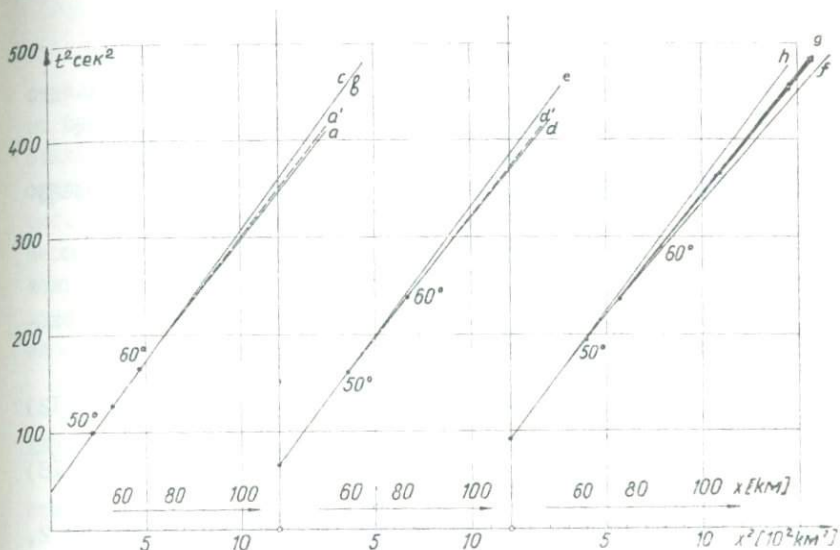


Рис. 10. Квадратичные остаточные годографы и аппроксимирующие их функции, рассчитанные для отраженных волн.

— a — наблюдаемый годограф P_2 (для волны от границы Конрада); — a' — аппроксимирующая функция, рассчитанная для значения коэффициента анизотропии (неэллиптической) $K=1,03$; — b , c — функции, рассчитанные для вертикально-слоистой среды без анизотропии; — d — наблюдаемый годограф P_3 (для волны от границы SCD); — d' — функция, рассчитанная для значения коэффициента анизотропии (неэллиптической) $K=1,03$; — e — функция, рассчитанная без анизотропии; — f — годограф P_4 (для волны от границы MD) — g — функция, рассчитанная для значений коэффициента анизотропии 1,06 и, начиная с границы SCD , $K=1,07$; — h — функция, рассчитанная без анизотропии.

где

- v_j - интервальная скорость,
 $\Delta t_{g,n}$ - вертикальное время пробега в слое, т.е. разность между временами для отраженных волн от кровли и подошвы пласта,
 \tilde{v}_n - эффективная скорость, определенная по годографу в квадратичных координатах как

$$\tilde{v}_n^2 = x^2 / (t_n^2 - t_0^2)$$

Мощность отдельных слоев, общая глубина, а также средняя скорость определяются по формулам:

$$\Delta Z = v_j \frac{\Delta t_0}{2}, \quad Z = \sum \Delta Z; \quad (12)$$

$$\bar{v} = \frac{2Z}{t_0}. \quad (13)$$

наиболее важные результаты вычислений представлены в таблице 2, в последней графе которой дополнительно приведены полученные по годографу асимптотические скорости.

Т а б л и ц а 2
 Глубины залегания и скорости

Группа волн	Граница	Глубина /км/	Интервальная скорость v_j /км/сек/	Асимптотическая скорость v асимпт. /км/сек/
P_1	Кровля кристаллического фундамента	I - 4		
P_2	Граница Конрада	$18,5 \pm 0,5$	$6,1 \pm 0,05$	$6,3 \pm 0,05$
P_3	Граница ниже поверхности Конрада	$24,5 \pm 0,5$	$6,35 \pm 0,1$	$6,5 \pm 0,1$
P_4	Граница Мохоровичича	$29,5 \pm 0,5$	$6,2 \pm 0,2$	$6,8 \pm 0,2$

Тот факт, что годографы в квадратичных координатах, представленные на рис. 10, характеризуются значительным отклонением от прямой требует дополнительных исследований. Особенно велики отклонения у годографа волны P_4 , представленного на больших участках трехфазной записью. Рассмотрим годограф, приведенный на рис. 7, на интервале 55-75 км. Годограф P_4 на этом участке совершенно прямой (поэтому годограф в квадратичных координатах искривлен). На расстояниях, превышающих 75 км, также наблюдается только очень незначительная кривизна. Эти нерегулярности можно объяснить следующими факторами:

1. Влиянием преломления в многослойном разрезе.
 2. Сложностью фазового годографа, вызванного наложением двух или большего количества отражений.
 3. Влиянием горизонтальных градиентов скорости или углов наклона.
 4. Влиянием анизотропии.
 5. Влиянием сильного вертикального градиента скорости.
- Ниже рассматривается каждый из указанных факторов.

а). Влияние преломления в многослойном разрезе

Под понятием "многослойный разрез" надо понимать не только границы, рассмотренные в разделе 3Д -в, но и слои с пониженной скоростью, которые вероятно существуют, но не выявлены по данным отраженных и преломленных волн (слои определенной минимальной мощности с повышенной скоростью можно распознать по величине асимптотической скорости).

Сперва была сделана попытка учесть преломление для годографов P_2-P_4 на границах, приведенных в 3Д -в и в табл. I. Для этого использовались формулы (8) и (10). Но вычисления показали, что таким образом может быть объяснена только незначительная часть нерегулярностей годографов. Чтобы оценить влияние возможно существующих слоев с пониженной скоростью, были предприняты следующие шаги. Для простого двухслойного случая подбирались численные значения для неизвестной пониженной скорости и соответственно мощности слоя, удовлетворяющие максимальному искривлению годографа (в сторону уменьшения времен).

Элементарный расчет показал, что отклонение годографа в сторону меньших значений t будет максимальным для малых значений V_1 , т.е. малых значений h_1 и больших значений h_2 (при чём $V_1 < V_2$).

Для вычисления максимального влияния на годографы для наиболее мощного пакета слоев до глубины 18,5 км вначале принималось значение $V_1 = 5,6$ км/сек. Это соответствует слою мощностью $h_1 = 2$ км, расположенному где-то на глубинах от 9 до 18 км. Но вычисления времен прихода волн по формулам (8) и (10) дали только очень незначительные отклонения от годографа в квадратичных координатах, представленного на рис. 10. На расстоянии 108 км отклонение составляет менее 20 мсек, что едва заметно на годографе. Поэтому модель многослойной среды вряд ли может объяснить искривления годографа в квадратичных координатах.

Далее была предпринята попытка объяснить наблюдаемые отклонения влиянием отражения от границы, расположенной под градиентным слоем. Если взять за основу определенные интервальные скорости, то и такое влияние окажется малым. Измеримые отклонения имели бы место только на концах годографов, т.е. на очень больших расстояниях, и не могут объяснить наблюдаемые отклонения.

в) Влияние интерференции двух или большего количества отражений

Несколько границ, расположенных непосредственно одна под другой, могут вполне вызвать соответствующее искривление годографа. Поскольку именно на сейсмограммах отраженных волн, зарегистрированных с использованием АРА, преимущественно выявляются первые фазы волн, то при возрастающей интервальной скорости на определенном расстоянии вторая отраженная волна обгоняет первую волну. Поэтому на годографе, построенном по началу колебаний суммарной волны, вполне может появиться искривление. (При уменьшающейся интервальной скорости годографы не пересекаются, имеют параллельные асимптоты, как это наблюдается у волновых групп P_2 и P_1).

Если предположить существование тонких слоев с сильно увеличивающейся скоростью, то для объяснения нерегулярностей годографов P_2 и P_3 нельзя исключить возможность, что эти волны состоят из нескольких отражений. С кинематической точки зрения для волны P_4 вполне можно допустить, что она является суммарной.

Поэтому годограф в квадратичных координатах был на своем вогнутом, хорошо освещенном наблюдениями участке приблизительно представлен несколькими прямыми. Затем глубины и интервальные скорости определялись по формуле Дикса. Для наиболее глубоких отражений была получена глубина $34 \pm 0,5$ км, но при этом интервальная скорость принимает на глубинах 29,5–34,3 км значение $10,5 \pm 0,5$ км/сек. Возможные ошибки, обусловленные наклоном границы, исключаются, т.к. наблюдения велись с обратимой установкой взрыв – прием.

Интервальная скорость в 10,5 км/сек, конечно, не является реальной, т.к. ни одна из известных пород не обладает такими высокими значениями скоростей. Кроме того, имеются противоречия, связанные с регистрацией рефрагированной волны на правом конце годографа. Скорость этой волны, по аналогии с наблюдаемыми преломленными волнами в этом районе, составляет примерно 8,5 км/сек. Незначительная вогнутость квадратичного годографа волны P_4 на расстоянии 120 км также не может быть объяснена интерференцией отражений от близко расположенных границ.

Это значит, что сильная группа волн P_4 не состоит из нескольких отражений. Для волн P_2 и P_3 , в связи со слабым возрастанием скорости, такое объяснение также маловероятно.

с) Влияние горизонтального градиента скорости
или наклона границ

Такое влияние с самого начала оказывается очень маловероятным, т.к. оно, чтобы объяснить желаемый эффект, должно было сказаться равномерно, т.е. симметрично на обеих сторонах профиля. Несмотря на это данный вопрос был исследован. В первом приближении путь S который обуславливает в годографе разницу времен Δt между теоретическим годографом, исправленным за преломление, и наблюдаемым, равен

$$S \approx \frac{\Delta t}{\frac{1}{V_1} - \frac{1}{V_{1+1}}} \quad (14)$$

Здесь под V_1 следует понимать скорость в вышележащей среде, а под V_{1+1} – скорость в нижележащей среде относительно границы. Под V_{1+1} можно понимать также скорость "аномального тела", которая отличается от нормальной пластовой скорости. Для V_{1+1} были перебраны различные значения, не превышающие асимптотичес-

ую скорость. Уже для волн P_2 и P_3 были получены очень высокие значения S , по которым наклон границы или линии скорости на обеих сторонах профиля определялся в 20° . Возможные аномальные тела также на обеих сторонах профиля прошли бы почти через поверхность кристаллического фундамента, если ими объяснить эффект искривления. Это значит, что влияние горизонтальных градиентов или наклона границ является также недостаточным для объяснения искривления годографов.

d) Влияние анизотропии

Эффект анизотропии был исследован рядом авторов не только теоретически (*Helbig* [43], *Postma*[67], *Backus* [4], *Gassman* [30] и др.), но и лабораторным способом (*Zismann* [90], *Giesel* [34], *Helbig* [43] и др.) и измерениями непосредственно в естественном залегании пород (*Kleyn* [49], *Cholet* и *Richard* [18], *Schmidt* [74], *Christensen* [19] и др.). По исследованиям *Helbig* и *Krey* анизотропия естественных пород и пачек пород чаще всего неэллиптическая. Часто встречается пластинчатая слоистость, в которой пластины тонки по сравнению с преобладающей длиной волны. Пластины расположены параллельно друг к другу и, т.к. каждая пластина сама по себе изотропная, образуется особый вид анизотропии: "трансверсальная" или "униаксиальная" анизотропия. Такая среда является изотропной перпендикулярно к пластинчатости.

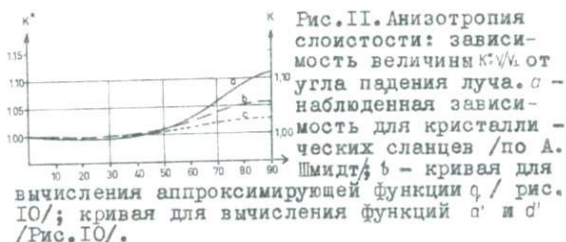
Когда толщина пластинок соизмерима с длиной волны, образуются очень сложные волновые фронты. Прежде всего параллельно к слоистости образуется система интерферирующих волн, которая состоит из головных и скользящих (ведомых) волн P и S' (см. [27, 56, 60, 61]).

В предположении эллиптической анизотропии, при которой ось симметрии параллельна оси Z (как это упрощенно предполагается некоторыми авторами, например [49, 18]), квадратичный годограф представляет собой прямую с наклоном $1/v_{II}^2$:

$$t^2 = \frac{4z^2}{v_I^2} + \frac{x^2}{v_{II}^2} = t_0^2 + \frac{x^2}{v_{II}^2}, \quad (15)$$

где v_I - вертикальная скорость,
 v_{II} - горизонтальная скорость.

Это означает, что искривление не может быть объяснено эллиптической анизотропией. Но неэллиптическая, т.е. пластинчатая анизотропия или анизотропия слоистости, может дать такой эффект. В этом случае квадратичные годографы характеризуются выпуклым искривлением. По Е. *Schmidt* [74], который на основе сейсмических работ в шахтах исследовал теоретические и наблюдаемые волновые фронты, были рассчитаны отношения скорости V (в произвольном направлении) к вертикальной скорости (V_{\perp}). Результаты представлены на рис. II в виде зависимости коэффициента



анизотропии от угла падения. Данные зависимости, а также другие экспериментальные кривые, интересны тем, что заметное отклонение скорости, зависящее от угла падения, наступает только для углов падения $i > 50^\circ$. Точно такой же эффект наблюдается и на наблюдаемых квадратичных годографах, представленных на рис. IO. Теоретическое рассмотрение, также как и лабораторные исследования *Helbig* [43] приводят к аналогичным результатам.

Для вычисления анизотропии до границы Конрада вначале из общего времени пробега вычиталось время прохождения волн через осадочную толщу. По остаточному времени t_r определялась скорость V вдоль пути $\frac{h_r}{\cos \beta}$ до точки отражения:

$$V = \frac{h_r}{t_r \cdot \cos \beta}, \quad (16)$$

(β — средний угол падения $\approx i$).

Определенные таким образом скорости изменяются в пределах от 6,1 км/сек при углах падения луча до 50° до максимальных значений 7,25 км/сек при 70° . Соответствующие значения V/V_{\perp} приведены на рис. II (кривая *c*). Экстраполяция кривой до 90° дает

значение $V_{II} \approx 6,3$ км/сек, что соответствует величине коэффициента анизотропии примерно в 3%.

Величина скорости $V = 6,3$ км/сек совпадает со скоростью волны P_1 , проникающей в кристаллический фундамент, а также с асимптотической скоростью волны P_2 .

Для волны P_3 анизотропия вычислялась аналогичным путем. В результате получено, что анизотропия может составлять 2-3%. Искривления квадратичных годографов для отраженных волн P_2 и P_3 примерно одинаковы.

Сильное искривление квадратичного годографа P_4 наводит на мысль, что анизотропия довольно велика. Но при вычислениях оказалось, что приближение, удовлетворяющее наблюдаемым кривым, достигается только в том случае, если в зависимости от расстояния x или x^2 резко изменяются значения коэффициентов анизотропии. Для углов падения луча $\sim 50^\circ$ надо предположить внезапное маловероятное увеличение величины V/V_I . Но даже в этом случае, рассчитанные и наблюдаемые годографы существенно отличаются, как это показано на рис. 10с. Все вычисления, произведенные со значениями коэффициентов анизотропии от 5% до 15%, показали, что нерегулярное искривление годографа P_4 не может быть объяснено только анизотропией.

е) Влияние большого вертикального градиента скорости над границей Мохоровичича

В то время, как нерегулярности годографов P_2 и P_3 можно объяснить незначительной анизотропией в 2-3%, для нерегулярностей интенсивной волны P_4 объяснение пока не найдено.

Естественно, что гиперболической формой годографа характеризуются не только отраженные волны. Такой годограф может образовываться на некотором интервале также рефрагированная волна, проникающая в слой с большим градиентом скорости. На рис. 12 показаны некоторые примеры, иллюстрирующие схематически кинематику этих волн. В примере, приведенном на рис. 12в, из-за отрицательного градиента скорости под границей образуется зона тени $B-D$. В примере, представленном на рис. 12с, вследствие дополнительного отрицательного градиента над Z_1 появляется вторая зона тени, обуславливающая неполную петлю на годографе. Если в нижней части слоя Z_1-Z_2 , характеризующегося увеличением градиента или пластинчатой структурой, образуется отраженная волна,

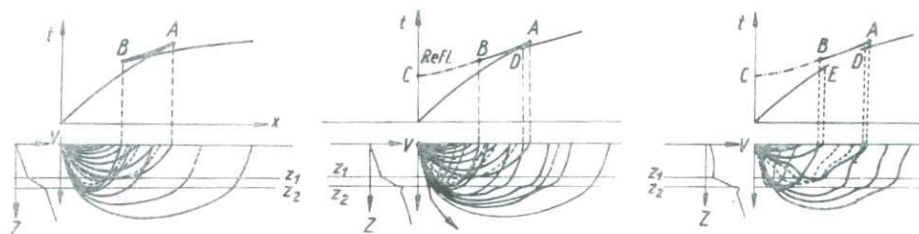


Рис. 12. Схематическое изображение простой /а/ и сложных /в,с/ петель годографа.

\overline{AB} близок к гиперболе; ---- лучи в области AB ; \overline{BD} зона тени, обусловленная уменьшением скорости ниже z_2 ; \overline{CB} — отражение, обусловленное неоднородностью на глубине z_2 /отраженная волна перестает следовать непосредственно за B , при более пологих углах падения образуется рефрагированная волна BA /; \overline{DE} зона тени, обусловленная уменьшением скорости выше z_1 .

то годограф этой волны обрывается в точке В и переходит в годограф рефрагированной волны В - А, который существует до точки А.

Схематическая картина, представленная на рис. 12с, очень близка к наблюдаемому годографу, приведенному на рис. 7. Можно предположить, что годограф состоит из двух частей. Первая часть до расстояния 60 км представляет собой годограф отраженной волны, вторая часть - на расстояниях $R > 60$ км - годограф рефрагированной волны в слое с сильным градиентом.

Данная модель хорошо объясняет с кинематической точки зрения и другие факты. Почти прямая часть годографа длиной в 20 км на расстояниях ~ 65 км соответствует, скорее всего, волне от нижней части градиентного слоя, в которой рефрагированная волна при достижении максимальной скорости переходит в волну типа головной. Высокие кажущиеся скорости порядка 9 км/сек, зарегистрированные в этой области при обратимости взрыв - прием, по всей видимости, обусловлены тонкими слоями, т.к. они наблюдаются только на интервале длиной 20-25 км. Под этими слоями надо снова ожидать незначительное уменьшение скорости. Но затем скорость довольно быстро достигает значения 8,5 км/сек, характеризующего, начиная с расстояния 120 км, рефрагированную волну.

Чтобы оценить мощность градиентного слоя, вначале по аналогии с волной P_1 вычислялись остаточные времена и остаточные пути. Для этого из общего времени прихода вычиталось время пробега волны в толще до глубины 24,5 км (что соответствует глубине залегания границы, расположенной между разделами Конрада и Мохоровичича).

$$t - \sum_{SCD} t_p \equiv t_R, \quad (17)$$

$$x - \sum_{SCD} x_p \equiv x_R, \quad (18)$$

где $\sum t_p$ и $\sum x_p$ определяются формулами (8) и (10). По вычисленным значениям составлялся остаточный годограф (рис. 13).

Мощность и скорость в градиентном слое вычислялась снова по интегральному уравнению Вихерта - Герглотца. При этом возникают следующие трудности. Во-первых, не имеется точных сведений о начальной скорости на глубине 25 км. Из данных наблюдений их едва-ли представляется возможным получить. Времена прихода волн, образующихся в верхней части переходного слоя на глубинах от 24 до 29 км отсутствуют. Эти данные можно извлечь из участков го-

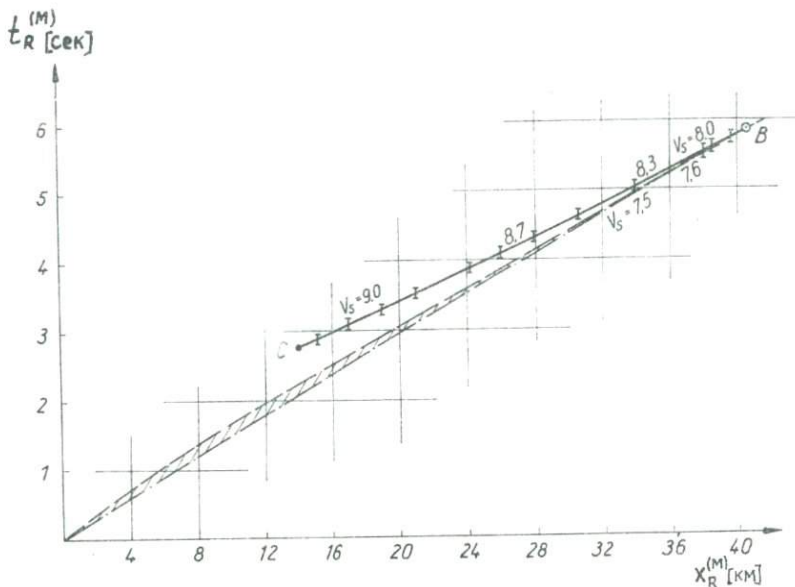


Рис. 13. Остаточный годограф волны P_4/MD / на глубине 24,5 км.

SCD — теоретический годограф со значениями скоростей; I пределы ошибок, обусловленных преломлением и анизотропией в покрывающей толще; заштриховано: область значений, принятых для вычисления интеграла Вихерта-Герглотца.

дографов, расположенных за расстоянием 120 км. Однако, на этих удалениях от источника они представляются неуверенными. В связи с этим пришлось перебирать разные значения для скорости в верхней части переходного слоя.

В случае петли в годографе (рис. 12с и 13) интеграл Вихерта-Герглотца надо разложить на часть с растущими значениями X (от 0 до В на рис. 13) и на часть с убывающими значениями X (от В до С на рис. 13). Только нисходящая ветвь годографа достаточно хорошо освещена наблюдениями. Восходящая ветвь является уверенной только в своей последней части, в непосредственной близости от точки В. Но положение точки В не удается зафиксировать точно. В зависимости от того, предполагается ли в вышележащей среде анизотропия или нет, её положение изменяется в пределах 1 км.

Интеграл снова был решен приближенным методом, причем разложение сумм производилось для восходящей и нисходящей ветвей годографа отдельно.

$$Z(x_R^*) = \frac{i}{\pi} \int_0^{x_R^*} \text{Ar} \cosh \left[\frac{v(x_R^*)}{v(x_R)} \right] dx_R \approx \frac{\Delta x_R}{\pi} \left[\sum_0^B \text{Ar} \cosh \frac{v(x_R^*)}{v(x_R)} - \sum_B^C \text{Ar} \cosh \frac{v(x_R^*)}{v(x_R)} \right] \quad (19)$$

(x_R — остаточный путь, $Z(x_R^*)$ — определяемая глубина проникания луча).

Интерпретация показала, что самые различные предположения о начальной скорости приводят к выводу, что в нижней части 5-7-километровой переходной зоны находится слой мощностью 2 км с увеличенным градиентом скорости. В средней части переходной зоны также можно ожидать наличие градиента скорости, но более слабого. До глубины 28 км данные о скорости не уверенны, начальная область градиентного слоя определяется только приближенно. Кривые $V(Z)$, определенные по формуле (19), были дополнены зависимостями, полученными путем простого построения лучей для модели со слоями с пониженной скоростью (рис. 14а). Формула (19) не пригодна в случае среды с уменьшающейся скоростью, т.к. в её



Рис. 14. а - Переходная зона с градиентным слоем. Отдельные варианты получены различными способами интерпретации; б - Переходная зона с градиентным слоем при предположении, что граница / SCD / расположена на 500 м выше; с - Возможное распределение горизонтальных скоростей в переходной зоне при анизотропии в II-15% .
 ----- зависимости с различными значениями начальной скорости /определенные по интегралу Вихерта-Герглотца на основе рис. 13/;
 - - - - - зависимости, характеризующиеся в большинстве случаев отрицательным градиентом /построены лучевыми способами систематическим перебором/.

основе лежит предположение, что скорость увеличивается непрерывно с глубиной.

Чтобы оценить точность проведенной интерпретации, время прихода волны P_3 было уменьшено на два периода, что соответствует максимально возможным отклонениям по годографу. Это приводит к уменьшению глубины залегания границы SCD на 0,5 км. Аналогичные расчеты, выполненные на основе этих данных, дали результаты, приведенные на рис. 24в. Глубина залегания и мощность градиентного слоя почти не изменились.

Можно было предположить, что и более незначительные нерегулярности волн P_2 и P_3 частично объясняются рефрагированными волнами в градиентных слоях. Но этому противоречат кажущиеся скорости порядка 7,0–7,9 км/сек, которые наблюдаются в области нерегулярностей. Асимптотическая скорость волны P_4 составляет 6,8 км/сек. Из этого можно сделать вывод, что вблизи отражающей границы не могут существовать мощные слои со скоростью, превышающей 6,8 км/сек. Но тонкие слои с повышенными скоростями могут локально существовать. Волна P_4 , начиная с расстояния 100 км, где кажущаяся скорость её составляет 7,9 км/сек, действительно становится менее четкой. Это может быть обусловлено также более слабым градиентом в верхней части переходной зоны.

Возможно, что играют роль оба эффекта — анизотропия при истинном отражении и проникание в тонкий градиентный слой с пластинчатой структурой. Уменьшение амплитуды и регулярная волновая картина волн P_2 и P_3 указывает на то, что более вероятным является отражение от градиентного слоя, но плохое качество волн не позволяет принять однозначное решение.

Однако, убедительной кажется интерпретация интенсивной волновой группы P_4 , начиная с расстояния 60 км, как волны, проникающей в переходную зону, нижняя часть которой состоит из двухкилометрового слоя с сильным градиентом скорости. Такая интерпретация становится ещё более вероятной, если учесть амплитудные и частотные свойства, описанные в разделах 4А и 4В. При таком объяснении в начале возникают некоторые трудности, при преодолении которых удается получить новую информацию о переходном слое.

f) Влияние градиента и анизотропии

Полученным зависимостям $V(z)$, представленным на рис. 14а и в, противоречит следующий факт. Вычисления, произведенные по первой части годографа способом, описанным в разделе 3Д-в, дали для переходной зоны на глубинах от 24,5 до 29,5 км интервальную скорость 6,2 км/сек. Скорость, определенная по формуле (19) по зависимостям, представленным на рис. 14а и в, составляет 7км/сек. Кроме того, можно ожидать, что истинные отражения, соответствующие первой части годографа до расстояния 60 км, возникают в слое с повышенным градиентом, а не над ним, как это отражено в кривых на рис. 14а и в.

Однако, оба противоречия разрешаются, если в переходной зоне предположить неэллиптическую анизотропию средней величины примерно в 13-15%, которая соответствует данным об интервальной и асимптотической скоростях. Вычисление интервальной скорости по формуле Дикса дает в основном вертикальные скорости (см. кривые на рис. 11). В противоположность этому интерпретация интеграла Вихерта-Герглотца (19) основана на предположении изотропии, причем кажущиеся скорости рефрагированных волн представляют собой только скорости в горизонтальной части пути волны, т.е. в точке возврата луча. Эта скорость, которая в переходной зоне имеет среднее значение 7,0-7,2 км/сек, близка к асимптотической скорости $6,8 \pm 0,2$ км/сек волны P_4 . В общем случае асимптотическая скорость нисходящей ветви годографа рефрагированной волны должна характеризоваться значениями, соответствующими начальной части градиентного слоя, т.е. верхней и средней частям переходной зоны. Но, как уже говорилось, значения скорости определяются здесь неуверенно.

Для вычисления глубин проникания в переходной зоне при неоднородной анизотропной слоистости нельзя было пользоваться формулой (19). Построения велись по лучам как при вычислении некоторых зависимостей, представленных на рис. 14а и в. При этом значения анизотропии v/v_1 зависящие от угла падения, были выбраны близкими к кривой рис. 11. Остаточные времена и пути проверялись систематическим перебором. Это привело к "подъему" градиентного слоя в переходной зоне на 12-20%. Как показано на рис. 14с, описанные противоречия были разрешены следующим образом. Первые фазы колебаний истинного отражения соответствуют теперь

области с увеличивающимся градиентом в более узком смысле. На основании наблюдаемой на правой стороне годографа асимптотической скорости, можно с некоторой вероятностью заключить, что кривые, особенно в и с, на рис. 14с хорошо отображают истинные горизонтальные скорости в переходном слое. Значение $6,8 \pm 0,2$ км/сек соответствует началу слабого градиента.

С уверенностью можно предположить, что в переходной зоне анизотропия составляет II-15% и что в её нижней части существует градиентный слой мощностью 2 км.

4. АМПЛИТУДНЫЕ И ЧАСТОТНЫЕ СВОЙСТВА

В этой главе исследуется вопрос, какую информацию можно извлечь из амплитудных и частотных свойств волн применительно к глубинам и скоростям, определенным по годографам. Амплитуды и периоды колебаний зависят в большей степени, чем времена прихода волн, от локальных факторов, как например, от амплитудного и частотного спектров источника и приемной установки, от вида и количества использованных сейсмоприемников, усилителей, фильтров и т.д. Только последние три характеристики можно считать постоянными при изучении амплитуд по записям, полученным на станции, регистрирующей преломленные волны. Однако, проведенное нормирование амплитуд преломленных волн, снятых с сейсмограмм, по закону "заряд-расстояние" дало большой разброс данных. Представляется, что метод применим при исследованиях на скалистых грунтах или при взрывах в озерах, но в молассовой толще его не удается использовать.

А. Амплитудные свойства волны P_4 от границы "М"

Выводы на основе амплитудных характеристик делаются, как правило только в случае уверенных волн P_4 . Нельзя не заметить сильное увеличение амплитуд на расстоянии 60 км. Чтобы получить амплитудные характеристики, на которые не оказывает влияния разная энергия отдельных взрывов и условия установки сейсмоприемников, по примеру *Steinhart* и *Meyer* [78] определялось отношение амплитуд волн P_4 и P_1 . В тех местах, где волны P_1 были неуверенными, использовалась волна P_2 , т.к. обе волны характеризуются на одних и тех же расстояниях примерно одинаковыми амплитудами.

Полученная таким образом амплитудная кривая, начиная с расстояния 65 км, отличается сильным увеличением отношения амплитуд. Описанная кривая изображена на рис. 15 сплошной линией. На расстояниях, превышающих 105 км, амплитудные данные становятся неуверенными, т.к. здесь фазовая корреляция уже не осуществима.

Максимум кривой наблюдаемых отношений амплитуд можно объяснить двояко. Во-первых, как известно, отраженная волна характеризуется на расстояниях, соответствующих за критическим углом падения, сильным увеличением амплитуд. Но, как будет показано в следующем параграфе, аналогичное, даже при некоторых обстоятельствах на несколько процентов большее увеличение амплитуд обуславливается слоем с большим градиентом. В обоих случаях энергия продольной волны не переходит в более глубокую среду, а остается в пределах относительно узкого пучка лучей.

а) Вычислен в теоретического отношения амплитуд

При зависимости скорости от глубины и расположении источника и приемника на одном высотном уровне, вертикальное смещение почвы составляет по формуле Гутенберга [40].

$$W = C \cdot T \cdot f(i_0) \cdot \alpha \sqrt{\frac{tg i_0}{x} \cdot \frac{d i_0}{dx}} \cdot \Pi(R, D), \quad (20)$$

где

C – коэффициент пропорциональности для излученной под определенным телесным углом энергии,

T – период проходящего колебания,

$f(i_0)$ – влияние свободной поверхности,

i_0 – угол падения (подхода) луча,

α – коэффициент поглощения,

$\Pi(R, D)$ – произведение всех коэффициентов отражения и преломления вдоль луча.

При этом в соответствии с работами [60] и [61] хорошим приближением для $f(i_0)$ является выражение:

$$f(i_0) \approx 2 \cos i_0 \quad (21)$$

Скорость колебаний, измеряемая при исследованиях на поверхности электродинамическими сейсмоприемниками и усилителями, равна:

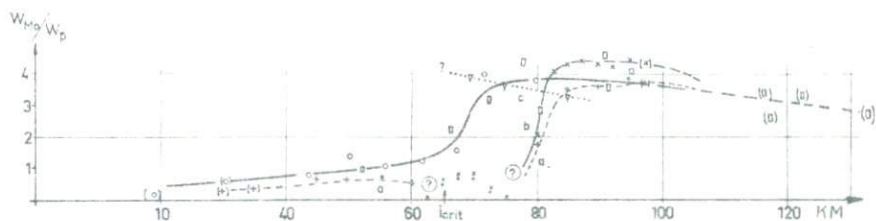


Рис. 15. Отношение амплитуд вертикального
смещения почвы.

$\circ \omega P_4 / \omega P_1$; $\square \omega P_4 / \omega P_2$ — кривая наблюдаемых отношений амплитуд; — b -кривая, рассчитанная по /25/ в предположении, что волна M -рефрагированная; — a -кривая, рассчитанная по /26/ в предположении, что волна M -отраженная; c -кривая, рассчитанная по /30/ в предположении, что волна M -головная.

$$\frac{dw}{dt} \sim \omega \cdot w \equiv A = \cos i_0 \cdot L \sqrt{\frac{\operatorname{tg} i_0}{x}} \cdot \frac{di_0}{dx} \quad (22)$$

Чтобы получить соотношение между временем прихода t и A , угол падения выражается как функция t , т.е. как функция кажущейся скорости V_S :

$$i_0 = \arcsin \left(V_1 \cdot \frac{dt}{dx} \right), \quad (23)$$

$$\frac{di_0}{dx} = \frac{1}{\cos i_0} \cdot V_1 \cdot \frac{d^2 t}{dx^2} = \frac{1}{\cos i_0} \cdot V_1 \cdot \frac{d\left(\frac{1}{V_S}\right)}{dx} \quad (24)$$

Для рефрагированных волн в градиентном слое член $\Pi(R, D)$ в формуле (22) можно приравнять 1, т.к. отсутствует коэффициент отражения и по аналогии с отраженными волнами произведение коэффициентов прохождения для луча возврата и падающего луча равно ≈ 1 . Для (истинного) отражения остается в первом приближении только коэффициент отражения на границе Мохоровичича. Таким образом получим в одной точке для отношения амплитуд двух волн следующие зависимости.

В случае двух рефрагированных волн:

$$\frac{A_1^{\text{рефр.}}}{A_2^{\text{рефр.}}} = \sqrt{\frac{V_{S,2} \cdot d^2 t_1 / dx^2}{V_{S,1} \cdot d^2 t_2 / dx^2}} \approx \sqrt{\frac{V_{S,2} \cdot \Delta(1/V_{S,1}) / \Delta x}{V_{S,1} \cdot \Delta(1/V_{S,2}) / \Delta x}}; \quad (25)$$

В случае рефрагированной и отраженной волн:

$$\frac{A_1^{\text{рефр.}}}{A_2^{\text{отр.}}} = \frac{1}{R_2} \cdot \frac{A_1^{\text{рефр.}}}{A_2^{\text{рефр.}}}, \quad (26)$$

где R_2 - коэффициент отражения второй волны.

В случае отраженной и рефрагированной волн:

$$\frac{A_1^{\text{отр.}}}{A_2^{\text{рефр.}}} = R_1 \cdot \frac{A_1^{\text{рефр.}}}{A_2^{\text{рефр.}}}, \quad (27)$$

где R_1 - коэффициент отражения первой волны.

В случае двух отраженных волн:

$$\frac{A_1^{\text{отр.}}}{A_2^{\text{отр.}}} = \frac{R_1}{R_2} \cdot \frac{A_1^{\text{рефр.}}}{A_2^{\text{рефр.}}} \quad (28)$$

Коэффициент поглощения, входящий в формулу (22), в этих выражениях не присутствует, т.к. мал по сравнению с геометрическим расхождением и им можно пренебречь при примерно одинаковых условиях поглощения вдоль луча.

Отношение амплитуд головной и рефрагированной волн можно получить из известной формулы для амплитуды головной волны

$$W = \frac{C}{K(x \cdot L^2)^{1/2}}, \quad (29)$$

где C — функция отношения скоростей, постоянная во времени и в пространстве,

K — волновое число,

L — путь волны вдоль преломляющей границы.

Если $K = \omega/v$, то в одной точке наблюдений получим выражение для отношения амплитуд головной и рефрагированной волн в виде:

$$\frac{A_1^{\text{гол.}}}{A_2^{\text{рефр.}}} = C \cdot \sqrt{\frac{v_{2,2}}{L^2 d^2 v_2 / dx^2}} \approx C \cdot \sqrt{\frac{v_{2,2}}{L^2 \Delta(1/v_{2,1}) / \Delta x}} \quad (30)$$

Значения амплитуд, определенные по формулам (25)–(30) по искривлению годографов, приведены на рис. 15 (кривые а, в, с). Оказывается, что теоретические и практические результаты в существенных моментах соответствуют друг другу. В интервале от 65 до 80 км, где годограф не искривлен, волна скорее всего является головной или скользящей. Кинематические и амплитудные характеристики годографа могут быть проинтерпретированы только таким образом. Скользящая волна переходит постепенно на расстоянии 80 км в рефрагированную, когда с увеличением угла падения и расстояния наклон лучей увеличивается и глубина проникания уменьшается. Надо отметить, что, начиная с расстояния 80 км, амплитудная кривая для отраженной волны (а) по своей конфигурации похожа на кривую для рефрагированной волны, что делает выбор между вариантами невозможным. Но в этом случае нельзя объяснить рассчитанный для интервала 60–80 км минимум на кривой для отраженной волны. Скользящая волна не может непрерывно переходить в отраженную волну. Образование многофазных колебаний волны P_4 на расстояниях, превышающих 60–65 км, также говорит против гипотезы отражений. Этот вопрос более подробно будет обсуждаться в разделе 4В.

Конфигурация амплитудной кривой, рассчитанной в докритической области для отраженной волны и характеризующейся по срав-

нению с наблюдаемой кривой уменьшенными значениями, анализируются в разделе 5В.

В. Частотные свойства волны P_4 от границы Мохоровичича

Сперва измерялись видимые периоды, т.е. интервалы времени между двумя соседними максимумами или минимумами. При этом определялось среднее значение для первых трех фаз колебаний. Более поздние фазы могут возникать в результате дополнительных колебаний, возникающий в слое выветривания или на других приповерхностных границах. Измеренные периоды характеризуются большим разбросом значений, что обусловлено факторами, приведенными в разделе 4А (рис. 16а).

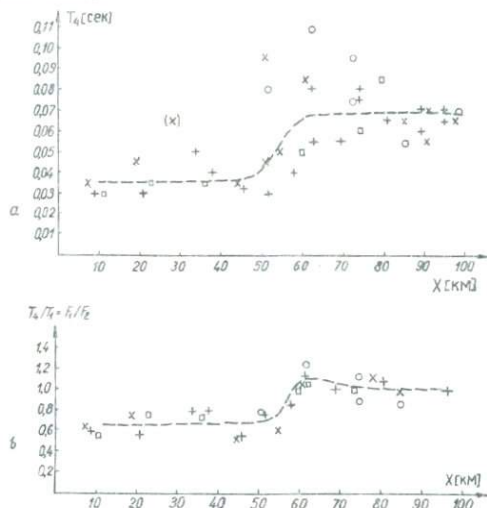


Рис. 16. Периоды групп волн P_4 ; отношение частот P_I/P_4 .

Данные, полученные различными организациями:

- Учреждение исследования грунта, Киль;
- × Мюнстер; + Гамбург; ○ Франкфурт на М.

Поэтому на рис. 16в даны отношения видимых периодов для волн P_4 и P_1 . Отношения периодов, показанные на этом рисунке, характеризуются увеличением значений на расстоянии 60 км. Различный характер кривой на участках $R < 60-65$ км и $R > 60-65$ км может быть объяснен только сменой типа волны (отраженная волна-скользящая, рефрактированная волна).

Кривая, представленная на рис. 16в, говорит в пользу гипотезы о градиентной среде. Примеры для типичных волн от границы на расстояниях $R < 65$ км и $R > 65$ км представлены соответственно на рис. 17а и 17в. Сейсмограммы, зарегистрированные на расстояниях 58 и 72 км, существенно различаются по своим амплитудам и по волновой картине (частотам).

На всех сейсмограммах, начиная с расстояния 65 км, помимо понижения частот наблюдается увеличение количества фаз колебаний волновой группы P_4 . В то время, как, например, на расстоянии 58 км (рис. 17а) имеются только две фазы колебаний, на расстоянии 72 км наблюдается как минимум 5-6 сильных фаз. Их природе можно было бы объяснить системой скользящих волн в слое с пластинчатой структурой. Этот вопрос будет подробно обсужден в разделах 4В (а-с).

При статистической обработке видимых периодов был получен еще один признак волновой группы "М". До третьей фазы колебаний периоды, как правило, увеличиваются, а затем чаще всего уменьшаются. Этот эффект особенно хорошо наблюдается на сейсмограммах, зарегистрированных франкфуртским комплектом аппаратуры, характеризующимся началом частотной характеристики с 2 гц и отсутствием АРА (рис. 18). Эффект объясняется дисперсией, начинающейся с увеличением количества фаз группы на расстояниях в 65 км.

На рис. 19 для двух примеров представлена групповая скорость $U = \omega/t$, определенная по видимым периодам, как функция от периода T . Первые три фазы колебаний волны "М" почти идентичны на разных каналах сейсмограммы, кривые для более поздних фаз отличаются довольно заметно уже при расстоянии между каналами в 180 м. Создается впечатление, что последняя часть сильной группы волн "М" зависит в основном от локальных факторов.

Это подтверждается траекторией колебаний частиц почвы. На рис. 20 для тех же сейсмограмм, по которым были сделаны расчеты для рис. 19, представлены диаграммы поляризации частиц в плоскости профиля. Эти данные получены по оцифрованным записям ка-

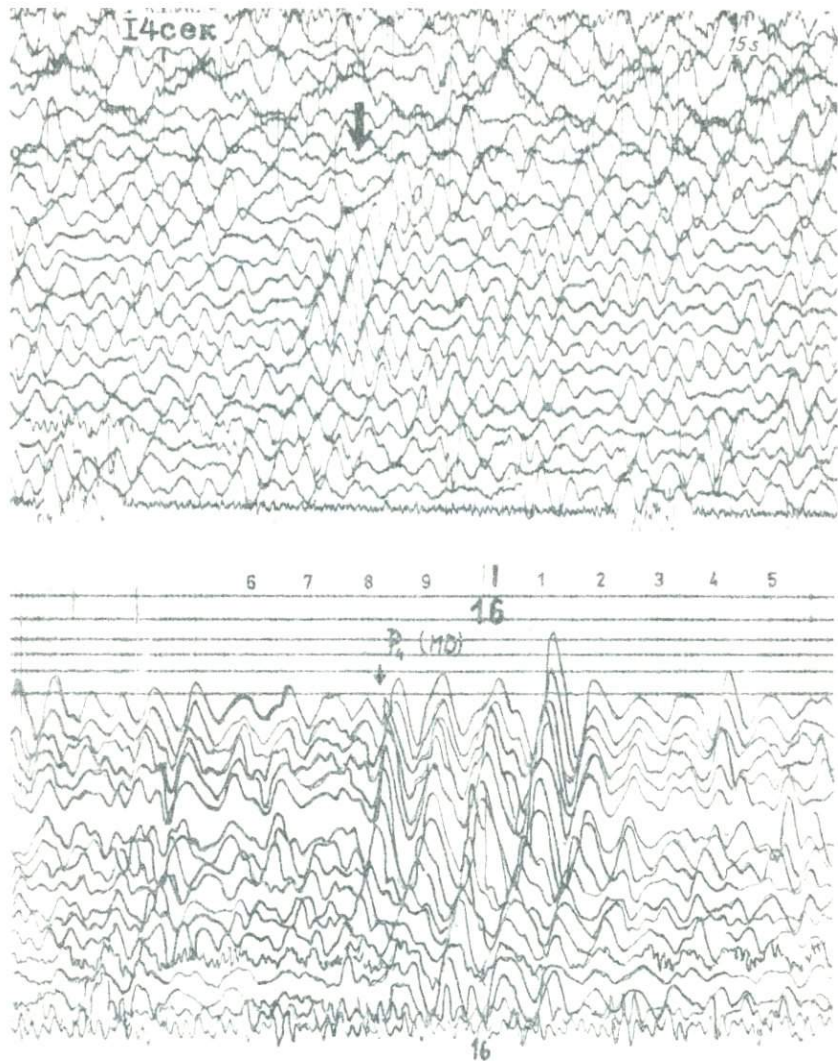


Рис. 17. а. Отраженная волна от границы М на расстоянии 58 км; б. Группа волн от границы М на расстоянии 72 км.

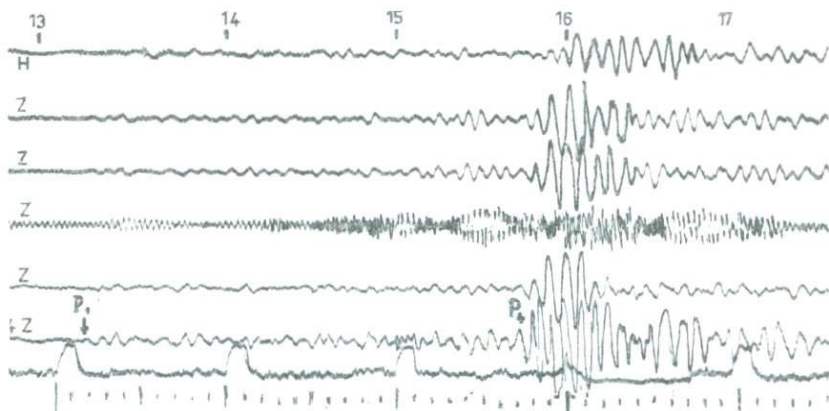


Рис. 18. Группа волн М на расстоянии 72 км.

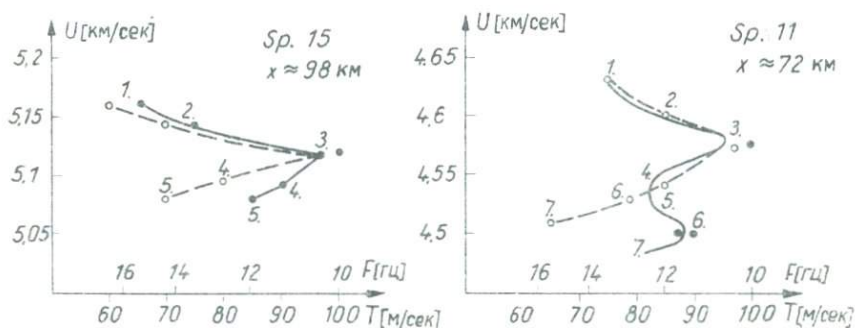


Рис. 19. Дискретные кривые для групповой скорости $U = \lambda/t$ 1.2.3...=1.,2.,3.,... фаза колебаний группы волн М; — — — Дисперсионные кривые для различных сейсмографов, находящихся друг от друга на расстоянии 180 м.

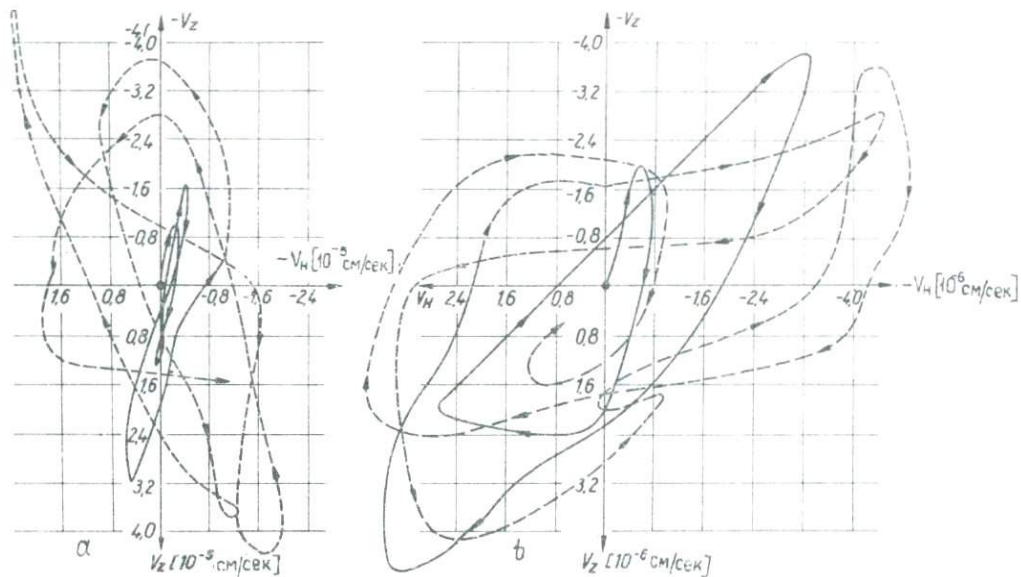


Рис.20. Диаграммы поляризации частиц грунта в плоскости профиля.

а- пункт взрыва II, $X=72$ км, б пункт взрыва I5, $X=94$ км.

нала 1 (горизонтальный сейсмограф) и канала 2 (вертикальный сейсмограф в том же месте). Здесь также оказывается, что первые три фазы колебаний волны "М" характеризуются предпочтительно направлением, соответствующим примерно направлению подходящего луча. Значения, полученные для угла падения по первым трем фазам совпадают с данными, определенными по кажущейся скорости $i = \arcsin (v_1/v_s)$ с точностью до 15%. Погрешность в основном обусловлена ошибкой в величине v_1 . В отличие от первых трех фаз колебаний траектории последующих фаз являются хаотичными. Для объяснения этого факта надо принять во внимание различные кратные отражения в приповерхностных слоях, а также образование обменных волн SV (особенно в примере, представленном на рис. 20а).

Интерпретация видимых периодов дополнялась тщательным частотным анализом, который проводился в Германском вычислительном центре в Дармштате по программе К.Н. Якоба.

Сперва волны "М" оцифровывались и разделялись на три группы:

1. Волны "М" (первые три фазы колебаний группы "М").
2. "Post М" (последующие 3-5 фаз колебаний волновой группы "М").
3. "Prä М" (изредка наблюдающиеся более ранние вступления, например из пунктов взрыва I2 и I5).

Для анализа были использованы все сейсмограммы, зарегистрированные франкфуртским комплектом аппаратуры на расстояниях от 62 до 98 км. Только на этом интервале амплитуды достаточно большие и в значительной степени превышали уровень шумов. Сейсмограммы с других станций не использовались для анализа либо из-за регулировочных свойств аппаратуры, либо из-за узкой полосы пропускания. Нежелательные эффекты, которые могут появляться в спектрах в связи с разделением колебательного дуга на три группы, были выравнены на временном уровне при помощи "окон" [Windows].

Некоторые спектры приведены на рис. 21. Помимо главного максимума на периодах 60-110 мсек, что соответствует частотам 17-9 гц, всегда наблюдается небольшой побочный максимум на 25-30 мсек, т.е. на 40-33 гц. Спектральная характеристика волн М более ровная, чем волн "Post М", которые как правило характери-

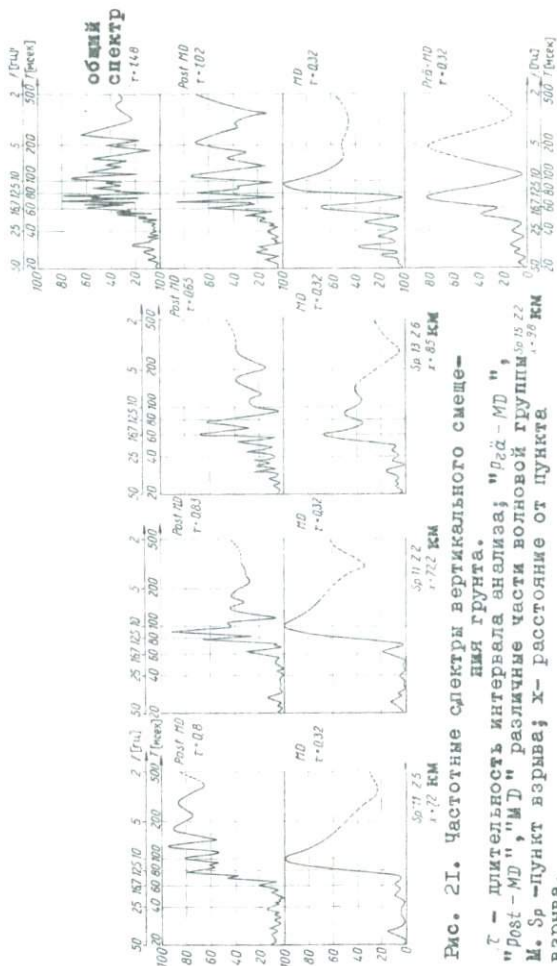


Рис. 21. Частотные спектры вертикального смещения грунта.

τ — длительность интервала анализа; "Post-MD", "Post-MD", "MD", "MD" — различные части волновой группы; Sp 15 22, Sp 15 26, Sp 11 25, Sp 15 22 — пункт взрыва; X — расстояние от пункта взрыва.

зуются большим количеством экстремумов. Вероятно, и здесь проявляется локальное влияние приповерхностных слоев. Для периодов, превышающих по своей величине половину интервала анализа, кривые показаны штриховой линией, т.к. здесь могут возникать систематические ошибки.

Прежде всего представляет интерес спектр волны из пункта взрыва 15, сейсмограмма из которого зарегистрированы на наи-

больших удалениях от источника 98 км. Это единственная сейсмограмма, которая была зарегистрирована при небольшом уровне микросейсм и при максимальном усилении станции. Здесь имеются четкие вступления "P_г ã M", которые на годографе образуют непосредственное продолжение прямолинейного отрезка на расстояниях 55-75 км. Из этого можно заключить, что волны "P_г ã M" являются скользящими (ведомыми), возникающими внутри самого глубокого тонкого слоя переходной зоны, характеризующегося наибольшими скоростями. Незначительная мощность слоя обуславливает сильное затухание волны. Такое затухание, характерное, как правило, для скользящей волны в тонких слоях, является причиной того, что волна на больших расстояниях не регистрируется.

Максимум частотного спектра "P_г ã M" сдвинут в сторону коротких периодов, спектр волны M на этих же периодах характеризуется минимумом. Этот эффект отмечается так регулярно на всех трассах сейсмограмм, зарегистрированных из этого пункта взрыва, что его вряд ли можно объяснить влиянием приповерхностных неоднородностей. Скорее всего можно предположить, что волна M, скользящая (ведомая) в слое на малой глубине от его кровли, также как и волна "P_г ã M", проникающая на большие глубины, характеризуется преимущественно определенными частотами, зависящими от мощности слоев. Этот вопрос будет обсужден далее в параграфе с. Поскольку луч волны "P_г ã M" пересекает слой, в котором скользит волна "M", можно предположить, что волна "P_г ã M" теряет именно ту часть частотного спектра, которая характерна для волны M. Таким образом спектр волны "P_г ã M" в основном определяется поглощением.

Целый ряд факторов, выявленных частотным анализом, указывает на некоторую слоистость в переходной зоне, которая, возможно, обусловлена пластинчатой структурой. Такая гипотеза будет снова рассмотрена в последующих параграфах при дискуссии о причинах дисперсии.

а) Дисперсия, обусловленная неупругостью

Как известно, при предположении о вязкоупругой среде (тело Фойгта) также имеют место некоторые явления дисперсии. Высоко-частотные волны с большей скоростью сильнее поглощаются, т.к. коэффициент поглощения возрастает с увеличением частоты. Это приводит к тому, что амплитуды достигают своего максимума, как

правило, только в последующих волновых цугах более низкой частоты. По данным главы 6 (см. ниже) в переходной зоне частично следует предположить присутствие жидкого материала, так что первоначальное предположение о вязкоупругой среде кажется для объяснения дисперсии оправданным.

Некоторые данные свидетельствуют против такой гипотезы. Во-первых, на расстояниях 60–100 км не удается установить ни переход энергии от первых в последующие фазы, ни поглощение. Распределение энергии внутри второй группы остается примерно постоянным. Периоды волн на этом интервале не только не увеличиваются, но даже немного уменьшаются, как это показано на рис. 16. Факт, что эффект дисперсии или поглощения не часто удается заметить при исследованиях земной коры (например, при наблюдениях преломленными волнами на больших расстояниях) также позволяет сделать заключение, что внезапно появляющаяся на расстояниях 60–65 км дисперсия может быть объяснена только неупругими свойствами среды в переходной зоне. Поэтому будут рассмотрены ещё две возможные причины объяснения дисперсии.

в) Дисперсия, обусловленная сильным градиентом скорости

Для вертикально неоднородной среды волновое уравнение имеет вид:

$$\ddot{\Theta} = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \cdot \nabla^2 \Theta + \frac{2(\lambda' + 2\mu')}{\rho} \cdot \frac{\partial \Theta}{\partial z}, \quad (31)$$

где

Θ – дилатация,
 λ, μ – константы Ляме,
 ρ – плотность.

Решение получено для более высоких частот Вентцелем, Крамерсом, Бриллкенем и Джеффрисом. Описание его дано Грантом и Уэстом (1965 [35]) под названием "решение WKBJ":

$$\Theta \approx \frac{1}{\omega^2 \rho \lambda^2 \cos i} \cdot \ell^{i k_{\lambda}} \left[\alpha \sin i + \int^z \cos i(z) dz \right] \quad (32)$$

k_{λ} – волновое число, ω – круговая частота/
 Показатель степени в формуле (32) представляет волновые фронты как плоскости постоянной фазы.

$$K_x [x \sin i + \int^z \cos i dz] = K \cdot x \int^z \sqrt{K_x^2 - K^2} \quad (33)$$

($K = K_x \sin i$ — волновое число в направлении X).

Решение (32) соответствует распространению энергии вдоль лучей. Этот же принцип является основой для способов построения границ по лучам. Дисперсия не возникает в случае, если выполняется следующее условие:

$$\omega \gg \left| \frac{dV}{dz} \right|. \quad (34)$$

Оно имеет место для градиентов скорости, изображенных на рис. 14, при $\omega \approx 100$ 1/сек и максимальном значении $\frac{dV}{dz} \approx 3$ 1/сек. Наблюденная дисперсия возможна только в том случае, если не выполняется условие (34). Например, в градиентном слое может иметь место пластинчатость. По своим размерам она должна быть меньше доминирующей длины волны, т.к. от неё нет разрешенных записей волн.

Для вывода формулы (32) в качестве первого шага при применении способа итерации было использовано следующее уравнение:

$$\frac{d\omega}{dz} = X(z) = \sqrt{q(z) - K^2}; \quad q(z) = K_x^2 - \left(\frac{V}{V}\right)^2, \quad K = K_x \sin i \quad (35)$$

Если использовать в качестве следующего шага итерации вместо (35)

$$\left(\frac{d\omega}{dz}\right)^2 = X^2 + iX' - \frac{1}{2} \frac{d}{dz} \left(\frac{X'}{X}\right), \quad (36)$$

то получим для волновых фронтов вместо (33) уравнение

$$K \cdot x + \int^z \left[\sqrt{q(z) - K^2} - \frac{\{q'(z)\}^2}{32\{q(z) - K^2\}^{3/2}} \right] dz. \quad (37)$$

Из формулы видно, что для разных волновых чисел K_x , т.е. для разных частот $\omega = V \cdot K_x$ существуют разные пути лучей. При этом волны, характеризующиеся высокими частотами, распространяются в соответствии с принципом Ферма по пути, соответствующему наименьшему времени пробега. Они опережают более низкочастотные волны. Волновой путь растягивается, возникает дисперсия. Самым сильным является эффект дисперсии на интервале 60–80 км, т.е. на сейсмограммах II, I4, I3. Эти расстояния соответствуют наибольшим глубинам проникания в градиентный слой. Это означа-

ет, что между глубинами проникания и дисперсией, возможно, существует некоторая связь. Но наблюдаемую дисперсию нельзя объяснить без учета пластинчатой структуры. Этот вопрос в дальнейшем обсуждается отдельно.

с) Дисперсия, обусловленная пластинчатой структурой

Пластинчатая слоистость, состоящая из разноскоростных прослоев мощности которых меньше доминирующей длины волны, характеризовались бы дисперсией и без наличия градиентного слоя. Рефрагированные волны скользят на горизонтальном участке своего пути пробега, возможно, между очень тонкими слоями с более высокой скоростью. Уже одна единственная пластина, характеризующаяся по сравнению с окружающей средой повышенной скоростью, обуславливает при прохождении волны по направлению слоистости систему многократных волн, как это было описано *Gutdeutsch / 37/* и *Melssner / 59/*. При этом существует определенная связь между мощностью слоев и периодами колебаний.

Последние исследования *Heelan [41]*, *Spencez [76]*, *Levin* и *Jngam [56]*, *Donato [27]* показывают, что волны, возникающие в тонком слое, характеризуются затуханием, зависящим от частоты. Причем затухание увеличивается с уменьшением длины волны. При этом более длинные волны могут иметь скорость на 5% меньше, чем более высокоскоростные короткие волны с более сильным затуханием. В результате возникает интерференция между основной и отраженными в слое волнами P и SV, в связи с чем амплитудный максимум смещается в сторону последующих фаз (*= Shingling*)

Очевидно, что целая система пластин, которая может быть предложена для объяснения рефрагированных волн, тем более благоприятствует сдвигу энергии в более поздние фазы и образованию нескольких фаз. Возникает система скользящих (ведомых) волн, частотные и амплитудные свойства которых зависят от мощности пластин. Пластинчатость кажется наиболее вероятной причиной для объяснения явлений дисперсии.

Предполагаемая модель пластинчатости и наблюдаемая анизотропия в переходной зоне очень близки. При наличии тонких пластин система скользящих (ведомых) волн переходят в явления анизотропии слоистости. Можно предположить, что при неодинаковой

мощности пластин волны со свойствами анизотропии и скользящие (ведомые) волны существуют одновременно или интерферируют. По данным работ [60] и [61] многофазность и периоды волн зависят от мощности слоев. Наиболее богатые энергией и таким образом наиболее вероятные поздние фазы возникают при отражении внутри слоя с более низкой скоростью, т.е. в пропластке между двумя пластинами. При этом предположении получим для размеров этих пропластков отношение:

$$h_{p-1} \approx T \cdot V_{p-1} \cdot \frac{\cos i_c}{2} \quad (38)$$

(T - период колебаний, $i_c = \arcsin(V_{p-1}/V_0)$).

В формуле не учитывается влияние фазового поворота. Для менее вероятной волны SV отраженной в самой пластине, получили бы формулу:

$$h_v \approx T \cdot V \cdot \operatorname{tg} j_c \quad (39)$$

($j_c = \arcsin(v_s/V_0)$, v_s - скорость волны сдвига).

Если подставить для V_{p-1} и V_0 значения в пределах от 5 до 8 км/сек и для T - 50-70 мсек, то по формуле (38) получим значения для мощности слоя в пределах от 100 до 150 м. Из формулы (39) получились бы для h_v значения 140-180 м. Такие значения мощности, в 2-5 раз меньше доминирующей длины волны, вполне возможны с петрографической точки зрения (см. главу 6). С другой стороны, анализ анизотропии вполне допускает существования более тонких слоев.

Интересно, что гипотеза о пластинчатой структуре подтверждается, как это будет показано в следующей главе, при статистической обработке волн в области нормального падения, а также частотными свойствами волн в этом интервале.

5. НАБЛЮДЕНИЯ В ОБЛАСТИ НОРМАЛЬНОГО ПАДЕНИЯ ЛУЧА

На каждом пункте взрыва производилась регистрация нормальных отражений. При этом использовалась установка сейсмоприемников, длиной 800 м, что обеспечивало регистрацию волн от отражающего элемента длиной 400 м. После выделения волны на временах прихода $t > 5$ сек исследовался вопрос, относятся ли данные волны к чисто отраженным, кратным отраженным или боковым (отраженным или преломленным). Как и при аналогичных исследованиях, проведенных *Liebscher* [57], предполагалось, что волны, зарегистрированные на временах $t > 6$ сек, не могут быть кратными, т.к. на временах $t/2$ или $t - n\Delta t$ (смешанные волны с $\Delta t = const$ не удалось зарегистрировать отражения. Проведенная статистическая обработка показала, что разница во временах прихода волн на краевых приборах симметричных установок ($= move out$) $t_2 - t_1$, примерно в 98% всех случаев составляет меньше, чем 10 мсек. Из этого можно заключить, что боковых эффектов нет. При боковых эффектах также должны регистрироваться "косоппадающие" волны.

Таким образом можно считать, что выделенные волны являются истинными отражениями от более глубоких слоев в земной коре. Наибольшие наблюдаемые времена составляют 12 сек. Пример показан на рис. 22. Хорошие отражения показаны стрелками.

А. Распределение частоты волн

На основе распределения скоростей, полученного в разделе 3 Д-б и приведенного в табл. 2, глубины вычислялись по формуле

$$Z = \frac{V_1}{2} \left(t - \sum_1^{n-1} \Delta t_v \right) + \sum_1^{n-1} Z_v, \quad (40)$$

где

t — время прихода отраженной волны,

$\sum Z_v$ — глубины до зафиксированных границ,

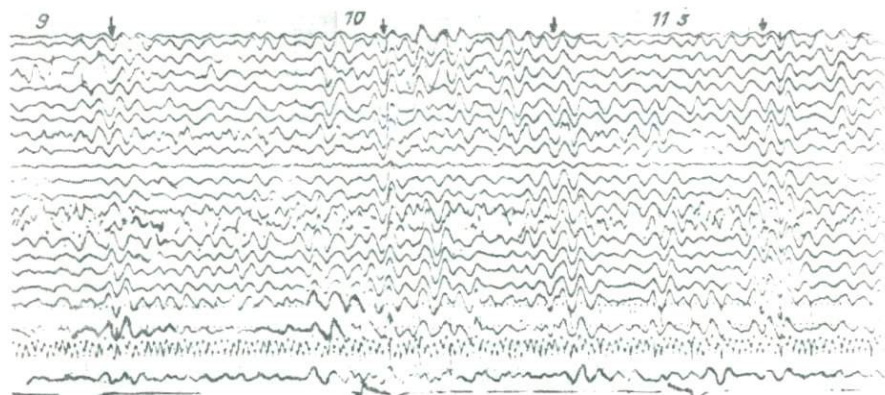


Рис. 22. Пример вертикальных отражений.

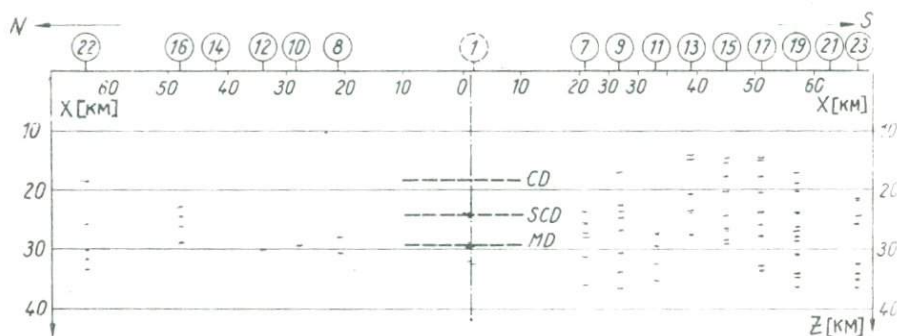


Рис. 23. Вертикальные отражения на профиле наблюдений

Σt_v - времена пробега до зафиксированных границ,

V_v - интервальная скорость на глубине отражения.

На глубинах ниже 29,5 км принималась скорость 8,2 км/сек.

Глубины, вычисленные по наблюдаемым отражениям были нанесены на разрез (рис. 23). Создается впечатление беспорядочного распределения отражающих элементов. Проследивание границы Моховичича, границы Конрада и границы, расположенной между этими раздлами, на этом разрезе кажется бессмысленным.

Однако, статистика распределения частоты, как она была применена впервые *Dohz* [25], дала интересные результаты. Гистограмма частоты для вертикальных отражений имеет примерно на времени 10 сек выразительный максимум, как это видно на рис. 24. Максимум удивительно хорошо совпадает со временем t_o отраженной волны P_4 , определенным при исследованиях способом общей глубинной точки на расстояниях от 0 до 60 км. Времена t_o обозначены на рис. 24 стрелками. Отметим, что времена t_o для более слабых отражений хуже согласуются с гистограммой частоты.

В противоположность этому, гистограмма частоты для соседних районов Хоенцелл и Аммерзее хорошо коррелируются с гистограммой по профилю наблюдений. Из этого можно заключить, что земная кора имеет в этих районах сходное строение.

Т.к. при разведочных сейсмических работах в районах Хоенцелл и Аммерзее имелось существенно большее количество сейсмограмм, здесь интервальная ширина распределения частоты в 5 раз меньше, чем при интерпретации на нашем профиле. Ширина максимума "М", возвышающегося над общим уровнем гистограммы, составляет в обоих районах исследований 0,5-1 сек. Этим значениям соответствуют мощности слоев от 1,5 до 3,5 км. Возможно, здесь дает о себе знать градиентный слой мощностью в 2 км, выявленный в разделе 3 E-e. В этом слое вероятность проявления измеримых коэффициентов отражений, наверно, больше, чем в других частях коры.

В. Амплитудные и частотные свойства волн в области нормального падения

Дополнительные указания на пластинчатую структуру
переходной зоны

Непрерывный градиент скорости, как он был получен при интерпретации способом Вихерта-Герглотца, является причиной уменьшения

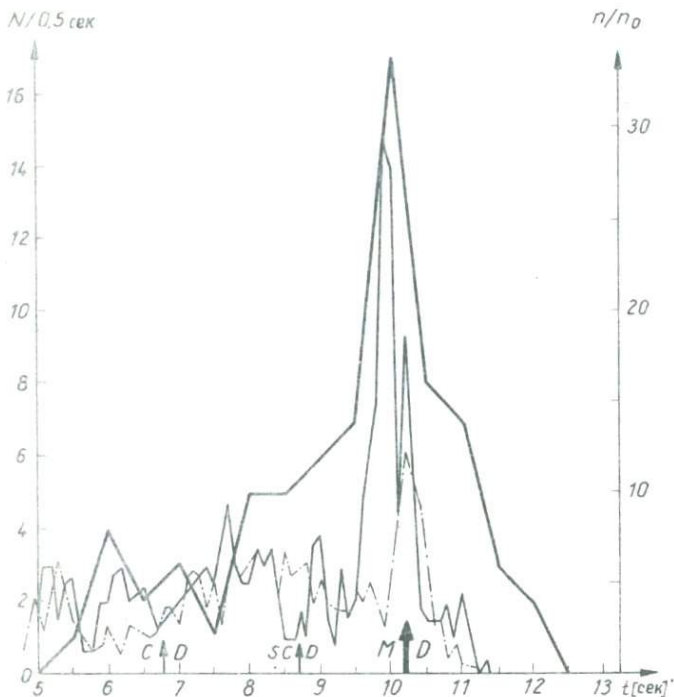


Рис. 24. Распределение частоты вертикальных отражений.

— профиль наблюдений; — район исследования Аммерзее; ··· район исследований Хоенцелл; стрелками обозначены времена t_0 , определенные при исследованиях по методике общей глубинной точки до расстояния 60 км. CD — граница Конрада; SCD — граница, расположенная ниже границы Конрада; MD — раздел Мохоровичича.

амплитуд отражений по сравнению с отражениями от границы первого рода. Оценки, произведенные для представленного на рис. 14 градиента, по *Wolf* [84] и *Wood's* [85] дают в 10-100 раз меньшие амплитуды, чем для резких границ. В недавно опубликованной работе *O'Brien* [14] рассчитаны амплитуды для плоских границ. В этой работе амплитуды вертикального смещения грунта при весе заряда 10 кг составляют для резкой границы "М", расположенной на глубине примерно 30 км, порядка 10^{-7} см/сек. Это значение примерно на порядок ниже среднего уровня шумов. Группированием сейсмоприемников и взрывов, а также увеличением заряда в 5-10 раз можно увеличить сигнал в 10-20 раз, что является достаточным, чтобы выделить волну на уровне шумов. Наблюдаемые на профиле нормальные отражения действительно характеризуются величиной смещения $I - 4 \cdot 10^{-6}$ см/сек.

Однако, градиентный слой, как правило, не дает измеримых отражений. Если градиентный слой разделен пластинами небольших размеров, то отражение становится возможным. При равномерной слоистости возможно даже усиление коэффициента отражения в результате интерференции, причем уже при наличии одной пластины амплитуды могут быть в два раза больше, чем для отражения от простой границы. При этом период колебания отраженной волны должен удовлетворять определенным условиям. Периоды нормальных отражений, как это было уже описано для дальних отражений, также зависят от ряда локальных факторов. В этом случае нельзя использовать отношение амплитуд разных волн, как это было осуществлено в разделе 4В. Здесь нет вступлений, коррелирующихся от одной сейсмограммы к следующей. Но примерно 80% периодов, наблюдаемых на интервале от 8 до 12 сек, имеет длительность 0,030-0,040 сек.

Предполагая, что период в 35 мсек вызван интерференцией на пластинах, получим для мощности этих слоев:

$$h_v = \frac{1}{2} V_v \cdot T = \frac{\lambda v}{2} \text{ для } V_{v+1} > V_v > V_{v-1} \text{ или } V_{v+1} < V_v < V_{v-1} \quad (41)$$

и

$$h_v = \frac{1}{2} V_v \cdot T - \frac{\lambda v}{4} = \frac{\lambda v}{4} \text{ для } V_{v+1} > V_v < V_{v-1} \text{ или } V_{v+1} < V_v > V_{v-1} . \quad (42)$$

Подставляя в формулу (41) соответствующие значения, получим мощности слоев 100–140 м, а в случае (42) – 50–70 м. Оказывается, что толщина пластинок, определяемая по данным нормальных и дальних отражений, примерно одинакова (сравни. (38) и (39)).

Если рассматривать нормальные отражения как отражения от пластин, то можно объяснить и тот факт, что наблюдаемые амплитуды незначительно превышают амплитуды, вычисленные по формулам [(25)–(30)] и представленные на рис. 15. Тот факт, что наблюдаемые значения больше, чем те, которые соответствуют отражению от границы первого порядка, говорит в пользу гипотезы о пластинчатой структуре. При этом необходимо объяснить следующие явления. Ни при настоящих исследованиях, ни при ранее проведенных *Dohz* [26] и *Liebscheg* [57] не удалось проследить нормальные отражения через расстояния, превышающие 800–1000 м. Редко можно выделить одно и то же отражение на соседней сейсмограмме. Этот эффект объясняется вероятно тем, что преимущественно горизонтально расположенные пластины связаны друг с другом или нерегу-

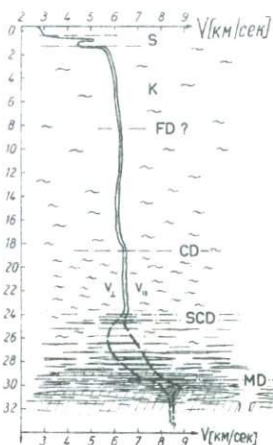


Рис. 25. Распределение скоростей вблизи г. Аугсбург. Линзовидная структура в переходной зоне. V_h – горизонтальная скорость /по асимптотам и рефрагированным волнам/; V_v – вертикальная скорость /по интервалу скорости отраженных волн/; S – осадки; FD – граница Ферча; CD – граница Конрада; SCD – граница, расположенная ниже границы Конрада; MD – граница Мохоровичича; К – кристаллический фундамент.

лярно, или их мощность подвергается местным изменениям. Они характеризуются линзовидной структурой и распределены беспорядочно в среде с более низкой скоростью, причем их количество, мощность и плотность увеличиваются в сторону границы М (рис. 25). На краях линз волны преломляются, что иногда приводит к усилению истинных отражений. В других местах волны становятся такими слабыми, что они уже не проявляют себя. Якобы беспорядочно расположенные на разрезе отражающие элементы подтверждают этот вывод (рис. 29). Максимум на гистограмме частоты, представленной на рис. 24, соответствует слою с наиболее сильным градиентом. Можно предположить, что этот слой характеризуется наиболее выраженной пластинчатой или линзовидной структурой.

Чем более косо волновой фронт падает в среду подобного типа, тем больше вероятность, что на его пути не встречаются разрывы в преимущественно горизонтальной слоистости. Такое предположение подтверждается и тем, что волна М характеризуется ещё в докритической области, начиная с расстояния 30 км, непрерывными и коррелирующимися на большом интервале, чем в области нормального падения, вступлениями. Это также указывает на пластинчатое, т.е. линзовидное строение переходной зоны.

Таким образом можно предположить, что нормальные отражения наблюдаются только в том случае, если локальные различия в пластинчатой структуре обуславливают интерференцию волн или если при искривлении линзовидных включений возникает эффект фокусировки для отражаемой энергии.

Представления о структуре переходной зоны, которые развивались в данном разделе, проиллюстрированы на рис. 25 (ср. также рис. 29).

На этом чисто геофизическая интерпретация наблюдений в Молассе закончена. Точные результаты исследований кинематики волн были дополнены различными выводами, полученными в результате анализа амплитудных и частотных свойств волн, а также по статистическим данным. По этим хорошо согласующимся между собой данным можно сделать вывод, что между корой и мантией существует тонкопластинчатая, т.е. линзовидная структура в анизотропной неоднородной переходной зоне. Такая слоистость хорошо согласуется также с петрографическими теориями и с результатами экспериментальных исследований образцов горных пород. Эти вопросы будут обсуждены в следующих разделах, в особенности в разделе 6 Д.

6. К ФИЗИЧЕСКОЙ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ

При интерпретации сейсмических материалов, полученных по методике общей глубинной точки, удалось, правда только для ограниченного района, получить сравнительно точные значения скорости для земной коры. Для истолкования этих значений в дальнейшем использовались данные, полученные при физических исследованиях естественных образцов пород, а также петрографические и геотектонические теории. При этом надо с одной стороны интерпретировать скорости на средних интервалах глубин коры (10–18 км), а с другой стороны – низкие вертикальные скорости и анизотропию в переходной зоне и в градиентном слое.

А. Возможные процессы на границе кора–мантия

Зафиксированные повсеместно высокие значения скорости в верхней части мантии Земли определяются на образцах при опытах под высоким давлением только для следующих пород: дуниты (с оливином как главной составной частью), перидотиты (с оливином, пироксеном, плагиоклазом), эклогиты (с пироксеном и гранатом). Соответствующие лабораторные исследования более подробно описываются в разделе 6В.

Если верхняя часть мантии состоит из дунита или перидотита, то на границе М имеется химический переход к этим породам. Однако, если материал под границей М состоит из эклогита, то на границе М изменяется фазовое состояние минералов, т.к. эклогиты отличаются от габбро, находящегося над ними, только более плотной атомной упаковкой. Эта теория поддерживается ещё рядом исследователей. Её большая притягательная сила состоит в том, что при вертикальном перемещении изотерм граница М перемещалась бы вверх и вниз. Таким образом изменялась бы мощность коры. Это вызвало бы топографические изменения для восстановления изостатического равновесия. Эти процессы являются основой для интересного истолкования горнообразовательных процессов.

Однако, изменения мощности коры как следствие перемещений изотерм не обязательно связаны со сменой фазового состояния габбро–эклогит. Аналогичные процессы возникают при превращении дунита или перидотита в серпентинит. Они были исследованы прежде

всего Hess [44] в зависимости от давления, температуры и содержания водяного пара и обсуждаются в разделе 6 Д-а

Преобладающая часть геологической информации хорошо согласуется с гипотезой о химической природе границы М. В этом случае перидотит является главной составной частью верхней мантии. Этот факт кажется доказанным особенно для океанической коры. Здесь фазовый переход базальт-эклогит, который может иметь место только при высоких температурах и давлениях, привел бы к слишком большим глубинам до границы М. Кроме того, имеются некоторые непосредственные наблюдения, связанные с перидотитовым материалом. Совсем недавно сотрудниками Института Карнеги было установлено, что перидотит является главной составной частью скалы Петра и Павла в Атлантическом океане, состоящей с большой вероятностью из мантийного материала. В противоположность этому, фазовые переходы базальт-эклогит дают подходящие глубины до границы М под материками, но при этом надо предположить полное отсутствие воды в породах.

Такие фазовые переходы были установлены при лабораторных исследованиях на образцах при давлениях до 45 кбар и экстремальных температурах (Kennedy [48], Boyd и England [12]). Однако уже присутствие незначительного в процентном отношении количества воды приводит к понижению точки плавления больше, чем на 500⁰, как показали аналогичные измерения на естественных образцах, в порых которых присутствовала вода (Wyllie и Tuttle [88], а также Yoder и Tilley [89]). Это означает, что до глубины 40 км (минимальное значение) переход базальт-эклогит не возможен. Самые различные породы начинают расплавляться на глубинах примерно 25 км. Кроме того, существует широкая переходная зона, в которой твердые и жидкие (пластичные) составные части могут существовать совместно. На рис. 26 данные работ [88] и [89] представлены единообразно. Кроме того, нанесены температурные кривые Vogesht и Tzoger [10], а также Daly [69], которые, по-видимому, наилучшим образом соответствуют относительно большим температурным градиентам в Центральной Европе.

Именно температурные градиенты сильно отличаются у отдельных авторов, что вызвано разными предположениями о содержании урана, о тепловом потоке и о теплопроводности. Кроме того, имеются довольно значительные различия в региональном отношении. Наблюдая различные геологические процессы, можно предположить,

что в Центральной Европе имеются температурные градиенты в 25-30⁰/км. Температурные измерения, проведенные в глубоких скважинах (например, Мюнстерланд) как будто подтверждают этот факт.

Несмотря на то, что экспериментальные данные, представленные на рис. 26, и большое количество геологических и петрографических теорий указывают на химическую природу границы кора — мантия, многие вопросы остаются открытыми. Не ясно, не существует ли помимо химического перехода, регионального или локального, переход габбро-эклогит. Кроме того, спорным является влияние серпентинизации, к которому вернемся ниже.

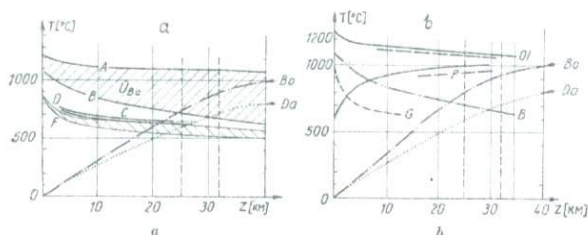


Рис. 26. Границы фазового перехода для естественных пород.

а, по *Wyllie* и *Tuttle* ; в, по *Goder* и *Tilley* АВ — границы для габбро с переходной зоной $U_{BA,C}$ — граница плавления для кристаллических сланцев;

DF — границы плавления для различных гранитов; BO — температурная кривая по Боржерту; Da — температурная кривая по *Daly* ; Ol — границы для Оливина; P — границы для пироксена; B — граница плавления для базальта /габбро/; G — граница плавления для гранита.

В. К истолкованию сейсмических скоростей по данным измерения скоростей на образцах горных пород

В США, Японии и СССР в последние годы проводились измерения скорости на образцах горных пород при давлениях 10 кбар и частично при температурах до 600⁰ [7, 8, 48]. Некоторые данные, взятые из этих работ, сопоставлены на рис. 27. При этом средние кривые для габбро, гнейса и гранита соответствуют измерениям *Bischoff* [7, 8], который за основу принял температурные градиенты менее, чем 20⁰/км. Эти градиенты для Центральной Европы, а особенно для Приальпийского района слишком малы. Нижние кривые

на рис. 27 получены на основе температурной кривой *Bogchez t* и *Tgögez* [10] при незначительной интерполяции результатов измерений *Bissh*. Преобладающее влияние температуры для всех кривых приводит к слабому уменьшению скорости с глубиной. Однако, нельзя представить большое количество различных измерений на одном рисунке. В то время, как все образцы габбро, как в США, так и в Японии, характеризуются сходными скоростями (даже кристаллические сланцы, гнейсы и граниты не отличаются большим разбросом значений скоростей), перидотиты могут иметь скорость от 5,7 до 9,0 км/сек. *Kapotagi* и *Mituzani* [47] специально исследовали этот вопрос и нашли для перидотитов сильную зависимость скорости от содержания серпентинита. При всех измерениях точка плавления не была достигнута.

С. К истолкованию скоростей до глубины 24 км

Рассматривая кривые для гранита и гнейса на рис. 27, сразу бросается в глаза, что эти зависимости хорошо согласуются со скоростной характеристикой, определенной для волны P_1 от кристаллического фундамента. Даже максимум скоростей на глубине 10 км совпадает для кривых. Т.к. кристаллические сланцы, гнейсы и граниты характеризуются примерно одинаковыми скоростями, их здесь не удается различить.

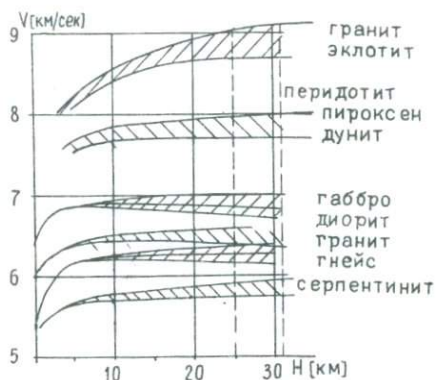


Рис.27. Скоростные характеристики для различных пород в зависимости от давления (глубины) и температуры (по лабораторным исследованиям, см. /7/, /8/, /47/. Верхняя граница заштрихованных областей соответствует исследованиям Берча, нижняя граница — величинам, полученным путем экстраполяции по температурным кривым Борхерта.

Однако, при истолковании значений скорости под границей Конрада на глубине примерно 19 км, возникает существенное возражение против общепринятого мнения, что здесь развит материал габбро. Можно утверждать, что измеренные скорости до глубины 24 км меньше, чем 6,5 км/сек, как это было получено по асимптотической и интервальной скоростям. Эти значения таким образом ниже скоростей, определенных для материала габбро при соответствующих давлениях и температурах. Как раз габбро характеризуется при всех опытах исключительным постоянством скорости.

Наблюденные на глубинах 19–24 км скорости намного лучше соответствуют диоритовому материалу. Некоторые гнейсы и катазональные кристаллические сланцы также могут характеризоваться скоростями до 6,5 км/сек. С уверенностью можно предположить, что на глубинах 19–24 км габбровый материал ещё не находится в жидком состоянии, характеризующимся по сравнению с твердым материалом понижением скорости до 10%.

Предположение о существовании преимущественно сиалического и диоритового материала до глубин 24 или даже 28 км не противоречит геологическим теориям интенсивного орогенеза. Как раз в этих областях часто ювенильная магма проникает в кору. Это приводит к неоднократному расплавлению остаточного гранитного материала. Единственно возможным следствием этого процесса является постоянное увеличение мощности сиалической части коры. Опускание преимущественно сиалического материала в большие геосинклинальные бассейны также не приводит к образованию мощных слоев габбро. Это объясняет и тот факт, что под древними щитами, где в докембрийское время следовали друг за другом фазы интенсивного орогенеза, как например, под Альпами, сейсмическими методами не удается выявить границу Конрада. Зафиксированную в Предальпийском районе слабую границу Конрада также нельзя рассматривать как петрографическую границу между гранитным и габбровым материалами. Она скорее всего представляет собой переход к диоритовому или катазональному сиалическому материалам.

Д. К истолкованию скоростей в переходной зоне

В переходной зоне, примерно на глубинах 24–31 км, надо ожидать сильную анизотропию скоростей и большие градиенты в нижней части. Хотя представление о линзовидной структуре в этой облас-

ти принципиально удовлетворяет всем требованиям, физически петрографическое истолкование приводит к некоторым трудностям. Чтобы объяснить небольшие вертикальные интервальные скорости в 6,2 км/сек, надо предположить, что преимущественная часть материала имеет в переходной зоне скорости меньше, чем 6,2 км-сек. Т.к. горизонтальные скорости превышают значения 7 км/сек, должны существовать хотя бы тонкие слои с этой или более высокой скоростью. При господствующих в переходной зоне условиях температуры и давления могут существовать твердые и жидкие фазы гранитного, диоритового, а может быть и габбрового материала.

Из многочисленных исследованных образцов пород только два класса удовлетворяют незначительным наблюдаемым скоростям в переходной зоне:

1. Серпентиниты или сильно серпентинизированные перидотиты;
2. Гранитный материал (а также кристаллические сланцы и гнейсы), находящиеся хотя бы частично в жидком состоянии.

а. К образованию серпентинитов

Для истолкования низких значений скоростей в переходной зоне предположение 1 более правдоподобно, чем предположение 2. По Hess [44] и Tuttle и Bowen [80] при образовании серпентинита происходит следующий процесс:

Оливин + вода ----> серпентин + тепло.

При соединении с водой объем увеличивается на 25%. Некоторые американские геофизики и геологи в последние годы стали придерживаться теории преобразования Гесса для объяснения существенных черт субокеанической топографии (Woolard [86], Heezen [42], Dietz [24], Tuttle и Bowen [80]). Образование срединно-лантического хребта объясняется обусловленной конвекционными потоками в мантии серпентинизацией появляющегося на поверхности перидотита. Для объяснения отдельных континентальных структур, как например, плато Колорадо, также можно предположить, что поднятие вызвано увеличением объема при серпентинизации (Woolard [86], Hess [44]).

Однако, процесс серпентинизации происходит при температурах, меньше чем 500⁰. Такая температура вполне вероятна на интервале глубин 10-12 км для океанической коры, но под континентами с

мощность коры 30–35 км её предположить трудно. Чтобы объяснить явления серпентинизации на таких глубинах надо принять температурный градиент Берча. В Предальпийском районе минимальный температурный градиент составляет, хотя бы до глубин 10–15 км, 25⁰/км, как это вытекает также из факта уменьшения скоростей. Некоторые петрологические и геологические данные также говорят против образования серпентинита на глубине 25 км. По *Vogelst* [9] здесь содержание воды, уменьшающееся с увеличением давления, температуры и плотности упаковки, недостаточно велико для образования серпентинита. Доказано, что многие серпентиниты в Приальпийском районе имеют эпизональный характер, т.е. они возникли на существенно меньших глубинах, что согласуется с температурным градиентом 25–30⁰/км.

Таким образом, по ряду весомых возражений образование серпентинита на глубине 25–30 км является невероятным.

в. Имеется ли гранитный материал в переходной зоне?
К истолкованию пластинчатой, т.е. линзовидной структуры

По данным определения скоростей *Birch* [7, 8] и *Kanomari* и *Miluzani* [47] для объяснения скоростей в переходной зоне подходят и граниты (кристаллические сланцы и гнейсы), особенно если принимается во внимание возможность, что материал находится на этих глубинах в жидком состоянии. По *Nöteke* [66] сплавы могут обладать на 10% меньшими плотностями и скоростями, чем соответствующие твердые материалы. Статистические, т.е. эмпирические зависимости между плотностями и скоростями также приводятся в работах *Birch* [7] и *Kanomari* [47].

В разделе 6 С упоминалось, что в зонах сильного орогенеза как, например, в Альпийском районе, сиалический материал может доходить до нижней границы бассейнов. Здесь, в начале некоторые минералы разжижаются и выплавляются. На больших глубинах, т.е. в областях с более высокой температурой, процесс выплавления может переходить в процесс расплавления, что приводит к образованию ювенильной магмы. По *Mehnest* [58] такие процессы могут происходить примерно на глубине 25 км. Это означает, что здесь гранитный материал выплавляется (т.е. расплавляется), а соответствующие плотности составляют примерно 2,65 г/см³ (что соответствует скоростям 6,0±0,5 км/сек). Это меньше плотности 2,9 г/см³

для катазональных сланцев (что соответствует скоростям 6,3–6,6 км/сек). Подобные процессы были исследованы прежде всего *Vogchezt* [9], который поднятию таких палингенных очагов магмы придает большое значение. Для процессов выплавления помимо химизма и температуры имеет большое значение также содержание воды в породах. По температурным кривым, определенным многими исследователями, начиная от *Daly* и кончая *Vogchezt*, и по данным лабораторных экспериментов *Wyllie* и *Tuttle* [88] граница плавления кристаллических сланцев находится в интервале глубин от 22 до 28 км. Таким образом петрографические и экспериментально-физические данные относительно границы плавления на глубине примерно 25 км хорошо согласуются. По сейсмическим исследованиям было также установлено, что на этой глубине начинается переходная зона, характеризующаяся небольшими вертикальными скоростями и сильной анизотропией.

При уменьшающихся температурах, как например, при восходящих движениях или при поднятии палингенной магмы, в переходной зоне может иметь место частичная, а выше, полная кристаллизация.

Интересно, что по *Vogchezt* кристаллизация всегда происходит "ритмично". Проймы, распределенные ритмично, т.е. в виде пластин и линз, рассматриваются в петрографии как отложения с нормальной последовательностью. Подобные пройки надо ожидать в переходной зоне. Это явление сложнее, чем у плутонов в верхней литосфере только в том смысле, что в переходной зоне твердые и разжиженные пройки, линзы и пластины, расположенные по вертикальной и горизонтальной последовательности, могут существовать одновременно. Такие последовательности не обязательно должны располагаться друг под другом строго по плотности или скорости, как это, возможно, имеет место в нижней части переходной зоны в градиентном слое. Система нескольких составляющих компонент допускает ряд других комбинаций. Но такая слоистая среда с различными пройками разных плотностей и фаз должна быть анизотропной. Преимущественно горизонтально распространяющиеся рефрагированные волны должны иметь большую скорость, чем отраженные волны, проникающие преимущественно вертикально в слоистую среду. Это известно из теоретических разработок *Grassman* [30] и других (см. также раздел 3E-d). Надо указать и на экспериментальные данные *Schmidt* [74], который

для метаморфических сланцев определил значение коэффициента анизотропии в 11%. В недавно опубликованной работе *Ghristensen* [19] при давлениях 10 кбар для сланцев определялись значения анизотропии даже до 24%.

В нормальном случае при выплавлении гранитного материала образуются остаточные породы, в состав которых входит преимущественно габбро. Было уже показано, что слой габбро в Приальпийском районе не может иметь большую мощность, т.к. здесь не наблюдаются соответствующие высокие скорости. Однако, палингенная магма, слагающая основания бассейнов, образовалась при плавлении кристаллических сланцев. Поэтому она является преимущественно сиалической и вряд ли может иметь остатки габбрового состава. Результаты исследований показывают, что в переходной зоне в лучшем случае могут существовать пластины или линзы габбрового состава, мощностью примерно 150 м. Только в градиентном слое существенно увеличивается их мощность и количество. Здесь могут существовать уже жидкие линзы габбро.

Теперь возникает вопрос, — отсутствует ли слой габбро в Приальпийском районе вообще? На профилях преломленных волн, расположенных в районе срединных гор вблизи г.Хильдерс, часто определялась горизонтальная скорость примерно 7 км/сек, которую вполне можно приурочить к мощному слою габбро. Эти скорости прослеживаются почти до молассовых толщ. Но создается впечатление, что здесь имеется переход к сиалическому материалу коры.

Отсутствие слоя габбро под сиалическим заполнением бассейнов объясняется теорией конвекционных клеток в мантии, обсуждающейся прежде всего *Venig Meinesz* [81, 82]. Над опускающейся ветвью конвекционной клетки происходят сдвиги вышележащего материала коры и поглощение нижней, преимущественно габбровой части. Эта часть проникает в материал мантии, при этом разжижается и легче поглощается. Вне зоны орогенеза эти перенесенные части коры снова откладываются в связи с выходящими частями конвекционных потоков. Так объясняет Вениг-Мейнец поднятие срединных гор.

Эта теория могла бы объяснить отсутствие мощных слоев габбро вблизи зон сильного орогенеза. Слои габбро, разжиженные уже на глубине 30 км, были перенесены и поглощены; твердые ультраосновные слои остались либо на месте, перемещаясь вниз только в

центре орогенеза, либо они позже образовались снова палингенно-метаморфических путем как остатки пироксеново-перидотитового состава. В деталях этот процесс дифференциации остается неясным. Но ни в коем случае в верхней части коры не образуется резкая граница, как мы это имеем у осадочных пород, а всегда имеется широкий переходный слой с пластинчатыми или линзовидными проймами, возникающий при процессах выплавления или ритмичных явлениях кристаллизации. К одной из этих линз или пластин на нижней границе переходного слоя приурочивается высокая скорость 9 км/сек, наблюдаемая на интервале 20 км. Под ней должны находиться снова слои с пониженной скоростью, т.к. преломленная или проникающая незначительно в мантию волна P_4 наблюдается только на больших расстояниях, как это отмечалось в главе 3.

Рассмотренные к настоящему времени преимущественно метаморфические процессы в достаточной степени могут объяснить детали распределения скоростей в переходной зоне. Однако, нельзя оставить без внимания магматические процессы. Известно, что они возникают в разных фазах орогенеза, как например, к его концу. При этом ювенильная магма проникает в слабые зоны коры и здесь часто приводит к выпадению пакетов перидотитов мощностью в несколько километров, расположенных между обыкновенными кристаллическими сланцами. Такую "слабую зону" представляет собой нижняя граница геосинклинального бассейна. Здесь с уверенностью надо ожидать такие сдвиги ювенильной магмы, как они известны из верхней литосферы. По Борхерту переходы от диоритов, габбро, норитов к пироксенам, перидотитам и дунитам являются известными явлениями при таких интрузиях. В общем такие сдвиги, при которых относительно тонкие линзы вдавливаются в преимущественно горизонтальные слои нижней части коры, вызывали бы усиленный эффект анизотропии.

Именно градиентный слой и уменьшающиеся скорости в его основании хорошо могут быть объяснены такими интрузиями. По *Vogel* [9] линзы большой мощности из анортозита могут в зависимости от содержания воды вклиниваться между тяжелыми пироксенами и более легкими плагиоклазами. Это ещё один вариант образования пластинчатой структуры.

Вопрос о характере и величине сдвигов ювенильной магмы, участвующей при образовании переходной зоны, не может быть решен однозначно. Кажется, что основная часть переходной зоны

состоит частично из разжиженного (пластичного), частично из твердого гранитного материала. В противном случае затруднительно объяснить низкие вертикальные скорости. Наблюдаемые анизотропия и явления дисперсии вероятно являются следствием линзовидной структуры, возникающей при вышеописанных процессах частичной кристаллизации и выплавления. Такая структура может быть усилена тонкими включениями, в состав которых входят породы от габбро до перидотита.

Схематическое изображение переходной зоны приведено на рис. 29.

7. СРАВНЕНИЕ С РЕЗУЛЬТАТАМИ ДРУГИХ НАБЛЮДЕНИЙ

На основе данных наблюдений нельзя сделать вывод о том, в какой мере наблюдаемое распределение скоростей в коре, а в особенности зона с пониженной скоростью над границей М и её градиентный слой является общим, возможно, мировым феноменом. С уверенностью нельзя предположить, что описанная структура этого слоя везде одинакова. Это можно заключить на основе анализа гистограмм частоты для различных районов, опубликованных *Dohz* [25, 26] и *Liebscheg* [57]. Во всяком случае целый ряд наблюдений во многих областях земного шара указывает на слой с пониженной скоростью и на градиентную зону над границей М. Такая маломощная зона не может быть однозначно установлена по временам прихода волн от землетрясений или по дисперсионным наблюдениям поверхностных волн (см. [6]). Не дают результатов также методы, использующие преломленные волны, т.к. здесь зоны с пониженной скоростью из-за отсутствия головных волн не выявляются. С особенными трудностями связано выявление такой зоны, если уменьшением характеризуются не горизонтальные, а вертикальные скорости.

А. Распределение скоростей в верхней и средней частях коры

Gutenberg [39] ещё в 1951 году предположил, что в общем случае на глубинах 10–15 км существует слой с пониженной скоростью, т.к. скорости, определенные по данным землетрясений, сильно отличались от скоростей по данным сейсмологии взрывов. Гутенберг предположил такое понижение скорости для всех пород,

содержащих кварц, и объяснил этот факт превращением α -кварца в β -кварц, обладающий пониженным модулем упругости.

В более поздней работе *Gutenberg* [40] предположил на основе первых результатов наблюдений *Bizch* [8] существование двух зон с пониженной скоростью в коре на глубине 10 км в гранитном слое и на глубинах 20-25 км в слое габбро.

Определенные на профиле наблюдений скорости в верхней части коры хорошо согласуются с этими представлениями. Материал, который был получен *Giese* [33] в Альпийской и Приальпийской областях методом преломленных волн и затем подвергался статистической обработке, подтверждается исследованиями по методике общей глубинной точки. Основываясь на кинематических свойствах волны P_1 , Гизе также предполагает наличие слоя пониженной скорости (см. раздел 3А).

Зафиксированные под границей Конрада горизонтальные скорости 6,5 км/сек довольно часто наблюдаются в Центральной Европе и в США. Кроме того, часто определяются скорости в 7 км/сек. Скорости в 6,5 км/сек подтверждаются наблюдаемыми фазовыми скоростями волн P_2 и P_3 при исследованиях по методике общей глубинной точки.

В. Распределение скоростей в переходной зоне

Т.к. слои с пониженной скоростью не выявляются при исследованиях преломленными волнами, отсутствие соответствующих данных наблюдений для переходной зоны не удивительно. Единственные наблюдения, которые указывают на зону с пониженной скоростью, относятся к исследованиям, проведенным в Альпах в 1964 году, при взрывах в Лаго Бианко. О'Брайен [15] зарегистрировал здесь при помощи современной 24-канальной аппаратуры времена прихода фаз на расстояниях 21,95 км и 240 км. Основываясь на анализе частотных свойств и применяя методы корреляции, он сделал вывод, что на определенных сейсмограммах волны P и S имеют одинаковую длину волны. Совпадение длины волны объясняется тем, что волны распространяются внутри "канала" с пониженной скоростью. О'Брайен определяет мощность слоя с пониженной скоростью примерно в 15 км. Этот слой как будто находится под слоем такой же мощности со скоростью (горизонтальной) 7 км/сек.

Если учесть, что эти наблюдения проводились в Центральных Альпах, т.е. в центре развития орогенеза, то значения, определенные О'Брайеном, сравнимы с результатами наблюдений по методике общей глубинной точки в Молассе. Т.к. граница Мохоровичича под Западными Альпами залегает на глубине 50 км, здесь надо ожидать и более мощные переходные зоны. Зоны плавления должны иметь здесь большую вертикальную мощность. Слой со скоростью 7 км/сек, расположенный над ними, по своей скорости мог бы быть настоящей габбровой зоной, которая, возможно, при процессах заключительного магматизма вдавливалась между кристаллическими сланцами.

В Центральных Альпах имеются, как правило, большие трудности при определении глубины залегания границы М по сейсмическим данным. Предположение, что зарегистрированная от границы М волна является волной типа SPP, привело при определении глубины к противоречиям, т.к. в соседних областях такая волна не наблюдалась. По энергетическим соображениям существование такой волны маловероятно. С другой стороны, предположение, что волна является волной PPP, для наблюденных скоростей (горизонтальных) 7,1 - 7,4 км/сек в Центральных Альпах приводит к слишком большим глубинам для границы "М". Однако, если считать, что коэффициент анизотропии составляет 15% или, что гранитный материал находится в основании слоя с такой пластовой скоростью, получаются значительно меньшие глубины залегания для границы "М". В центре зоны орогенеза надо считаться также с перемещением материала коры и мантии, что, возможно, приводит к выдавливанию смеси (тело Ивреа). Это в соответствии с теорией Вениг-Майнца, возможно, является следствием сильных компрессионных движений, которые были вызваны боковыми конвекционными потоками.

В отличие от вопроса о зоне с пониженной скоростью, расположенной над границей "М", предположение о градиентном слое в самой нижней части коры уже часто было предметом интересных дискуссий. Советскими авторами выполнен большой объем наблюдений на больших расстояниях от источника. Так, например, Косминская и Кракшина [51] подчеркивают, что прослеживание отраженных волн часто мгновенно прекращается примерно на расстояниях 160-180 км. Также сообщается о том, что эти волны состоят из нескольких синусоидальных колебаний. Закритические отражения от границы первого рода действительно прекращаются следиться на некотором

расстоянии, если в вышележащей среде имеется градиент. В таком случае годограф в квадратичных координатах характеризуется на своем окончании отклонением от прямой. Годограф может образовывать петлю, как это, например, показано *Fuchs* [28]. Советские работы из-за отсутствия наблюдений на больших расстояниях не позволяют сделать уверенное заключение о том, является ли данная волна рефрагированной (как на профиле в Молассе) или отраженной от границы, расположенной под градиентным слоем. Многофазность колебаний указывает скорее на волну проникания. Во всяком случае надо предположить, что почти при всех советских исследованиях имеется градиентный слой.

Гальперин и Косминская [29] в СССР, а также *Steinhart* и *Meuzes* [78] в США рассматривали для волны "М" отношение амплитуд отраженной и рефрагированной волн. Здесь согласно — ванно устанавливается факт, что теоретические отношения амплитуд плохо совпадают с наблюдаемыми. Это находит свое выражение в рис. 28, где приведены данные Косминской и Ризниченко [52] совместно с некоторыми точками наблюдений в Молассе. Теоретические значения намного превышают наблюдаемые, с которыми наши данные на расстояниях 120–140 км, где наблюдаются обе волны, хорошо согласуются. Для расчета теоретических кривых, приведенных на рис. 28, авторами были использованы амплитуды головной волны. Однако, незначительный градиент, не выявляющийся по временам прихода, может привести к сильному увеличению амплитуд.

Т.к. при наших работах, начиная с расстояния 120 км, ни для головной, ни для отраженной волны не устанавливается уверенно какое-либо искривление, и эти волны, вероятно, являются рефрагированными, отношения искривления годографов этих волн можно было оценить только качественно. Оно находится в пределах от 1:1 до 10:1. Заштрихованные кривые, приведенные на рис. 28, были рассчитаны по формуле (25). Они могут объяснить не только наши данные наблюдений, но и большинство советских. Это означает, что при исследованиях на больших удалениях от источника в СССР уверенно можно предположить существование градиентного слоя в нижней части коры.

Ещё одно косвенное указание на существование общей переходной зоны, которая могла бы образоваться, например, при процессах выплавления и расплавления (6 Д В), получено *Ahognes* [2] и *Muzawski* [63]. Из работ *Sponheuer* [77] и *Ahognes*

Отношения
амплитуд
Аотр./Апр.

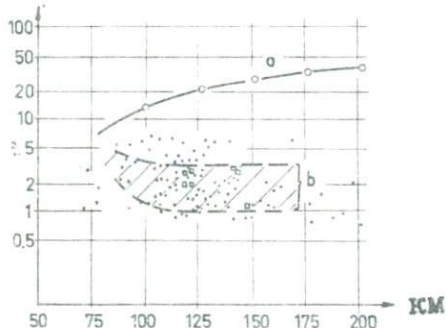


Рис.28. Отношения амплитуд для волновой группы М.

кривая a : теоретическая зависимость $A_{otr.}/A_{пр.}$ и наблюдаемые значения по Гальперину и Косминской; заштрихованная область b : теоретическая зависимость для двух рефрагированных волн, рассчитанная по формуле /25/. При этом учтена неустойчивость, обусловленная очень слабым искривлением годографов; \square значения, наблюдаемые на профиле исследований.

[2] согласованно определяется для максимальной глубины очагов землетрясений в Центральной Европе значение 25 км. Это означает что только здесь имеют место тектонические напряжения. С другой стороны, надо предположить, что ниже границы "М" тоже развит твердый материал (ультраосновной), в котором, по-видимому, не возникают напряжения. Поэтому надо ожидать, что в большей части Центральной Европы на интервале глубин от 25 км до границы Мохоровичича существует пластичный выравнивающий слой. Сравнение карт изолиний глубин залегания границ Конрада и Мохоровичича, проведенное Немецкой исследовательской группой по взрывной сейсмологии (1964 [317]), показывает, что в Центральной Европе простирание и глубина залегания границы "К" имеют много общего с тектоническими движениями в верхней части коры. Разломы, как, например, Рейнский грабен, характеризуются опусканием как границы "К", так и верхней части коры. Карта глубин залегания границы "М" показывает, что известные тектонические структуры очевидно, мало или совсем не влияют на конфигурацию границы "М". Существование пластичного слоя, в котором выравниваются напряжения можно также предположить на основании сильных различий в конфигурации границ Конрада и Мохоровичича.

Таким образом, целый ряд фактов из геофизики, геологии и петрографии согласуется с данными о переходном слое, полученными при наших работах. На рис. 29 сделана попытка связать представления из различных областей с результатами наблюдений.



Рис. 29. Схематический разрез переходной зоны кора — мантия; количество пластин уменьшено, их мощность увеличена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При наблюдениях, проведенных по методике общей глубинной точки в 1964 г., были получены относительно точные значения скорости для отдельных частей коры. Эти сведения совместно с анализом амплитуд и частот (и прежде всего данные о фазовых скоростях сейсмических волн) дали ряд новых сведений. Это в первую очередь относится к переходной зоне между корой и мантией с её градиентным слоем в нижней части. Низкие скорости, анизотропия и синусоидальный характер колебаний больших амплитуд хорошо объясняются предположением о линзовидной структуре переходной зоны. Это предположение хорошо согласуется с многочисленными геологическими и геофизическими данными. При всех процессах выплавления, как они должны происходить на основании существующего на глубине 25–30 км режима давления и температур, появляются низкие плотности и скорости. При процессах кристаллизации возникает "ритмичное" наслоение материала различных плотностей и фаз. Градиентная зона в нижней части переходного слоя состоит из линзовидных и пластинчатых слоев. Такой градиентный слой должен иметь место повсеместно при континентальном переходе кора – мантия. Его мощность и состав являются функцией механизма, давления, температуры и мощности вещества, участвующего при выплавлении или кристаллизации. В противоположность этому, главная часть переходной зоны со своими низкими вертикальными скоростями и анизотропией, возможно, существует только в областях, в которых породы габбро почти не встречаются, в которых, как вблизи больших геосинклиналей, гранитный материал расположен на больших глубинах. Возможные сдвиги и включения ювенильной магмы могут усилить роль линзовидной структуры в переходной зоне.

ЖИТЕПАТЫПА

1. Adams, E.D., Birth and Development of Geologic Science, Baltimore 1938 .
2. Ahorner, L., Private Mitteilung 1964 .
3. Allnoch, H. G., u. Mitarb., Über eine vorläufige Auswertung der seismischen Feldbeobachtungen im Raume Augsburg zwischen Weissenburg und Pissenburg, 1965 (interner Bericht des Instituts für Geophysik Munster).
4. Backus, G.E., Long Wave Elastic Anisotropy by Horizontal Layering . J. geophys. Res. 67 (1962), 4427-4440 .
5. Bederke, E., Altersgliederung und Dichteverteilung in der Kruste . Vortrag Jahrestagung Geol. Ver. Göttingen 1962.
6. Berckhemer, H., Müller, St., u. M.A. Sellevoll, Die Krustenstruktur in Südwestdeutschland aus Phasengeschwindigkeitsmessungen an Rayleigh -Wellen . Z. Geophys. 27 (1961), 151-163.
7. Birch, F., Elasticity and Constitution of the Earth's Interior , J. geophys. Res. 57 (1952), 228-283 .
8. -, Velocity of Compressional Waves in Rocks , J. geophys. Res. 65 (1960-), 1083 bis 1102 .
9. Borchert, H., Chemismus und Petrologie der Erdschalen. N. Jb. Min. Mh. 1962, 143-163 .
10. - u. E. Tröger, Zur Gliederung der Erdkruste. Gerl. Beitr. Geophys. 62 (1950) , 101-126.
11. Bowen, N.L., The Evolution of Igneous Rocks, Dover 1956.
12. Boyd, F.R., u. J.L. England, Carn. Inst. Washington, Year Book 1961 .
13. Breyer, P.N.S. , Ergebnisse seismischer Messungen auf der süddeutschen Grossscholle , besonders im Hinblick auf die Oberfläche des Varistikums. Z. Dt. Geol. Ges. 108 (1956), 21-36 .
14. O'Brien, P.N.S. A Note on Normal Incidence Reflection from the M-Discontinuity . Geophys. J. 9(1965), 541-545.
15. -, The Quantitative Interpretation of Some Long Range Refraction Records. Vortrag EAEG-Meeting in Pau (Frankreich), Dez. 1964.

16. Cerveny, V., Reflection Coefficients for Spherical Waves . *Studia geophys. et geod.* 5 (1961), 122-132 .
17. -, Simplified Relations for Amplitudes of Spherical Compressional Harmonic Waves Reflected from Plane Interface . *Studia geophys. et geod.* 7 (1963), 337-352 .
18. Cholet, J., u. H. Richard , A test on Elastic Anisotropy. *Geophys. Prosp.* 11 (1963), 423-458.
19. Christensen, N.I., Compressional Wave Velocity in Metamorphic Rocks . *J. geophys. Res.* 70 (1965).
20. Denham, D., The use of Geophon Groups. Vortrag EAEG-Meeting in Pau, Dez .1964 .
21. DFG Schwerpunktprogramm : Erforschung des tieferen Untergrundes in Mitteleuropa, Stuttgart 1962 .
22. -, Stuttgart 1963 .
23. -, Mainz 1964.
24. Dietz, R.S., Ocean Basin Evolution , Chapter 10 in: *Continental Drift* , New York/London 1962 .
25. Dohr, G., Ein Beitrag der Reflexionsseismik zur Erforschung des tieferen Untergrundes . *Geolog. Rdsch.* 46(1957), 17-26 .
26. -, Ergebnisse reflexionsseismischer Messungen, in : DFG Schwerpunktprogramm , Stuttgart 1963 , 22 N 8 .
27. Donato, R.J., Amplitudes of P-Headwaves . *J. Acoust. Soc. Amer.* 36(1964), 19-25 .
28. Fuchs, K., Die Gegenschussprofile Hilders Eschenlohe und Hilders Adelebsen , in : DFG Schwerpunktprogramm, Stuttgart 1963, 22 V 2 .
29. Galperin, E.I., u. I.P. Kosminskaya, Zitat in: *Structure of the Earth*, Vol. of papers , Moskau 1964.
30. Gassmann, F., Introduction to Seismic Travel Time Methods in Anisotropic Media . *Pure and appl. Geophys.* 58(1964), 63-113.
31. The German Research Group for Exploration Seismology, Crustal Structure in Western Germany. *Z. Geophys.* 30 (1964), 210-234.
32. -, Seismic Wide Angle Measurements in the Bavarian Molasse Basin . *Geophys. Prosp.* 14 (1966), 1-6 .

33. Giese ,P., Ergebnisse der bisherigen seismischen Messungen in den Alpen , in: Max-Richter -Festschrift, Clausthal- Zellerfeld 1965, 271-290.
34. Giesel, W., Elastische Anisotropie in tektonisch verformten Sedimentgesteinen. Geophys. Prosp.11 (1963), 423-459 .
35. Grant, F.S., u. G.F. West, Interpretation Theory in Applied Geophysics , New York 1965 .
36. Gupta ,R.N., Reflection Coefficient of Plane Waves from a Linear Transition Layer in Liquid Media . Geophysics 30 (1965), 122-132 .
37. Gutdeutsch, R., Über Vielfacheinsätze elastischer Wellen. Z. Geophys. 28 (1962) , 12-77 .
38. Gutenberg,B., Energy Ratio of Reflected and Refracted Seismic Waves. Bull. Seism. Soc. Amer. No.62 (1944), 85-102 .
39. -, Internal Constitution of the Earth, New York 1951.
- 40.- , Wave Velocity in the Crust . Spec. Paper Geol.Soc. Amer. No 62(1955).
41. Heelan,P.A., On the Theory of Head Waves . Geophysics 18(1953), 871- 913 .
42. Heezen, B.R., The Deep Sea Floor, in: Continental Drift, New York /London 1962 , 235-288.
43. Helbig, K., Refraction Seismics with an Anisotropic Overburden . Geophys. Prosp. 12(1964), 383- 396 .
44. Hess, H.H., Serpentine , Orogeny and Epeirogeny.Spec. Paper Geol. Soc. Amer.No 62(1955).
45. Hughes, D.S., u. J.H. Cross , Elastic Wave Velocities. Geophysics 16(1951), 577-593 .
46. John, H., Die Gliederung der Alpenvorlandmolasse mit Hilfe seismischer Geschwindigkeiten. Erdöl u. Kohle 10 (1957), 493, 496, 570-573 , 661-664 .
47. Kanamori,K., u. H. Mituzani, Ultrasonic Measurements of Rock Velocities . Bull. Earthqu. Res. Inst. Tokyo 43(1965), 173-194 .
48. Kennedy, G.C., Amer. Scient. 47 (1959),491; Zitate in: P.J. Wyllie, High Pressure Physics and Chemistry 2, London/New York 1962 , 1-88 .
49. Kleyn,A.H., On Seismic Wave Propagation in Anisotropic Media . Geophys.Pros. 4(1956), 56-69 .

50. Koeford ,O., Reflection and Transmission Coefficients of Plane Elastic waves. Geophys. Prosp. 10(1962), 304 - 351.
51. Kosminskaya, I.P., u. R.M. Krakshina , Überkritische Reflexionen . Vortrag Internat . Seism. Congress, Helsinki, 1960.
52. u. Y.V. Riznichenko , Seismic Studies of the Earth's crust in Eurasia , in: Research in Geophysics ,Cambridge (Mass.) 1964, 81-122 .
53. Kraus, E., Die Entwicklungsgeschichte der Kontinente und Ozeane , Berlin 1959 .
54. Krey, Th., An Approximate Correction Method of Refraction in Reflection Seismic Prospecting . Geophysics 16(1951) 468- 486.
55. - and K. Helbig, A Theorem Concerning Anisotropy . Geophys. Prosp. 4 (1956), 294-302 .
56. Levin, F.K., u. J.D. Ingram, Head Waves from a Bed of Finite Thickness . Geophysics 27 (1962), 753-765 .
57. Liebscher ,H.J., Deutungsversuche für die Struktur der tieferen Erdkruste . Z. Geophys. 30 (1964), 115-126 .
58. Mehnert, K.R., Der derzeitige Stand des Granit - problems . Fortschr .Min. 37 (1959), 117-206 .
59. Meissner, R., Fehler und Korrekturen in Gebieten mit bewegtem Oberflächenrelief. Z. Geophys. 23 (1957), 287-308.
60. -, Multiple Events in Refraction Shooting. Geophys. Prosp. 13 (1965), 617-658 .
- 61.-, An interpretation of the Wide Angle Measurements in the Bavarian Molasse Basin . Geophys. Prosp. 14 (1966), 7-16.
62. Münsterland-Bohrung .Die Aufschlussbohrung Münsterland , ein Symposium . Fortschr. i. d. Geologie Nordrhein - Westfalens , Geologisches Landesamt Krefeld 1963 .
63. Murawski, H., Private Mitteilungen (1965) .
64. Muskat, H., u. H.W. Meres, Reflection and Transmission Coefficients . Geophysics 5 (1940), 115-148 .
65. Niggli, P., Gesteinschemismus und Magmenlehre. Geol. Rdsch. 39 (1951), 8-32 .
66. Nölcke , Zitate in :Brockhaus, Taschenbuch f. Geologie, Leipzig 1965 ,195 .

67. Postma ,G.W., Wave Propagation in a stratified Medium. Geophysics 20 (1955), 780-806 .
68. Prodehl, C., Auswertung von Refraktionsbeobachtungen im bayerischen Alpenvorland .Z. Geophys. 30(1964),161- 181.
69. Reinhardt, H. G., Steinbruchsprengungen zur Erforschung des tieferen Untergrunds . Freiburger Forschungshelt C 15, 1954 .
70. Richards, T.C., Motion of the Ground on Arrival of Reflected Longitudinal and Transverse Waves at Wide Angle Reflection Distances . Geophysics 26 (1961), 277-297 .
71. Ringwood, A.E., A model for the Upper Mantle .J.geophys. Res. 67 (1962), 857-867 .
72. Rosenbaum ,I.H., Refracted Arrivals through a Thin High-speed Layer . Geophysics 30 (1965), 204- 212 .
73. Sattlegger, J., A Method for Computing True Interval Geophys. Prosp. 13 (1965), 306-318 .
74. Schmidt,E., A Case of Anisotropy of Seismic Velocity . Geopexploration 2 (1964), No 1, 28-35 .
75. Slichter ,L.B., Interpretation of Seismic Travel Time Curves . Physics 3(1932), 273-295 .
76. Spencer, T.W., Refraction along a Layer. Geophysics 30 (1965), 369-388 .
77. Sponheuer ,W., Die Tiefen der Erdbebenherde in Deutschland auf Grund makroseismischer Berechnungen .Ann. Geofis.11 (1958) , 157-167 .
78. Steinhart ,J.S., u. R.P. Meyer, Explosion Studies of Continental Structure. Carn. Inst. Publ. No. 622 (1961).
79. Stille, H., Zur Frage der Herkunft der Magmen .Abh. Preuss. Akad. Wiss., Math.-Phys. Kl., Nr. 19 (1939).
80. Tuttle, O.F., u. N.L. Bowen , Origin of Granite. Mem. Geol. Soc. Amer. 74(1958), 123-129.
81. Veningh Meinesz , F.A., Plastic Buckling of the Earth's Crust . Spec. Paper Geol. Soc. Amer. No.62 (1955).
82. -, Thermal Convection of the Earth's Mantle ,Chapter 6 in : Continental Drift , New York 1962 , 145-176.
83. Wiechert ,E., Über Erdbebenwellen 1. Nachr. Ges.Wiss. Göttingen , Math.-Phys. KL. 1907 ,415-589 .

84. Wolf, A., The Reflection of Elastic Waves from Transition layers of Variable Velocity . Geophysics 2 (1937), 357 - 363 .
85. Woods , J.P., The Compositions of Reflections. Geophysics 21 (1956), 261-276 .
86. Woollard , G.P., Crustal Structure from Gravity and Seismic Measurements . J. geophys. Res. 64 (1959-), 1521-1544 .
87. Wyllie, P.J., Application of High Pressure Studies to Earth Science , in: High-pressure Physics and Chemistry, London 1963 , 1-89.
88. -, O.F. Tuttle, Vortrag, Proc. 21st Int. Congress 18 (1960), 227 .
- 89.- Yoder, H.S., u. C.E. Tilley, Zitate in : High-pressure Physics and Chemistry , London 1963; Carn. Inst. Year Book 1956, 58-59 .
90. Zismann, W.A., Young's Modulus and Poisson's Ratio. Proc. Nat. Acad. Sci. Washington A 9 (1933), 653-667 .
91. Zoepritz, K., Über Erdbebenwellen 11. Nachr .Kgl.Ges. Wiss. Göttingen , Math.-Phys. KI. 1919, 66- 84 .

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДА ВРЕМЕННЫХ ЧЛЕНОВ
ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН , ПОЛУЧЕННЫХ
В РАЙОНЕ оз. ВЕРХНЕГО В 1963 г. *)

А н н о т а ц и я .

В районе оз. Верхнего в 1963 г. были проведены наблюдения преломленных волн , регистрирующихся в первых вступлениях. Для интерпретации этих данных был использован метод временных членов. Полученные результаты представляются непротиворечивыми и интересными , что свидетельствует о целесообразности применения этого метода интерпретации при сейсмических исследованиях.

По 500 записям преломленной на поверхности Мохоровичича волны получены величины временных членов более чем в ста точках. Для преломляющей границы в верхней части земной коры по наблюдениям более чем в 1000 точках также рассчитаны значения временных членов. Граничные скорости на поверхности Мохоровичича и верхней преломляющей границе равны соответственно 8, 10 и 6,63 км/сек.

Верхняя преломляющая граница имеет расчлененный рельеф , она подходит близко к дневной поверхности на берегах озера и погружена на глубину около 15 км к востоку и западу от полуострова Кьюинау . Раздел Мохоровичича погружается на восток с глубиной около 35 км под западным берегом озера до максимальной глубины порядка 60 км западнее полуострова Кьюинау ; далее на восток величины временных членов колеблются около постоянного уровня.

В В Е Д Е Н И Е

Данные о временах первых вступлений , полученные при экспериментах на оз. Верхнем в 1963 г., опубликованы *Steinhart* [1964]. Применение традиционных способов интерпретации оказа-

*) M.J. Berry , G.F. West . A Time-Term Interpretation of the First-Arrival Data of the 1963 Lake Superior Experiment. "The Earth beneath the Continents " , Washington , 1966 .

лось затруднительным из-за большого числа данных, а также и по следующим причинам.

1. Пункты возбуждения и приема колебаний расположены не только вдоль линий, но и распределены по площади.

2. Отдельные годографы, особенно расположенные на разных концах профиля, на первый взгляд, соответствуют разным моделям среды.

Очевидно, что метод интерпретации должен обеспечивать совместную обработку всей совокупности данных и их удовлетворительное согласование. Метод временных членов, предложенный *Willmore* [1957] и *Bancroft* [1960], по-видимому, отвечает этим требованиям. Этот метод и был применен для интерпретации рассматриваемых материалов.

Экспериментальные данные по району оз. Верхнего не полностью соответствуют требованиям метода временных членов. Несовпадения сводятся к следующему.

1. Многие пункты приема колебаний расположены слишком близко друг к другу.

2. В некоторых пунктах зарегистрировано недостаточное число взрывов.

3. Нет источников и приемников, расположенных достаточно близко и имеющих идентичные временные члены.

Эти недостатки компенсировались обилием первичной сейсмической информации, поэтому удалось получить данные о строении земной коры в геологически сложном районе и продемонстрировать особые достоинства временных членов. Этот метод относительно объективен и его результаты устойчивы независимо от реальности тех допущений, на которых он основан.

1. Основы метода временных членов. Исходным допущением метода является возможность выделения на ряде годографов устойчивых волн, связанных с выдержанными преломляющими границами. Это допущение не ново, оно широко используется при исследованиях методом преломленных волн.

Второе главное допущение сводится к возможности представления времени прихода каждой волны выражениями вида

$$t_{ij} = \frac{\Delta_{ij}}{v} + a_i + a_j. \quad (I.1)$$

Здесь:

t_{ij} - теоретическое время распространения преломленной волны из точки i в точку j (в точках i и j находятся соответственно источник и приемник колебаний, $t_{ij} = t_{ji}$, времени t_{ii} не существует); Δ_{ij} - расстояние по горизонтали между точками i и j ; V - постоянная величина для рассматриваемой совокупности данных; α_{κ} - временной член, соответствующий κ -той точке, в которой расположен источник или приемник; α_{κ} в фиксированной точке есть постоянная величина, не зависящая от того, в какое из уравнений (I.1) она входит.

В эксперименте с большим числом источников и приемников количество наблюдаемых значений времен может превосходить число временных членов. Поэтому можно использовать метод наименьших квадратов для определения временных членов α_{κ} и скорости V которая обеспечит наилучшее совпадение теоретических и наблюдаемых значений времен.

Поясним смысл уравнения (I.1). Если скорость $V(Z)$ в среде постоянна или изменяется только по вертикали, а при $Z=h$ (h - глубина залегания преломляющей границы) скорость резко увеличивается до значения $V(h)$, то время преломленной волны представляется уравнением

$$t_{ij} = \frac{\Delta_{ij}}{V(h)} + 2 \int_0^h \left\{ \frac{[V(h)^2 - V(z)^2]^{1/2}}{V(h)V(z)} \right\} dz. \quad (I.2)$$

В этом тривиальном случае^{*)} временные члены в уравнении (I.1) будут одинаковыми и равными.

$$\alpha_{\kappa} = \int_0^h \left\{ \frac{[V(h)^2 - V(z)^2]^{1/2}}{V(h)V(z)} \right\} dz. \quad (I.3)$$

При более сложном распределении скорости в среде уравнение (I.1) может быть хорошей аппроксимацией (обычно с погрешностью не более 1%) времени прихода волны, если временные члены определяются выражением (I.3) (глубина z измеряется теперь по нормали к преломляющей границе под источником и приемником). Кроме того, должны выполняться следующие условия.

*) Этот случай соответствует горизонтальной преломляющей границе с постоянной граничной скоростью. (Примечание редактора).

1. Граничная скорость отличается от постоянной величины не более, чем на 1%.
2. Региональный наклон границы невелик (не превышает 10^0).
3. Кривизна границы мала, т.е.

где $\delta\theta$ — разность углов наклонов границы под источником и приемником.

$$h \frac{\delta\theta}{\Delta} \ll 1^\circ,$$

4. Для любой точки поверхности наблюдений скорость в среде в пределах конуса, ограниченного критическими лучами, зависит, прежде всего, только от глубины по нормали к преломляющей границе.

Эти условия достаточны для определения глубины по временным членам с использованием уравнения (1.3). Однако, они не всегда обязательны, так как при благоприятном расположении источников и приемников и использовании метода наименьших квадратов происходит осреднение условий по многим азимутам. В результате уравнение (1.3) будет служить удовлетворительной аппроксимацией даже при сложном распределении скоростей.

2. Методика вычислений. Пусть имеется N точек, в которых расположены источники или приемники колебаний. В результате возможно, хотя и не всегда, получить $N(N-1)$ наблюдаемых значений времен T_{ij} и составить столько же уравнений (1.1). Имеем $N+1$ неизвестных: N временных членов и величину граничной скорости. По избыточным данным находятся временные члены при условии минимума суммы квадратов разностей

$$T_{ij} - t_{ij}.$$

Чтобы учесть возможность отсутствия некоторых наблюдений, положим:

$\delta_{ij} = 1$, если время t_{ij} существует и $\delta_{ij} = 0$, если этого времени не имеется. Следовательно, $\delta_{ii} \equiv 0$.

Условие минимума запишется в виде:

$$I = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N (T_{ij} - t_{ij})^2 \delta_{ij}. \quad (2.1)$$

Для временных членов получим типичное уравнение:

$$\sum_j a_j \delta_{ij} + a_i \sum_j \delta_{ij} = \sum_j (T_{ij} - \frac{A_{ij}}{V}) \delta_{ij}. \quad (2.2)$$

Это только одно из N линейных алгебраических уравнений, определяющих временные члены. Вся совокупность уравнений может быть записана в матричной форме:

$$[c_{ij}][\alpha_j] = \left[\sum_j \left\{ (T_{ij} - \frac{\Delta_{ij}}{V}) \delta_{ij} + (T_{ji} - \frac{\Delta_{ji}}{V}) \delta_{ji} \right\} \right] , \quad (2.3)$$

где

$$c_{ij} = \delta_{ij} + \delta_{ji} , \quad i \neq j$$

и

$$c_{ii} = \sum_j (\delta_{ij} + \delta_{ji}) .$$

Решая относительно α_j , получим

$$\begin{aligned} \alpha_j &= c_{ij}^{-1} \sum_j (T_{ij} \delta_{ij} + T_{ji} \delta_{ji}) - \\ &- c_{ij}^{-1} \sum_j \Delta_{ij} \frac{\delta_{ij} + \delta_{ji}}{V} = e_j - f_j/V , \end{aligned} \quad (2.4)$$

где e_j и f_j определяются последним уравнением и могут быть вычислены по наблюдаемым данным, c_{ij}^{-1} есть обратная величина элемента матрицы c_{ij} . Таким образом, определяются все временные члены, кроме величины граничной скорости V .

Если число наблюдений значительно превышает число неизвестных, можно вычислить скорость методом наименьших квадратов, минимизируя величину I по отношению к $1/V$. Тогда получаем:

$$V = \frac{\sum_i \sum_j (\Delta_{ij} - f_i - f_j)^2 \delta_{ij}}{\sum_j \sum_i (\Delta_{ij} - f_i - f_j) (T_{ij} - e_j - e_i) \delta_{ij}} . \quad (2.5)$$

Если же данные таковы, что ни одна из точек взрыва не совпадает с точкой приема, то временные члены определяются только с точностью до аддитивной постоянной. Это может быть достигнуто двумя путями. Если одна пара точек взрыва и приема или несколько пар близки настолько, что их временные члены можно считать идентичными, то они могут быть отнесены к одной точке, а матрица станет связанной и неединичной. Если это невозможно, следует произвольно приписать какую-то величину одному из временных чле-

нов, сокращая тем самым порядок матрицы на I и достигая подобного же результата. В этом случае, однако, может потребоваться коррекция после получения решения; при этом привлекаются геологические критерии.

3. Статистические оценки. Соответствие модели временных членов с наблюдаемыми данными определяется стандартным отклонением решения

$$\sigma = \left[\frac{\sum_j \sum_i R_{ij}^2 \delta_{ij}}{(\sum_j \sum_i \delta_{ij}) - N} \right]^{1/2}, \quad (3.1)$$

где $R_{ij} = T_{ij} - t_{ij}$.

Несогласованность данных, взятых для отдельного временного члена α_k , измеряется стандартным отклонением временного члена

$$\bar{\sigma}_k = \left[\frac{\sum_i (R_{ik}^2 \delta_{ik} + R_{ki}^2 \delta_{ki})}{\sum_i (\delta_{ik} + \delta_{ki}) - 1} \right]^{1/2}.$$

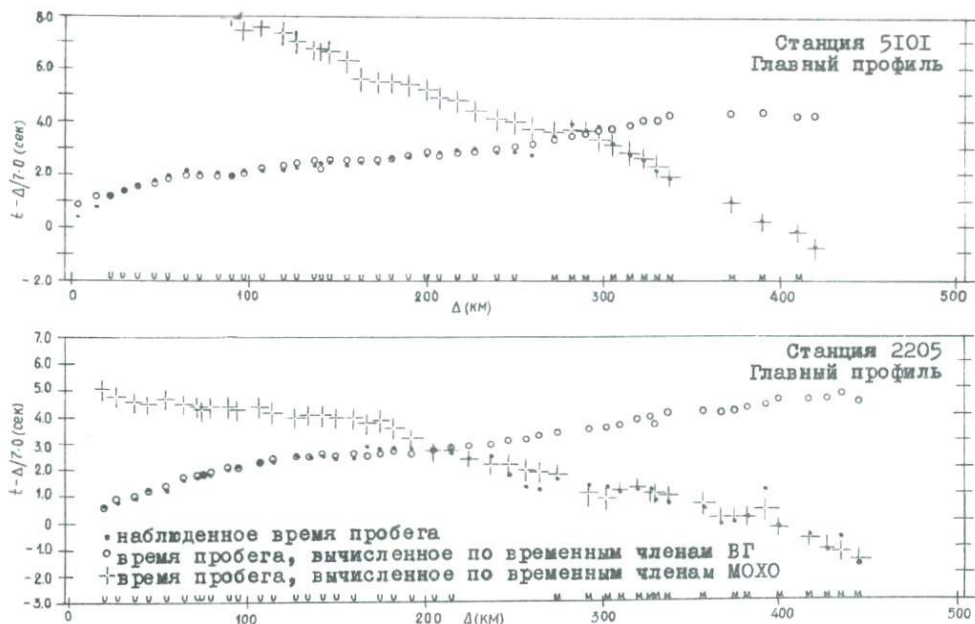
Погрешность временного члена α_k измеряется его стандартным отклонением

$$\sigma_k = \bar{\sigma}_k / \left[\sum_i (\delta_{ik} + \delta_{ki}) \right]^{1/2}.$$

Эти формулы дают только приближенные оценки реальных стандартных отклонений, поскольку никакая простая статистическая модель не применима к этой проблеме. Их не следует применять для вычислений истинных предельных погрешностей.

4. Процедура расчетов. Общий просмотр данных, полученных на всех станциях в эксперименте на оз.Верхнем, показывает, что на годографах выделяются два грубо прямолинейных отрезка (рис. I). Это ведет к предположению, что данные по первым вступлениям, исключая те, что были получены на очень близких расстояниях, соответствуют двум преломленным волнам. Первые вступления, полученные на больших расстояниях, являются, вероятно, вступлениями преломленной волны от границы Мохо (P_n). Другие данные отнесены к верхней преломляющей границе (ВГ).

Никаких особенных трудностей не было встречено при расчетах по волне от верхней преломляющей границы, однако, при ин-



Р и с. I. Редуцированные годографы станций 2205 и 5101 и теоретические времена пробега, вычисленные по временным членам для верхней границы и поверхности Мохо. Данные, включенные в расчеты для верхней границы, обозначены буквой *U* ; для Мохо - *M*. Показаны только данные по главному профилю.

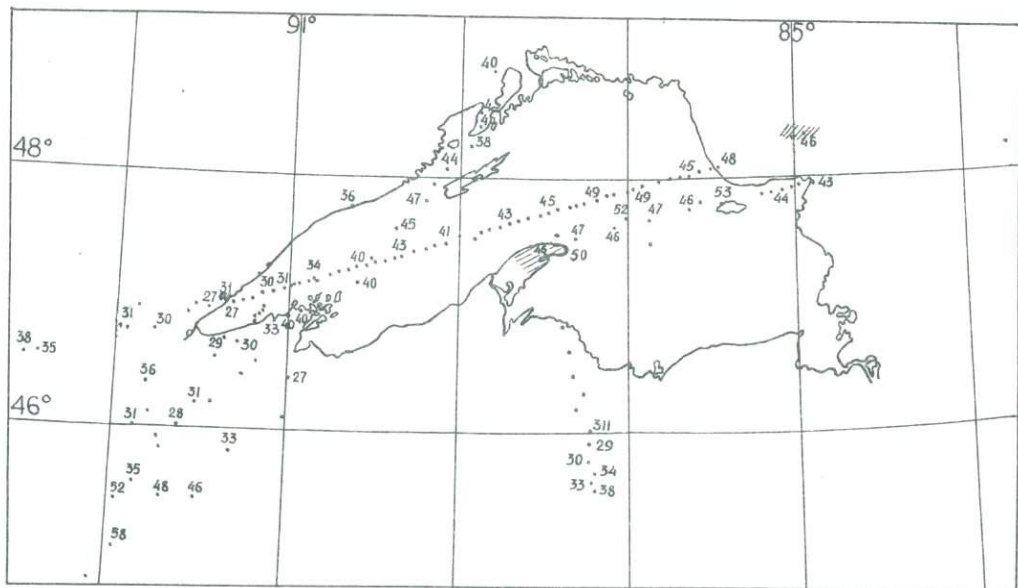


Рис. 2. Карта оз.Верхнего со значениями временных членов для границы Мохо для отдельных взрывов и всех станций; когда станции расположены близко друг к другу, соответствующая область заштрихована и приведено среднее значение. Для полуострова Кьюинау временные члены изменяются от 4,6 до 5,0 сек. Ошибки во временных членах чрезвычайно изменчивы, поэтому при анализе этой карты нужно учитывать качество временных членов; стандартные отклонения и другие характеристики даны на рис. 3.

терпретации данных по границе Мохо возник ряд вопросов. Во-первых (и это главное), качество данных для Мохо было более низким. Многие годографы имели значительный разброс времен. Тем не менее, на ряде станций были получены очень устойчивые данные по волне от границы Мохо, и это указывает на то, что, по крайней мере, некоторые нерегулярности во временах прихода волн были обязаны плохой записи, а не структуре коры. Обнаружено, что наблюдения, соответствующие северным пунктам взрыва на профиле Гэмблер, отличались чрезвычайной непоследовательностью. Вероятно, глубинная структура в этом районе так сложна, и наклоны границы так изменчивы, что метод временных членов здесь неосостоятелен. Учитывая это, данные по профилю Гэмблер были исключены из основной группы данных на границе Мохо и расчеты были сделаны без них (расчеты С-1). Данные по профилю Гэмблер были взяты для расчетов С-2. Во все последующие группы расчетов добавлялись данные, полученные на дополнительных станциях.

В таблицах 1 и 2 представлено общее описание данных, использованных во всех расчетах. Результаты расчетов даны в таблице 3.^{х)} Временные члены для Мохо изображены на карте на рис. 2. Аддитивная постоянная, согласующая временные члены источника и приемника, определена путем уравнивания, насколько это возможно временных членов для станции 5101 (Оттер) и взрыва 10, а также для станции 2205 (Виктор) и взрыва 35. Этот прием оправдан, так как в обоих случаях источник и приемник располагались близко друг от друга.

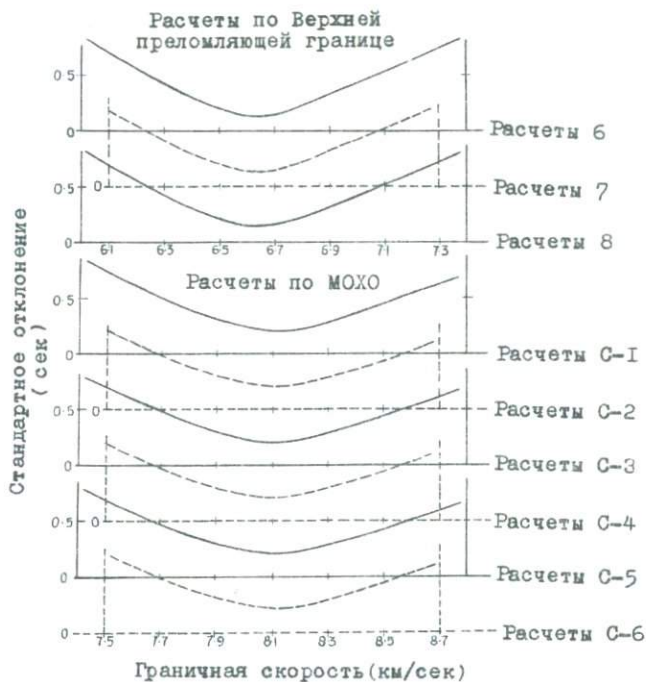
Для окончательной проверки были сопоставлены редуцированные годографы наблюдаемых времен ($T - \frac{A}{V}$) и соответствующие теоретические значения времен, рассчитанные в двух вариантах: по временным членам для поверхности Мохо и для верхней преломляющей границы. Теоретические времена, соответствующие верхней границе, должны согласовываться с наблюдаемыми на малых удалениях от источника, затем, начиная с некоторой точки, согласование должно отмечаться для значений, рассчитанных для поверхности Мохо. На рис. 1 видно, что это действительно так.

5. Обсуждение расчетов. Для интерпретации временных членов необходимо сделать предположения о распределении скорости в земной коре, рассмотренные в разделе I. Расчеты с помощью временных членов сами по себе не могут показать непосредственно, пра-

х) Таблица 3 здесь не приводится.

вмочны ли эти предположения, но они дают определенную информацию по этому вопросу.

На рис. 3 можно видеть, что стандартные отклонения решений имеют отчетливый минимум при определенных величинах граничных скоростей.



Р и с. 3. График стандартных отклонений в расчетах при варьировании граничных скоростей. Графики даны для ряда расчетов.

Этот факт, а также то, что стандартные отклонения данных (рис. 4) не велики по сравнению с той априорной величиной, которую мы можем предположить для них, можно рассматривать как указание на существование двух отчетливых преломляющих границ. Нужно также заметить, что каждый расчет базируется на несколько отличной выборке данных, которые представляют различные участки преломляющей границы. Изучение таблицы I показывает, что скорость, обеспечивающая минимум среднеквадратичного отклонения, остается удивительно постоянной. Чтобы получить дальнейшую информацию по

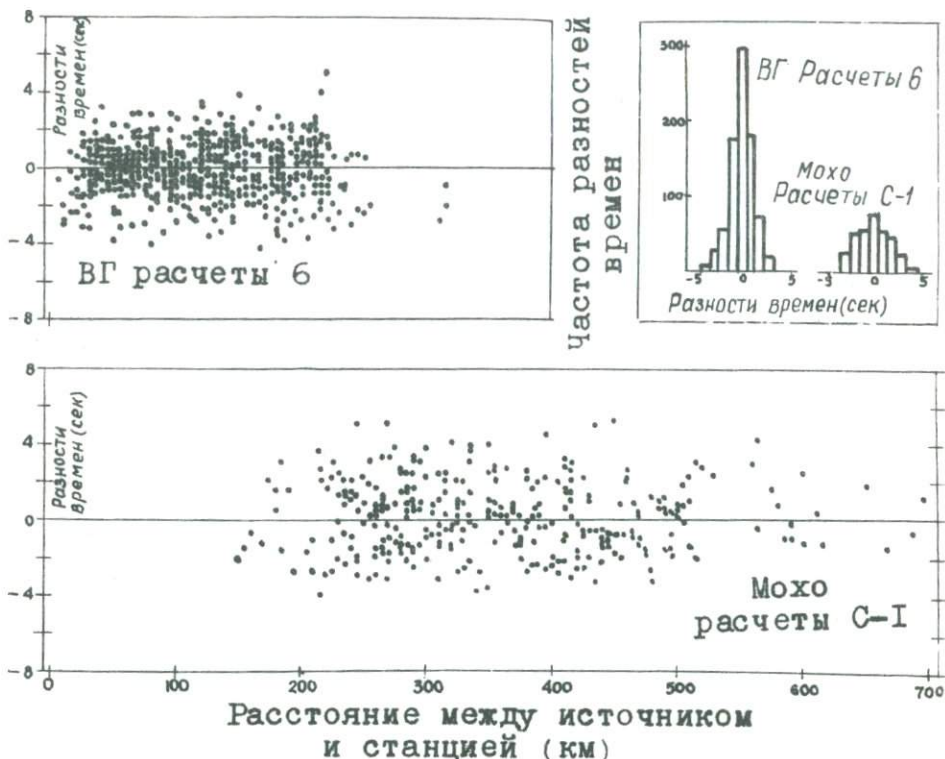


Рис. 4. Разности наблюдаемых и рассчитанных времен в зависимости от расстояния до источника. Разности, лежащие в диапазоне от $-0,05$ до $+0,05$ сек, не изображены; отдельные точки, особенно вблизи нулевой линии, могут соответствовать нескольким близким значениям. Гистограммы разностей времен свидетельствуют о малой величине дисперсии.

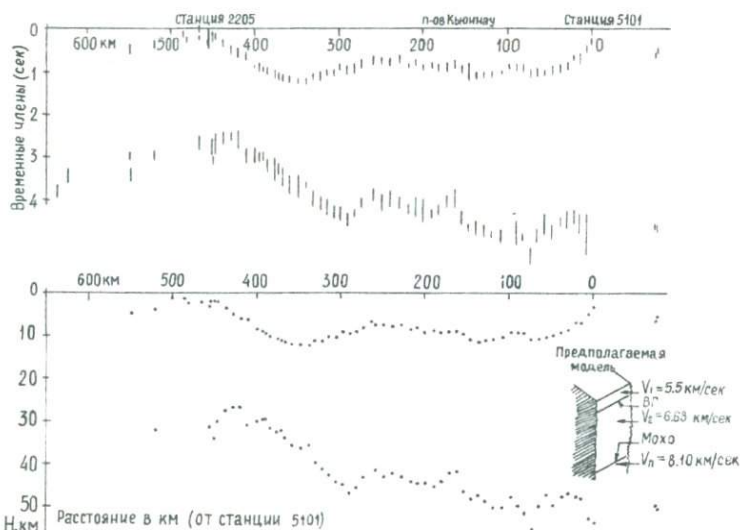
этому вопросу, данные по верхнему преломляющему горизонту были разделены для выявления региональных особенностей; были замечены очень небольшие вариации в скорости. Эти расчеты названы ВГ II и ВГ I2. Первая группа содержит данные, полученные на станциях и взрывпунктах к западу от полуострова Кьюинау; вторая группа состоит из данных на восточном участке. К сожалению, такое разделение было невозможным для данных по границе Мохо, поскольку, вообще говоря, на западных точках приема были записаны только восточные взрывы и наоборот.

Если бы волны были рефрагированными в непрерывной среде, то на годографах должна намечаться систематическая тенденция увеличения кажущихся скоростей при возрастании расстояния между пунктами взрыва и приема. Конечно, такая систематическая картина должна сильно искажаться локальными неоднородностями структуры, но она могла бы выявиться на графике зависимости остаточных времен от расстояния (рис. 4), если соответствующий эффект не слишком мал. Однако, такой тенденции не заметно.

Кроме данных, подтверждающих наличие относительно четких преломляющих границ, есть указания, что скорости над преломляющими границами не изменяются значительно в горизонтальном направлении. Доказательством служит то, что временные члены изменяются относительно плавно и непрерывно от точки к точке. Это видно на графике временных членов по главному профилю (рис. 5).

Вышеприведенные соображения о вертикальных и горизонтальных вариациях скоростей не означают, что разрез земной коры в районе оз. Верхнего состоит из двух однородных слоев. Полученные данные свидетельствуют о том, что на главном профиле существуют две очень четкие границы, под которыми лежат сравнительно однородные слои с мощностью не меньшей нескольких длин волн.

Mc Connell и *Mc Taggart - Cowan* /1963/ обнаружили, что на щитах и устойчивых платформах среднее значение скоростей на глубине 10 км равно 6,07 км/сек, а на глубине 20 км - 6,41 км/сек. Таким образом, граничная скорость 6,63 км/сек для верхней преломляющей границы должна считаться необычайно высокой, поскольку глубина этого слоя колеблется от 0 до 15 км. Наличие такого высокоскоростного слоя на небольших глубинах наводит на мысль о возможном существовании под ним слоя с пониженной скоростью. К сожалению, одни данные по первым вступлениям не достаточны для надежных суждений, нужны дальнейшие исследования.



Р и с. 5. Разрез по главному профилю. Вверху: временные члены и их вероятные погрешности; длина каждой вертикальной линии равна учетверенному стандартному отклонению. Средняя точка линии соответствует величине временного члена. Внизу: глубины залегания границ, вычисленные для показанной модели.

Возможно также, что в среде между верхней границей и поверхностью Мохо имеются локальные горизонтальные вариации скорости. Это могло бы объяснить некоторые резкие изменения величин временных членов для Мохо по профилю.

6. Переход от временных членов к глубинам. Если необходимые предположения выполняются, то по временному члену можно рассчитать глубину до преломляющей границы с помощью уравнения (I.3) при условии, что скорость $V(z)$ выше преломляющей границы известна или может быть определена. Для модели из одного слоя на полупространстве, где слой имеет мощность d_1 , скорость V_1 и временной член α_1 , имеем:

$$d_1 = \alpha_1 \frac{V_1 V_2}{(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}} = \alpha_1 K(V_2, V_1). \quad (6.I)$$

Величину $K(V_2, V_1)$ можно назвать коэффициентом конверсии временного члена.

Мощность второго слоя для модели из двух слоев на полупространстве определяется таким образом:

$$d_2 = \{a_2 - [d_1/K(V_3, V_1)]\} K(V_3, V_2), \quad (6.2)$$

где a_2, V_3 и d_2 определяются также, как в случае одного слоя. Полная глубина до второй границы равна $d_1 + d_2$.

Аналогично полная глубина h_n до нижней границы в модели из n слоев равна:

$$h_n = \sum_{z=1}^n d_z = \sum_{z=1}^n \left\{ \left[a_z - \sum_{s=1}^{z-1} \frac{d_s}{K(V_{z+1}, V_s)} \right] K(V_{z+1}, V_z) \right\}. \quad (6.3)$$

Ранее было найдено, что значения V_2 и V_3 равны 6,63 и 8,10 км/сек соответственно. По небольшому числу записей на коротких расстояниях между пунктом взрыва и регистрирующими станциями можно предполагать, что значение скорости в самом верхнем слое равно 5,5 км/сек. Это значение, вероятно, нужно будет уточнить по мере поступления дополнительной информации. С использованием этих скоростей были вычислены глубины до двух границ; разрез, полученный по главному профилю, показан на рис. 5.

Хотя вполне возможно, что скорость под верхней преломляющей границей может несколько уменьшаться, все же кажется вероятным, что под действием давления она снова увеличится на больших глубинах до значений выше 6,63 км/сек. Так что мы можем рассматривать получение решения для модели однородного слоя скорее как несколько заниженную, а не завышенную оценку глубин.

Чтобы оценить возможное максимальное распределение скорости во втором слое, предположим, что он сам состоит из n элементарных слоев, на каждом из которых образуются головные волны с такими скоростями, что соответствующие им ветви годографов пересекаются в точке излома наблюдаемого годографа первых вступлений /Hagedoorn, 1955/. Ни одна из этих головных волн не появляется в первых вступлениях. Для очень большого числа n эта

ситуация соответствует предельному случаю, когда вся энергия волн, проникающих в область между верхней преломляющей границей и Мохо, возвращается на поверхность в точке пересечения. Вычисления выполняются особенно легко с использованием формулы (6.3).

Скорость в элементарном слое под z -ой границей определяется следующим простым выражением:

$$V_z = D / (T - 2a_z),$$

где D и T соответственно – расстояние до источника и время в точке пересечения.

Эти расчеты выполнены на вычислительной машине для разного числа элементарных слоев вплоть до 1000. Было обнаружено, что глубина приближается быстро к максимальной величине. Расчеты делались дважды, для временных членов, относящихся к станциям 5101 и 2205. Глубины границы до мохо, рассчитанные подобным образом, были равны 70 и 40 км соответственно по сравнению с 54 и 31 км для модели с однородным вторым слоем. Глубины 70 и 40 км являются максимально возможными. На рис. 6 показаны скоростные разрезы, соответствующие разбиению второго слоя на 10 элементарных слоев и случаю непрерывного увеличения скорости с глубиной (рис. 6).



Р и с. 6. Максимальное распределение скорости в зависимости от глубины, вычисленное по годографам станций 5101 и 2205. Вычисления сделаны для случаев, когда между верхней преломляющей границей и поверхностью Мохо среда разбита на 10 слоев или скорость непрерывно увеличивается с глубиной.

Эквивалентная величина постоянной скорости во втором слое, необходимая для получения максимальных глубин, равна 7,15 км/сек для обеих станций.

Таким образом, анализ времен только первых вступлений дает возможность строить модель коры из двух четко выраженных слоев, лежащих на полупространстве. Изменение в скорости с глубиной в слоях вполне возможно в некоторых пределах, возможны и горизонтальные вариации скорости, но вблизи преломляющих границ. Необычно высокая скорость 6,63 км/сек, полученная близко к дневной поверхности, заставляет предположить, что скорость во втором слое не будет сначала увеличиваться с глубиной, а может даже уменьшаться, хотя у границы Мохо возможно её возрастание. Не исключено существование дополнительных четких границ.

7. Заключение. В геологической литературе, на которую авторы до сих пор ссылались очень мало, указывается, что под озером имеется четко установленная синклираль, заполненная обломочными, осадочными и изверженными породами, возраст которых приблизительно равен 1,0 млрд. лет. Ось синклинали огибает полуостров Кьюинау / *Goldich* и др., 1961/. Западное ответвление этой структуры, видимо, протягивается к центру континента и тесно связывается с зоной срединноконтинентального гравитационного максимума. Восточная часть синклинали скрыта под палеозойскими осадками, развитыми в этом районе. Докембрийские образования, на которых лежат породы Кьюинау, выполняющие синклираль, относятся к архейским Кьюотинским и анимликским гуронским породам [*Stockwell*, 1963]. Они характеризуются возрастом метаморфизма, равным соответственно около 2,5 и 1,7 миллиардов лет. Геологи предполагают, что бассейн заполнен до большой глубины обломочными осадками, под которыми лежат изверженные породы основного состава. Интрузии, если судить по их обнажениям в ряде мест, имеют большую мощность и повсеместно погружаются в сторону озера.

Если это сильно упрощенное геологическое описание верно, то сейсмические результаты имеют простое объяснение. Мощная серия осадков Кьюинау соответствует верхнему слою (самому низкоскоростному), нижняя граница которого имеет наибольшие глубины на востоке и на западе от полуострова Кьюинау. Это согласуется с идеей огибания полуострова осью синклинали. Верхняя преломляющая граница соответствует кровле изверженных пород, их

однородные геологические свойства могут объяснить довольно высокую скорость (6,63 км/сек), и её кажущееся постоянство. Тот факт, что изверженные породы обнажаются вокруг озера, заставляет предполагать, что временные члены для верхней границы имеют простое объяснение только в пределах озера; за его пределами мы должны допустить, что среда, сквозь которую проходит волна, имеет иной состав.

Современное состояние наших геологических представлений о земной коре в целом, очень затрудняет оценку значения прогиба, выявленного по границе Мохо. Интуитивно мы считаем, что прогиб должен быть связан с большой глубиной и контрастностью синклинали оз. Верхнего. Кроме того, это должно предостеречь нас от стремления считать, что области щитов всегда имеют простую глубинную структуру.

Т а б л и ц а I

РАСЧЕТЫ ПО ВЕРХНЕЙ ГРАНИЦЕ

Описание данных, включенных в каждый расчет; окончательная скорость, полученная методом наименьших квадратов, и стандартное отклонение.

Гра- ница	Решение (расче- ты)	Ко- ли- чест- во	Ко- ли- чест- во	Ко- ли- чест- во	Станции, по которым были взяты данные	Стан- дартное откло- нение в расче- тах (сек)	Ско- рость по ме- тоду наимень- ших ква- дратов (км/сек)	Критерии, использованные при выборе данных
ВГ	6 основное решение	837	82	25	30I, 40I, 803, 906, 1003, 1402, 160I, 170I, 8II, 200I, 2205, 230I, 2402, 2702, 280I, 460I, 4603, 510I, 5303, 560I, 590I, 600I, 6202, 630I.	0,137	6,692	Данные, взятые на 25 станциях, на- блюдения на которых были, видимо, со- гласованными, если судить по изуче- нию их годографов. на каждой выби- ранной станции проводилось, по край- ней мере, 10 наблюдений; положение станций выбиралось таким, чтобы обеспечить наиболее равномерное распределение их по площади.
ВГ	7	922	82	33	Все основные данные и данные по станциям 50I, 703, 120I, 123I, 27II, 303I, 4602, 580I.	0,139	0,627	Все основные данные (данные, взя- тые для расчетов 6) и данные по 8 дополнительным станциям. ^{х)}
ВГ	8	956	82	35	Все основные данные и данные по станциям 605, 816, 122I, 171I, 2506, 2526, 292I, 4407, 5506, 610I.	0,146	6,631	Все основные данные (данные, взятые для расчетов 6) и данные по 8 допо- лнительным станциям. ^{хх)}
ВГ	II	478	48	19	30I, 40I, 803, 906, 1003, 130I, 1402, 160I, 170I, 18II, 200I, 2205, 2402, 270I, 280I, 460I, 4603, 6202, 630I	0,123	6,632	Данные, выбранные для всех западных станций, зарегистрировавших головную волну от ВГ, возбужденную взрывами на западной стороне профиля.
ВГ	12	320	31	14	40I, 803, 130I, 1402, 160I, 170I, 230I, 270I, 280I, 510I, 5303, 560I, 590I, 600I	0,140	6,596	Данные, взятые на всех восточных станциях, зарегистрировавших головную волну от ВГ, возбужденную взры- вами на восточной стороне.
М и ВГ	I4				Большинство станций			Ручные вычисления. Вычисления вре- менных членов от взрывов и скоро- сти, приведенные в расчетах 6.

х) Дополнительные станции - это также, данные которых не отвечают одному или всем требованиям для расчетов 6 по ВГ.

хх) Разделяющая линия проходила через полуостров Кэлину; все станции, расположенные на полуострове, относились и к западным и к восточным группам.

Таблица 2

РАСЧЕТЫ ПО ГРАНИЦЕ МОХО

Описание данных, включенных во все расчеты; окончательная скорость, вычисленная методом наименьших квадратов, и стандартное отклонение

Гра- ница	Рас- четы	№ № стан- ций	№ № стан- ций	№ № стан- ций	Станции, по которым были взяты данные	Стандарт- ное от- клонение в расче- тах (сек)	Ско- рость по ме- тоду наимень- ших ква- дратов (км/сек)	Критерии, использованные при выборе данных
М	С-1	348	75	17	30I, 50I, 60S, 803, 130I, 220S, 230I, 250G, 2603, 4407, 4508, 4602, 510I, 5303, 560I, 580I, 610I	0,212	8,105	Подошвы на те, что использовались при выборе данных для расчетов 6(ВГ), но большее внимание уделялось информации, полученной на главном профиле, а не на профилях Гемблер и жинно.
М	С-2	418	76	30	Все данные С-1 и дан- ные со станций 503, 816, 122I, 123I, 1502, 160I, 272I, 293I, 4457, 4508, 6202, 630I	0,215	8,097	Все данные группы С-1 и данные по всем станциям на профиле Гемблер, где были получены волны от Мохо удовлет- ворительного качества.
М	С-3	414	76	29	Все данные С-2 без данных от станций 803, 816, 160I, 4407 и данные по станциям 906, 1402, 170I, 181I	0,219	8,095	Все данные группы С-2 без данных по станциям 803, 816, 160I, 4407, которые имели значительное стандартное откло- нение в данные от 4-х дополнительных станций ^{х)} .
М	С-4	443	77	29	Все данные С-2 без тех, что получены на станциях 803, 816, 160I, 4407 и по стан- циям 200I, 2402, 2613, 270I.	0,218	8,090	Подобны данным из расчетов С-2 но с 4-мя другими дополнительными стан- циями.
М	С-5	466	76	29	Все данные С-2 без данных по станциям 803, 816, 160I, 4407 и данные по станциям 708, 303I, 460I, 4603	0,221	8,103	Подобны данным от С-3, но с 4-мя другими дополнительными станциями.
М	С-6	422	76	27	Все данные С-2 без данных по станциям 803, 816, 160I, 4407 и данные по станциям 590I, 600I.	0,227	8,10I	Подобны данным от С-3, но с дву- мя другими дополнительными станциями 590I и 600I; стандартное отклонение данных от 590I было необычайно высо- ко.
М	и ВГ	14			Большая часть стан- ций.			Ручные вычисления. Вычисления временных членов для станций с ис- пользованием временных членов для пунктов взрыва и скорости, данных в расчетах 6 или С-1.

х) Дополнительные станции имеют данные, которые не отвечают одному или всем требованиям, необходимым для расчетов 6 по ВГ.

Berry ,M.J., and G.F. West, An interpretation of the first arrival data of the Lake Superior experiment by the time-term method , Bull. Seismol. Soc. Am., 56, 141-171, 1966 .

Goldich ,S.S., A.O. Nier , H. Baadsgaard, J.H. Hoffman , and H.W. Krueger , The Precambrian geology and geochronology of Minnesota ,Minn. Geol. Surv.Bull. 41,University of Minnesota , 1961.

Hagedoorn, J.G., Templates for fitting smooth velocity functions to seismic refraction and reflection data , Geophys. Prospecting ,3, 325-338, 1955 .

McConnel,R.K., and G. McTaggart-Cowan , Crustal seismic refraction profiles - A compilation , Sci. Rept.8, Institute of Earth Sciences , University of Toronto , 1963 .

Scheidegger ,A.E., and P.L. Willmore , The use of a least squares method for the interpretation of data from seismic surveys, Geophysics ,22, 9-22, 1957 .

Steinhart ,G.S., Lake Superior seismic experiment ,Shots and travel times , J. Geophys. Res., 69(24), 5335-5352 ,1964 .

Stockwell, C.H., Third report on structural provinces, orogenies , and time-clássification of the Canadian Precambrian shield , Geol. Surv. Can. Paper 63-17, part II, 125-132, 1963.

Willmore, P.L., and A.M. Bancroft , The time-term approach to refraction seismology , Geophys. J.3, 419-432, 1960 .

ИЗУЧЕНИЕ ПОЛЯРИЗАЦИИ ПРОДОЛЬНЫХ ГОЛОВНЫХ ВОЛН
ПО ДАННЫМ ЭКСПЕРИМЕНТА НА оз. ВЕРХНЕМ *)

А н н о т а ц и я .

Проведено теоретическое и экспериментальное изучение кажущихся углов выхода волн P_2 и P_n , приходящих в фиксированной точке приема от ряда перемещающихся источников колебаний. При теоретических исследованиях были выбраны такие модели коры, в которых скорости волн P_2 и P_n равнялись 6,68 и 8,10 км/сек. Такие значения были получены при обработке методом временных членов времен прихода волн, полученных в эксперименте на оз. Верхнем в 1963 году. Различные упругие параметры, включая влияние близповерхностной слоистости, объединялись при моделировании P_1 слоя. При экспериментальных исследованиях использовалось трехкомпонентное группирование сейсмоприемников в Маратоне (Онтарио) для записи волн, полученных при взрывах в эксперименте на оз. Верхнем в 1963 году, а также в Ваве (Онтарио) для регистрации волн от взрывов, произведенных в 1964 году.

При опытах в Ваве сейсмоприемники располагались в конце профиля; в Маратоне взрывы производились таким образом, что могли наблюдаться по множеству направлений. Наблюдения подтвердили вытекающее из теоретических исследований предположение о том, что, в общем, следует ожидать разницу от 8° до 12° для кажущихся углов выхода между P_2 и P_n . Экспериментальные данные показали также наличие горизонтальных неоднородностей в коре близ Маратона. Далее было обнаружено, что повсюду, где велика азимутальная аномалия луча, соответствующая разница временных членов была положительной.

х)

R.F. Mereu . A Polarization Study of P Head Waves from the Lake Superior Experiment . "The Earth beneath the Continents" , Washington , 1966 .

Факторы, от которых зависят кажущиеся углы выхода продольных глубинных волн на дневную поверхность, можно разделить на две группы: 1) скорости, наклоны и упругие свойства слоев на пути волн, а также характеристика регистрирующей аппаратуры; 2) угол падения и, если имеется близповерхностная слоистость, период колебаний падающей волны. При работах с неподвижной приемной станцией и перемещающимися взрывами факторы первой группы не меняются. Другими словами, изменения кажущихся углов выхода волн от разных источников колебаний будут отражать изменения только второй группы факторов.

Земная кора и верхняя мантия под озером Верхним изучалась в летние периоды 1963 и 1964 г.г. Североамериканской сейсмической группой. Данные о временах прихода волн, расположении станций и организации работ 1963 г. опубликованы *Steinhart [1964]*; интерпретация материалов выполнена Смитом, Стейнхартом, Олдричем, а также Берри и Вестом (см. "*The Earth beneath the continents*", 1966). При работах в Маратоне (Онтарио) в 1963 г. использовались гидрофон и трехкомпонентная группа сейсмографов Виллмора с частотой 1 гц. Расположение приемной станции позволяло регистрировать волны для множества азимутов взрыв-прием. В эксперименте 1964 г. такая же регистрирующая аппаратура располагалась в районе Вава (Онтарио) на конце профиля, по которому перемещались пункты взрыва.

Трехкомпонентные установки приемников применялись при изучении землетрясений для определения азимутов сейсмических лучей, углов их падения, поляризации поперечной волны, движения частиц для волн, проходящих к станции. *Nuttli* и *Whitmore [1961]* определили углы падения "прямых" Р-волн и показали их изменение с эпицентральной расстоянием. *Papazachos [1964]*, сравнивая углы падения "прямых" (Р) и отраженных (РР) волн для различных эпицентральных расстояний, оценили скорость продольных волн вблизи поверхности. *Shimshoni* и *Smith [1964]* показали, как различие в поляризации полезных сигналов и шума, полученное по данным трехкомпонентных записей, можно использовать для усиления и более надежной идентификации фаз полезного сигнала.

Jchikawa и *Basham* [1965] исследовали влияние низкоскоростных слоев земной коры по данным Канадских сейсмологических станций. В последней работе *Keen* и др. [1965] изучались углы выхода волн от взрывов для исследования механизма распространения Р-волн в земной коре.

В данной статье приводятся результаты определений азимутов и кажущихся углов выхода сейсмических лучей по материалам наблюдений в районах Маратона /1963/ и Вавы /1964/; результаты сопоставляются с моделями земной коры. В статью включено также краткое изложение предыдущей работы автора (*Mereu* [1965]).

Кажущиеся углы выхода и модели коры. В результате интерпретации методом временных членов материалов, полученных в 1963 г. в районе оз. Верхнего, было найдено, что скорость в верхах мантии равна 8.10 ± 0.02 км/сек, а в нижнем слое земной коры 6.68 ± 0.01 км/сек. Поскольку в районах Маратона и Вавы не проводились наблюдения на малых удалениях от источников колебаний, то значения скоростей в верхней 10-километровой толще пород остались неизвестными для обеих станций. В принятой при интерпретации сейсмической модели брались различные возможные значения параметров первого (верхнего) слоя. Все слои считались однородными. Влияние изменений скорости в самом верхнем слое мощностью 1-2 км будет рассмотрено в следующем разделе.



Р и с. 1. Изменение кажущихся углов выхода с расстоянием до источника для идеализированной модели коры.

Лучи волны, преломленной на границе раздела АВ.

Угол падения $i_2 = 42,4^\circ$, кажущийся угол выхода $\bar{e}_2 = 44,2^\circ$

Лучи волны, преломленной на границе раздела CD.

Угол падения $i_1 = 33,8^\circ$, кажущийся угол выхода $\bar{e}_1 = 52,6^\circ$

На рис. I иллюстрируется постановка вопроса и показывается, что должно существовать различие в направлениях выхода лучей для волн P_2 и P_n . Величины этих различий рассчитанные для разных значений скорости и коэффициента Пуассона в верхнем слое, даны в таблице I.

Расчеты выполнялись следующим образом. Вначале по принятым значениям скоростей в слоях рассчитывались истинные углы выхода по формуле Снеллиуса. Затем были найдены кажущиеся углы выхода \bar{e}_2 для волны P_2 и \bar{e}_n для волны P_n . При этом было использовано соотношение Вихерта для истинного (e) и кажущегося (\bar{e}) углов [Bullen, 1963].

$$2 \cos^2 e = \frac{V_p}{V_s} (1 - \sin \bar{e}),$$

где отношение скоростей продольных и поперечных волн $\left(\frac{V_p}{V_s}\right)$ (I) есть функция коэффициента Пуассона, в таблице I приведены данные для трех значений коэффициента Пуассона и четырех значений скорости в верхнем слое. Расчеты показывают, что, хотя значения \bar{e}_2 и \bar{e}_n изменяются на величину до 20° , их разность $\bar{e}_n - \bar{e}_2$ относительно постоянна, она изменяется от 8° до 13° в разных моделях. Из этого следует, что на кривой зависимости углов \bar{e} от расстояния взрыв-прием должна быть ступень, как показано в нижней части рис. I. Постоянство кажущихся углов выхода для всех лучей волны, преломленной на одной и той же границе, обусловлено тем, что приемная станция неподвижна, перемещаются только пункты взрыва. Если бы пункт приема колебаний не был зафиксирован, то добавилось бы влияние дополнительных неизвестных факторов - поверхностных неоднородностей в районе каждой станции.

Соотношение (I), строго говоря, справедливо только для полупространства. Однако, оно может быть применено и для поверхности слоистой среды, если длина волнового пакета в два и более раз меньше мощности слоев. При этом условии группа колебаний данной волны будет взаимодействовать только с одной границей, другие границы в это время можно считать бесконечно далекими. Длина волновых пакетов, рассматриваемых в данной статье, равна около 5 км. В следующем разделе обсуждается влияние тонкого слоя у поверхности земли.

Влияние слоистости верхней толщи мощностью I-2 км. Когда существует слоистость в самой верхней части среды, при определе-

нии кажущихся углов выхода важную роль играют величины периодов волн и мощностей слоев [Thomson, 1950 и Haskell, 1962].

Была составлена программа расчетов кажущихся углов выхода волн P_2 и P_n для ряда однородно слоистых моделей. Использовалась основная модель земной коры, описанная в предыдущем разделе; верхний слой в ней разделен на два слоя IA и IB. Слой IB имел постоянную скорость 5,5 км/сек. Скорость в тонком поверхностном слое IA варьировалась в ряде моделей коры, параметры которых приведены в таблице 2.

Поскольку сейсмографы располагались на коренных породах, то скорости в покрывающем слое наносов здесь не рассматриваются. Матрица Томсона-Гаскелла применялась только к волнам, взаимодействующим на кровле слоя IA. Параметры волн P_2 и P_n , падающих на границу между слоями IA и IB под разными углами, приведены в таблице 3.

Результаты теоретических расчетов сводятся к следующему^{х)}. В зависимости от частоты колебаний и скорости в верхнем слое большинство значений \bar{e}_n изменяется в диапазоне $43^\circ-60^\circ$, а \bar{e}_2 варьирует от 33° до 50° . Однако, разность этих величин ($\bar{e}_n - \bar{e}_2$) лежит в большинстве случаев в пределах $7-12^\circ$ и только в единичных случаях \bar{e}_2 больше, чем \bar{e}_n . Из этого следует, что даже, когда сейсмические волны являются сложными и обладают широким спектром частот, должно наблюдаться ступенчатое изменение кривой зависимости кажущихся углов выхода от расстояния источник - приемник, показанное в нижней части рис. 1.

Определение кажущихся углов выхода

Методика определения кажущегося угла выхода сводится к прямым наблюдениям траектории движения частиц почвы в вертикальной плоскости [Nuttli и Whitmore, 1961]. Теоретически в идеальном случае это движение для продольной волны должно быть линейным. Эта методика трудно применима на практике, когда первые вступления слабы, а движения частиц сложные. Сложное движение частиц может быть результатом следующих причин: 1) полезный сигнал сопровождается микросейсмами, 2) среда содержит горизон-

х) Таблица 4, где приведены теоретические расчеты, здесь не приводится. См. "The Earth beneath the Continents", стр. 208-209.

тальные неоднородности, 3) самая верхняя часть разреза слоиста. Если существуют неоднородности в среде, то волны, образующие первые вступления на данной станции, могут приходиться от разных участков разреза и интерферировать друг с другом. Ближе к поверхности слоистость влияет не только на частоты колебаний, но и вызывает фазовые сдвиги между вертикальными и горизонтальными компонентами колебаний [Haskell, 1962]. Из-за фазовых сдвигов диаграммы колебания частиц становятся эллиптическими.

Stander [1960] получил поляризационные углы поперечной волны (S) по наклону главной оси эллипса. В данной работе найдено, что из-за малой интенсивности и сложного характера первых вступлений нецелесообразно использовать только один период колебаний. Поэтому для обработки оцифровывался через 0,05 сек весь интервал сейсмограммы длительностью 1 сек после первого вступления. Были использованы два способа вычисления кажущихся углов выхода.

Способ I. Анализ движений частиц с помощью метода наименьших квадратов. Вначале определялась амплитуда горизонтальных движений H путем сложения соответствующих векторов для двух взаимно перпендикулярных направлений в горизонтальной плоскости. Затем вычислялся кажущийся угол выхода \bar{e}

$$\operatorname{tg} \bar{e} = \frac{V}{H},$$

где V — вертикальная составляющая. Поскольку траектория движения не всегда была прямой линией, искомый угол определялся по наклону аппроксимирующей прямой, найденной методом наименьших квадратов по наблюдаемым значениям на плоскости $H-V$. Для определения азимута сейсмического луча использовались данные о движении частиц в горизонтальной плоскости. Поскольку и вертикальные и горизонтальные смещения содержат погрешности, обычные формулы метода наименьших квадратов здесь неприемлемы, так как они предполагают погрешности только в одной переменной. Необходимо было минимизировать сумму квадратов отклонений наблюдаемых значений от аппроксимирующей прямой в двух взаимноперпендикулярных направлениях. Подходящий для этого метод дан в работе Farquar и Russel [1963] по изучению изотопов. Кажущийся угол выхода определялся по формуле:

$$\operatorname{tg} 2\bar{e} = \frac{2\sum h v}{\sum (h^2 - v^2)}$$

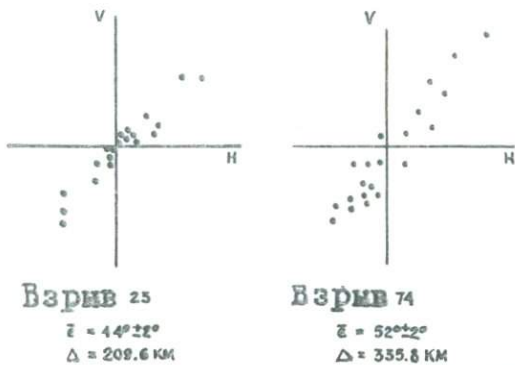


Рис. 2. Движения частиц в вертикальной плоскости.

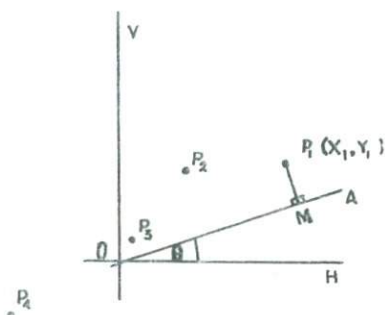


Рис. 3. Определение \bar{e} вторым способом.

где $\bar{h} = \bar{H} - H$, $\bar{v} = -\bar{V} - v$, \bar{H} и \bar{V} есть средние величины соответствующих отклонений. Среднеквадратическое отклонение для \bar{e} определяется выражением

$$\sqrt{\frac{\sum (v - h \operatorname{tg} \bar{e})^2 \cos^2 \bar{e}}{(n-2) \sum (h^2 - v^2) (1 + \operatorname{tg}^2 \bar{e})}}$$

где n - число точек. Результаты анализа приведены в таблицах 5 и 6. Взрывы с I-го по 22-ой в работах 1963 г. исключены из рассмотрения, так как при записях использовались только вертикальные сейсмографы. Исключены также записи взрывов недостаточной интенсивности. На рис. 2 приведены диаграммы движения частиц в плоскости $H-V$ по данным работ 1963 г. Первая диаграмма, построенная по колебаниям в течение I сек после первого вступления для взрыва 23 на расстоянии 209, 6 км от станции, соответствует волне P_2 . Вторая диаграмма для взрыва 74 на расстоянии 335,8 км относится к волне P_n .

Способ 2. Определение преобладающего направления колебаний. Первый способ позволяет определить среднеквадратическую погрешность в измеренном угле, но не дает сведений об амплитуде колебаний в данном направлении. Во втором способе преобладающее направление колебаний определяется следующим образом.

Рассмотрим прямую OA , образующую некоторый угол θ с горизонтальной осью, и точку $P_i(x_i, y_i)$, лежащую на траектории движения частицы среды (рис. 3). Проведем перпендикуляр $P_i M$ к прямой OA . OM есть проекция отрезка OP_i на прямую OA . Длина проекции равна

$$x_i \cos \theta + y_i \sin \theta.$$

Такие расчеты делаются для каждой из n точек траектории. Средняя амплитуда A_θ для направления θ определяется по формуле

$$A_\theta = \sum_{i=1}^n \frac{x_i \cos \theta + y_i \sin \theta}{n}.$$

Затем находят значения A_θ для углов в диапазоне $0^\circ - 180^\circ$ через 1° . Направление с максимальной амплитудой колебаний должно иметь угол θ равный углу \bar{e} . Назовем это направле-

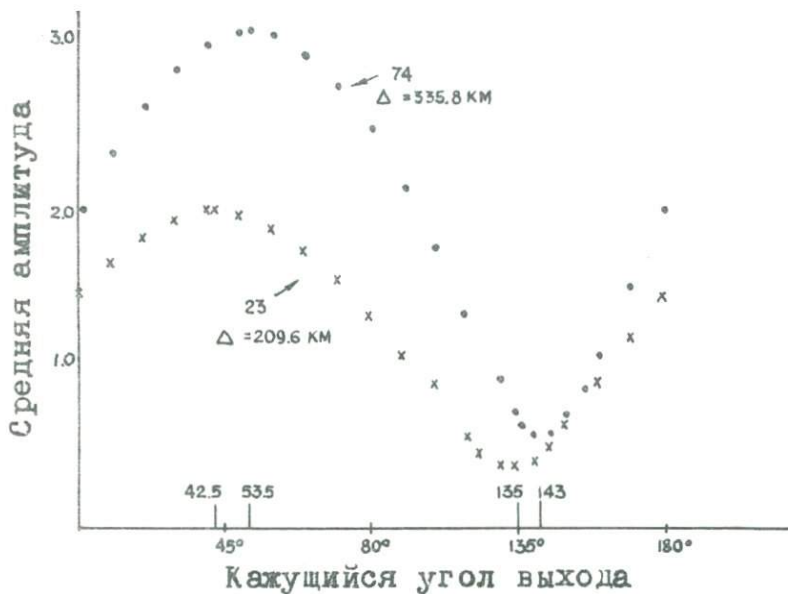
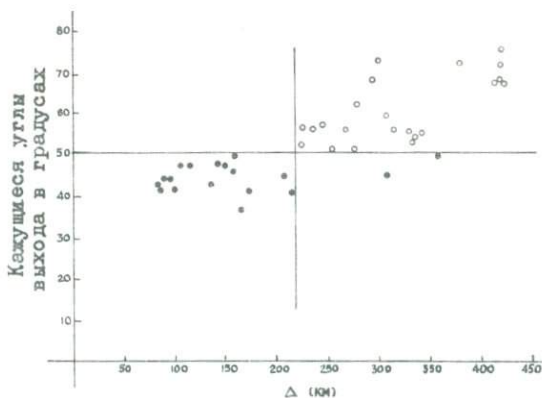
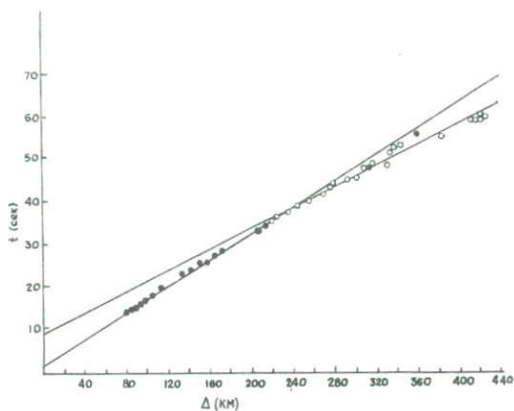


Рис. 4. Зависимость амплитуды колебания от направления для взрывов 23 и 74 (эксперимент 1963 г. на оз. Верхнем).



Р и с. 5. Изменение кажущихся углов выхода волны в первых вступлениях с расстоянием до источника для станции Маратон, Онтарио, 1963.



Р и с. 6. Годограф для станции Маратон, Онтарио, 1963.
 Кажущиеся углы выхода меньше 50° $\rightarrow \bullet$
 кажущиеся углы выхода больше 50° $\rightarrow \circ$
 кажущаяся скорость для \bullet точек равна 6,6 км/сек
 кажущаяся скорость для \circ точек равна 8,2 км/сек.

ние "преобладающим направлением колебаний". Направление, которому свойственны наименьшие амплитуды, назовем "направлением минимальных колебаний". Соответствующий ему угол $\bar{\theta}$ должен равняться $\bar{\epsilon} + 90^\circ$.

Результаты.

Результаты, приведенные в таблицах 5 и 6, показывают хорошую согласованность величин $\bar{\epsilon}$, полученных первым и вторым способами. На рис. 4 даны распределения амплитуд для разных направлений по результатам обработки вторым способом материалов взрывов 23 и 74, выполненных в 1963 г. Максимум и минимум кривых отвечают соответственно "преобладающему направлению колебаний" и "направлению минимальных колебаний". Кривые не являются идеальными синусоидами, так как траектории движения частиц не прямые линии.

На рис. 5 приведен график зависимости углов $\bar{\epsilon}$ от расстояния взрыв-прием, полученный первым способом для станции Маратон. Видно, что на расстояниях меньше 220 км кажущиеся углы выхода волн в первых вступлениях составляют $40^\circ-50^\circ$. На больших расстояниях углы равны $51^\circ-70^\circ$. Особенности графика проявятся более четко, если разделить плоскость чертежа на четыре квадрата горизонтальной линией с $\bar{\epsilon} = 50^\circ$ и вертикальной с $\Delta = 220$ км. То, что ни одна из точек не находится во втором квадрате и очень мало их лежит в четвертом квадрате, хорошо согласуется с ожидаемой картиной, изображенной на рис. 1. Причиной повышенного разброса значений для наиболее далеких взрывов является малая интенсивность соответствующих колебаний в первых вступлениях, регистрировавшихся на фоне микросейсм. Некоторое возрастание углов $\bar{\epsilon}$ на больших расстояниях, возможно, свидетельствует об увеличении скорости с глубиной в мантии.

При обработке методом наименьших квадратов годографов, представленных на рис. 6, установлены следующие особенности: 1) кажущаяся скорость для углов выхода лучей $40^\circ-50^\circ$ равна $6,6 \pm 0,1$ км/сек, 2) при углах $51^\circ-70^\circ$ кажущиеся скорости составляют $8,2 \pm 0,2$ км/сек. Из этого следует, что иногда можно использовать кажущиеся углы выхода для разделения P_2 и P_n . Расстояния, на котором происходит смена этих волн, определенные по данным на рис. 5 и 6, не совпадают. Возможная причина этого в том, что в первом случае использовались данные о колебаниях в течение одной се-

кунды после первого вступления волны, а годографы построены по временам самих вступлений.

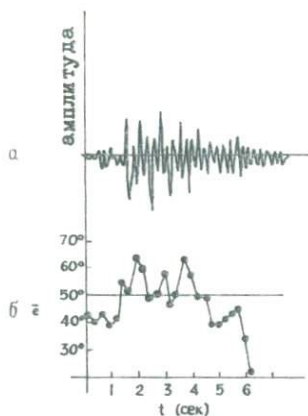
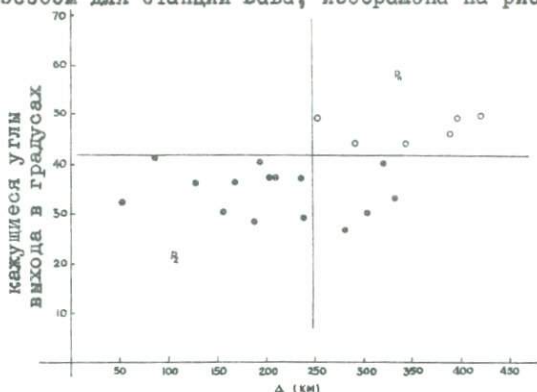


Рис. 7. Изменение кажущихся углов выхода со временем для источника 23, 1963 ($\Delta = 209,6$ км)

На рис. 7а представлена запись вертикального сейсмографа в течение 6 сек для взрыва 23 при работах 1963 г. Отмечается изменение вида записи, начиная со времени 1,5 сек. Так как эта запись находится вблизи области смены волн в первых вступлениях, то можно предполагать, что указанная особенность связана со вступлением волны P_n . Изменение кажущихся углов выхода со временем показано на рис. 7в. Этот график получен для интервалов

записи в 0,5 сек, расположенных через каждые 0,25 сек по всей трассе колебаний длительностью 6 сек. В течение первой секунды величина $\bar{\epsilon}$ равна примерно 41° . На интервале 1,5-4сек, соответствующему предполагаемой области колебаний волны R_L , углы возрастают до $50^\circ-60^\circ$.

Кривая изменения величины $\bar{\epsilon}$ с расстоянием, полученная первым способом для станции Вава, изображена на рис. 8.



Р и с. 8. Изменение кажущихся углов выхода волн в первых вступлениях с расстоянием до источника. Станция Вава, Онтарио, 1964.

Хотя эти данные не столь многочисленны и имеют большую дисперсию по сравнению с данными, приведенными на рис. 5, здесь также отмечается тенденция увеличения кажущихся углов выхода на расстояниях больших 240 км. Три отклоняющихся от общей закономерности точки указывают на существование близповерхностной слоистости и неоднородностей под регистрирующей станцией.

Средневзвешенные значения углов для станции Маратон равны:

$$\bar{\epsilon}_2 = 43^\circ \pm 1^\circ, \quad \bar{\epsilon}_n = 54^\circ \pm 1^\circ.$$

Для станции Вава: $\bar{\epsilon}_2 = 31^\circ \pm 2^\circ, \quad \bar{\epsilon}_n = 37^\circ \pm 3^\circ.$

Можно оценить величину угла наклона раздела Мохо под станцией Маратон, если принять следующие допущения: 1) приведенные выше средние значения $\bar{\epsilon}_n$ и $\bar{\epsilon}_2$ являются истинными, 2) влияние близповерхностной слоистости незначительно, 3) коэффициент Пуассона равен 0,25 и 4) плоскость сейсмического луча расположена почти перпендикулярно к направлению простираения.

В таблице 7 приведены возможные углы наклона верхней преломляющей границы и раздела Мохо, рассчитанные для ряда значений скорости в верхнем слое. Положительные углы соответствуют падению в юго-западном направлении. Во всех случаях наклон границы Мохо положителен, т.е. эта граница погружается к юго-западу от станции Маратон. Верхняя преломляющая граница почти горизонтальна, так как наблюдаемые значения кажущейся скорости в Маратоне близки к величине граничной скорости по данным обработки методом временных членов. Из таблицы 7 следует, что наиболее вероятное значение угла наклона границы Мохо под станцией Маратон равно около 4° , что соответствует скорости в первом слое 4,5 км/сек. Это достаточно большой угол, но такие же значения углов наклона границы Мохо получены для западного конца озера Верхнего методом временных членов. Найденные значения не являются единственно возможными, так как базируются на ряде допущений.

Результаты расчета азимутов

В идеальной однослойной модели земной коры продольные волны распространяются по лучам, являющимся прямыми линиями, соединяющими источники колебаний со станцией; колебания частиц, соответствующие первым вступлениям, параллельны этим линиям. Другими словами, азимут направления движения частиц, который для продольных волн совпадает с азимутом сейсмического луча, должен точно совпадать с азимутом направления от источника на приемник. Это положение верно и в случае горизонтальной слоистости верхней части разреза. Отклонения азимута сейсмического луча от азимута источник-приемник указывают на существование боковых неоднородностей.

Азимуты лучей могут быть определены по диаграммам движения частиц, построенным для двух горизонтальных компонент. Поскольку регистрирующая аппаратура в Маратоне располагалась в северо-восточном углу озера, азимуты направлений взрыв-прием были различными. Станция Вава находилась на конце профиля, поэтому для неё азимуты для разных пунктов взрыва оставались практически постоянными. Разности φ между азимутами лучей и направлениями на источник колебаний приведены в таблицах 5 и 6, там же приведены величины среднеквадратических отклонений. Для большинст-

ва записей в Маратоне и Ваве величина φ меньше 10^0 . Большинство отклонений может быть объяснено погрешностями измерений и небольшими горизонтальными неоднородностями. Имеется, однако, ряд существенных исключений для взрывов 64, 65, 66 и 67, зарегистрированных в Маратоне. Для них отклонение φ колеблется от 10^0 до 60^0 .

В таблице 6 приведены также величины отклонений временных членов для станции Маратон. Отклонения найдены по формуле:

$$\delta_j = a + v_j - t_j + \frac{\Delta_j}{v},$$

где a — осредненное значение временного члена для станции Маратон, v_j — временные члены для пунктов взрыва, Δ_j — расстояния до пунктов взрыва, v — величина скорости во втором слое. Эти отклонения определены по результатам обработки методом временных членов данных по 71 станции и 78 взрывам.

Интересно отметить, что пункты взрыва с аномальными азимутами лучей имеют в большинстве случаев положительные отклонения временных членов. Данные по взрыву 63 показывают, что возврат к нормальным условиям происходит на восточном участке. Другими словами, горизонтальные неоднородности, создающие положительные отклонения временных членов и отклоняющие сейсмические лучи в боковом направлении, скорее всего расположены вблизи станции Маратон, а не в районе пунктов взрыва. Это предположение подтверждается существованием большой округлой магнитной аномалии и гравитационного максимума в этом районе.

Выводы

Были изложены два способа оценки кажущихся углов выхода сейсмических лучей к регистрирующей станции. Эти способы используются особенно успешно при большом числе записей одной и той же волны на неподвижной станции, как это было при работах в районе оз. Верхнего. Полученные результаты свидетельствуют о том, что различие кажущихся углов выхода волн R_1 и R_2 составляет около 11^0 и что во многих случаях возможно разделение этих волн по значениям углов выхода. Наблюдения велись в диапазоне частот 1–10 гц. Найденные значения углов и их разность хорошо согласуются с рядом моделей земной коры. Приведенная методика интерпретации является не единственно возможной, но она может быть полезной в

Т а б л и ц а 2

Модели коры, использованные при изучении влияния
слоистости верхней части разреза

Слой	Скорость км/сек	Кoeffи- циент Пуассона	Плотность г/см ³	Мощность км
IA	4.5-5.5	0,25	2,5	I
IB	5.5	0,25	2,7	IO
2	6,68			
Ман- тия	8.IO			

Т а б л и ц а 3

Характеристика волн

Волна	Угол падения	Частота волны Гц	Тип волны
P_2	$55,4^{\circ}$	0,5-10	Преломленная волна от границы раздела между слоями 2 и IB.
P_n	$42,8^{\circ}$	0,5-10	Преломленная волна от границы Мохо.

Т а б л и ц а 7

Углы наклона

$\bar{e}_2 = 43^{\circ} \pm 1^{\circ}$	$i_2 = 44^{\circ}$	$\rho_2 = 6,68$ км/сек
$\bar{e}_n = 54^{\circ} \pm 1^{\circ}$	$i_n = 32^{\circ}$	$\rho_n = 8.IO$ км/сек
ρ_1 км/сек	Наклон первой границы раздела	Наклон границы Мохо
3,5	- 12.1 ^o	+2.1 ^o
4.0	- 6,9	+2,8
4,5	- 1,3	+4.3
5.0	+ 4.8	+6.6
5.5	+ 11,7	+9.6

Т а б л и ц а 5

Результаты, полученные на станции Вава

Взрыв № №	Расстояние км	Время сек	ϵ		Азимут направ- ления взрыв- станции	Различие азимуты	
			Способ 1	Способ 2			
I	29.18						
2	53.82	8,92	$32^0 \pm 2^0$ х)		30^0	75^0	$+10 \pm 2^0$ х)
3	87,2I	I4,32	4I	4	39	69	0 3
4	I29,22	2I,34	36	4	37	79	?
5	I56,20	25,40	30	I	30	79	-8 I
6	I68.33	27.48	36	6	38	79	-2 2
7	I88.2I	30.27	28	I	30	79	+I7 4
32	I93.65	3I.I9	40	2	37	80	+ 9 2
8	205.20	32.48	37	4	33	80	- 5 I3
3I	206.I3	32.98	37	4	34	80	- 9 4
30	236.77	37.24	37	5	33	82	- 6 4
29	239.87	37.79	29	2	30	82	+I 5
28	253,0I	39.72	49	3	40	8I	-I 8
I7	280.86	44.00	27	3	22	80	-8 9
I8	293.62	44.92	44	I3	48	80	+4 2
I9	305.88	45.99	30	3	2I	80	-9 8
20	320.64	48.34	40	8	36	80	+5 7
2I	33I.60	50.I0	33	5	3I	80	+6 6
9	34I,60	50,8I				80	
I0	343.33	50.87				8I	
I I	344.32	5I,8I				80	
I2	344, I4	5I.70	44	9	40	80	-9 I3
22	360,64	52.88				80	
23	370.I0	54.I6				80	
24	378,58	55,53				80	
25	389,28	55.82	46	6	4I	8I	I 2
26	397.85	57.55	49	6	48	8I	-I0 2
37	4I7,69	60.00				8I	II 3
40	42I,66	60.84	50	I4	48	8I	-I3 8
34	500.58	68.35				80	

х) Стандартное отклонение

Т а б л и ц а 6

взрыв № №	Рассто- яние км	время сек	\bar{e}		Азимут взрыва	Азимуталь- ная разли- ца	P_2 Остаток временно- го члена, сек
			Способ 1	Способ 2			
1	2	3	4	5	6	7	8
64	84,21	14.2	43+3 ^{0x}	38 ⁰	9,0 ⁰	15+6 ^{0x}	+0,4
65	87,80	14,8	41,3	40	14,1	24 6	+0,3
66	92,48	15,4	44 4	44	19,0	59 4	+0,4
67	97,25	16,1	44 3	39	23,2	25 4	+0,4
68	102,71	17,1	41 5	47	27,1	7 3	+0,1
63	108,12	18,1	47 3	40	-4,5	3 4	-0,2
62	119,36	20,0	47 3	43	12,6	-6 4	-0,2
61	138,72	23,0	42 5	36	25,6	2 7	-0,1
59	145,35	24,2	47 3	45	43,0	-5,6	-0,4
58	153,09	25,5	46 4	42	44,5	6 2	-0,6
57	160,16	26,3	45 4	46	45,6	3 2	-0,4
60	162,38	26,05	50 3	45	34,6	-2 3	-0,1
56	167,90	27,5	36 3	36	47,1	4 6	-0,6
55	175,98	28,6	41 2	40	48,3	2 2	-0,5
23	209,59	33,4	44 2	42	52,4	3 2	-0,2
24	217,35	34,6	40 3	34	53,2	1 1	-0,2
70	222,90	35,8	51 2	50	69,6	-5 3	-0,7
51	227,56	36,7	56 5	60	54,4	9 3	-0,7
52	238,06	37,5	55 4	57	55,2		+0,1
53	247,61	39,1	56,2	53	55,9	-2 1	-0,1
54	257,10	40,3	50 3	52	56,5	10 4	+0,2
25	270,61	42,3	55 3	53	57,3	13 1	+0,2
26	278,26	43,5	50 3	50	57,7	0 3	+0,3
72	279,80	43,9	61 5	71	62,5		
28	295,94	45,8	67 3	60	57,5	0 2	
49	301,94	46,3	72 3	70	58,3		
73	310,22	48,5	58 2	57	59,5	20 3	
48	310,47	48,2	45 5	38	58,6		
47	317,80	49,0	55 2	55	59,0	14 3	
45	333,46	49,0	55 4	63	59,6		
74	335,80	52,7	52 2	54	57,7	6 4	
75	337,38	53,0	53 4	46	57,6	2 3	
29	344,26	53,9	54 6	58	59,9		
31	361,35	56,3	49 4	49	60,4		
42	383,58	57,2	71 5	69	61,0		
81	417,17	59,6	66 4	68	59,9		
80	419,05	59,4	66 3	67	60,1		
79	421,28	59,6	71 5	71	59,6		
38	421,54	60,5	74 5	76			
78	423,98	59,8	66 5	75	59,4		

х) Стандартное отклонение

Bullen ,K.E., An Introduction to the theory of Seismology, Cambridge University Press, London and New York ,1963 .

Farquar,R.M., and R.D. Russell, Nomograph for interpretation of anomalous lead abundances ,Geochim, Cosmochim. Acta , 27, 1143-1148,1963 .

Haskell, N.A., The dispersion of surface waves in multi-layered media , Bull. Seismol. Soc. Am., 43, 17-34, 1953.

Haskell N.A., Crustal reflection of P and SV waves , J. Geophys. Res., 67(12-), 4754-4767, 1962 .

Ichikawa ,M.,and P.W. Basham, Variations in short-period records from Canadian seismograph stations , Can.J.Earth Sci., 2, 510-542 ,1965 .

Keen,M.J., C.F. Tsong, and J. Blanchard, The propagation of the compressional wave in the crust ,Can.J. Earth Sci., 2 , 543-559, 1965 .

Mereu ,R.F., A study of apparent angles of emergence at Marathon ,Ontario, from the Lake Superior data , Bull. Seismol. Soc. Am., 55 ,405-416 ,1965 .

Nuttli,O., and J.D. Whitmore , An observational determination of the variation of the angle of incidence of P waves with epicentral distance , Bull. Seismol. Soc. Am.,51, 269-276 , 1961.

Papazachos, B., Angle of incidence and amplitude ratio of P and PP waves , Bull. Seismol. Soc. Am.,54,105-121, 1964 .

Shimshoni ,M., and S.W. Smith , Seismic signal enhancement with three -component detectors , Geophysics ,29, 664 - 671 , 1964 .

Stauder ,W.,S.J., Three Kamchatka earthquakes , Bull. Seismol. Soc. Am., 50, 347-388, 1960 .

Steinhart , J.S. , Lake Superior seismic experiment : shots and travel-times , J. Geophys. Res., 69(24),5335- 5352 , 1964.

Thomson ,W.T., Transmission of elastic waves through a stratified medium , J. Appl. Phys.,21, 89-93 ,1950 .

Технический редактор *Л. А. Панина*

Подписано к печати 3. VIII. 71 г. МН 10122
Бумага 60x84/16. Печ. л. 15, 0. Уч.-изд. л. 14, 6.
Тираж 500. Заказ 296. Цена 1 руб.

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

Цена 1 руб.

1942