# СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

# СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

КОМИССИЯ
МНОГОСТОРОННЕГО
СОТРУДНИЧЕСТВА
АКАДЕМИЙ НАУК
СОЦИАЛИСТИЧЕСКИХ СТРАН
ПО КОМПЛЕКСНОЙ ПРОБЛЕМЕ
«ПЛАНЕТАРНЫЕ
«ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ»

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ КОМИССИЯ
КАРПАТО-БАЛКАНСКОЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ

ЕВРОПЕЙСКАЯ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКАЯ КОМИССИЯ

АКАДЕМИЯ НАУК
УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ им. С. И. СУББОТИНА

АКАДЕМИЯ НАУК ПОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ
РЕСПУБЛИКИ

ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ

КИЕВ «НАУКОВА ДУМКА», 1978

551.311

# СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

2701

УДК 551.311+551.14

Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы / Соллогуб В. Б., Гутерх А., Просен Д. и др. — Киев: Наук. думка, 1978. — 272 с.

В монографии приведены результаты глубинного сейсмического зондирования, проведенного в Центральной и Восточной Европе, от Урала и Каспийского моря на востоке до границ с ФРГ на западе, а также данные комплексной интерпретации по международным геотраверсам и отдельным тектоническим регионам.

Рассчитана на геофизиков и геологов.

Ил. 215. Табл. 4. Литература по главам.

Редакционная коллегия

*В. Б. Соллогуб* (СССР), *А. Гутерх* (ПНР), *Д. Просен* (СФРЮ) — ответственные редакторы, *Ив. Петков, Хр. Дачев* (НРБ), *К. Пожгай* (ВНР), *Х. Малицер* (ГДР), *И. Корня* (СРР), *Е. Ф. Саваренский*, *Н. А. Беляевский*, *А. В. Чекунов, О. М. Харитонов* (СССР), *А. Затопек, В. Беранек* (ЧССР), *Т. Драгашевич* (СФРЮ)

Рецензенты
*В. Б. Порфирьев,*
*Г. Е. Харечко*

Редакция информационной литературы

С 20804—623 / М221(04)—78 351—78

© Издательство «Наукова думка», 1978

# ВВЕДЕНИЕ

Одной из основных проблем геологии, решению которой посвящены совместные геологические, геохимические, геофизические и астрофизические исследования, является изучение строения земной коры и верхней мантии, в которой в основном следует искать источники энергии тектонических, магматических и метаморфических процессов. Цель указанных исследований состоит не только в изучении структуры коры и ее связи с верхней частью мантии, но и в выяснении причин и механизма упомянутых процессов.

Указанные исследования представляют как научный, так и практический интерес для тектонического районирования изучаемой территории, выявления глубинных разломов, к которым в основном приурочены различные полезные ископаемые, исследования сейсмоактивных зон с целью прогнозирования момента землетрясений и др.

Первые сведения о строении коры, в частности ее верхней части, получены по геологическим исследованиям и бурению. Однако многими исследователями еще в прошлом столетии высказаны соображения о толщине и составе земной коры. Так, в 1827 г. французский ученый Л. Кордье говорил, что мощность земной коры равна 25 км; профессор Петербургского университета С. С. Куторга в 1858 г. предполагал ее равной 50 км; профессор Фрайбергской горной академии Б. Котта в 1859 г. писал, что толщина ее 15 км; русский исследователь А. А. Иноземцев предполагал, что она равна 35 км, а И. Д. Лукашевич в 1908 г. уже подразделял земную кору на два типа — континентальную и океаническую, причем для первого типа она составляла 40—50 км, для второго — 25 км.

Приведенные данные о толщине земной коры, хотя и совпадают с результатами последующих геофизических наблюдений, выполненных в настоящее время, базировались только на общих соображениях и интуиции исследователей.

Более точные данные о структуре земной коры получены прежде всего по данным сейсмологии, а затем по результатам различных геофизических исследований. Так, по сейсмологическим данным в 1926 г. Г. Джеффрис ввел понятие о «гранитном» и «базальтовом» слоях.

Геофизическими методами, в частности глубинным сейсмическим зондированием, а также магнитотеллурическим исследованием в сочетании с сейсмологическими методами, можно изучать самые глубокие участки земной коры и структурные элементы верхней части мантии. Дополнительные данные о структуре коры дают геотермические (температурный градиент, тепловой поток) и геохимические (петрохимические) методы, и, несомненно, определенную роль играют лабораторные исследования горных пород при различных температурах и давлениях. При изучении механизма процессов, происходящих в мантии и коре, большой интерес представляют астрогеофизические исследования, в частности исследования неравномерного вращения Земли, поскольку именно оно приводит к возникновению дополнительных геодинамических и, возможно, термоупругих напряжений.

Поэтому для получения более полного представления о строении и образовании земной коры и причинах тектонических, магматических, метаморфических процессов в коре необхо-

дима комплексная интерпретация результатов всех геофизических, геологических и геохимических методов. Лишь такого типа исследования позволяют наиболее глубоко изучить механизм образования земной коры.

В связи с этим геофизическая комиссия (КБГА) Карпато-Балканской геологической ассоциации и Комиссия многостороннего сотрудничества академий наук социалистических стран по проблеме «Планетарные геофизические исследования» (КАПГ) еще в 1963 г. приняли решение провести систематические исследования строения земной коры и верхней мантии на территории Центральной и Юго-Восточной Европы и сопредельных стран прежде всего методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), а на втором этапе — комплексную интерпретацию результатов геологических, геофизических и геохимических исследований.

При полевых наблюдениях ГСЗ во всех странах, как правило, применялась методика непрерывного профилирования, при которой можно было получить наиболее точные данные о структуре земной коры: выявить все сейсмические горизонты и отдельные отражающие площадки в коре и верхней мантии, определить местоположение глубинных разломов, благодаря чему более правильно провести тектоническое районирование исследуемой территории, вычислить упругие параметры горных пород на различных глубинах и др.

Дискретные системы наблюдений, обычно применяющиеся в Западной Европе, дают нам только общее представление о толщине коры и возможны ошибки в определении природы волн, что вызывает погрешности в построении сейсмических разрезов.

Для изучения глубинного строения земной коры в некоторых странах (ВНР, ГДР и СССР) начали применять метод общей глубинной точки (ОГТ), который позволяет получить наиболее точные данные о структуре коры, так как при этой методике нами регистрируются упругие отраженные волны, распространяющиеся в земной коре почти вертикально.

В начале первого этапа исследований полевые наблюдения проводились по следующим профилям:

I. Харьков — Мелитополь — Черное море (СССР).

II. Батурин—Кишинев (СССР)—Браила (СРР)—участок от р. Марица до болгарско-греческой государственной границы (НРБ).

III. Чернигов—Долина—Берегово (СССР)—Дебрецен—Сегед (ВНР)—Дубровник (СФРЮ).

IV. Дебрецен—Капошвар (ВНР).

V. Кельце—Новый Сонч (ПНР)—Кошице (ЧССР)—Мишкольц (ВНР).

VI. Бекешчаба (ВНР)—Брно—Прага (ЧССР)—Веймар (ГДР).

VII. Калининград (СССР)—Познань (ПНР)—Прага (ЧССР)—Мюнхен (ФРГ).

VIII. Таганрог—Кировоград—Львов (СССР)—Кельце—Ченстохов (ПНР).

Перечисленные профили практически пересекают все важнейшие тектонические единицы Юго-Восточной Европы. В дальнейшем спроектировано еще пять новых профилей:

IX. На Черном и Азовском морях от Ногайска до м. Синоп (Турция).

X. На Черном море от Кавказских гор до Варны, далее в направлении Варна—Макреш (НРБ).

XI. На акватории Одесского залива, полуостров Тарханкут — дельта р. Дунай и далее на запад по линии Галац—Вранча, по территории СРР до профиля IV

XII. Между профилями II и III на территории СССР, СРР и НРБ в направлении с севера на юг.

Кроме перечисленных международных профилей ГСЗ, выполнены многочисленные исследования на национальных профилях. Так, на территории СССР большие исследования проведены на Урале, в Прикаспийской впадине, на Кавказе, а также отработан протяженный профиль от Харькова до Воркуты, пересекающий всю Восточно-Европейскую платформу в северо-восточном направлении. Польские исследователи выполнили работы на ряде коротких профилей, пересекающих юго-западную границу древней платформы, и пр.

В некоторых странах (НРБ, ГДР, ЧССР, СССР и др.) применялась методика отдельных сейсмозондирований с регистрацией промышленных взрывов из карьеров, что позволило определить во многих местах общую толщину земной коры.

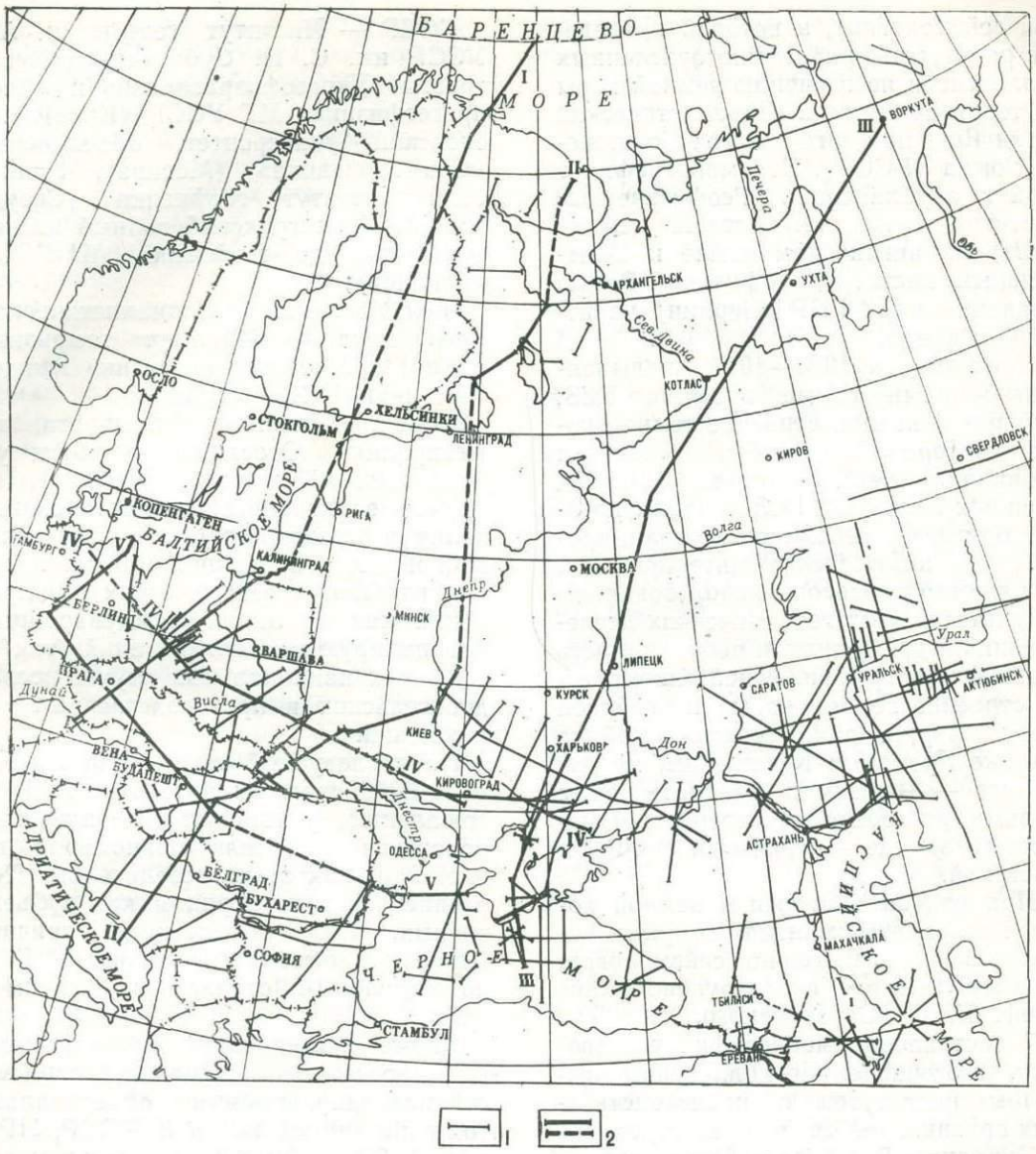



Рис. 1. Схема расположения сейсмических профилей на исследуемой территории:
*1* — профиль ГСЗ; *2* — геотраверсы.

Схема выполненных международных и национальных профилей ГСЗ на территории Центральной и Восточной Европы и в сопредельных областях приведена на рис. 1.

Все запроектированные международные профили выполнены благодаря тесному содружеству между Рабочей группой 1.1. (ГСЗ) Комиссии многостороннего сотрудничества академий наук социалистических стран по комплексной проблеме «Планетарные геофизические исследования» (КАПГ) (председатель В. Б. Соллогуб), Геофизической комиссией Карпато-Балканской геологической ассоциации (председатель Д. Просен), Подкомиссией ГСЗ Европейской сейсмологической комиссии (вице-председатель А. Гутерх) и рабочими группами Восточной Европы и «Синтеза» (председатели А. Просен и В. Б. Соллогуб).

Институтом геофизики АН УССР в 1971 г. опубликована монография по результатам глубинных сейсмических исследований под названием «Строение земной коры Центральной и Юго-восточной Европы» (по данным взрыв-

ной сейсмологии), в которой приведены результаты работ многочисленных коллективов по изучению земной коры на территориях всех социалистических стран Европы и юго-востока Советского Союза (УССР). Эта монография в 1972 г. опубликована Геофизическим институтом им. Л. Этвеша (Будапешт) на английском языке и Центральным институтом физики Земли Академии наук ГДР (Берлин) на немецком языке.

Поскольку в 1970—1977 гг. выполнены многочисленные профили ГСЗ, которые показали строение земной коры некоторых сложных геологических провинций, переинтерпретирован ряд прежних профилей ГСЗ с новых позиций о природе сейсмических волн, произведена комплексная интерпретация по ряду геотраверсов с использованием результатов всех геофизических исследований и др., возникла необходимость в новой монографии. В ней описывается строение земной коры и верхней мантии территории, ограниченной на востоке Уралом и Каспийским морем, на юге — Черным и Адриатическим морями, на севере — Баренцевым морем, на западе — границей с ФРГ и Австрией.

При описании строения земной коры и ее верхней мантии авторами использованы данные по сейсмологии, подготовленные под руководством проф. Е. Ф. Саваренского.

В составлении монографии участвовали многочисленные коллективы различных институтов и производственных организаций следующих стран:

Народная Республика Болгария — Геофизический институт Болгарской Академии наук и Геофизическое предприятие (София);

Венгерская Народная Республика — Геофизический институт им. Л. Этвеша (Будапешт);

Германская Демократическая Республика — Институт прикладной геофизики, Фрайбергская горная академия наук (Фрайберг) и Институт физики Земли Академии наук ГДР (Берлин);

Польская Народная Республика — Институт геофизики Академии наук ПНР и Геологический институт (Варшава);

Социалистическая Республика Румыния — Институт геофизики и геологии (Бухарест);

СССР — Институт геофизики АН УССР им. С. И. Субботина (Киев), тресты «Укргеофизразведка» и «Днепрогеофизика» МГ УССР (Киев), Московский университет, объединение «Союзгеофизика» (Москва), Уральский институт геофизики (Свердловск), Ленинградский горный институт, Институт геофизики АН ГССР (Тбилиси);

Чехословацкая Социалистическая Республика — Институт геофизики (Брно) и Институт геофизики Академии наук ЧССР (Прага);

Социалистическая Федеративная Республика Югославия — Институт геофизики «Геозавод» (Белград).

Ученые указанных коллективов выполнили огромную работу по изучению земной коры и верхней мантии методом глубинных сейсмических зондирований как по линии международных координирующих организаций, так и в рамках национальных научно-исследовательских и производственных учреждений.

На исследуемой территории выполнено 32492 пог. км профилей ГСЗ. К сожалению, указанные профили расположены не столь равномерно по площади, как этого хотелось бы. Последнее связано с рядом как субъективных, так и объективных причин. Данные об объемах исследований ГСЗ по отдельным странам приведены в табл. 1.

Кроме исследования на профилях ГСЗ, во многих странах одиночными сейсмозондированиями определялась толщина земной коры. В ЧССР, НРБ и в СССР (на Урале) при этом использовались взрывы в карьерах. Иногда сейсмозондирования проводились одно-

Таблица 1

| Страна | Протяженность профилей ГСЗ, км | Протяженность профилей ГСЗ в км на 1000 км |
|---|---|---|
| НРБ | 827 | 7,45 |
| ВНР | 1305 | 14,0 |
| ГДР | 887 | 8,2 |
| ПНР | 3097 | 9,9 |
| СРР | 372 | 1,56 |
| СССР (европейская часть) | 20590 | 0,4 |
| В том числе УССР | 7867 | 13,09 |
| Черное море | 3147 | 7,6 |
| ЧССР | 882 | 6,9 |
| СФРЮ | 1585 | 6,3 |

временно с исследованиями на профилях ГСЗ, причем пункты регистрации располагались по обе стороны основного профиля.

В довольно большом объеме выполнены работы с помощью аппаратуры «Земля», при которых использовались как естественные, так и искусственные источники возбуждения упругих колебаний.

Так, на территории ГДР, в Прикаспийской впадине, на Кавказе и других районах благодаря этим исследованиям получены очень ценные данные о строении земной коры и верхней мантии.

Применяемая разнотипная сейсмическая аппаратура и соответственно различная методика интерпретации первичных материалов явились причиной расхождений окончательных результатов исследований (разрезы земной коры), приведенных в монографии.

Редколлегией была сделана попытка сопоставить эти данные, однако во многих случаях это оказалось невозможным из-за сущности самих методов (например, при использовании аппаратуры «Земля» регистрируются проходящие волны, на основании которых невозможно определить граничные скорости сейсмических горизонтов и др.).

Кроме того, различен методический подход к составлению разрезов. Некоторые авторы проводят сплошные условные горизонты на основании ряда отдельных сейсмических площадок. Большинство же показывают только фактические наблюденные данные в виде отдельных площадок или горизонтов.

Для иллюстрации достоверности построений сейсмических разрезов приводятся схематические наблюденные годографы, на основании которых можно судить о правомочности построения тех или иных сейсмических горизонтов.

Большинство авторов монографии пришли к выводу, что так называемая граница Конрада (с $v_г=7{,}0$ км/с), отделяющая кислые породы от основных, отсутствует. Только на некоторых участках она фиксируется довольно четко и, видимо, распространена в отдельных регионах и не имеет регионального распространения, как это предполагали ранее.

Таким образом, в земной коре существуют две основные границы: поверхность фундамента (поверхность консолидированной коры) — $K_1$ и поверхность Мохоровичича — М.

Во многих регионах существует и более молодой фундамент (герцинский и др.), причем он, как правило, характеризуется величиной граничной скорости менее 5,9 км/с.

Для некоторых сопоставлений выработана условная шкала граничных скоростей, на основании которой сейсмические горизонты относились к определенным геологическим слоям. Этой шкалой можно пользоваться с определенными оговорками, так как в отдельных геологических регионах осадочные отложения характеризуются очень большими граничными скоростями.

За поверхность консолидированной коры принята сейсмическая граница, где $v_г=5{,}9\div6{,}6$ км/с, скорости, равные 6,8—7,3 км/с, характеризуют границы в консолидированной коре.

Границу со скоростями 7,6—7,8 км/с (обозначается индексом К—М), от которой регистрируются характерные закритические волны такой же интенсивности, как от поверхности Мохоровичича (Мохо), принято называть кровлей коро-мантийного слоя. И, наконец, граница с $v_г=7{,}9\div8{,}2$ км/с и выше является поверхностью Мохо, т. е. раздел между корой и верхней мантией.

На годографах и разрезах приняты следующие обозначения волн и границ (табл. 2).

В главах, освещающих исследования методом ГСЗ на территориях различных государств, приводятся также некоторые результаты по другим геофизическим методам, что способствует более правильному пониманию структуры коры и верхней мантии. Эти главы содержат и разделы, посвященные методическим и теоретическим вопросам сейсмических исследований земной коры.

Кроме указанных глав по странам, где дается основная характеристика волнового поля, приемов интерпретации и результатов работ (книга первая) описываются пять геотраверсов, пересекающих все главные тектонические элементы рассматриваемой территории, приводятся основные результаты сейсмологических исследований, структурные карты по поверхности консолидированной коры и Мохо, схе-

мы геофизических полей, излагаются результаты геолого-геофизической интерпретации по тектоническим регионам и делаются некоторые выводы по вопросам общих закономерностей строения земной коры Центральной и Восточной Европы (вторая книга).

При составлении карт авторы столкнулись с определенными трудностями. Так, при составлении схемы по поверхности консолидированной коры (фундамент) во многих регионах трудно было определить эту поверхность из-за наличия нескольких фундаментов (молодого и древнего) или одного, но характеризующего молодые дислоцированные и метаморфизованные отложения. Поэтому некоторые регионы освещены чисто условно.

Такие же трудности возникли и при составлении схемы по поверхности Мохо. Наличие в некоторых районах нескольких границ Мохо, которые, видимо, отличаются по своему возрасту, не позволяет в них однозначно построить упомянутую схему.

Для более глубокой интерпретации геофизических данных приводятся карты и схемы теплового потока, современных движений, плотностей эпицентров, векторов Визе и др. Эти данные позволяют сопоставить результаты различных геофизических методов и более правильно истолковать в некоторых регионах структуру земной коры.

Таблица 2

| Геосферы Земли | Годографы: Головные или рефрагированные волны | Годографы: Отраженные волны | Разрез | Примечание |
|---|---|---|---|---|
| Осадочный слой | $P_1^0$ | $P_{1отр}^0$ | $К_1^0$ | |
| | $P_2^0$ | $P_{2отр}^0$ | $К_2^0$ | |
| | $P_п^0$ | $P_{п.отр}^0$ | $К_п^0$ | |
| Консолидированная кора | $P_1$ | $P_{1отр}$ | $К_1$ | Поверхность консолидированной коры |
| | $P_2$ | $P_{2отр}$ | $К_2$ | |
| | $P_п$ | $P_{п.отр}$ | $К_п$ | |
| Мантия | $P^м$ | $P^м_{отр}$ | М | Поверхность Мохо |
| | $P_1^м$ | $P_{1отр}^м$ | $М_1$ | |
| | $P_п^м$ | $P_{п.отр}^м$ | $М_п$ | |

Примечание: 1. Р — поверхность молодого фундамента. 2. К—М — переходная зона от коры к мантии.

Раздел, посвященный описанию структуры земной коры и верхней мантии отдельных тектонических регионов, составлен коллективом исследователей различных стран, на территории которых расположен тот или иной регион. При составлении настоящей работы по возможности учитывались результаты различных геофизических, геологических и других исследований. Поэтому можно считать, что авторы приступили к осуществлению очень сложной и важной задачи: комплексной интерпретации данных различных методов. Эти исследования только начаты—нет еще единой методики, подхода и др. По всей вероятности, такого типа работы находятся в стадии сопоставления результатов, полученных различными методами, которые могут дополнять друг друга, обогащая наши познания о структуре земной коры и верхней мантии.

В последнем разделе авторами сделана попытка определить некоторые общие закономерности в вопросах структуры коры, морфологии основных сейсмических горизонтов, генезиса тех или иных геологических провинций и др.

Настоящая работа издается на двух языках — русском и английском (в ПНР). Редколлегия стремилась сделать оба издания идентичными, но при переводе могут быть некоторые различия в тексте.

Поскольку объем настоящей работы достаточно большой, редколлегия решила издать ее в двух книгах: первая под названием «Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы» и вторая — «Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований».

Авторы понимают, что данная монография полностью не ответит на все вопросы о структуре земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы, однако проведенные коллективами ученых разных стран исследования дали много нового в познании интересующих нас проблем.

Большую работу по подготовке рукописи проделали О. М. Харитонов и А. В. Чекунов.

# ГЛАВА I ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

Описываемая область охватывает большую часть Европейского континента и почти все его основные структурные элементы. Центральное место в структуре рассматриваемой территории занимает древняя Восточно-Европейская платформа с дорифейским фундаментом. Она слагает всю восточную часть Европейского континента (рис. 2).

В северо-восточной (Тимано-Печорская область) и юго-западной (северная часть ПНР и ГДР) частях древняя платформа сменяется платформой с более молодым байкальским фундаментом.

На востоке, а также частично на юго-востоке и юго-западе (южная часть ПНР, ЧССР, ГДР) Восточно-Европейская платформа обрамляется поясом герцинских складчатых сооружений: Урало-Пайхойской складчатой системой, Донецко-Каспийской складчатой зоной, входящей в тело платформы в виде Донецкого бассейна, а также герцинид северной части платформы. На западе — это Среднеевропейская складчатая система со своим передовым прогибом.

К юго-востоку от Восточно-Европейской платформы и вдоль южного края Донецко-Каспийского кряжа располагается частично погребенная полоса киммерийских, в основном раннекиммерийских складчатых сооружений, охватывающая Северную Добруджу, Горный Крым, часть Скифской платформы, центральную часть Большого Кавказа, Мангышлак, Туаркыр.

В южной части описываемой территории располагается альпийская складчатая область, на востоке граничащая с киммеридами, а на западе — с Восточно-Европейской платформой и западно-европейскими герцинидами, отделяясь от обоих передовым прогибом.

В пределах альпийской складчатой области выделяется северная ветвь складчатых сооружений (Большой Кавказ, Карпаты), средняя (Малый Кавказ, восточная часть Балкан) и южная (Динариды). Между этими системами располагаются два пояса срединных массивов, частично замещенных впадинами с корой субокеанического типа. В северном поясе выделяются Паннонский, Мизийский и Закавказский массивы, Черноморская и Южнокаспийская впадины, в южной полосе Родопский, Сербско-Македонский и Пелагонийский массивы.

**Восточно-Европейская платформа.** Под Восточно-Европейской платформой (кратоном) понимается обширная площадь, в пределах которой земная кора сформировалась уже к началу позднего протерозоя, примерно на рубеже 1750 млн. лет. Современная платформа лишь реликт этой области докембрийской консолидации, не испытавший существенной переработки или наращивания коры на протяжении 1000 млн. лет. Со всех сторон она ограничена прямолинейными разломами, что придает ей форму неправильного многоугольника. На северо-востоке границей служит разлом северо-западного простирания, протягивающийся вдоль побережья Кольского п-ова и Тиманского кряжа. На востоке фактической границы древнего сиалического фундамента является Главный Уральский разлом, но полоса непосредственно к западу от него в позднем докембрии и палеозое была вовлечена в

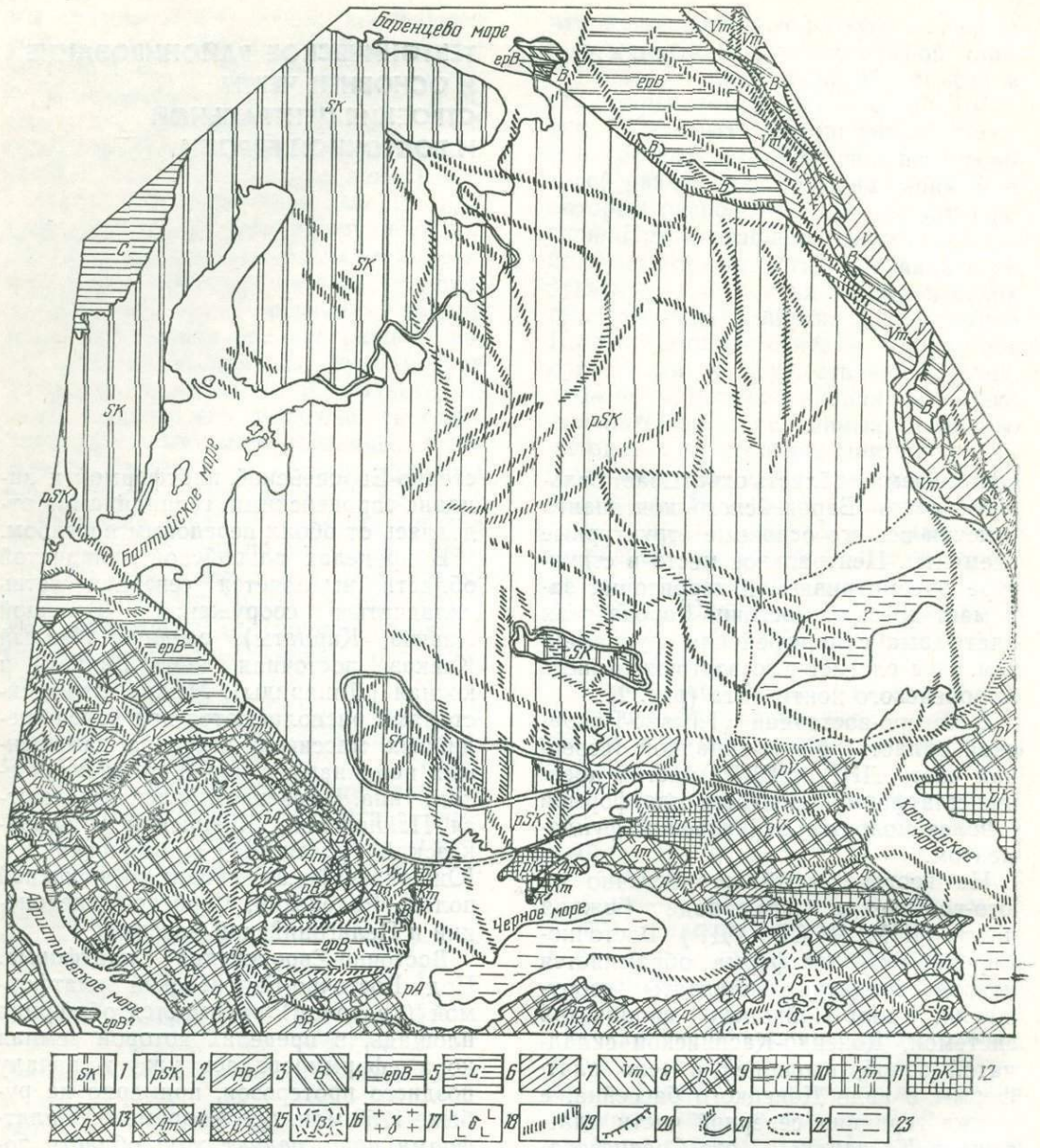



Рис. 2. Тектоническая карта (составлена на основании тектонической карты Европы 1977 г):

*1* — досвекофенно-карельские и свекофенно-карельские складчатые комплексы; *2* — послескладчатые комплексы на добайкальском основании; *3* — нерасчлененные докембрийские, преимущественно добайкальские комплексы; *4* — байкальские комплексы; *5* — послескладчатые комплексы на байкальском основании; *6* — каледонские складчатые комплексы; *7* — варисские складчатые комплексы; *8* — варисская моласса; *9* — послескладчатые комплексы на варисском основании; *10* — киммерийские складчатые комплексы; *11* — киммерийская моласса; *12* — послескладчатые комплексы на киммерийском основании; *13* — альпийские складчатые комплексы; *14* — альпийская молласса; *15* — послескладчатые комплексы на альпийском основании; *16* — субсеквентные вулканиты (позднетретичные — четвертичные); *17* — интрузии кислого состава; *18* — интрузии основного и ультраосновного состава; *19* — разрывы и зоны разрывов; *20* — шарьяжи и пологие надвиги; *21* — контур Восточно-Европейской платформы и главнейших выступов фундамента; *22* — границы областей развития соляной тектоники; *23* — кора океанического типа.

интенсивные погружения и затем в складчато-надвиговые деформации, превратившись во внешнюю, миогеосинклинальную зону Уральской герцинской складчатой системы и ее передовой прогиб, с западным ограничением которого и совмещается в настоящее время граница платформы. На юго-востоке между Мугоджарами и Каспийским морем в связи с вырождением как внешней зоны Урала, так и Предуральского прогиба граница

платформы проводится ближе к ее первоначальному ограничению и трассируется вдоль зоны разломов юго-восточного и южного склонов погребенной Актюбинско-Астраханской зоны поднятий — продолжения осевой зоны Урала (Н. В. Неволин). Далее к западу граница Восточно-Европейского кратона приобретает близкое к широтному направление и через северный Каспий, дельту Волги, Северное Предкавказье, Азовское море, район Перекопа и северо-западную часть Черного моря протягивается в Молдавию, достигая рек Прут и Серет. На этом протяжении прямолинейность первоначальной границы осложняется вдающейся в платформу структурой Донецкого бассейна и Донецко-Каспийского кряжа, новообразованной в девоне.

На территории Румынии граница кратона резко поворачивает на северо-запад параллельно фронту Карпат. Это простирание сохраняется до Балтийского моря; разлом, составляющий здесь юго-западное ограничение платформы, известен в литературе как «линия Тейссейра—Торнквиста» и проходит по территории СССР и Польши.

Вопрос о дальнейшем продолжении границы кратона к северо-западу остается дискуссионным. Линия Тейссейра — Торнквиста прослеживается в юго-западную Швецию, северную Ютландию и далее касательно к побережью южной Норвегии, но есть основания полагать, что докембрийский фундамент, аналогичный фундаменту юго-западной части Балтийского щита, подстилает большую часть Дании. Однако и на других участках периферии платформы можно предполагать, что распространение характерного для нее древнего фундамента не ограничивается граничными разломами.

Периметр платформы замыкается северо-западным ограничением, проходящим вдоль Скандинавского полуострова к северной оконечности континента. Точное положение его неизвестно, поскольку здесь Балтийский щит перекрыт многоярусными шарьяжами Скандинавских каледонид. Надвигание складчатого обрамления платформы наблюдается и на ряде других участков — в районе полуостровов Рыбачий и Средний, вдоль Тимана и Урала и в районе Астрахани.

Фундамент кратона имеет сложномозаичное строение и состоит из большого числа угловатых изометрических или вытянутых блоков архейских пород, метаморфизованных в гранулитовой или амфиболитовой фации, в большей или меньшей степени гранитизированных и переработанных в протерозое, разделенных линейными, нередко дугообразными полосами развития менее глубоко метаморфизованных (амфиболитовая — зеленосланцевая фации) и гранитизированных осадочно-вулканогенных протогеосинклинальных образований нижнего и в меньшей степени среднего протерозоя. На площади архейских блоков местами сохранился протоплатформенный чехол обломочных пород и основных вулканитов нижне-среднепротерозойского возраста, вмещающий пластовые интрузии габбро-диабазов.

Наиболее крупным выступом фундамента Восточно-Европейского кратона является Балтийский щит, а его древнейшим и наиболее устойчивым элементом — Кольский мегаблок, испытавший активизацию в каледонском и герцинском этапах с образованием крупных кольцевых плутонов ультраосновной — щелочной магмы (Хибины, Ловозеро и др.). Другой выступ фундамента — Сарматский щит, существовал первоначально на юге и востоке платформы, но с заложением в позднем протерозое (рифее) Пачелмского (Рязано-Саратовского) и Днепровско-Донецкого грабенов — авлакогенов разделился на несколько изолированных поднятий, из которых наиболее значительный Украинский щит. Днепровско-Донецким авлакогеном он отделен от Воронежского массива. На западном продолжении последнего находится меньших размеров почти изометричный и еще более погруженный Белорусский массив, отделенный девонским Припятским авлакогеном от западной части Украинского щита. Отсеченный Пачелмским авлакогеном северо-восточный выступ Сарматского щита во второй половине девона превратился в Волго-Уральскую антеклизу, ныне погребенную. Ее фундамент разбит девонскими грабенами на несколько отдельных поднятий-сводов (Токмовский, Татарский, Котельнический, Башкирский и др.), в вершинах которых поверхность фунда-

мента лежит на глубине около 1 км.

Через восточную часть Балтийского щита, от Кольского мегаблока на севере, восточную Прибалтику, Белорусский массив и западную часть Украинского щита проходит меридиональная полоса поднятий, которая разделяет область опусканий Русской плиты, тяготевшую к рифейско-палеозойским геосинклиналям Центральной и Западной Европы от более обширной области погружений, связанной с Тиманской и Уральской геосинклиналями. Наиболее крупным элементом западной области является *Балтийская синеклиза, основной период развития* которой приходится на ранний и средний палеозой.

Балтийский щит, с одной стороны, Белорусско-Воронежская и Волго-Уральская антеклиза, с другой, разделены одной из наиболее крупных отрицательных структур Русской плиты — *Московской синеклизой.* В основании последней находится система рифейских авлакогенов, из которых основным является Среднерусский, по положению примерно совпадающий с осью синеклизы, имеющей ЗЮЗ-ВСВ простирание.

Северо-западная ветвь Московской синеклизы, простирающаяся между *восточным склоном Балтийского щита* и байкалидами Тимана, нередко выделяется под названием *Мезенской синеклизы.*

На юго-востоке Русской плиты находится *Прикаспийская синеклиза,* уступающая по площади, но значительно превышающая ее по глубине — 22—23 км.

Одним из наиболее примечательных элементов структуры Восточно-Европейского кратона является *Припятско-Днепровско-Донецкая система авлакогенов,* отделяющая Украинский щит от остальной платформы.

*Основной период развития этой системы* приходится на средний и поздний девон — турне; *новейшие данные* сейсмических исследований показали, что в основании девонского Днепровско-Донецкого авлакогена, включая Донбасс, находится более узкий и древний, вероятно рифейский, авлакоген.

Припятская впадина отделена поперечным поднятием фундамента, лежащим в меридиональной Балтийско-Полесской зоне воздыманий, от более мелкой и незамкнутой *Брестской впадины,* заложенной в венде. Последняя открывается к западу, вливаясь в вытянутую вдоль края кратона, вдоль линии Тейссейра—Торнквиста *Вислянско-Днестровскую зону перикратонных опусканий.*

Структура осадочного чехла Русской плиты осложнена, особенно в ее восточной половине, многочисленными валами, представляющими цепочки локальных поднятий высотой в десятки метров, общей длиной в сотни и шириной в десятки километров. Эти валы связаны, как правило, с рифейско-девонскими авлакогенами и приурочены к их осевым и бортовым зонам.

На северо-востоке европейской части СССР между древним кратоном и складчатой системой Урала — Пай-Хоя вклинивается эпибайкальская *Тимано-Печорская платформа.* Фундаментом ее является байкальский складчатый комплекс, интенсивно складчатый, метаморфизованный в зеленосланцевой фации и прорванный небольшими интрузиями гранитоидов.

Можно предполагать, что байкальское складчатое основание подстилает также большую часть восточной половины Среднеевропейской мегасинеклизы, отделяющей древнюю платформу от герцинской складчатой системы Центральной Европы, а на востоке — от Карпат. Это байкальское основание непосредственно вскрыто скважинами к югу от Свентокшиских гор и во внешнем крыле Предкарпатского прогиба; оно представлено зеленосланцевой толщей, вероятнее всего, верхнерифейского возраста. Эта толща обнажается на поверхности к юго-востоку от Карпат, в Добрудже.

**Герцинская (варисская) складчатая система.** Южный край Среднеевропейской мегасинеклизы наложен и частично вдается в пределы герцинской (варисской) складчатой системы. Фронт последней образует крутую дугу, выпуклую к востоку, подобную более молодой Карпатской; наиболее северная ее часть проходит севернее Берлина, а на востоке — касательно к р. Одре. В составе Среднеевропейской герцинской складчатой системы традиционно выделяется ряд продольных зон, наиболее четко выраженных к западу от р. Эльбы. Наиболее северная из них — *Субварисский передовой про-*

*гиб,* вырождается еще где-то на левобережье Эльбы; его восточное продолжение пока достоверно не выявлено. Северная зона, собственно герцинид — *реногерцинская,* характеризуется мощным сланцевым девоном с подчиненными диабазами и сланцево-граувакковым динантом — так называемым кульмом, также с диабазами и олистостромами (Гарц). В юго-восточной части дуги гомологом реногерцинской зоны является *Мораво-Силезская зона.* Для обеих характерны напряженная мелкая складчатость, вплоть до изоклинальной, и кливаж. Установлены надвиги и даже покровы, но масштаб их пока не ясен. Вергентность в реногерцинской зоне в общем направлена к северу, в целом она надвинута на передовой прогиб.

В тылу реногерцинской зоны протягивается более узкое *Средне-Германское поднятие,* прослеженное в настоящее время до р. Одер (Одры). В его ядре выступает метаморфический верхний докембрий и нижний палеозой. Вероятно, на востоке поднятие поворачивает параллельно Одеру и протягивается под Предсудетской моноклиналью — юго-западным крылом восточного окончания Среднеевропейской мегасинеклизы.

К югу от Средне-Германского поднятия простирается *Саксо-Тюрингская зона.* Основание ее разреза составляет метаморфизованный и частично гранитизированный верхний докембрий, а герцинский геосинклинальный комплекс включает, помимо девона и кульма, менее мощных, чем в реногерцинской зоне, сланцевый ордовик и силур (в основании ордовика находятся мощные песчаники). К востоку от разлома «линии Эльбы» гомологом Саксо-Тюрингской зоны являются Лаузиц и Западные Судеты. Особенность этого региона—несогласие в основании верхнего девона (позднекаледонское) и обломочный характер верхнедевонских — нижнекаменноугольных отложений.

Наиболее южная зона Среднеевропейской герцинской системы — Молданубская зона, представленная в пределах рассматриваемой территории Богемским массивом. Ядром его является выступ докембрийского метаморфического фундамента, состоящий из двух комплексов — более глубоко метаморфизованного (амфиболитовая — гранулитовая фации) «молданубикума» и слабее метаморфизованного «альгонка».

На докембрийское ядро Богемского массива наложен *Пражский* или *Баррандов синклинорий,* выполненный отложениями венда — среднего девона миогеосинклинального типа, подвергшимися деформациям умеренной интенсивности.

**Область киммерийских складчатых сооружений.** К югу от Варисских сооружений, примыкающих на юго-востоке к Восточно-Европейской платформе, а далее к югу от склона Украинского щита, располагается сложно построенная область киммерид, на юге граничащая повсеместно (за исключением крайнего запада Добруджи) с Альпийской складчатой областью.

Большая северная часть этой области с равнинным рельефом и впадиной Азовского моря выделена под названием Скифской плиты (Муратов, 1955). В строении киммерийской области выделяются четыре структурно-формационных комплекса: байкальский, варисский, составляющие фундамент области, киммерийский (триас-юрский) и мел-кайнозойский, образующие платформенный чехол. Байкальский комплекс на Скифской платформе на поверхность не выходит, о его характере можно судить по отдельным скважинам, достигшим кембрий-рифея в районе Зуйского поднятия (к северу от Симферополя), Новоцарицынского вала, в западном Предкавказьи, в Южно-Лушковской, Чайкинской, Равнинской и других площадях. Они представлены зелеными кварцево-серицито-хлоритовыми, эпидот-хлоритовыми, кварцево-карбонатными, тальково-хлоритовыми и другими сланцами.

**Варисский структурно-формационный комплекс,** по-видимому, повсеместно отделен угловым несогласием от байкальского комплекса и характеризуется меньшей степенью метаморфизма. Отложения его обнажаются на поверхности на северном склоне Большого Кавказа в Сванетской геосинклинали и в Северной Добрудже и вскрываются скважинами в Преддобруджинском прогибе, в приподнятых блоках Степного Крыма и западного Предкавказья.

В герцинском комплексе Степного Крыма и Предкавказья выделяются

два подкомплекса: нижний (девон—ранний карбон) геосинклинальный, сложенный углисто-слюдистыми и карбонатно-кварцевыми сланцами аспидной формации и местами вулканогенно-терригенными отложениями. В верхнем орогенном ($C_2$—P) подкомплексе выделяются молассовые формации: нижняя сероцветная и верхняя красноцветная. Отложения орогенного комплекса слагали межгорные прогибы и узкие грабены, вытянутые в субширотном направлении. Пермская грубообломочная пестроцветная моласса вскрывается на поверхности в пределах северного склона Западного Кавказа, в верховьях Кубани и ее левых притоков. Таким образом, в описываемой области и в Северной Добрудже герцинская геосинклиналь прошла полный цикл развития и завершилась орогенным этапом. Иначе развивался Сванетский прогиб на южном склоне Большого Кавказа. Здесь единый герцинский геосинклинальный комплекс представлен мощной толщей (около 3000 м) слюдисто-кварцевых сланцев филлитов с пачками и линзами мраморов (Славин и др., 1962), соответствующий по возрасту девон-перми.

В Горном Крыму геосинклинальный комплекс построен сложно. В глубоких прогибах формировались терригенные отложения аспидной и флишевой формаций мощностью до 4000—5000 м.

В северной части киммерийской области отложения геосинклинального комплекса повсеместно перекрыты платформенным чехлом (K—$K_z$). Они вскрываются рядом скважин, позволяющих судить о строении всего киммерийского комплекса.

Киммерийский геосинклинальный комплекс сложен в основном отложениями триаса. В Западном Предкавказьи они представлены терригенной толщей чередующихся аргиллитов, песчаников, мелкогалечных конгломератов, соответствующих флишоидной и аспидной формациям. В ладдивских и верхнетриасовых отложениях среди аргиллитовых пачек встречаются пласты известняков и вулканогенных пород. Суммарная мощность триасовых отложений превышает 450 м. Этот прогиб, именуемый Азовским, прослеживается вдоль края Украинского массива от Ставропольского выступа до Тарханкутского полуострова и далее уходит под воды Черного моря. К югу от Азовского прогиба располагался еще один крупный киммерийский прогиб. К сожалению, он очень слабо изучен, поскольку перекрыт отложениями более молодых прогибов: Восточно-Кубанского и Индоло-Кубанского. Мощность триасово-юрских отложений в Восточно-Кубанском прогибе по геофизическим данным превышает 4000 м. В западной части его у Симферополя вскрывается толща грубообломочной молассы (битакские конгломераты) мощностью до 3000—4000 м. На крайнем западе среднеюрские отложения выполняют Преддобруджинский прогиб.

Вся область скифской плиты, как уже говорилось, перекрыта чехлом мел-кайнозойских отложений, составляющих платформенный структурно-формационный комплекс, мощность которого измеряется сотнями метров, а вдоль северного края области достигает 3000—4000 м.

**Альпийская складчатая область.** Эта область включает в себя складчатые системы Кавказа, Карпат, Балкан и Динарид с их передовыми прогибами, стабильные блоки, срединные массивы: Сербско-Македонский, Родопский в южной части области и Паннонский, Мизийский, Черноморский, Закавказский и Южно-Каспийский в северной. Массивы северной полосы на альпийской стадии развития опускались и на их месте образовались межгорные (Паннонская, Куринская) и морские (Черноморская, Южно-Каспийская) впадины.

**Складчатая система Кавказа.** Флишевый прогиб Южного склона Большого Кавказа прослеживается почти вдоль всего Кавказа от Апшеронского до Таманского полуостровов. В центральном секторе Кавказа флишевый прогиб в связи с поднятиями сильно сужается и скрывается под надвигами главного хребта. На крайнем востоке, а также в верховьях р. Алазань флишевый прогиб полностью перекрыт олигоценом и неогеновой молассой. Прогиб выполнен очень мощной (до 10 000 м) толщей мел-эоценового, главным образом карбонатного, реже терригенно-карбонатного флиша.

Зона альпийского флишевого прогиба на западе продолжается в область шельфа Черного моря.

**Закавказский срединный массив.** К югу от зоны флишевого прогиба располагается область Закавказского срединного массива. Его поверхность, как и на многих срединных массивах, на значительной части перекрыта мощным чехлом неоген-четвертичных отложений. Эти части именуются Куринским (на востоке) и Рионским межгорными прогибами. Фундамент массива байкальский. Он выходит на поверхность в пределах Дзирульского кристаллического массива и сложен высокометаморфизованными породами докембрия и филлитами с пачками мраморов нижнего кембрия.

На востоке Куринская впадина переходит в Южно-Каспийскую, а на западе сливается со структурой Черноморской впадины.

**Черноморская глубоководная впадина** располагается в глубоководной части дна Черного моря между альпийскими складчатыми сооружениями Крымско-Западно-Кавказского и Понтского шельфов.

Впадина выполнена мощной осадочной толщей (до 10—15 км), по-видимому, неоген-четвертичного возраста. Осадочный слой не дислоцирован и не метаморфизован, располагается на сильно редуцированном чехле, а в большинстве мест и прямо на фундаменте древнего срединного массива. Гранитный слой, как правило, отсутствует, и в основании коры располагается базальтовый слой мощностью 10—15 км. Таким образом, земная кора в пределах глубоководной впадины маломощна и субокеанического типа. Черноморская впадина по краям ограничена глубинными разломами, по которым складчатые сооружения надвинуты на массив.

**Складчато-глыбовое сооружение Малого Кавказа** гетерогенно. В нем чередуются зоны позднемеловых-палеогеновых геосинклинальных прогибов: Аджаро-Триалетский, Талышский, Севано-Акеринский (в центре), Ереван-Ордубадский (на юге), с зонами геоантиклинных поднятий, сложенных мезозойскими, карбонатными и вулканогенными формациями: Сомхето-Карабахская, Мисхано-Зангезурская и Приараксинская зоны. Все зоны Малого Кавказа, имея общее северо-западное простирание, дугообразно изогнуты с выпуклостью на северо-восток.

Аджаро-Триалетский прогиб наложен на орогенный чехол Закавказского срединного массива. На западе этот прогиб уходит в море и следует далее в юго-западном направлении вдоль Понтийского шельфа. На востоке он скрывается под молласовым чехлом Куринской впадины и, возможно, на крайнем востоке проявляется в мел-палеогеновом прогибе Талышских гор. С юго-запада к Аджаро-Триалетско-Талышской полосе полого примыкает складчатый Сомхето-Карабахский антиклинорий. Вероятно, эта зона представляет собой южную окраину Закавказского срединного массива, в фундаменте которого обнажаются кристаллические сланцы докембрия.

Севано-Акеринская зона резко отличается от описанных выше. Здесь юрско-мел-палеогеновый прогиб не лежит на фундаменте или чехле срединного массива. Отложения его начинаются с мощных толщ доггера и мальма. В составе последних, по-видимому, присутствовали вулканиты основного состава, силициты, пестрые сланцы, известняки. Все эти породы встречаются в перемещенном состоянии, в виде меланжа и олистолитов вблизи крупнейших зон глубинных разломов, совместно с верхнемеловыми породами. Офиолитовый комплекс и надвиги (шарьяжи) сформировались здесь до середины сенона. Севано-Акеринская зона в целом представляет собой синклинорий с сильно сжатыми складками в юрско-меловых отложениях вблизи и в пределах зон тектонических нарушений.

Южнее располагается Мисхано-Зангезурская геоантиклинальная зона. Кристаллический фундамент в ней выходит на поверхность в ряде мест, а чехол сложен юрскими и меловыми отложениями, сходными с таковыми в Сомхето-Карабахской зоне. Южнее располагается Ордубадо-Ереванский прогиб, ограниченный от смежных поднятий крупными глубинными разломами, с одним из которых вновь связан в верховьях р. Веди офиолитовый комплекс.

**Складчато-покровная система Карпат.** Эта система прослеживается в виде огромной выпуклой на северо-восток дуги длиной свыше 1500 км и шириной 100—200 км. Внешнюю сторону дуги составляет передовой Предкарпатский прогиб, выполненный от-

ложениями неогена, а внутреннюю — полоса неогеновых закарпатских прогибов.

Система Карпатской дуги по особенностям структуры и истории тектонического развития подразделяется на три сегмента: Западные, Восточные, и Южные Карпаты.

*Сегмент Западных Карпат* протягивается от р. Дуная — от западной границы ЧССР до западной границы СССР. В поперечном сечении (с севера на юг) он очень четко подразделяется на три структурные зоны: Передовой прогиб, Внешние и Внутренние Карпаты.

Передовой прогиб на всем протяжении Западных Карпат отделяет их от палеозойских складчатых сооружений. Внешний контур прогиба параллелен надвиговому фронту Карпат, но резко несогласно сечет различные структуры эпигерцинской платформы. В фундаменте прогиба вдоль его внешнего края лежат породы докембрия и палеозоя, а на внутреннем крыле — мезозоя. Чехол прогиба представлен нижнемолассовой формацией нижнего и среднего миоцена мощностью до 2—3 км. В прогибе выделяются внешнее и внутреннее крылья. Внешнее крыло представляет собой ступенчато погружающийся край молодой платформы, внутреннее — полностью вовлечено в сложную тангенциальную структуру Карпат, интенсивно смято, нарушено надвигами и в целом значительно надвинуто на внешнюю зону прогиба. На юге оно уходит под пологий надвиг флишевого пояса Карпат и местами в значительной степени или даже полностью им перекрыто. Скважины, пробуренные в 30—35 км от трассируемого на поверхности фронтального надвига Флишевых Карпат, вскрывают под флишем сначала интенсивно дислоцированную молассу внутреннего крыла прогиба, а затем полого, нередко почти горизонтально залегающую молассу внешнего крыла и в ряде пунктов входят в субгоризонтальный и маломощный среднепалеозойский осадочный чехол и в кристаллический фундамент Вислянского массива.

Внешние Карпаты отделены от прогиба глубинным разломом и повсеместно надвинуты на прогиб. В фундаменте Внешних Карпат располагается герцинский структурно-формационный комплекс, но на поверхности он не обнажается. Геосинклинальный структурно-формационный комплекс представлен терригенными флишевыми, флишоидными, реже аргиллитокремнистыми, песчаными фациями мелового и палеогенового возраста. Все отложения формировались в сложно построенном геосинклинальном прогибе, разделенном двумя кордильерами (Башской и Силезской) на три частных прогиба, с севера на юг (Субсилезский, Силезский и Магурский).

В современной структуре отложения каждого прогиба представляют собой самостоятельный покров. Надвигание происходило в северном направлении. Простирание покровов несколько отличается от общего более широтного простирания Внешних Западных Карпат, в силу чего Скольская зона присутствует только в Польше, а в Чехословакии к фронту Карпат подходит непосредственно Силезская зона. Последняя в восточном направлении заметно погружается по сравнению со смежными — Скольской и Магурской. В ней на поверхности широко распространен олигоцен (менилитовая и кросненская серии). Поэтому в Польше и в северо-западных районах УССР Силезская зона часто именуется зоной Кросно или Кросненской депрессией.

Узкая Пьенинская зона, отделяющая Внешние Флишевые Карпаты от Внутренних, обладает своеобразным составом отложений и структурой, сохраняя их на протяжении 550 км от Дуная до р. Тересвы в Закарпатской области УССР. В этой зоне соседствуют глубоководные и мелководные отложения юры и мела, образуя мелкие тектонические чешуи и глыбы. Многие исследователи объясняют эти особенности Пьенинской зоны ее приуроченностью к линии глубинного разлома. Такое представление подтверждается связью с этой зоной проявлений молодого вулканизма и данными ГСЗ, устанавливающими крупное смещение поверхности Мохоровичича от 12 км в Западных Карпатах до 25 км в Восточных. Однако бурение в районе Свалявы (Восточные Карпаты) показало, что отложения Пьенинской зоны полого надвинуты к северу на флиш, т. е., видимо, образуют такой же тектонический покров, как карбонатные

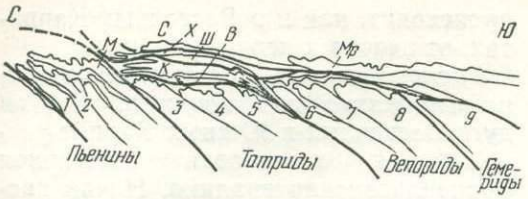



Рис. 3. Схема допалеогеновых тектонических единиц Западных Карпат (по Д. Н. Андрусову):

*тектонические единицы: 1* — Чорштинская; *2* — Пьенинская; *3* — Высокотатринские тектонические зоны; *4* — Любохнянская; *5* — Дьюмберская; *6* — *Любьетовская*; *7* — *Краклова*; *8* — *Крафова Голя*; *9* — Кочутская покровы; М — Манинский; С — Стражовский; Х — Хочский; Ш — Штурецкий; К — Крижнянский; Мр — Муранский; В — Высоко-Фатранский.

серии мезозоя Внутренних Карпат. Вероятно, современная структура Пьенинской зоны определяется крупными послепалеогеновыми разломами, как бы вырезавшими ее в виде узкого горста из более ранних шарьяжей.

Внутренние Карпаты резко отличаются от Внешних по характеру структурно-формационных комплексов, по структуре и возрасту основных деформаций.

Отложения основного для данной области мезозойского структурно-формационного комплекса формировались в двух бассейнах: Гемеридном — внутреннем, располагающемся на территории Южной Словакии и Северной Венгрии (Буковые горы), и Татридном — внешнем.

В результате интенсивнейшего сжатия в области Внутренних Карпат в меловое время образовалась складчато-покровная структура с северной вергенцией. Глубинные продольные разломы обособили четыре субпараллельных дугообразных изогнутых блока: Буковых гор, Гемерский, Вепорский и Татранский. В строении блоков наряду с мезозойскими породами участвуют как породы добайкальского и байкальского комплексов, так и герцинского комплекса. Из пограничных между блоками участков при дальнейшем сжатии «выдавливались» покровные пластины, которые перемещались к северу на расстояние в десятки километров. Покровы в области Татрид располагаются субгоризонтально друг на друге; внизу находятся фатранские: высокий и крижнянский, вышедшие из зоны, расположенной между вепоридами и татридами (рис. 3); выше — гроницкие покровы: штурецкий и хочский, сложенные фациями северного края Гемерского прогиба, и, наконец, вверху — стражевский и муранский покровы (рис. 4). Время образования покровов относится, по новейшим данным [1], к туронскому веку.

*Восточные Карпаты.* Западные Карпаты переходят в Восточные на территории Советских Карпат. Этот переход сопровождается крупными молодыми поперечными разломами, по которым отложения Внутренних Карпат Словакии уходят под мощный неоген Закарпатского прогиба. Во Внешних Карпатах граница условна.

Восточные Карпаты, подобно Западным, состоят из двух принципиально отличных друг от друга структурных единиц: Внешних Карпат и Внутренних. Флишевые зоны Внешних Карпат — непосредственное, хотя и несколько измененное, продолжение флишевых зон Западных Карпат. Так, скольская зона, проявившаяся в восточной части Западных Карпат (у Тарнова и Ржешова) прослеживается через всю советскую часть Восточных Карпат под именем Скибовой зоны, а далее в румынской части ее аналогом является краевая Маргинальная зона. Место Силезской и Субсилезской зон в Советских Карпатах занимает Черногорская зона, а в Румынских — зона Аудиа. Меловой субстрат Магурской зоны в Восточных Карпатах резко воздымается, при этом палеоген исчезает с поверхности, а мел слагает Раховскую зону в Советских и зоны «курбикортикального флиша» и Чехлеу в Румынских Карпатах. В целом можно констатировать более приподнятое положение фундамента флишевой зоны в Восточных Карпатах по сравнению с Западными и особенно с областью их сочленения. Все перечисленные зоны в Восточных Карпатах, как и в Западных, надвинуты друг на друга от внутренних частей Карпат к периферии, а

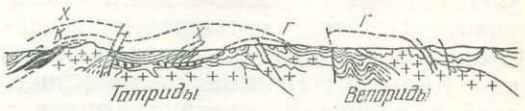



Рис. 4. Схематический геологический профиль Внутренних Западных Карпат (по данным А. Белого и О. Фусана, 1967):

*покровы:* Х — Хочский; К — Крижнянский; Г — Гемерский.

Внешние Карпаты в целом надвинуты на краевой прогиб по достаточно пологой поверхности с амплитудой до 10 км.

*Внутренние Карпаты* представлены зоной, именуемой в Советском Союзе Мармарошской, а в Румынии — кристаллическо-мезозойской. В ее строении, подобно Западным Карпатам, участвуют метаморфический комплекс рифея — палеозоя и карбонатный триасово-юрский комплекс, в общем менее мощный, чем на западе. Оба эти комплекса интенсивно деформированы.

Передовой прогиб, сопровождающий Восточные Карпаты, более глубокий (до 10—15 км), чем прогиб перед Западными Карпатами, и обладает более длительным периодом развития, охватывающим не только миоцен, но и весь плиоцен. Наиболее глубокая часть прогиба расположена перед поворотом Карпатской дуги на юго-запад: благодаря присутствию в низах миоцена соленосной толщи и сильному сжатию со стороны Карпат здесь распространены линейные диапировые складки с внедрением соли вдоль осевых разрывов.

Именно в этом районе по внешнему краю прогиба прослеживается крупный глубинный мантийный разлом, наклонно падающий на запад в сторону Карпат. С этим разломом связаны очаги глубокофокусных (100—150 км) землетрясений.

*Южные Карпаты.* В пределах Южных Карпат простирание пород резко меняется. Структурные зоны здесь образуют дугу, обращенную выпуклостью на северо-запад, в связи с чем вначале все структурно-тектонические зоны простираются с востока на запад, а затем поворачивают на юг, образуя меридиональный отрезок. Южные Карпаты резко отличаются от Западных и Восточных значительной редукцией внешних зон и передового прогиба, практически выклинивающегося. От флишевой зоны здесь остается лишь узкая полоса так называемого Северинского флиша, соответствующая наиболее внутренней зоне флиша Восточных Карпат. Напротив, метаморфический комплекс Внутренних Карпат в Южных Карпатах высоко приподнят и образует две основные структурные единицы: Дунайский параавтохтон, надвинутый на Северинскую флишевую зону, и Гетский покров. Надвигание происходит, как и в Восточных Карпатах, от центра к периферии дуги.

*Трансильванская межгорная впадина и поднятие гор Апусени.* Внутри дуги Восточных и Южных Карпат располагается неогеновая межгорная Трансильванская впадина. Начав прогибаться в гельвете, она выполнена отложениями тортона и сармата, достигающими здесь 5000 м в орогенных молассовых фациях. Для впадины характерна соленосная толща низов миоцена, с которой связаны диапировые структуры и соляные купола в центральных частях впадины. По восточному и западному краям впадины развиты мелкие складки, иногда с сорванными крыльями, надвинутыми внутрь впадины.

Чехол Трансильванской впадины резко несогласно залегает на гетерогенном фундаменте Внутренних Карпат на севере и востоке и на фундаменте срединного массива в центре и на юге впадины.

На западе Трансильванская впадина отделяется неотектоническим поднятием гор Апусени от более обширной Паннонской впадины (см. ниже). Горы Апусени обладают сложной покровной структурой, в которой участвуют древние метаморфиты, верхнепалеозойские молассы и мезозойские карбонатные толщи. Движение покровов направлено на восток и юг.

Положение гор Апусени в общей структуре рассматриваемой части альпийского пояса неясно. На северо-западе предполагаются связи с Гемерской зоной Внутренних Западных Карпат, на юге — с покровами Южных Карпат, но от структуры Южных Карпат структура гор Апусени отделена узким широтным прогибом долины р. Муреш, заполненным позднемезозойскими офиолитами и флишем.

*Паннонская межгорная впадина.* Во внутренней части Карпатской дуги, между ней, Восточными Альпами и Динаридами располагается обширная неогеновая впадина, выполненная мощными (до 5 км) молассовыми и вулканическими формациями в основном позднемиоценового и плиоценового возраста. Поднятие Задунайского Среднегорья северо-восточного простирания разделяет Паннонскую впадину на две неравных по площади молассовых депрессии: Малую Венгерскую

впадину на северо-западе и Большую Венгерскую впадину (Альфельд) на юго-востоке. В южной части Большой Венгерской впадины имеются два небольших выступа донеогеновых, в основном мезозойских, пород — Мечек и Виллань. Большая часть этой впадины наложена на крупную глыбу древних, в основном, очевидно, позднедокембрийских метаморфических пород с интрузиями герцинских гранитоидов вдоль северо-западной периферии. Эта глыба Тиссия, вероятно, представляет ядро Паннонского срединного массива, консолидированное байкальским тектоногенезом. В районе Задунайского Среднегорья, отделенного от Тиссии разломом линии Балатона, и в юго-восточной части Малой Венгерской впадины фундамент массива образован более молодыми, нижне- и среднепалеозойскими отложениями, испытавшими герцинские складчатость и метаморфизм. Северо-западная часть Малой Венгерской впадины, отделенная от юго-восточной разломом линии Рааба, наложена на продолжение внутренних зон Восточных Альп и Западных Карпат.

Мезозойско-палеогеновый чехол в пределах Большой Венгерской впадины и Задунайского Среднегорья характеризуется преимущественно карбонатным составом осадков.

*Балканская складчатая система* располагается на северо-востоке Балканского полуострова и занимает пространство между Мизийским и Родопским срединными массивами. В Балканской системе виделяются зоны Стара-Планины, или Балканского мегаантиклинория, с его северным крылом (Предбалканская, Среднегорская, Странджинская и Крещидская зоны).

Граница между Карпатами и Балканидами примерно совпадает с косопоперечным разрывом вдоль долины р. Тимок, правого притока Дуная. Этот разрыв находится на северо-восточном продолжении разлома Шкодер-Печ, составляющего границу между Югославскими Динаридами и Динаридами Албании и Македонии.

Стержневой зоной Балканид, по крайней мере в неотектонической структуре, является зона Стара-Планины, рассматриваемая как продолжение Дунайского автохтона Южных Карпат.

В противоположность Западной Стара-Планине восточная ее часть испытала на альпийском этапе регенерацию геосинклинального режима, которая выразилась в накоплении мощной терригенно-флишевой формации верхнего мела — палеогена; в узкой приразломной зоне на севере известны отложения триаса геосинклинального типа, напоминающие таврическую серию Крыма.

На севере Стара-Планина сопровождается отделенным от нее глубинным разломом — *Предбалканской пологоскладчатой зоной.* Предбалканская зона представляет собой южную окраинную часть Мизийской плиты с герцинским складчатым основанием, вовлеченную в конце юры в умеренное погружение с накоплением флишоидных толщ в титон — валанжине и терригенно-карбонатных осадков в течение остального мела и в раннем палеогене. Складчатость зоны, как и Стара-Планины, относится к концу эоцена.

На юге параллельно Стара-Планине простирается существенно отличная от нее *зона Среднегорья.* Она характеризуется, с одной стороны, более коротким периодом альпийского геосинклинального развития, а с другой — активным проявлением на этом этапе магматической деятельности, практически отсутствующей в Стара Планине.

Среднегорский прогиб, выраженный в современной структуре синклинорием (Софийско-Бургасским), сопряженным через Забалканский глубинный разлом с антиклинорием Стара-Планины, заложен в начале сенона на древнем докембрийском фундаменте, составлявшим, очевидно, единое целое с фундаментом смежного на юге Родопского массива и вместе с ним испытавшего герцинскую гранитизацию. Этот фундамент по составу и возрасту сходен с кристаллическим комплексом Гетской зоны Южных Карпат и межзональной частью метаморфического основания Внутренних, Восточных и Западных Карпат.

На северо-западе зона Среднегорья постепенно приобретает субмеридиональное направление и, суживаясь, продолжается со всеми характерными особенностями магматизма через Восточную Сербию в западный Банат,

где к ней приурочены интрузии батолитов.

К западу от северо-западной части Среднегорья болгарские геологи (Е. Бончев) выделяют *зону Крайштид,* очень сложно построенную благодаря многочисленным надвигам и более поздним сбросам, с разрезом от ордовика до мела, титонским флишем и подобно другим зонам Балканид позднеэоценовым возрастом основных деформаций.

*Родопский срединный массив.* На юге Среднегорская зона сочленяется через Маришский глубинный разлом с Родопским срединным массивом, характеризующимся высокоприподнятым положением докембрийского кристаллического фундамента с его глубокой эродированностью. Фундамент массива сложен мигматитами, различными гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами архея — нижнего и среднего протерозоя. В чехле массива выделяются зеленые сланцы, мраморы, филлиты, спиллиты, туфы мощностью до 1000 м позднерифейского — раннепалеозойского возраста.

*Сербско-Македонский и Пелагонийский массивы.* Зона Вардара, Крайштиды и сменяющий их на юге грабен долины Струмы служат восточным ограничением протяженного, но относительно узкого горстового поднятия метаморфического основания, известного под названием Сербско-Македонского. В строении этого массива в отличие от Родопского основную роль играют образования самого позднего докембрия и низов кембрия, испытавшие позднебайкальскую (сардскую, салаирскую) складчатость и метаморфизм. В Восточной Сербии массив играет роль стержневой зоны двустороннего орогена, поскольку к востоку от него здесь располагаются Южные Карпаты с их восточной вергентностью, а к западу — Динариды с западной вергентностью. Это придает Сербско-Македонскому массиву черты скорее горст-антиклинория, чем срединного массива.

Непосредственно к западу от Сербско-Македонского массива и параллельно ему простирается *Вардарская зона* разломов и прогибов. На Балканах она сложнейшая по своему строению и развитию.

В Сербии Вардарская зона граничит с запада с внутренними зонами Динарид и иногда рассматривается в составе последних. В Македонии Вардарская зона по разлому сменяется *Пелагонийским массивом,* по составу и возрасту слагающих его метаморфических пород очень сходным с Родопским, но, по-видимому, заметно отличающимся от Сербско-Македонского массива. Пелагонийский массив «вписан» в структуру Внутренних Динарид и полого надвинут на смежную с запада Субпелагонийскую зону последних. В Греции, в районе горы Олимп, наблюдается тектоническое окно субпелагонийских образований среди пелагонийских. Возможно, что Пелагонийский массив полностью представляет собой шарьяж — пластину фундамента Родопского массива на Внутренние Динариды.

*Динарская покровно-складчатая система.* Западную часть Балканского полуострова слагает система Динарид с ее южным продолжением — Эллинидами. На севере вдоль разлома долины Дравы Динариды под острым углом примыкают к Альпам. На юге поперечным разломом Шкодер-Печ они разделяются на северные, собственно Югославские, и южные, Албано-Македонские Динариды. В строении Югославских Динарид различают две существенно отличные зоны: Внутренние и Внешние Динариды. В ядрах антиклинориев Внутренних Динарид широко обнажаются палеозойские образования, причем палеозой здесь почти не затронут герцинской складчатостью, практически не метаморфизован и отделен лишь небольшим перерывом от триаса.

Для Внешних Динарид наиболее характерно непрерывное, с триаса по эоцен, накопление карбонатных формаций, с тыла постепенно вытесняемых, начиная с верхнего сенона, флишем, источник обломочного материала которого находился во Внутренних Динаридах. Последние в целом полого надвинуты на Внешние Динариды, в строении которых различается ряд частных зон-покровов, последовательно смещенных в направлении Адриатического моря.

К югу от зоны поперечных разломов Шкодер-Печ в строении Динарид происходят заметные изменения. С появлением Пелагонийского массива все остальные зоны как бы сдвигаются на

70—75 км к юго-западу. Амплитуда горизонтальных смещений шарьяжей здесь достигает своего максимума. Пелагонийский массив надвинут в юго-западном направлении на сложенную верхним палеозоем и нижним мезозоем в сланцево-карбонатных фациях *зону Кораба, а последняя—на офиолитовую зону Мирдита* (ее продолжение в Греции именуется Субпелагонийской зоной). Но особенно эффектно выражен шарьяж зоны Мирдита на следующую к юго-западу флишевую зону *Карста-Пинда*. Этот надвиг отвечает надвигу Внутренних Динарид на Внешние (Дурмиторский надвиг) в северном сегменте системы. Зона Карста-Пинда надвинута на *Адриатико-Ионическую зону* с карбонатным разломом триаса — среднего эоцена и появлением флиша лишь в позднем эоцене — олигоцене. В Северо-Западной Албании эта зона погружается под молассы, составляющие южную центриклиналь Адриатического межгорного прогиба.

Адриатический прогиб, северо-западным продолжением которого является *Паданский прогиб Северной Италии*, очевидно, наложен на древний массив (байкальский или добайкальский), выступы фундамента которого обнажаются местами в Южных Альпах, фактически представляющих собой сильно нарушенную, вовлеченную в ступенчатое поднятие окраину этого массива. Кроме того, существование последнего подтверждается присутствием глыб кристаллических пород в плиоцене Адриатического побережья Италии. К *области юго-западного склона Адриатического массива*, несомненно, относятся Апулия и п-ов Гаргано, сложенные чрезвычайно мощной, но очень слабо дислоцированной толщей мелководных карбонатных пород мезозоя, подстилаемой эвапоритами и составляющей, очевидно, чехол массива.

## ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ I


1. *Андрусов Д., Быстрицкий Я., Фусан О. Обзор геологического строения Западных* Карпат. Братислава, 1973.
2. *Арбатов А. А., Каменецкий А. Е., Снегирева О. В. и др.* Тектоника Крыма, Азовского моря и западного Предкавказья в раннем мезозое. — Сов. геология, 1974, № 5.
3. *Геология* Большого Кавказа. М., «Наука», 1976.
4. *Геофизические* исследования и тектоника юга Европейской части СССР. К., «Наук. думка», 1969.
5. *Димитриевич М., Чирич Б.* Тектоническое строение Сербско-Македонского массива. — Геотектоника, 1966, № 5.
6. *Милановский Е. Е., Хаин В. Е.* Геологическое строение Кавказа. М., «Наука», 1963.
7. *Панов Д. И., Шевченко В. И.* К стратиграфии нижне-среднеюрских отложений *южного склона Большого Кавказа в Казбекском* районе. — Докл. АН СССР, 1964, 155, № 1.
8. *Романов Л. Ф., Славин В. И.* Тектоническое положение и происхождение юрского предобруджинского прогиба. — Вестн. Москов. ун-та. Сер. геол., 1970, № 5.
9. *Славин В. И., Сомин М. Б., Моргунов Ю. Г.* Доюрские отложения Сванетии. Геология Центрального и Западного Кавказа. — Труды Кавказской экспедиции, 1962, 3.
10. *Строение* земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы. К., «Наук. думка», 1971.
11. *Тектоника* Европы и смежных областей. М., «Наука», 1976.

# ГЛАВА II

# РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ТЕРРИТОРИИ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ БОЛГАРИИ

Первые попытки определения мощности земной коры на территории Народной Республики Болгарии сделаны в 1963 г. И. Петковым [20] по гравиметрическим данным. Используя формулу Р. Деменицкой [12], он рассчитал глубины залегания границы Мохоровичича под Родопским массивом (48—50 км) и Мизийской платформой (32—35 км). Вслед за этим Т. Добрев и Ю. Щукин провели более детальные исследования и построили по гравиметрическим данным схемы границ Мохоровичича и Конрада для территории Болгарии и некоторых прилегающих регионов [14].

Сейсмические исследования методом ГСЗ в Болгарии начали проводиться в 1965 г. в связи с выполнением программы Геофизической комиссии Карпато-Балканской геологической ассоциации (а затем и по линии КАПГ) по изучению строения земной коры в Карпато-Балканском регионе. Попутно с региональными работами КМПВ по изучению фундамента Мизийской платформы были произведены опытно-методические исследования и зарегистрированы сейсмические волны от границ Конрада и Мохоровичича, что позволило впервые определить сейсмическим методом мощность земной коры в районе Ломской депрессии [7].

В 1967 и 1969 гг. эти работы приняли более систематический характер. По профилю I—I$^{a}$ (КМПВ) зарегистрированы волны из пяти взрывных пунктов при удалении взрыв-прибор до 80—140 км. Это дало возможность получить дополнительные сведения о параметрах глубинных волн и о строении земной коры в области Мизийской платформы [8].

В 1968 и 1970 гг. совместно с советскими и румынскими геофизиками проведены исследования по II международному профилю. Этот профиль имеет субмеридиональное направление [9]. Длина исследуемого участка, расположенного между городами Силистра и Тырговиште, составляет 100 км. Небольшой отрезок профиля отработан и на юге во Фракийской впадине юго-восточнее г. Стара-Загора.

В 1971—1973 гг. на Мизийской платформе произведена дополнительная регистрация сейсмических волн от границ «К» и «М» параллельно с региональными сейсмическими исследованиями по методу обменных проходящих волн (МОПВ). Такие наблюдения проводились при удалении пунктов приема до 80—100 км. Кроме того, осуществлены несколько сейсмозондирований в Юго-Восточной Болгарии (рис. 5).

С 1974 г. в юго-западной части страны начаты опытно-методические исследования ГСЗ с использованием энергии промышленных взрывов.

Сейсмические и другие геофизические исследования проводились Геофизическим предприятием при Комитете по геологии в сотрудничестве с Геофизической кафедрой Софийского университета.

В последние годы в Геофизическом институте Болгарской Академии наук начались работы по обобщению данных сейсмологии, в том числе и для изучения земной коры и верхней мантии [5, 6].

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Территория Болгарии сложена различными по возрасту, генезису, развитию и глубинному строению геологическими структурами. Поэтому тектоническое строение ее очень разнообразно. На севере страны находится южная часть Мизийской эпибайкаль-

ской платформы, а на юге — Родопский срединный массив. Между ними проходит северная ветвь альпийского орогена, так называемые Балканиды [1]. Последние сложены разнородными структурными зонами Стара-Планины и Среднегорья.

Предбалканье, считавшееся также элементом Балканидов, сформировано на южном опущенном краю Мизийской платформы. На западе страны, на стыке Родопского и Сербско-Македонского массивов выделена сложнопостроенная структура Крайштид [1]. В самой северо-западной части территории Болгарии находят продолжение Южных Карпат [1].

Мизийская платформа — это крупный блок земной коры, ограниченный с севера и юга Карпато-Балканской складчатой системой, а с северо-востока — структурой Северной Добруджи. Имеющиеся данные позволяют считать фундамент большей части платформы байкальским.

В структуре осадочного чехла Мизийской платформы выделяют каледоногерцинский, киммерийский и альпийский структурные комплексы.

Каледоногерцинский структурный комплекс включает породы нижне- (ордовика, силура, девона и нижнего карбона) и верхнепалеозойского (верхнего карбона и перми) структурных этажей; киммерийский — сложен породами триасового структурного этажа, а альпийский — породами юрского-палеогенового (нижнего) и неоген-четвертичного (верхнего) этажей.

Указанные структурные этажи в основном разграничиваются значительными перерывами в осадконакоплении.

Общая мощность осадочного чехла Мизийской платформы изменяется от 2 до 3 км в районе Североболгарского поднятия и до 10—12 км на юго-западном опускании фундамента платформы.

Родопский массив занимает южную часть страны. Различными исследователями он рассматривается как типичный срединный массив или как выступ древнего складчатого основания альпид. Е. Бончев рассматривает его как фрагмент более обширного фракийского массива в теле Балканского полуострова. Таковыми являются также Сербско-Македонский и Пелагонийский массивы [1].

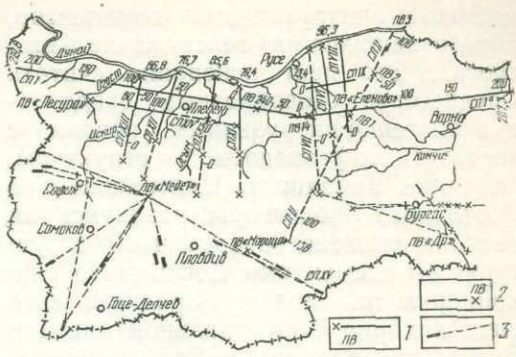



Рис. 5. Схема расположения профилей ГСЗ и точечных сейсмических зондирований:
*1* — профили ГСЗ и КМПВ; *2* — ПВ сейсмических зондирований; *3* — участки наблюдений сейсмозондирования.

В пределах Родопского массива широко раскрываются древние метаморфизованные архейские и протерозойские структурные комплексы. Их мощности составляют соответственно 9—10 и 7—9 км [1, 15].

Составной частью кристаллической массы юго-западных Родоп, Рилы и Пирина являются крупные гранитоидные батоллиты (так называемые южно-болгарские граниты). Корни батоллитов, по геофизическим данным, глубже 8—10 км [21]. Важный структурный элемент Восточных Родоп — Восточнородопское понижение, сложенное верхнепалеогеновыми моллассами, палеоген-неогеновыми магматитами и палеогеновым осадочно-вулканогенным комплексом. На севере Родопский массив ограничивается Марицким глубинным разломом, а с запада — Струмской группой разломов.

Среднегорье, расположенное между Марицким и Забалканским глубинными разломами, рассматривается большинством болгарских геологов как альпийская структура, заложенная с начала верхнего мела на регенерированных блоках Родопского массива. Кроме древних комплексов архея южноболгарских гранитоидов, метаморфизованных ультрабазитов, сопоставимых с аналогичными комплексами Родоп, в Среднегорье встречается почти полный набор осадков палеозоя (Западное Среднегорье) и отложений триаса, юры и мела. Однако здесь типично распространение верхнемелового осадочно-вулканогенного и лара-

мийского интрузивного комплексов, образовавшихся в геосинклинальных трогах. Это дает основание считать Среднегорье своеобразным осадочно-вулканогенно-интрузивным поясом с чертами рифтоподобной структуры. Строение Западного, Центрального и Восточного Среднегорья различно, так как оно сложено разнородными структурными элементами Софийского синклинория на западе, Среднеюрского антиклинория в центральной части и Бургасской впадины и Странджанского антиклинория на востоке.

Старопланинская структурная зона также имеет сложное строение. Всеми исследователями отмечается разнородное строение западной и восточной ее частей. Западная Стара-Планина имеет антиклинорное строение и сложена ядрами метаморфитов спилито-диабазового комплекса с рифейско-кембрийско-ордовикским возрастом, образовавшегося в эвгеосинклинальных условиях, а восточная — синклинорное и сложена мощными осадочными (в том числе флишевыми) образованиями мезо-кайнозоя.

Особенности геологического строения Болгарии находят соответствующее отражение в геофизических полях [4, 10, 11, 13, 18, 19].

В гравитационном отношении территорию Болгарии можно разделить на три участка: юго-западную зону гравитационных минимумов, юго-восточную зону интенсивных гравитационных максимумов и Северо-Мизийскую гравитационную зону, характеризующуюся положительным, но слабоградиентным полем. Указанные зоны ограничены крупными гравитационными ступенями.

В юго-западную гравитационную зону входят Западно-Родопский массив, Центральное и Западное Среднегорье, Западно-Балканская тектоническая зона и Крайштиды. Восточные Родопы относятся к юго-восточной гравитационной зоне, отделяются от Западных Родоп крупной гравитационной ступенью субмеридионального направления. К этой же зоне относится и Восточное Среднегорье (с районами Сакар-Странджи и Бургасской впадины), Северо-Мизийская гравитационная зона характеризует Мизийскую платформу, Предбалканье и Восточную Стара-Планину.

Исследования показали, что рассматриваемые гравитационные зоны отражают крупные блоки с различной мощностью и структурой земной коры.

Распределение магнитного поля тесно связано со строением приповерхностных геологических структур. Для Северной Болгарии магнитное поле слабо градиентно (характерное для платформенных районов). Поскольку осадочные породы мезо-кайнозоя и палеозоя практически немагнитны, магнитное поле здесь отражает гипсометрию и внутреннюю структуру байкальского фундамента платформы.

В южной части страны магнитное поле характеризуется высокой интенсивностью и резкой изменчивостью по знаку. Это связано со сложным строением верхней части геологического разреза. Наиболее характерным элементом магнитного поля альпийской области является пояс Среднегорской магнитной аномалии, маркирующей южную границу Среднегорья, на западе продолжающуюся на территории СФРЮ. С некоторым изменением простирания эта аномальная зона продолжается и на востоке в пределах Бургасской впадины и далее на участке рельефа Черного моря — вдоль берега районов Странджи, Босфора и Малой Азии. Эта магнитная аномалия протяженностью более 1500 км отражает элементы строения Среднегорья и характер его контакта с Родопско-Анатолийской группой срединных массивов.

Территория Болгарии относится к Эгейской сейсмической зоне Средиземноморского пояса землетрясений. Это позволяет использовать данные сейсмологии для изучения земной коры и верхней мантии. Эпицентры землетрясений в Болгарии [5] расположены в основном в южной (Марицкая, Родопская, Струмско-Местенская, Тунджанская сейсмические зоны) и в северо-западной (Шалленская, Горно-Оряховская и Разградская сейсмические зоны) частях рассматриваемой территории. Активной сейсмической зоной является и район Софии. Максимальная интенсивность землетрясений на территории Болгарии порядка 10 баллов.

Вторая особенность сейсмологических проявлений заключается в небольшой глубине очагов землетрясений. В северо-восточной сейсмической зоне они происходят на глубине 7—15 км,

в «гранитном» слое—вблизи контакта с осадочным чехлом. В южной части страны глубина их до 30—40 км, что, по-видимому, свидетельствует о расположении очагов в «базальтовом» слое.

На основании данных о распределении температур и геотермических градиентов на глубине 500 м от дневной поверхности [11] можно судить о наличии повышенного теплового режима в околородопских зонах глубинных разломов, а также в полосе сочленения Среднегорья со Стара-Планиной. Тенденция к завышенному температурному градиенту намечается и на востоке Мизийской платформы, в пределах Шабленской сейсмически активной зоны. Представляет интерес наличие зоны повышенного теплового режима с субмеридиональным простиранием в центральной части платформы в междуречье рек Осым и Антра. На юге она пересекает Стара-Планину и Среднегорье [11].

Перечисленные особенности геологического строения и распределения физических полей учитывались при комплексной интерпретации данных взрывной сейсмологии.

## ТЕХНИКА И МЕТОДИКА СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Фундамент Мизийской платформы исследовался методом непрерывного профилирования КМПВ с расположением пунктов взрыва (ПВ) в интервале 6,5—12 км. Длина годографов достигала 30—35 км, реже 45—52 км. Схема наблюдений обеспечивала регистрацию волн как от кровли фундамента, так и от ряда границ в осадочной толще.

В методе МОПВ применялась система наблюдений, также обеспечивающая регистрацию продольных и обменных поперечных волн от фундамента и границ раздела в осадочной толще. При этом ПВ располагались на расстоянии 50—60 км один от другого при длине годографов 80—100 км.

Сейсмические волны от глубоких слоев земной коры по национальному профилю I—I$^{а}$ регистрировались (в комплексе с работами КМПВ) из пяти точек взрыва при удалениях до 80—140 км (рис. 5). Пункты взрыва располагались неравномерно вдоль профиля через 40, 70 и 100 км. Выбор местоположения ПВ обусловливался только условиями возбуждения сейсмических волн.

На II международном профиле наблюдения производились по схеме, согласованной с советскими и румынскими геофизиками. Пункты взрыва располагались равномерно вдоль профиля через 50 км с небольшими уклонениями из-за условия местности. На болгарском участке II международного профиля сейсмические волны регистрировались дискретно на участках, расположенных вблизи гг. Тырговиште, Исперих и Силистра (Северо-Восточная Болгария), из ПВ 1, 2, 3 (территория НРБ), из ПВ, 5, 6, 7 (территория СРР) и из ПВ 8 и 9 (территория СССР). В результате этого записаны глубинные волны на расстояниях до 100—150 км, а от ПВ 8 и 9 и на удалениях 250—300 км.

Применяемая система наблюдений по профилям исследования методом отраженных волн обеспечивала регистрацию сейсмических волн типа $P^{м}_{отр}$ в области критической точки.

Первоначально сейсмические волны регистрировались двумя сейсмическими станциями СС-60-58 и ПСЛ-60, приспособленными для работ по КМПВ и ГСЗ. Максимум частотной характеристики рабочей фильтрации 12—14 Гц. Использовались венгерские сейсмографы типа UNS-6 и советские типа НС-3 и СПЭН-1 При необходимости сейсмоприемники группировались по 3—5 шт. при шаге 50—100 м.

В методе МОПВ обменные и продольные волны регистрировались тремя магнитными станциями ПОИСК-48-КМПВ. Горизонтальная составляющая сейсмических колебаний записывалась приборами НС-3.

Качество зарегистрированных сейсмограмм находится в прямой зависимости от условий возбуждений сейсмических колебаний и тектоники исследуемой площади. Условия возбуждения неблагоприятны в сводовой части Североболгарского поднятия, где под четвертичными лессовидными породами залегают плотные известняки нижнемелового возраста. В этих условиях большая часть энергии взрыва поглощается поверхностными отложениями, что затрудняет регистрацию глубинных волн на необходимых удалениях от ПВ. При этом использова-

лись заряды тротила максимальной величины до 350—500 кг для изучения волн от кристаллического фундамента и до 1000—1500 кг — для регистрации глубинных волн.

Сейсмические волны, возбуждаемые энергией ПВ, регистрировались из карьеров меднорудного месторождения «Медет» и железорудного месторождения «Кремиковцы», расположенных южнее Стара-Планины в зоне Западного Среднегорья. Из ПВ «Медет» произведены записи на 36 стоянках. Величина зарядов при этом изменялась от 40—45 до 110—120 т. Регистрация производилась по радиальным профилям на удалениях 110—150 км от ПВ «Медет» (рис. 5).

### ХАРАКТЕРИСТИКА ВОЛНОВОГО ПОЛЯ

В результате проведенных сейсмических исследований зарегистрировано большое количество сейсмических волн, которые по кинематическим и динамическим признакам, по приуроченности к различным слоям земной коры можно подразделить на несколько групп, связанных с границами в осадочном чехле, в консолидированной коре и верхней мантии.

**Волны, связанные с осадочным чехлом.** Преломленные (головные) волны, зарегистрированные в области Мизийской плиты, соответствуют кровле карбонатных формаций в мезозойской и палеозойской толщах.

Волны от горизонтов в мезозойской толще (волны $P_1^{0_1}$, $P_1^0$, $P_2^0$) образуются от кровли соответственно верхнемеловой, валанжин-мальмской и среднетриасовой карбонатных формаций. Из них только волна $P_1^0$, соответствующая поверхности валанжина, регистрируется на всем протяжении регионального профиля I—I$^a$.

Эти волны характеризуются кажущимися скоростями от 5,0—5,2 до 5,8—6,0 км/с. Их преобладающие частоты уменьшаются от 20—25 Гц для волн от верхнего мела и валанжина до 15—18 Гц для среднетриасовой волны. Максимальные интервалы их прослеживания редко превышают 15—20 км, затем они почти полностью затухают.

Волны от горизонтов палеозойских отложений ($P_3^0$ и $P_4^0$) связаны с кровлями карбонатных пород нижнего карбона и девона. Они регистрируются в интервале от 10—15 до 30—35 км от ПВ с преобладающей частотой 12—15 Гц и с кажущимися скоростями 5,9—6,8 км/с.

**Волны от горизонтов в консолидированной коре.** К этой группе относятся волны от кровли кристаллического фундамента $P_1$ и внутрикоровые волны $P_2$ и т. д. Волны $P_1$ отличаются от головных волн, образованных в толще палеозойских и мезозойских отложений, протяженным интервалом их прослеживания и значительно более резко выраженными кинематическими и динамическими особенностями. Они регистрируются при удалениях от ПВ 15, 40—45 км. Кажущиеся скорости волн от кристаллического фундамента ($P_1$) довольно большие и изменяются в пределах от 6,1—6,2 до 6,3—7,6 км/с. Все это, а также значительная интенсивность указанных волн свидетельствуют о резком изменении физических свойств на контакте фундамента с осадками палеозоя. Наиболее высокие и довольно выдержанные значения кажущихся скоростей

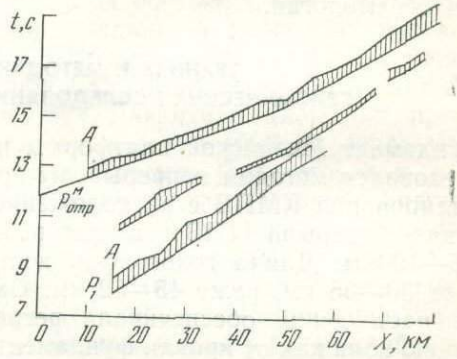



Рис. 6. Динамические годографы волны $P^м_{отр}$ и $P_1$, зарегистрированные на профиле $X$ (МОВ) (по Ек. Андоновой).

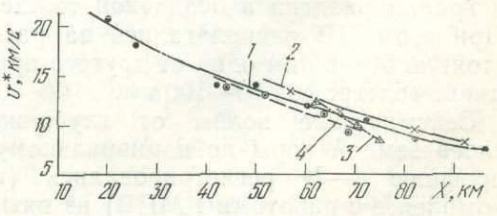



Рис. 7. Изменение кажущейся скорости волн $P^м_{отр}$ с расстоянием из различных ПВ (по Ек. Андоновой).

волн $P_1$ наблюдаются на западном склоне Североболгарского поднятия.

Преобладающая частота волн $P_1$— 10—12 Гц. На сейсмограммах они записываются как двух или трехфазные колебания. Очень часто их запись усложняется зонами интерференции или наличием резкого затухания или разрастания амплитуд. Местами эти усложнения сопровождаются разрывами в корреляции, исчезновением и появлением новых фаз волн, «волн спутников» (типа диффрагированных волн) и др. Все эти изменения формы записи связаны, по-видимому, со сложным строением фундамента и с явлениями рефракции регистрируемых волн.

Внутрикоровые волны регистрируются на расстояниях от 40—45 до 80—100 км от ПВ. На сейсмограммах записывается группа волн ($P_2$, $P_3$, $P_4$) от границ раздела внутри кристаллической коры, которые регистрируются в первых вступлениях на фоне почти полного затухания волн $P_1$ от кровли кристаллического фундамента. Судя по кинематическим признакам зарегистрированных волн, на этих границах происходит резкое изменение упругих свойств корового вещества.

Кажущиеся скорости внутрикоровых волн изменяются в пределах от 6,6—7,0 до 7,8 км/с, но преобладают 7,0—7,2 км/с. Частота колебания 8—10 Гц. Форма записи этих волн невыдержанная. Это свидетельствует о сложном переходе от «гранитного» к «базальтовому» слою. Условно можно принять, что поверхность «базальтового» слоя характеризуется волной $P_2$, хотя преломленные волны от границы не зарегистрированы. Последующие волны $P_3$ и $P_4$, видимо, связаны с границами внутри «базальтового» слоя.

Волны от границы М—$P^{м}_{отр}$ зарегистрированы на значительных расстояниях и характеризуются большой интенсивностью и кажущейся скоростью 8,5—9,0 км/с, причем при удалении она уменьшается до 7 км/с (рис. 6, 7). По этим признакам они резко выделяются среди последующих вступлений сейсмической записи. Вторая их особенность в том, что они всегда регистрируются в виде групп, состоящих из нескольких фаз.

С удалением от ПВ изменяется соотношение интенсивностей отдельных

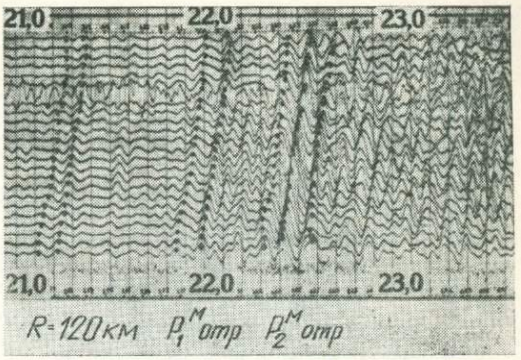



Рис. 8. Сейсмограмма, иллюстрирующая записи волн $P^{м}_{отр}$ из ПВ «Медет».

волн и фаз. В отдельных интервалах записи группы волн $P^{м}_{отр}$ предшествует запись «волн-спутников». Характер записи этих волн, связанных с особенностями соответствующих их сейсмических границ, свидетельствует и о сложном переходе земная кора — верхняя мантия.

В районе, примыкающем к сводовой части Североболгарского поднятия, интенсивность волн $P^{м}_{отр}$ в начальном интервале их прослеживания соизмерима с интенсивностью предыдущих волн, на больших удалениях она возрастает. Головные волны $P^{м}$ от границы М зарегистрированы только в отдельных случаях на удалениях больше 150 км на II международном профиле из ПВ 6, 7, 8, 9. Их природа, однако, недостаточно изучена.

На сейсмограммах, полученных из ПВ «Медет», зарегистрированы вступления двух-, трехглубинных волн типа $P^{м}_{отр}$ (рис. 8).

## ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ ГСЗ

Скоростная характеристика верхней части геологического разреза (до глубин первых 3—4 км) хорошо изучена по данным сейсмокаротажа глубоких скважин. Скорости для более глубоких слоев земной коры определялись на основе экспериментальных годографов сейсмических волн. Применялись известные способы (Чибисова, Кондратьева, по начальным точкам годографов и др.), однако результаты этих вычислений различны. В ряде случаев удовлетворительные данные получены при

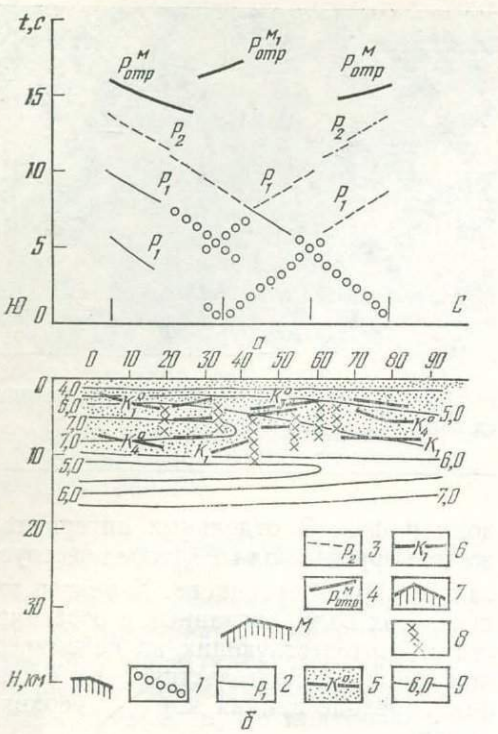



Рис. 9. Годографы сейсмических волн (а) и разрез земной коры (б) вдоль профиля XI (МОПВ):

*1* — в осадочном слое; *2* — от поверхности фундамента; *3* — в консолидированной коре; *4* — отраженных волн от поверхности М (кровли верхней мантии); *5* — осадочный слой; *6* — поверхность фундамента; *7* — поверхность М; *8* — глубинные разломы; *9* — изолинии скорости.

определении скоростей методом подбора с соответствующим сопоставлением экспериментальных и теоретических годографов. В последнее время широко использовался метод вычисления скоростей с применением ЭВМ [12]. На рис. 9 иллюстрируются результаты определения скоростной модели по профилю XI (МОПВ). При длине годографов до 80 км скоростная характеристика разреза приведена до глубин 15—17 км. На глубине 8—13 км (верхняя часть консолидированной коры) обнаружен слой с пониженной скоростью (волновод). Пластовая скорость 5 км/с.

Для района Юго-Западной Болгарии значение средней скорости до границы «М» принято 6,4 км/с.

Ввиду большого разброса данных о скоростях и недостаточного количества определений расчетные значения средних скоростей для построения глубоких сейсмических границ в различных районах -приняты с учетом геологической обстановки.

Схемы годографов сейсмических волн и разрезы земной коры по национальному профилю I—I$^{а}$ и по II международному профилю приведены на рис. 10, 11. Из иллюстрируемых разрезов следует, что строение земной коры в пределах Мизийской платформы довольно сложное.

Глубина кровли байкальского фундамента (границы $K_1$) изменяется от 2—4 км в Североболгарском поднятии до 9—12 км в районе Ломской депрессии (рис. 6). Эта граница характеризуется большой граничной скоростью (6,4—6,6 км/с). Поверхность фундамента разбита многочисленными сбросами, большинство из которых находит отражение в лежащих выше палеозойских и триасовых отложениях. Сбросы обусловливают наличие выступов, ступеней и других сложных структур. Изогипсы кровли кристаллического фундамента в пределах Мизийской платформы и выход на поверхность в пределах области альпийской складчатости показаны на рис. 12.

Граница $K_2$ прослеживается на некоторых участках обоих сейсмических профилей (рис. 10, 11) и образует более резкие структуры, чем поверхность кристаллического фундамента. На западном участке профиля I—I$^{а}$ граница $K_2$ залегает на глубине 20—23 км. К востоку она полого поднимается и образует антиклинальный перегиб в районе Плевенского блока Мизийской платформы. Восточнее р. Янтра граница $K_2$ резко воздымается, уменьшая глубину залегания от 18 до 12 км. В сводовой части Североболгарского поднятия и в Варненской впадине эта граница вновь погружается до 16—18 км. По II международному профилю южнее р. Дунай граница $K_2$ образует широкий антиклинальный перегиб под Североболгарским поднятием. Условно она отождествлена с поверхностью «базальтового» слоя.

Глубина залегания границы М изменяется от 31—33 км в Ломской депрессии до 35—37 км в сводовой части Североболгарского поднятия.

Вдоль сейсмических профилей нет полного совпадения поведений $K_1$, $K_2$ и М (рис. 10, 11). Это приводит к некоторым утолщениям отдельных слоев в консолидированной коре.

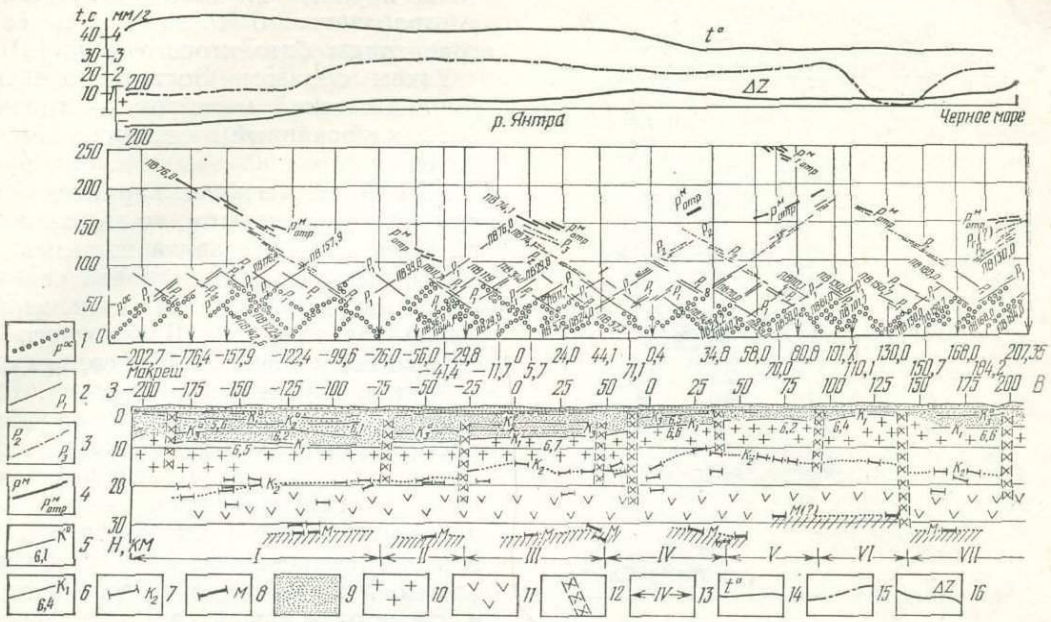



Рис. 10. Характеристика геофизических полей, годографы сейсмических волн и разрез земной коры вдоль профиля I—I$^{a}$:

*1—4* — годографы сейсмических волн: *1* — в осадочном слое; *2* — от кровли кристаллического фундамента; *3* — внутрикоровые волны; *4* — от поверхности М; *5—8* — сейсмические границы: *5* — в осадочном слое; *6* — кровля кристаллического фундамента; *7* — горизонты в консолидированной коре; *8* — граница Мохоровичича; *9* — осадочный слой; *10* — «гранитный» слой; *11* — «базальтовый» слой; *12* — глубинные разломы; *13* — тектоническое районирование; *I* — Ломская депрессия; *II—III* — Плевенско-Масларевский блок; *IV*— Североболгарское поднятие (Поповский блок); *V* — Хитринский блок; *VI* — сводовая часть Североболгарского поднятия; *VII* — Варненская впадина; *14* — изотермы, 1000 м°С; *15* — скорости современных движений, мм/год; *16* — ΔZ.

В пределах Южной Болгарии значения глубин до границы М определялись по отдельным зондированиям из ПВ «Медет», на сейсмограммах которых зарегистрированы три волны. Предполагается, что этим волнам соответствуют отдельные границы М ($M_1$, $M_2$, $M_3$) (рис. 8).

## ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ, МАГНИТНЫХ И СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Для изучения глубинного строения использовались гравиметрические качественные и магнитные данные на основе их качественной и количественной итерпретации.

Для количественных расчетов гравиметрических данных применялась эмпирическая зависимость [12, 22] толщины земной коры от аномалий Буге. При этом допускалось, что территория Болгарии находится в зоне изостатической компенсации.

Анализ данных магнитного поля (рис. 10, 11) вдоль национального профиля I—I$^{a}$ позволяет выделить «высокочастотные» и «низкочастотные» его составляющие. Первые связаны с магнитовозмущающими массами в фундаменте Мизийской платформы. Глубины их верхних кромок хорошо совпадают с глубинами кровли кристаллического фундамента, определенными по сейсмическим данным. Вторые отражают геологический объект более крупного и более глубинного порядка, находящийся в низах коры или верхней мантии.

**Обсуждение полученных результатов.** Общее представление о строение земной коры для всей территории Болгарии и схему границы М удалось получить на основе комплексной интерпретации данных методов взрывной сейсмологии (ГСЗ, КМПВ, МОПВ), сейсмологии, гравиметрии, магнитометрии, термометрии и частично современных двжений.

Анализ этих данных позволяет выделить в региональном плане в струк-

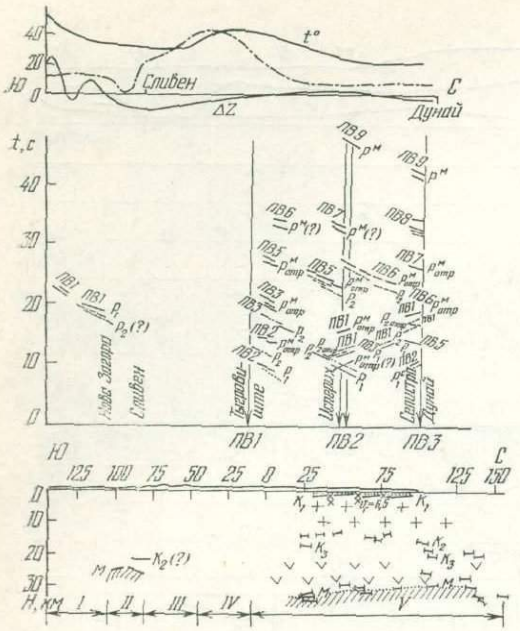



Рис. 11. Характеристики геофизических полей, годографы сейсмических волн и разрез земной коры вдоль II международного профиля. Условные обозначения те же, что на рис. 10.

Тектоническое районирование: *I* — Родопский массив; *II* — Среднегорье; *III* — Стара-Планина; *IV* — Предбалканье; *V* — Мизийская платформа.

туре земной коры Болгарии три крупных мегаблока (рис. 13), отличающихся по типу и строению земной коры: *юго-западный* (Западнородопский — Среднегорский), юго-восточный (Восточнородопский — Странджанский) и Мизийский (платформенный).

Глубинные разломы (Марицкий, Струмский и др.) расчленяют юго-западный мегаблок на более мелкие блоки. Основным ядром этого мегаблока является Рило-Западнородопский массив. По своим особенностям глубинного строения он отличается от типичных срединных массивов, характеризующихся обычно тонкой коркой и положительным гравитационным полем.

Юго-восточный мегаблок по своему глубинному строению отличается от юго-западного наличием более тонкой коры (30—38 км) и сильно измененного, базифицированного гранитного слоя. Он отделяется от Западнородопского блока Центральнородопским глубинным разломом. Его строение усложнено ортогональной (с северо-западным и северо-восточным направлением) системой сквозных разломов, по которым внедрены ультрабазитовые тела, крупные плутоны базитового и ультрабазитового состава и местами гранитоиды батолитового типа [21].

Таким образом, Восточнородопско-Странджанский мегаблок — типично базифицированный сегмент земной коры.

Мизийский мегаблок характеризуется слабоградиентными, но в общем положительными гравитационными и магнитными полями и низкой сейсмической активностью (за исключением Горно-Оряховского и Шаблинского активных сейсмических районов, приуроченных к глубинным разломам). Ему свойственно тепловое поле с нарастанием градиентов в юго-западном направлении [11, 18]. Соотношение основных границ раздела — кровли кристаллического фундамента, границ в консолидированной коре с поверхностью Мохоровичича свидетельствует о слоисто-блоковом строении Мизийской платформы. Отдельные блоки платформы имеют специфические особенности строения.

Структура земной коры территории Болгарии осложнена глубинными разломами, которые выражены в геофи-

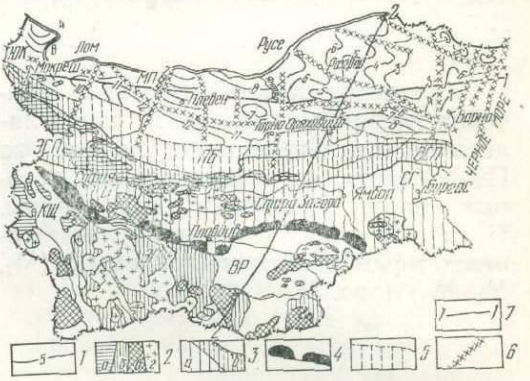



Рис. 12. Схема поверхности фундамента Мизийской платформы и расположение основных структурных элементов Альпийской складчатой области:

*1* — изогипсы кровли байкальского фундамента Мизийской платформы, *км*; *2* — выходы пород фундамента в альпийской складчатой области: *а* — диабазово-филитового комплекса; *б* — архея; *в* — протерозоя; *г* — южноболгарских гранитов; *3* — зоны Балканидов альпийской складчатой области и контуры составляющих их структур: *а* — Среднегорье; *б* — Стара-Планина; *4* — положение Марицкой неоинтрузивной зоны, маркирующей южную границу Среднегорья; *5* — Предбалканье с его северной границей (*разломного характера*); *6* — *важнейшие* разломы по фундаменту Мизийской платформы; *7* — *региональные профили ГСЗ*.

Структурные элементы: МП — Мизийская платформа; ПБ — Предбалканье; ЗСП — Западная Стара-Планина; ВСП — Восточная Стара-Планина; СГ — Среднегорье; ЗР — Западнородопский массив; ВР — Восточные Родопы; КШ — Крайштиды; ЮК — Южные Карпаты.

зических полях. Их можно разделить на межблоковые, разграничивающие мегаблоки, внутриблоковые и др. К первым относятся Балканская, Ямболская и упомянутая Центральнородопская зона разломов.

Балканская глубинная зона разломов длиной более 200 км имеет субширотное простирание и разграничивает Западнородопско-Среднегорский мегаблок от Мизийского. Ширина ее порядка 15—20 км.

Центральнородопская глубинная зона разломов имеет субмеридиональное направление и характеризуется наиболее крупным для Болгарии горизонтальным градиентом силы тяжести. Длина ее на территории Болгарии порядка 120 км.

Контрастность глубинного строения в указанных мегаблоках, заложенная, по-видимому, еще в постпротерозойское время, привела к сложным процессам взаимодействия и различной направленности их последующего геологического развития.

В Мизийском мегаблоке эти процессы приводили к длительной и постепенной перестройке земной коры и непрерывному погружению байкальского фундамента. В результате этого образовалась мощная (до 10—12 км) осадочная толща палеозоя и мезо-кайнозоя почти без проявления магматизма.

Оба южных блока развивались в противовес Мизийскому, но в тесной взаимосвязи с ним. Они подвергались многократным тектономагматическим активизациям и расколам. Так, в раннем палеозое периферические части Западнородопско-Среднегорского мегаблока были вовлечены в эвгеосинклинальное развитие. Это происходило западнее Струмского и на участке между Балканским и Марицким глубинными разломами. С этим развитием связано образование мощной осадочно-вулканогенной серии, превратившейся в конце кембрия в известный диабазовофилитоидный метаморфизованный комплекс [1, 15].

Особенно бурно тектономагматическая активизация проявилась в альпийском периоде развития и вновь на основе сложных мантийнокоровых процессов взаимосвязи Мизийского мегаблока с обоими южными мегаблоками единого Родопского (Фракийского) массива. В верхнем мелу к северу от

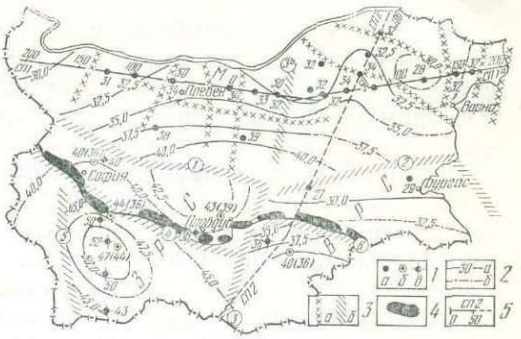


Рис. 13. Структурная схема по границе М по данным комплексной интепретации:

*1* — глубины до границы М, км: *а* — по данным ГСЗ; *б* — по данным сейсмозондирования (условные); *в* — то же, достоверные; *2* — изолинии поверхности М: *а* — достоверные; *б* — условные; *3* — глубинные разломы *а* — по данным ГСЗ; *б* — по геологическим данным: *1* — Балканский; *2* — Ямбольский; *3* — Центральнородопский; *4* — Марицкий; *5* — Струмский; *4* — Марицкая неоинтрузивная зона; *5* — линии геолого-геофизических разрезов. Мегаблоки: ЗРС — Западнородопско-Среднегорский: ВРС — Восточнородопско-Странджанский; М — Мизийский.

Марицкого разлома возник Среднегорский осадочно-вулканогенный и интрузивный пояс. В эоцен-олигоцене и миоцене в тектономагматическую активацию были вовлечены только Восточнородопский, Осоговский (с проявлением андезиториолитового вулканизма) и Западнородопский (с риолитовым вулканизмом) блоки.

Западнородопский блок и в настоящее время проявляет тенденцию к воздыманию. Свидетельство тому высокая сейсмическая активность по его окраинам и высокий уровень параметров естественного теплового поля.

Юго-восточный мегаблок характеризуется слабой сейсмической активностью и низким уровнем параметров теплового поля. Это говорит о значительной внутренней консолидации этого мегаблока и об относительном затухании глубинных процессов на современном этапе развития. Исключением является только северная полоса, где в результате взаимодействия с Мизийским мегаблоком тепловой режим повышен и существуют сейсмически опасные районы (Ямбольский и др.).

Мизийский мегаблок характеризуется относительно установившимися внутрикоровыми процессами, что придает ему черты стабильного участка земной коры. Исключение в этом отношении составляет наличие Шабленского, Горно-Оряховского и Разградского сейсмически активных регионов

в восточной части Мизийской платформы, связанных с неполностью затухшими процессами ее взаимодействия с Черноморской впадиной и юго-западным мегаблоком.

Таким образом, современная структура земной коры Болгарии — результат длительной эволюции и сложных взаимодействий Мизийского мегаблока с юго-западным и юго-восточным мегаблоками. Основные черты глубинного строения и тенденции их геоисторического развития отражены в геофизических полях.

### ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ II


1. *Бончев Е.* Проблеми на българската тектоника. София. «Техника», 1971.
2. *Бурмаков Ю., Дачев Х.* Некоторые результаты определения скоростей на ЭВМ при региональных сейсмических исследованиях в Северной Болгарии. — Докл. БАН, **29**, кн. 1, 1976.
3. *Велчев Ц., Дачев Х., Петков И.* Морфотектонические структуры Болгарии и отражение их в геофизических полях. — Изв. Геоф. ин-та БАН, 1971.
4. *Григоров Б.* Магнитно поле на България. — Изв. Геоф. ин-та БАН, 1963, № 2.
5. *Григорова Е., Григоров Б.* Епицентрите и сеизмичните линии на НРБ. Изд-во БАН, София, 1964.
6. *Григорова Е., Сокерова Д.* Результаты от изследванията на землетресенията в България с целью изследоване строежа на земната кора в Югоизточна България. — Юбил. сб. Проучвателна геофизика, 1970, **19** (1).
7. *Дачев Х., Петков И.* Получение волн глубинного происхождения на территории НРБ и опыт их интерпретации. — Геофиз. исслед. строения земной коры юго-вост. Европы. Верхняя мантия, 1967, № 5.
8. *Дачев Х., Петков И., Велчев Н., Андонова Е., Михайлов С.* Результаты ГСЗ в НРБ. — В кн.: Строение земной коры центральной и юго-восточной Европы. К., 1971.
9. *Дачев Х.* О глубинном строении западной и восточной частей Мизийской платформы по данным ГСЗ. — В кн.: Зб. докладов «20 лет ВИГИ», Варна, 1973.
10. *Дачев Х.* Некоторые результаты и проблемы изучения земной коры геофизическими методами в Болгарии.—Докл. II нац. геофиз. конф. — Изв. ДСО «Геоложки проучвания», 1972, **21**.
11. *Дачев Х., Белинов Т.* Элементы теплового поля Болгарии и их связь с геологическим строением. — Докл. БАН, 1975, **23**, № 2.
12. *Деменицкая Р. М.* Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967.
13. *Добрев Т.* Глубинные структуры Болгарии по геофизическим данным. Автореф. докт. дис., София, 1973.
14. *Добрев Т., Щукин Ю. К.* Геофизические поля и сейсмичность восточной части Карпато-Балканского региона. М., «Наука», 1974.
15. *Иовчев И. и др.* Тектонски строеж на България (обяснителна записка към тектонската карта на България в М 1 : 200000). София, ДИ «Техника», 1972.
16. *Константинеску П., Корня И.* Результаты ГСЗ в СРР. — В кн.: Строение земной коры центральной юго-восточной Европы, К., 1971.
17. *Левин А. Н., Стрельцова Т. В., Хакимов И. О., Боков П., Дачев Х.* Тектоника фундамента Мизийской плиты. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 8.
18. *Петков И., Борисова Й.* Геотермичны исследования в България. — Изв. Геоф. ин-та БАН, 1965, **7**.
19. *Петков И.* Гравитационная карта на Северна България в М 1 : 200 000. София, 1961.
20. *Петков И.* Опит за определение дълбочината на повърхностата на Мохоровичич по гравиметрични данны. — Изв. на Центр. лаборат. по Геодезия при БАН, 1963, кн. 4.
21. *Velchev Tsv., Dimitrov R., Mavrodchiev B., Moskovski S., Dachev Hr., Petkov I.* Basic Trends in the Development of the Rhodope Massiv. 24th IGC, Section 3, 1972.
22. *Velchev Tsv., Petkov I., Dachev Hr.* Uber den Tiefeustruktur der Erdkruste in Bulgarien auf Grund geophysikalischen daten. — Докл. БАН, 1973, **2**.

# ГЛАВА III

# ДАННЫЕ О СТРУКТУРЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В ПРЕДЕЛАХ ВЕНГЕРСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

В последнее время на основании сейсмологических, геоэлектрических и геотермических исследований получены новые данные о структуре земной коры и верхней мантии на территории Венгрии. Кроме того, выполнены дополнительные работы по глубинному сейсмическому зондированию.

С целью более правильного толкования данных о структуре земной коры необходима комплексная интерпретация данных, полученных различными геофизическими методами, а для выяснения некоторых принципиальных вопросов по структуре земной коры, как, например, образование гор, генезис полезных ископаемых, необходимо всестороннее изучение верхней мантии (увеличение глубинности исследований).

Для решения поставленных задач потребуется много лет. Однако в процессе исследований следует обобщать полученные данные. Первые результаты по данному вопросу опубликованы в ранее изданных монографиях [6, 41].

В настоящей монографии приводятся новые данные по территории Венгрии, причем вначале излагаются результаты глубинного сейсмического зондирования, а затем материалы по сейсмологии, геоэлектрическим и геотермическим методам изучения строения верхней мантии. Результаты незаконченных исследований (например, сейсмический профиль через Альпы до оз. Балатон) не приводятся.

## КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ГЕОЛОГИИ ПАННОНСКОГО БАССЕЙНА

Венгерская Народная Республика расположена на территории Карпатского региона, центральная и западная части которого в литературе известны под названием Паннонского бассейна. Это молодая депрессия овальной формы, полностью обособленная по морфологии и структуре земной коры. Рассматриваемый бассейн почти всюду окружен горами, а в недрах — глубинными «корнями» гор.

Фундамент бассейна представлен перекристаллизованными породами; орогенез последних был закончен не позднее древнего палеозоя. Основанием бассейна считается кровля доавстрийского комплекса, т. е. поверхность толщи, которая после австрийского орогенеза стала погружаться. На складчатое основание во многих местах повлияла эрозия, и метаморфизованный фундамент залегает непосредственно под осадочным чехлом, заполняющим бассейн. Возраст пород основания мезозойско-палеозойский. На некоторых участках породы фундамента выходят на дневную поверхность, образуя Венгерское Среднегорье (горы Баконь). Палеозойско-мезозойское основание бассейна покрыто отложениями верхнего мела и породами третичного и четвертичного возраста, мощность которых составляет несколько тысяч метров. В районе распространения третичных отложений известно значительное количество вулканических пород и пирокластов. В восточной части страны выявлены мощные флишоидные образования мелового и палеогенового возраста. По данным геофизических измерений мощность осадочного покрова достигает 7—8 км. В некоторых районах бассейна пробурены скважины до 5 км, однако они не вскрыли фундамента.

## ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТОДОМ ГСЗ

В настоящем разделе содержится короткая информация о работах, результаты которых уже опубликованы, а более детально излагаются результаты новейших исследований.

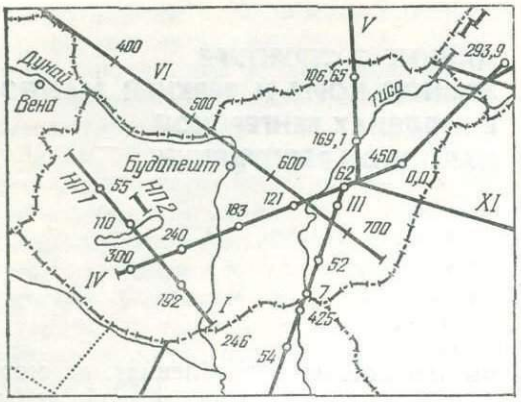



Рис. 14. Схема расположения профилей ГСЗ.

**Краткое описание проведенных работ.** Работы на территории Венгрии проводились с целью изучения строения земной коры и разработки методов полевых исследований. В зависимости от местных условий выбиралась определенная методика измерений.

В результате первых измерений, выполненных вблизи взрывных скважин методом отраженных волн [21, 22], получены приближенные данные о мощности земной коры. Для определения скоростных параметров в 1958 г. проведены исследования методом КМПВ на профиле длиной 120 км [23]. В 1962 г. начались систематические работы по созданию наиболее оптимальных систем наблюдений. На первом этапе определены расстояния, на которых регистрировались околокритические и закритические отражения от поверхности Мохоровичича. Полевые исследования проводились в районе Хайдусобосло (Дебрецен). На этом участке критические расстояния составляли 54—55 км при мощности земной коры 23,5—24 км.

Зная расстояние, на котором регистрировались закритические отражения от поверхности Мохо, можно создать систему наблюдений при продольном и поперечном профилировании; при этом применялись непрерывное продольное и непродольное профилирование.

Национальные профили, вдоль которых проводились исследования, вошли затем в международные геотраверсы.

По территории Венгрии проходят пять международных профилей (III, IV, VI, XI, рис. 14). Сравнительно небольшой по площади Паннонский бассейн пересечен большим количеством *международных профилей. Это объ*ясняется тем, что бассейн окаймлен горами, имеет специфические геолого-геофизические условия и кора по сравнению с прилегающими участками очень тонкая. Данные о строении земной коры, полученные вдоль этих профилей, — *хорошая основа для сравнения* и отражения изменений строе-

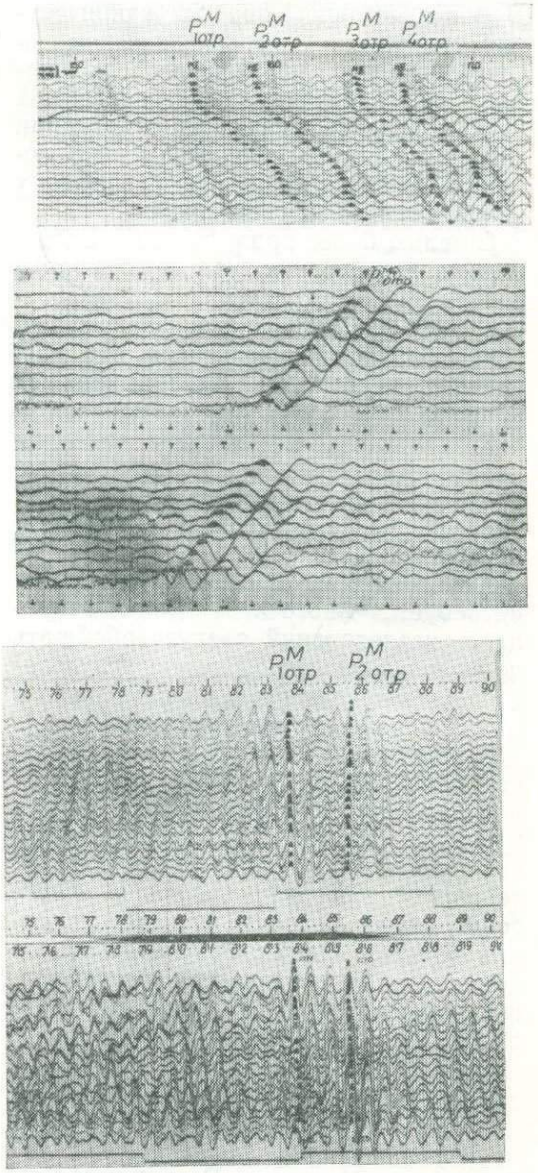



**Рис. 15. Сейсмические записи отраженных волн** от границы М:

*а* — от нескольких границ М в закритической области; *б* — от поверхности М в закритической области; *в* — от поверхности М вблизи ПВ.

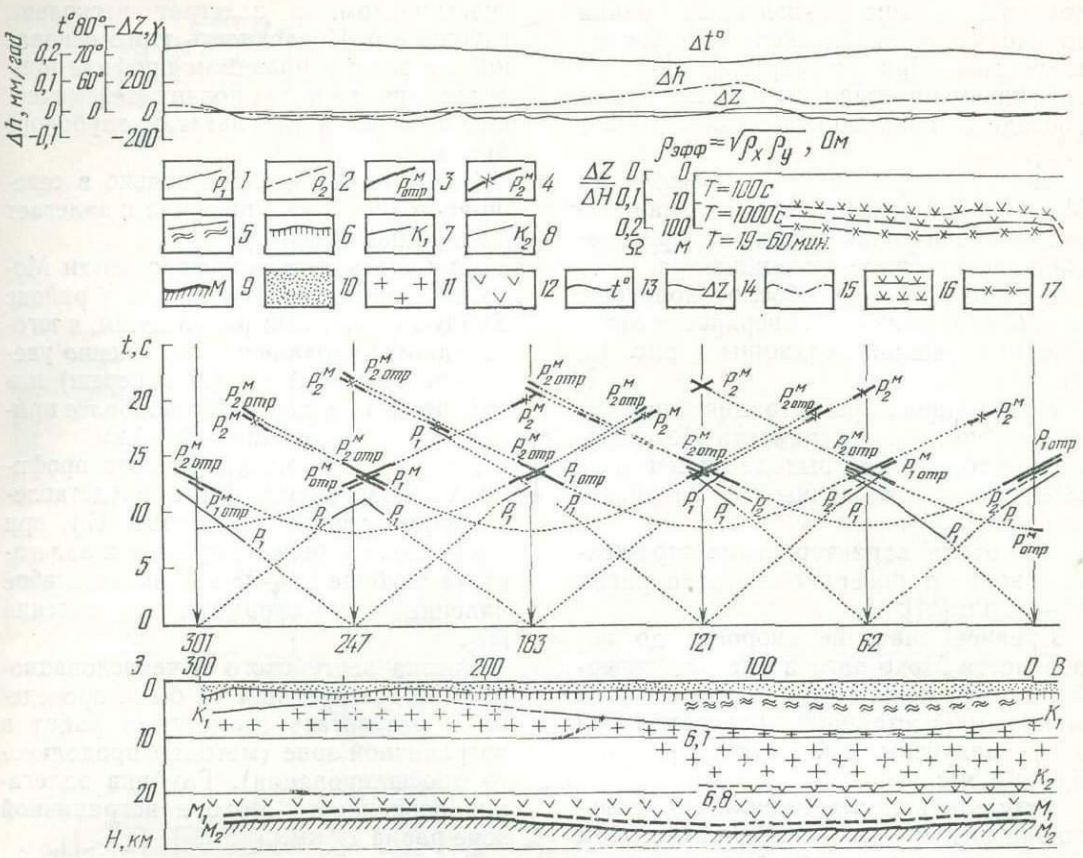



Рис. 16. Характеристики геофизических полей, годографы сейсмических волн и разрез земной коры вдоль IV международного профиля:

*1* — годографы сейсмических волн от поверхности консолидированной коры; *2* — годографы сейсмических волн от границ в консолидированной коре; *3* — годографы отраженных волн от поверхности М; *4* — годографы преломленных волн от поверхности М; *5* — молодой складчатый фундамент доавстрийского возраста; *6* — молодой складчатый фундамент верхнепалеозойского — нижнемелового возраста; *7* — поверхность консолидированной коры; *8* — граница в консолидированной коре; *9* — поверхность М; *10* — осадочный слой; *11* — «гранитный» слой; *12* — «базальтовый» слой; *13* — изотермы (Δt°) на глубине 1 км; *14* — ΔZ; *15* — скорость современных движений, мм/год; *16* — $\rho_{эфф}$: *а* — для периода 100 с; *б* — для периода 1000 с; *17* — отношение горизонтальных и вертикальных компонент электромагнитного поля.

ния земной коры в бассейнах, платформах и под горными цепями.

Международная система профилей в Венгрии дополнена двумя национальными профилями, пересекающими Задунайский район и Венгерское Среднегорье в северо-западном направлении. Более длинный профиль НП-1 проведен непрерывным продольным профилированием, а параллельный ему более короткий профиль НП-2 — поперечным. Исследования на этих профилях проводились с целью выяснения глубинного строения коры в районе Задунайского Среднегорья.

**Характеристика волнового поля.** Зарегистрированные волны разделялись на следующие группы:

1. Волны $P^0$ характеризуют горизонты в осадочной толще.

2. Волны $P_1$ связаны с поверхностью «гранитного слоя» (с $v_г$=5,9÷6,1 км/с), которая залегает на глубине 5—10 км. При больших глубинах залегания этой границы волна $P_1$ не регистрируется. Местами выделяются волны с граничной скоростью 6,5 км/с, однако они прослеживаются довольно неуверенно (профиль III).

3. Волны $P_2$ с граничной скоростью 6,9—7,1 км/с (граница в консолидированной коре) прослеживаются неуверенно.

4. Волны $P^M_{отр}$ — закритические отражения от поверхности Мохо. Годограф, построенный по этим волнам, имеет гиперболическую форму. Эти отражения представлены одной группой колебаний (рис. 15, *а*), иногда — двумя и более (рис. 15, *б*). Изредка чере-

довались хорошо разделенные пачки волн с увеличивающейся кажущейся скоростью. При регистрации нескольких пачек интервал между первым и последним приходом составлял 1—2 с [26].

Энергия отражений от поверхности Мохо имеет максимальное значение около критической точки, за критической точкой она резко снижается.

В районе Хайдусобосло получены четкие отражения от поверхности Мохо вблизи взрывной скважины (рис. 15, *в*).

Непрерывная регистрация преломленных волн от поверхности Мохо возможна только при выходе волн в первые вступления (волны $P^м$, Задунайский профиль).

Частотная характеристика отраженных волн от поверхности Мохо равна 10—12 Гц [41].

Среднее значение скорости до поверхности Мохо рассчитано для гиперболы отражений при большом угле *способом постоянной разности*. При этом получены значения в пределах 5,8—6,1 м/с.

**Результаты исследований.** При изложении результатов измерений методом ГСЗ представлены профили, которые не входят в международную систему или входят в нее только частично.

Профиль IV — первый международный профиль, по которому проводились (рис. 16) опытные работы, базирующиеся на регистрации закритических отражений при непрерывном продольном профилировании.

По разрезу выделены три сейсмические поверхности: $K_1$ — поверхность «гранитного слоя» с граничной скоростью 6,1 км/с; $K_2$ — горизонт с граничной скоростью 6,8 км/с, вероятно, граница Конрада; М — поверхность Мохоровичича с граничной скоростью 8,1 км/с, представляющая нижнюю границу земной коры.

Последняя представлена двумя горизонтами, отстоящими друг от друга по глубине на 1,0—1,5 км. Нижний, более выраженный горизонт, хорошо прослеживается вдоль всего профиля.

Глубина залегания горизонта $K_1$ 4—9 км, причем в районе Дуная (4 км) наблюдается небольшое поднятие, к востоку в районе между гг. Надькереш и Дебрецен имеется синклиналь. Этот горизонт является доавстрийским фундаментом, а залегает несколько глубже его. Поверхность этого основания на рассматриваемом профиле проведена по данным прочих сейсмических методов и результатам глубокого бурения.

Горизонт $K_2$ выявлен только в северо-восточной части профиля и залегает на глубине 19 км.

Глубина залегания поверхности Мохо изменяется незначительно в районе Хайдусобосло. Она равна 25 км, в юго-западном направлении постепенно увеличивается до 27 км (Надькереш) и в районе Дуная достигает наиболее приподнятого положения — 24,5 км.

На участке международного профиля VI поверхность Мохо представлена двумя горизонтами (рис. 17), при этом нижний более выражен и залегает на глубине 26—28 км, имеет слабое падение в юго-западном направлении [27].

Увязка венгерского и чехословацкого участков профиля VI была проведена в результате совместных работ в пограничной зоне (методом продольного профилирования). Глубина залегания поверхности Мохо в пограничной зоне равна 27 км.

Венгерский участок международного профиля III состоит из трех частей (рис. 14). Северо-восточная часть профиля до Дебрецена непосредственно увязана с продолжением профиля III на советской территории. Средняя часть представляет участок описанного выше профиля IV между пикетами 550—650, южная часть в районе г. Сегед является продолжением югославского профиля [28].

Исследования по профилю III проводились методом продольного профилирования. Годограф и разрез земной коры показан на рис. 18.

Ниже молодого фундамента ($v_г$ = =5,5÷5,8 км/с) на глубине 5—8 км прослеживается поверхность консолидированной коры с граничной скоростью 6,1 км/с (горизонт $K_1$). Исключением является южный участок профиля, где из-за большой глубины залегания молодого фундамента (8 км) и небольшой разницы между кажущимися скоростями первого и второго горизонта невозможно выделить волну от второго горизонта ($K_1$).

О более глубокозалегающих горизонтах в консолидированной коре по-

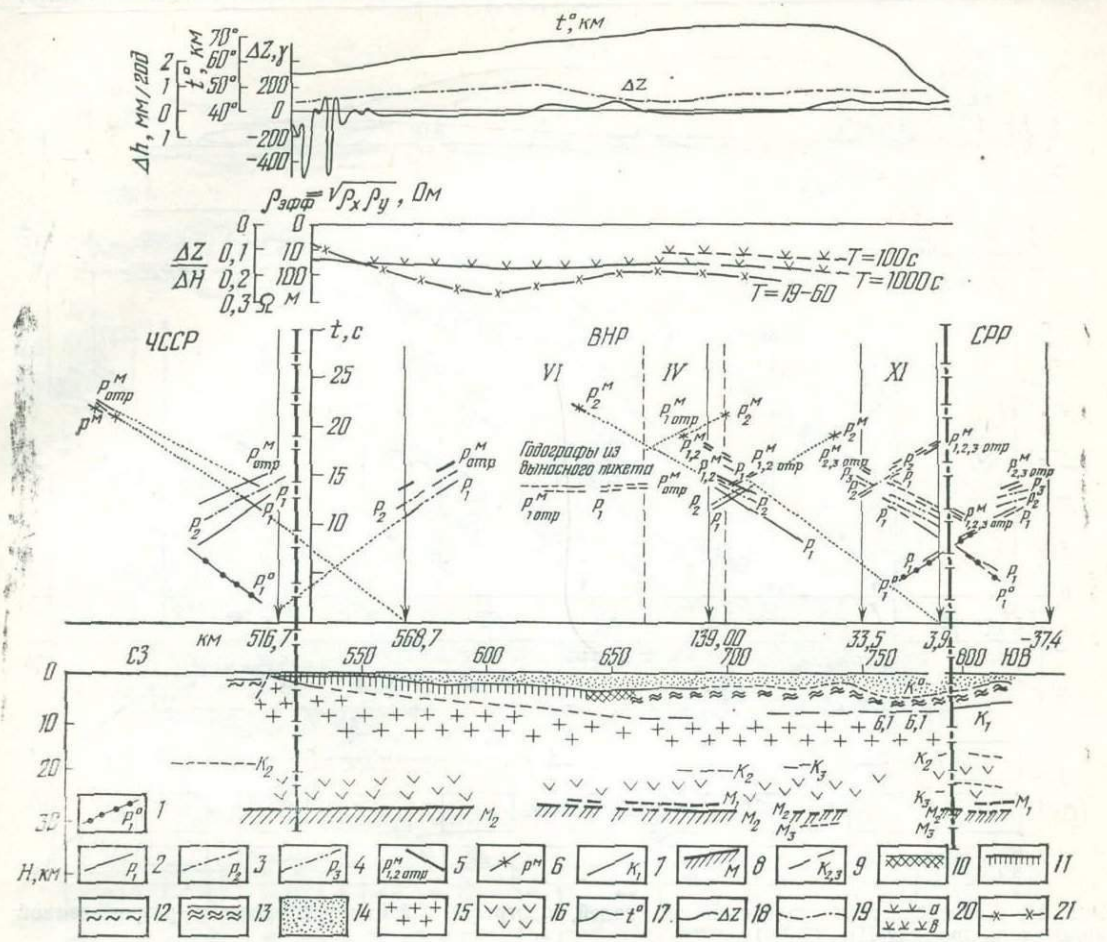



Рис. 17. Характеристика геофизических полей, годографы сейсмических волн и разрез земной коры вдоль VI международного профиля:

*1* — годографы сейсмических волн от складчатого фундамента; *2* — годографы сейсмических волн от поверхности консолидированной коры; *3—4* — годографы от границ в консолидированной коре; *5* — годографы отраженных волн от поверхности М; *6* — годографы преломленных волн от поверхности М; *7* — поверхность консолидированной коры; *8* — поверхность М; *9* —граница в консолидированной коре; *10* — молодой складчатый фундамент верхнемелового — кайнозойского возраста; *11* — то же мезозойского возраста; *12* — то же доавстрийского возраста; *13* — то же — складчатый фундамент; *14* — осадочный слой; *15* — «гранитный» слой; *16* — «базальтовый» слой; *17* — изотермы (t) на глубине 1 км; *18* — значения теплового потока; *19* — ΔZ; *20* — скорость современных движений, мм/год; *21* — $\rho_{эфф}$: *а* — для периода 100 с; *б* — для периода 1000 с; *22* — отношение горизонтальных и вертикальных компонент электромагнитного поля.

лучены только спорадические данные. На некоторых участках прослежена граница с $v_г = 6{,}5 \div 6{,}85$ км/с (горизонт $K_2$).

Поверхность Мохо представлена двумя протяженными горизонтами, залегающими на глубине 24—28 км. В северо-восточном (к Карпатам) и в юго-западном (к Динаридам) направлениях мощность земной коры увеличивается.

Международный профиль III пересекает разнообразные тектонические зоны: Воронежский массив, Украинский щит, Карпатский бассейн — Карпаты и Динариды, и заканчивается вблизи Адриатического моря. Мощность земной коры вдоль профиля резко изменяется. Так, под Карпатами она равна 65 км, под Динаридами — 45 км, а под Паннонским бассейном — в среднем 26—27 км.

Национальный профиль НП-1 расположен в Задунайском районе, причем вдоль профиля молодой фундамент залегает на различных глубинах, имеются участки с его выходом на дневную поверхность [26].

Система годографов и разрез земной коры показаны на рис. 19. На разрезе построены следующие горизонты:

1. $K_1$ — поверхность «гранитного

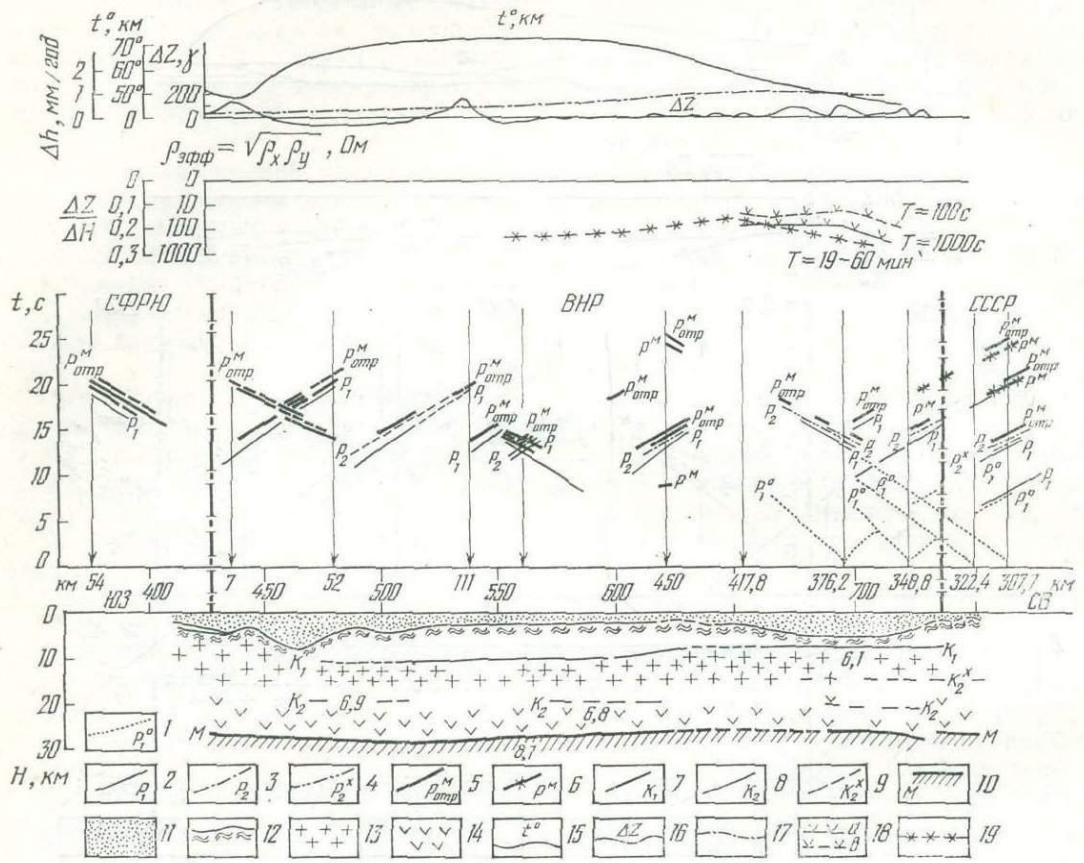



Рис. 18. Характеристики геофизических полей, годографы сейсмических волн и разрез земной коры вдоль профиля III:

*1* — годографы отраженных волн от границ в осадочном слое; *2* — годографы отраженных волн от поверхности «гранитного» слоя; *3—4* — годографы отраженных волн от границ в консолидированной коре; *5* — годографы отраженных волн от поверхности М; *6* —годографы преломленных волн от поверхности М; *7* — поверхность «гранитного» слоя; *8—9* границы в консолидированной коре; *10* — поверхность М; *11* — осадочные отложения; *12* — фундамент доавстрийского возраста; *13* — «гранитный» слой *14* — «базальтовый» слой; *15* — изотермы (*t*) на глубине 1 км; *16* — ΔZ; *17* — скорость современных движений, мм/год; *18* — $\rho_{аф\phi}$: *а* — для периода 100 с; *б* — для периода 1000 с; *19* — отношение горизонтальных и вертикальных компонент электромагнитного поля.

слоя», с граничной скоростью 5,7—6,0 км/с, залегает на глубине в среднем 5 км (предполагается совпадение в северо-западной части профиля поверхности молодого фундамента и горизонта $K_1$).

2. $K_2$ — граница Конрада, с граничной скоростью 7,0—7,1 км/с, залегающая на глубине 19—20 км, прослеживается спорадически.

3. М — поверхность Мохо, от которой получены интенсивные отражения ($P^{м}_{отр}$). В связи с неблагоприятными поверхностными условиями волны $P^{м}_{отр}$ значительно искажены и их корреляция местами затруднительна; они представлены двумя пачками. Исключение составляет район горы Баконь, где первая и вторая пачки отражений от поверхности Мохо имеют слабую интенсивность, однако на больших временах регистрируются отражения с большой интенсивностью и высокой кажущейся скоростью, достигающей 8,3—8,8 км/с. Интервал времени между первой и последней фазой волн достигал 1—1,5 с.

Это объясняется тем, что поверхность в этом районе представляет собой переходную зону с целым рядом отражающих горизонтов. Возникновение чередующихся пачек, отмеченное в районе горы Баконь, можно объяснить увеличением мощности переходной зоны кора — мантия. Вероятно, от стабильных глубоко залегающих горизонтов отражения более интенсивны. Поэтому при наличии двух пачек волн

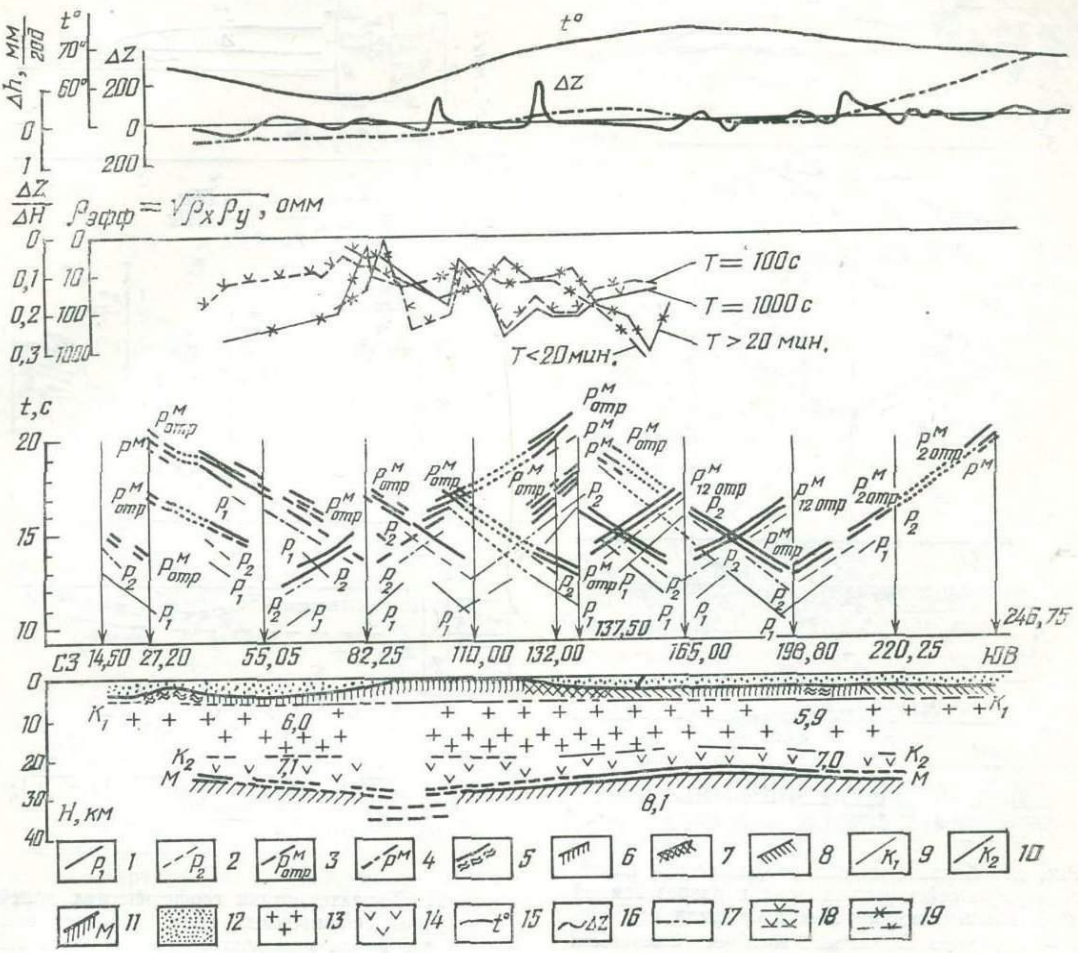



Рис. 19. Характеристики геофизических полей, годографы сейсмических волн и разрез земной коры в Задунайской области:

*1* — годографы отраженных волн от поверхности «гранитного» слоя; *2* — годографы отраженных волн от границ в консолидированной коре; *3* — годографы закритических волн от поверхности М; *4* — годографы преломленных волн от поверхности М; *5—8* — поверхности складчатого фундамента различного возраста; *9* — поверхность «гранитного» слоя; *10* — поверхность в консолидированной коре; *11* — поверхность М; *12* — осадочные отложения; *13* — «гранитный» слой; *14* — «базальтовый» слой; *15* — изотермы (*t*) на глубине 1 км; *16* — ΔZ; *17* — скорость современных движений, мм/год; *18* — $\rho_{эфф}$: *а* — для периода 100 с; *б* — для периода 1000 с; *19* — отношение горизонтальных и вертикальных компонент электромагнитного поля.

отражения от второго горизонта регистрируются с большими амплитудами.

Глубина залегания поверхности Мохо по профилю значительно изменяется: максимальная — в районе горы Баконь, а в северо-западном и юго-восточном районах — 25,0—24,5 км.

Увеличение мощности земной коры под горой Баконь не совпадает с поднятием поверхности молодого фундамента.

На международном профиле V (рис. 20) исследования проводили венгерские, польские и чехословацкие геофизики. Венгерский участок представляет небольшую часть профиля, который пересекает Карпаты в северо-западном направлении.

На профиле V непрерывно и четко прослеживается горизонт $K_1$ с граничной скоростью 6,1 км/с, который залегает на глубине в среднем 5 км. Горизонт $K_2$ с граничной скоростью 7,0 км/с прослеживался только на небольших участках, приблизительно на глубине около 20,5 км. Поверхность Мохо выражена двумя горизонтами (М и $M_1$). От этой поверхности наблюдаются преломленные волны.

Разница в глубинах между М и $M_1$ на территории Венгрии меньше, чем в Чехословакии. Предполагается, что в

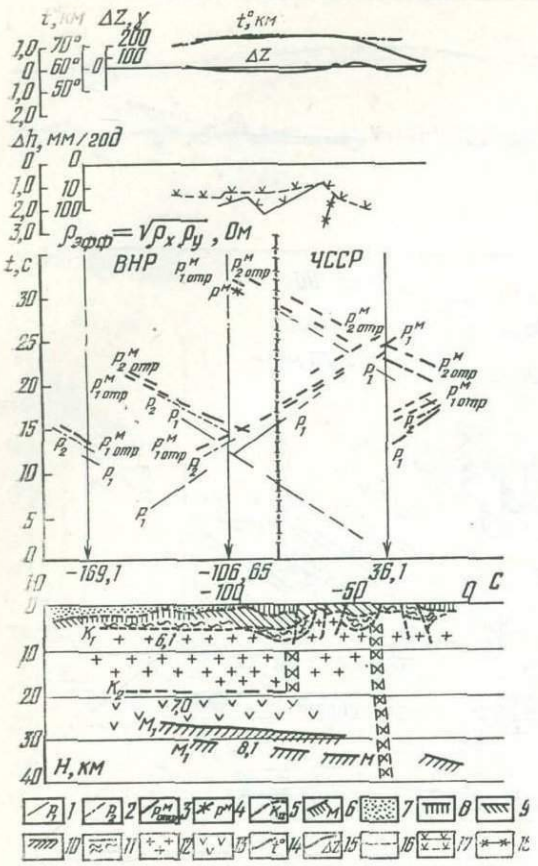



Рис. 20. Характеристика геофизических полей, годографы сейсмических волн и разрез земной коры вдоль международного профиля V:

*1* — годографы отраженных волн от поверхности «гранитного» слоя; *2* — годографы отраженных волн от границы в консолидированной коре; *3* — годографы отраженных волн от поверхности М; *4* — годографы преломленных волн от поверхности М; *5* — поверхность «гранитного» слоя в консолидированной коре; *6* — поверхность М; *7* — осадочный слой; *8* — мезозойские отложения доавстрийского фундамента; *9* — палеозойский фундамент; *10* — докембрийский фундамент; *11* — складчатый фундамент; *12* — «гранитный» слой; *13* — «базальтовый» слой; *14* — изотермы (*t*) на глубине 1 км; *15* — ΔZ; *16* — скорость современных движений, мм/год; *17* — $\rho_{эфф}$: *а* — для периода 100 с; *б* — для периода 1000 с; *18* — отношение горизонтальных и вертикальных компонент электромагнитного поля.

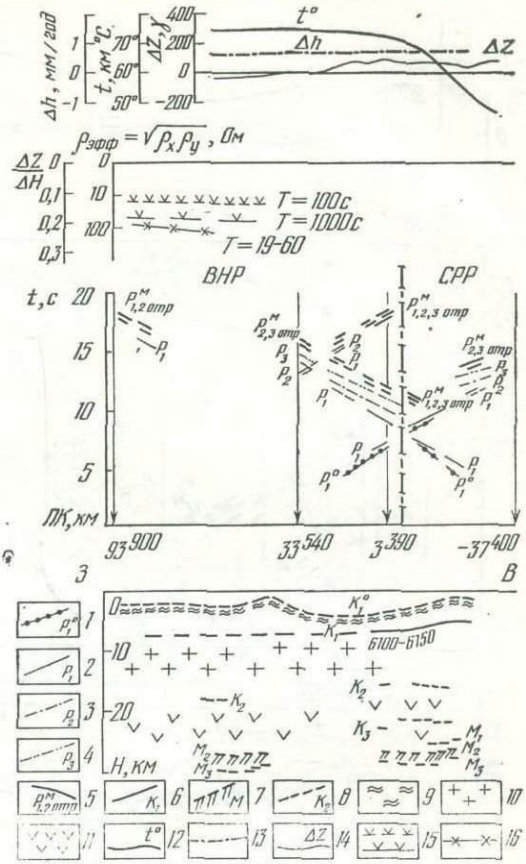



Рис. 21. Характеристики геофизических полей, годографы сейсмических волн и разрез земной коры вдоль международного профиля XI:

*1* — годографы отраженных волн от границ в осадочном слое и поверхности кристаллического фундамента; *2* — годографы отраженных волн от поверхности «гранитного» слоя; *3—4* — годографы отраженных волн от границ в консолидированной коре: *5* — годографы отраженных волн от поверхности М; *6* — поверхность «гранитного» слоя; *7* — поверхность М; *8* — границы в консолидированной коре; *9* — складчатый фундамент доавстрийского возраста; *10* — «гранитный» слой; *11* — «базальтовый» слой; *12* — изотермы (*t*) на глубине 1 км; *13* — график *l*; *14* — скорость современных движений, мм/год; *15* — $\rho_{эфф}$: для 100 с (*а*) и 1000 с (*б*); *16* — отношение горизонтальных и вертикальных компонент электромагнитного поля.

Чехословакии мощность переходной зоны больше. В северном направлении по профилю V поверхность Мохо плавно погружается, причем под Карпатами мощность коры достигает 50 км.

Венгерский участок международного профиля XI (рис. 21) имеет северо-западное направление, расположен в районе гг. Федвернек — Бихаркерестеш и пересекает государственную границу с Румынией. В пограничной зоне проведены исследования совместно с румынскими геофизиками [17].

Получены отражения от поверхности мезозойско-палеозойского фундамента ($P_1^0$), трех границ в консолидированной коре ($P_1$, $P_2$, $P_3$) и от поверхности Мохо. Отражения от поверхности Мохо зарегистрированы в виде двух импульсов ($P^м_{отр}$, $P^м_{отр}$). Отражения от поверхности $P_2$ регистрируются спорадически и характеризуются малой интенсивностью.

При построении всех перечисленных границ применялись следующие средние скорости до мезо-палеозойского

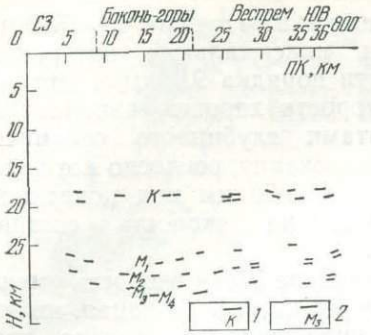



Рис. 22. Разрез земной коры Задунайской области по данным непродольного профилирования:

*1* — границы в консолидированной коре; *2* — поверхность М.

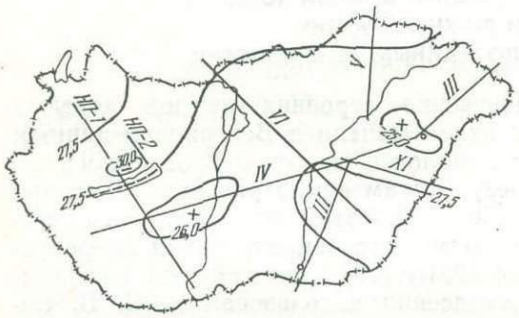



Рис. 23. Карта изолиний поверхности М на территории ВНР.

фундамента ($K_1^0$); $\bar{v}=2{,}8$ км/с; до границы $K_1$—$\bar{v}=4$ км/с; до поверхности $K_2$—$\bar{v}=5{,}4$ км/с; до границы $K_3$—$\bar{v}=5{,}7$ км/с; до поверхности М—$\bar{v}=5{,}8$ км/с; до $M_1$—$\bar{v}=5{,}9$ км/с и до $M_2$—$\bar{v}=6$ км/с.

Наиболее уверенно прослеживается поверхность $M_1$ на глубине 27 км, что хорошо согласуется с данными, полученными в Паннонском бассейне. Глубина залегания горизонта $M_2$ 29—30 км.

При изучении коры Задунайского Среднегорья применялась методика непродольного профилирования (расстояние между профилями 70 км).

Результаты исследований в этом районе показаны в виде разреза земной коры (рис. 22).

Указанный разрез свидетельствует о том, что под горой Баконь толщина земной коры увеличена по сравнению с окружающими районами.

Структурная карта поверхности Мохоровичича (рис. 23) — результат изучения земной коры на территории Венгрии. Величина интервала между изогипсами 2,5 км. Максимальная глубина наблюдается под Задунайским Среднегорьем (30,4 км), минимальная — в юго-восточной части страны (24,5 км).

В дальнейшем планируются исследования с целью выявления мелких разломов, изучения скоростных разрезов в коре, в частности определения слоев с пониженными скоростями.

## СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО ДАННЫМ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН

В восточной части Венгрии на одном из участков международного профиля III определялись распределения скорости в земной коре и в верхней мантии. Измерения проводились с многократным перекрытием до глубины почти 100 км [30].

Для полевых измерений применялась специальная сейсмическая цифровая аппаратура. Сейсмограммы обрабатывались на ЭВМ «Минск-32» с соответствующими приставками для обработки сейсмических материалов.

На исходных сейсмограммах зарегистрированы очень слабые отражения. Наиболее выражены волны от границ в осадочной толще. В толще консолидированной коры удалось зарегистрировать три отражения от поверхности $M_2$ и в толще верхней мантии семь. Определены значения пластовых скоростей в интервалах между указанными сейсмическими горизонтами. Результаты исследований приведены на рис. 24. Кривая в левой части рисунка показывает изменение средней скорости распространения волн с глубиной, в правой части приведены расчетные интервальные скорости. Некоторые данные об интервальной скорости указаны цифрами в средней части рисунка.

На скоростном разрезе наблюдаются две инверсионные зоны, одна из которых находится у поверхности М. Зона с более низкой скоростью может представлять нестабильную толщу с точки зрения физики и химии. В пределах нескольких километров предполагается наличие «пластов» с большей скоростью, указывающих на плитча-

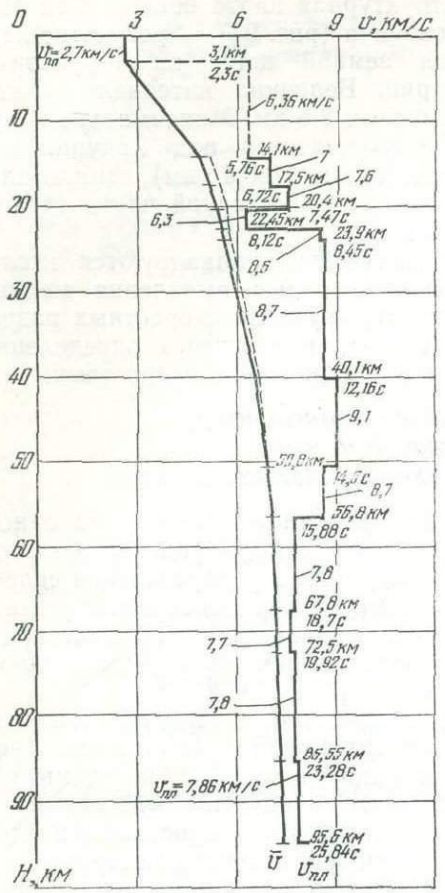



Рис. 24. Скоростной разрез земной коры и верхней мантии по данным докритических отраженных волн в районе г. Карцаг.

тую структуру. С увеличением глубины появляются «проплайки» с большей скоростью.

По отражениям, зарегистрированным на временах 12,16 и 14,5 с, наиболее надежно определялись средние скорости по методу «constant velocity scan». Между двумя горизонтами, залегающими на глубине 40—50 км, получены максимальные интервальные скорости порядка 9,1 км/с. Это значение скорости хорошо совпадает с результатами глубинного сейсмического зондирования, согласно которому на глубине 10—30 км под поверхностью Мохоровичича скорость составляет 9 км/с.

На глубине 57 км скорость уменьшается до 7,8 км/с. Этот канал, имеющий небольшую скорость, можно проследить до наиболее глубокой отражающей поверхности, находящейся на глубине 96 км. Указанная интервальная скорость характерна для слоя Гутенберга.

## ИЗУЧЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО ДАННЫМ СЕЙСМОЛОГИИ

Изучение строения земной коры и верхней мантии в Венгрии по данным сейсмологии впервые проводилось по результатам землетрясения 12 января 1956 г. [7]. Затем использовались сейсмограммы от землетрясения 20 февраля 1951 г. [20]. Данные о последнем землетрясении использовались С. В. Евсеевым [38] для расчета строения земной коры Украинской ССР.

При расчете момента начала землетрясения, скоростей $P$, $P^*$, $P_n$ и $\bar{S}$, $S^*$, $S_n$, глубины залегания поверхности Мохо и границы Конрада учитывались наблюдения некоторых станций за пределами Карпатского бассейна, поскольку в Венгрии имеется лишь небольшое количество станций. Поэтому расчеты о землетрясениях с неглубоким очагом ($n<10$ км) менее точны. В обоих случаях результаты расчетов схематичны.

Таблица 3

| Скоростные характеристики волн, км/см, и глубина залегания границ, км | Землетрясение 1956 г. | Землетрясение 1951 г. | Рассчитано по волнам Кода | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | Будапешт | Шопрон | Пискештете |
| $v_p$ | 5,49 | 5,53 | | | |
| $v_p^*$ | 6,98 | 6,28 | | | |
| $v_{pn}$ | 8,18 | 8,09 | | | |
| $v_s$ | 3,59 | 3,41 | | | |
| $v_s^*$ | | 3,93 | | | |
| $v_{sn}$ | 4,62 | 4,42 | | | |
| Глубина залегания горизонта между поверхностью Мохо и границей Конрада | | | | 13,2 | 14,22 |
| Глубина залегания границы Конрада | 20,20 | 11,7 | 20,35 | 18,4 | 20,22 |
| Глубина залегания поверхности Мохо | 33, 0 | 27,9 | 27,58 | 29,65 | 30,37 |

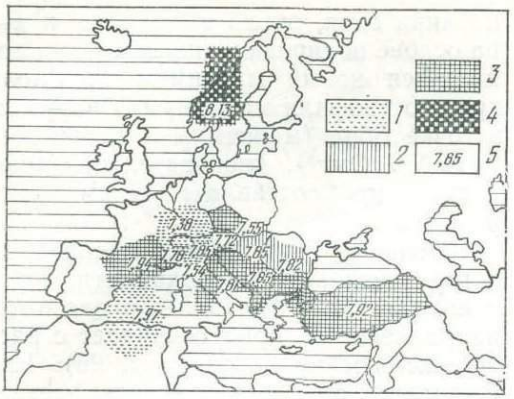



Рис. 25. Глубина залегания слоя (км) с пониженной скоростью в верхней мантии на территории Западной Европы:
*1* — 70; *2* — 70—79; *3* — 80—89; *4* — 90—100; *5* — значения скорости в слое.

Учитывая резонансные свойства волн Кода при землетрясениях с эпицентрами, расположенными на малых глубинах [8—10], можно определить глубину залегания поверхности Мохо, границы Конрада и горизонта, залегающего между дневной поверхностью и границей Конрада в районе трех сейсмологических станций (табл. 3).

Используя первые вступления объемных волн, разработан метод для расчета глубины залегания зоны пониженной скорости.

Эти исследования выполнены вдоль территории южнее Карпатского бассейна [12], Венгрии [10] и сейсмоактивных зон Европы [14].

Расчеты показали, что глубина залегания зоны пониженной скорости, как и поверхности Мохо, меньше, чем в районах, окаймляющих Карпатский бассейн (рис. 25).

Используя годограф первых вступлений при расстояниях от эпицентра $0°<\Delta<10°$ (методом Вихерта — Герглотца) рассчитаны распределения скорости по вертикали в земной (справа) коре и глубина до верхней границы зоны пониженной скорости (слева):

| | |
|---|---|
| 28 | 8,19 |
| 49 | 8,69 |
| 69 | 9,25 |

## РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРУКТУРА ПАННОНСКОГО БАССЕЙНА ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

Систематические работы по выявлению электрических свойств основания Паннонского бассейна начались в конце 50-х годов. Они проводились методами: а) теллурического профилирования и зондирования ($TT_1$, RTFS); б) магнитотеллурического зондирования (MTS); в) магнитного профилирования и зондирования (GOP, GOS).

В результате работ определена электрическая структура Паннонского бассейна, характеризуемая следующим:

1. Под осадочными отложениями с удельным сопротивлением порядка нескольких Ом первый электрический горизонт с высоким сопротивлением характеризует мезозойский или палеозойский (доавстрийский) комплекс.

2. В земной коре на глубине 5—10 км в мезозойских карбонатных породах (особенно в Задунайском Среднегорье и в его северной и северо-западной частях) присутствуют слои с хорошей проводимостью, локальные изменения которых, по нашему мнению, вызваны тектоникой.

3. В верхней мантии первый слой с хорошей проводимостью выявлен на глубине 45—85 км.

4. Глубинные разломы хорошо отражаются в региональной магнитотеллурической анизотропии.

5. Между Внутренними и Внешними Карпатами наблюдается электрическая аномалия, отклонения от которой выявлены в районе Задунайского Среднегорья и к северо-западу от него.

На значительной площади изучался рельеф основания бассейна методом теллурического профилирования. Это изучение было направлено на выявление залежей углеводородов. Продолжительная регистрация на базисных станциях позволила определить зависимость между теллурическими параметрами и периодичностью. Полученные кривые зондирования указали на присутствие электрических аномалий в земной коре на территории Задунайского Среднегорья [2].

Аномалии в земной коре детально изучались магнитотеллурическим методом вдоль двух профилей. По характеру кривых, полученных при магнитотеллурическом зондировании с поляризацией $E$ и $H$, можно судить о пространственном изменении хорошо проводящего слоя (рис. 26).

По кривым поляризации $E$ рассчитана глубина залегания этого слоя (рис. 27, 28).

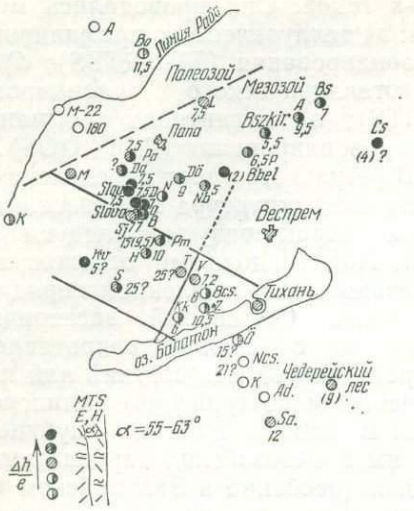



Рис. 26. Характер поляризационных кривых $E$ и $H$ и глубина залегания слоя с повышенной проводимостью в Задунайской области.

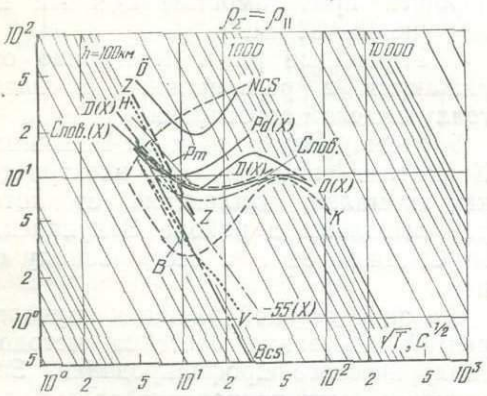



Рис. 27. Кривые $E$ магнитотеллурического зондирования по профилю СЗ—ЮВ направления.

На северном берегу оз. Балатон хорошо проводящий слой выклинивается на контакте перми и мезозоя. (Кривые с обозначением «Бч» и поляризацией $E$ и $H$ не совпадают.) Южнее оз. Балатон сказывается влияние глубинной структуры — отмечен участок кажущегося увеличения глубины залегания проводящего слоя и снижения величины $S$. На северо-западе, на контакте мезозоя и силура слой выклинивается. Вероятная глубина залегания слоя 5—10 км.

Поляризационные кривые $H$ (южнее г. Шомло) указывают на постепенное снижение проводимости по горизонтали, при этом до южного выклинивания слоя, около точек $T$, $У$ и $Б_ч$, на основе поляризационных кривых появляется новый максимум $S$. Вдоль другого профиля максимум обнаружен в точке Ббел (максимум $S$ составляет $\sim 10\,000$ Ом$^{-1}$), следовательно, мощность слоя составляет 1 км, если $\rho = 0{,}1$ Ом.

Изменение глубины залегания слоя и горизонтальной проводимости, вероятно, связано с большими разломами, направление которых совпадает с расположением вулканов (рис. 26). Наблюдается определенная связь между увеличением глубины залегания слоя и мощностью земной коры [5].

О природе слоя существует несколько мнений. Одни исследователи объясняют его наличием графитов, другие — ионной проводимостью.

Хорошо проводящий слой в верхней мантии можно выявить только при тщательных измерениях из-за больших значений электрической неоднородности. Глубина залегания слоя определена не однозначно и колеблется между двумя предельными значениями (45 и 85 км) [3]. Наименьшие значения глубины существуют на площади аномалии в земной коре (на поляризационных кривых $E \approx 40$—$50$ км). На бортовых частях бассейна глубина состав-

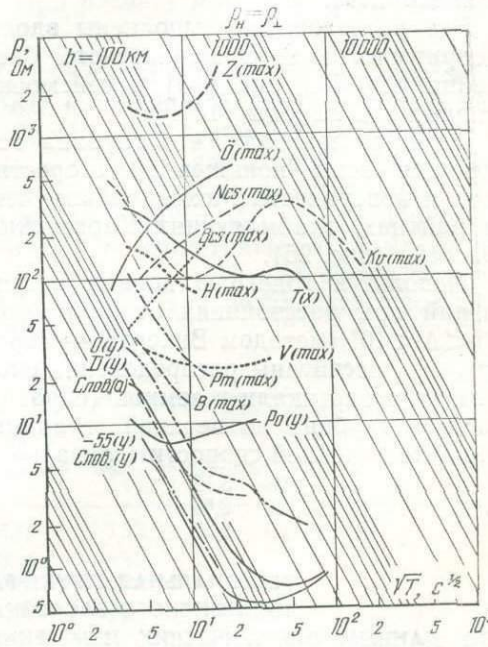



Рис. 28. Кривые $E$ магнитотеллурического зондирования по профилю СЗ—ЮВ направления.

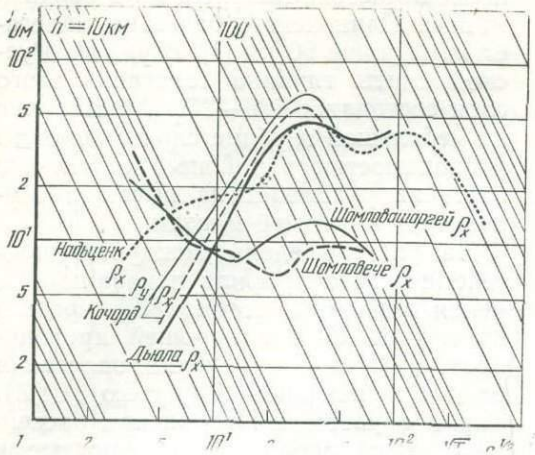



Рис. 29. Кривые магнитотеллурического зондирования, показывающие изменение глубины залегания слоя с повышенной проводимостью в верхней мантии.

ляет около 100 км. (См. кривые Надьценк, ρ, Дьюла, ρ и Кочорд на рис. 29.)

Кривым магнитотеллурического зондирования свойственна неравномерность $\rho_x > \rho_y$ при периодах, превышающих пульсацию [3] ($\rho_x$ — кривая, измеренная в меридиональном направлении; $\rho_y$ — в широтном). Левая восходящая ветвь кривых магнитотеллурического зондирования у кривых $\rho_y$ более плоская, чем у кривых $\rho_x$.

В наиболее спокойном районе теллурической базы ЭЛГИ Кочорд это явление также имеет место, хотя здесь $\rho_y > \rho_x$.

Вероятно, что магнитотеллурическая анизотропия связана с главными тектоническими линиями бассейна, а именно со сбросами широтного и северо-западного направлений и с разломами альпийского направления.

Объяснение магнитотеллурической анизотропии разломной тектоникой доказано магнитотеллурическим профилем, проведенным через балатонский разлом. Непосредственно возле структуры появляется линейная поляризация и завышенные величины $\rho_{макс}/\rho_{мин}$ и $\rho_x/\rho_y$.

Уменьшение влияния разлома на значение магнитотеллурических измерений показано на рис. 30. Данные о региональном разломе использованы Л. Штегена при рассмотрении новой глобальной тектоники [33].

В Паннонском бассейне, за исключением его северо-западной части, на-

Рис. 30. Зависимость направлений $Z_{xy}$ от периодичности T по профилю, пересекающему оз. Балатон.

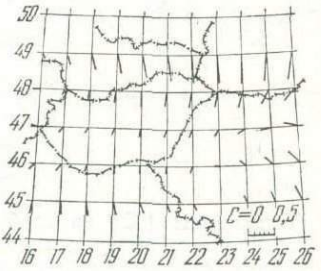



Рис. 31. Региональное изменение векторов Визе в Карпатском регионе.

правление векторов Визе южное и величина их в направлении внутренней части бассейна уменьшается. Это можно объяснить наличием между Внешними и Внутренними Карпатами зоны разломов с хорошей проводимостью [40] и зависимости второй степени к векторам Визе [4] (рис. 31).

Аномалия в земной коре в Задунайском районе имеет другие особенности. Векторы Визе как бы обводят аномалию, а изменение величины и направления векторов внутри района хорошо отображают локальные изменения величины $S$ в слое с хорошей проводимостью.

## ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Рабочая группа КАПГ составила схему теплового потока Центральной и Восточной Европы и карту геотермических температур до глубины 1 км [19, 35]. По этим картам видно, что начиная с Западных Карпат и до Кавказа Среднюю и Центральную Европу пересекает зона геотермического тепла, совпадая в основном с территориями, подвергнувшимися влиянию альпийского орогенеза. В этой геотермической аномалии самые высокие значения тепла наблюдаются в Паннонском бассейне.

Геотермические условия на территории Венгрии и в смежных районах и

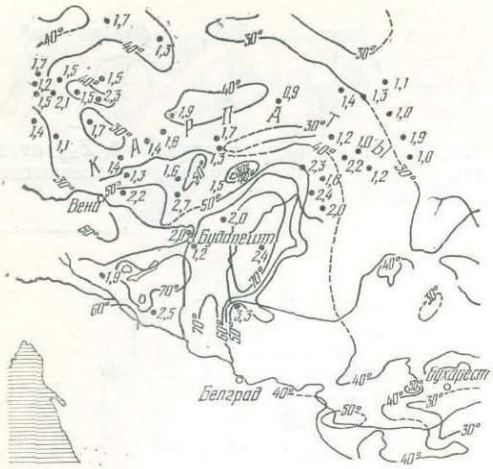



Рис. 32. Геоизотермы (°С) на глубине 1 км (по данным Штегена, 1972) и значения теплового потока в районе Паннонского бассейна. Величины теплового потока приведены из работ Болдижара, Чермака, Плева, Кутаса и Гордиенко, Любимовой и Поляк и Шалата.

наиболее характерные значения теплового потока показаны на рис. 32. Средний геотермический градиент в Венгрии составляет 0,054°С/м, а плотность теплового потока, измеренного вблизи поверхности, в 2—3 раза превышает средние значения. На территории Паннонского бассейна на глубине 1 км среднее значение температуры составляет около 70°С, а на территории Русской плиты — 25—40°.

Среднее значение генерирования тепла вышезалегающих осадочных отложений по содержанию радиоактивных веществ в осадках составляет около $6 \cdot HGV$ ($1 \cdot HGV = 1{,}10^{-13}$ кал/см$^3 \cdot$с), что совпадает с величиной генерирования тепла в 16 HGV, вычисленной из среднего вертикального геотермического градиента ($d^2T/dz^2 = 4 \cdot 10^{-60}$ Cm$^{-2}$). На основе среднего генерирования тепла [31] можно определить среднее значение теплового потока в верхней мантии Паннонского бассейна ($q = 1{,}4$ HFV). Эти значения чрезвычайно высокие и указывают на аномально высокую температуру в верхней мантии (рис. 33).

Результаты геотермических измерений совпадают с результатами магнитотеллурического зондирования. А. Адам доказал, что слой с хорошей проводимостью, выявленный в верхней мантии Паннонского бассейна, залегает на глубине 60 км [1]. В районе Русской плиты глубина залегания этого слоя составляет 180—260 км. Наличие на небольшой глубине слоя с хорошей проводимостью в районе Паннонского бассейна указывает на высокую температуру в верхней мантии.

На рис. 34 вдоль международного сейсмического профиля показаны значения теплового потока [13], среднее положение слоя с хорошей проводимостью (HCL) и глубина залегания слоя с пониженной скоростью (LVZ). Таким образом, в Паннонском бассейне слой с хорошей проводимостью и пониженной скоростью залегает на сравнительно малых глубинах.

Таким образом, можно сказать, что в Паннонском бассейне, окаймленном Карпатами, существует значительная геотермическая аномалия, прослеживаемая и в верхней мантии. Теоретические расчеты [32] показали, что поскольку Паннонский бассейн молод, геотермическая аномалия на такой большой глубине не могла сформироваться за счет теплопроводности, так как последняя в геологическом понимании представляет очень медленный процесс. Термическая аномалия в Паннонском бассейне образовалась за счет миграции тепла к верху (мантия-диапир). Эта диапир-мантия вызвана субдукционным процессом в окружающих Карпатах, имеющим центральное направление. Геотермическая аномалия, миоцен-плиоценовый вулканизм, утонение и погружение земной коры подтверждают это [34, 36].

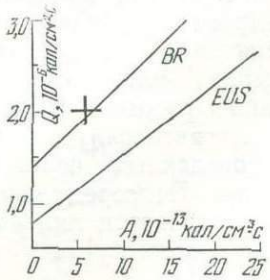



Рис. 33. Зависимость величины теплового потока от радиогенного тепла в районе точки измерений [31]:
*BR* — район Базин и Ранге; *EUS* — восточные районы США.

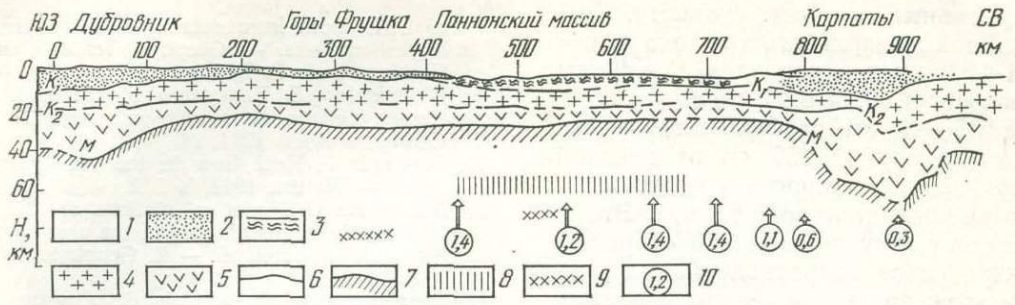



Рис. 34. Сейсмологический разрез [29], величина теплового потока в верхней мантии [16] и зона повышенной проводимости [13]:

*1, 2* — осадочный слой; *3* — мезозойский фундамент Паннонского массива; *4* — «гранитный» слой; *5* — «базальтовый» слой; *6* — граница в консолидированной коре; *7* — поверхность М; *8* — верхняя граница зоны пониженной скорости; *9* — верхняя граница зоны повышенной скорости; *10* — величины теплового потока в верхней мантии.

## СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО ДАННЫМ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Региональные исследования земной коры в Венгрии в основном закончены. Территория страны пересечена несколькими профилями ГСЗ для изучения строения земной коры и проведена увязка с профилями на территории других стран. Закончена интерпретация результатов измерений, проведенных в пограничных районах совместно с советскими, польскими, румынскими, чехословацкими и югославскими геофизиками. Венгерские специалисты участвовали и в проведении продольного профиля для изучения земной коры в Альпах, организованном геофизиками западно-европейских стран. Измерения проводились в 1975 г., обработка их результатов еще не закончена.

В начале 70-х годов началось более детальное изучение строения земной коры и верхней мантии методом отраженных волн. Сначала этим методом проводились работы по общей глубинной точке. Затем начнутся исследования методом ОГТ с многократным перекрытием. Наряду с этим более детально изучается строение земной коры в некоторых мегаструктурах нашей страны (например, в горах Баконь).

Сейсмологические, электрические и геотермические исследования, проведенные наряду с сейсмическими измерениями, предоставили много ценных данных для комплексного изучения земной коры и верхней мантии.

Сейсмические измерения, направленные на изучение строения земной коры, проводились прежде всего с целью исследования поверхности Мохоровичича. Составлена карта изогипс поверхности Мохо на территории всей страны. Глубина залегания ее в Венгрии около 23—26 км, максимальная глубина в районе гор Баконь — 30 км.

Для поверхности Мохо характерно, что в некоторых районах регистрируется несколько отражений в интервале времени 200—300 милис. В этом интервале наблюдается интерференция волн. Для более наглядного изображения на этих участках показано два горизонта. При составлении карты по поверхности Мохо использовали значения глубин по нижнему горизонту. На профиле, пересекающем горы Баконь (максимальная высота гор 500—600 м), наблюдалось несколько границ Мохо.

По величинам интервальной скорости, полученным при профилировании методом отраженных волн, предполагается наличие слоя с пониженной скоростью (6,6 км/с). В нижней части этого слоя предполагается наличие пластов с большой скоростью. С увеличением глубины скорость слоев возрастает. Зона, в которой скорость изменяется, прослеживается на равнинной территории в пределах 1 км, а в районе гор — в пределах нескольких километров.

Скорость продольных волн в нижних слоях литосферы сравнительно большая. По данным сейсмологических исследований и исследований методом отраженных волн имеется большой

вертикальный градиент скорости. Скорость под поверхностью Мохо с $v = 8{,}1 \div 8{,}2$ км/с в пределах 15—40 км возрастает до 9,1—9,25 км/с.

На 35—40 км глубже поверхности Мохо (на глубине 60 км от дневной поверхности) скорость продольных волн уменьшается до 7,8 км/с. Это и составляет зону пониженной скорости. Электрическое сопротивление на глубине этой зоны также уменьшается.

Между значительными температурными экстремумами, аномалиями теплового потока, поверхностью Мохоровичича и зоной пониженной скорости, которые приподняты в Венгрии по сравнению со смежными районами, отмечается взаимосвязь. Это явление объясняется в разделе, посвященном геотермическим работам.

### ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ III


1. *Ádam A.* Einige Hypothesen über den Aufbau des oberen Erdmantels in Ungarn. — Gerl. Beitr. z. Geophys., 1965, **74/1.**
2. *Ádam A., Veró J.* Latest results of electromagnetic measurements in Hungary. — Geofizikai Közl., 1967, **16**, N 1—2.
3. *Ádam A.* Apparance of the Electrical Inhomogeneity and Anisotropy in the Results of the Complex Electrical Exploration of the Carpathian Basin. — Acta Geod. Geophys. Mont. Hung., 1969, N 4.
4. *Ádam A., Veró J., Wallner A.* Regional properties of geomagnetic induction arrows in Europe. — Acta Geod. Geophys. Mont. Hung., 1972, N 7.
5. *Ádam A., Ádám O.* On the investigations of deep structures in the area of the Transdanubian Central Mountains. — Acta Geod. Geophys. Mont. Hung., 1973, N 8.
6. *Ádam A.* Geoelectric and geothermal studies. Akademia Kiadó. Budapest, 1976.
7. *Bisztricsány E., Csomor D.* Az 1956. január 12-i földrengés mikroszeizmikus adatainak feldolgozása. — Geofizikai Közl., 1957, **6**, N 1—2.
8. *Bisztricsány E.* Crustal layer thickness determination from coda waves. — Geofizikai Közl., 1971, **20.**
9. *Bisztricsány E.* Computation of strata thickness on basin of coda waves. — II. Obs. Royal de Belgique communications. Ser. A., **13.**
10. *Bisztricsány E.* Further relationships between the resonance characteristics of coda waves and the thickness of Earth's crust in Hungary. — Acta Geod. Geophys. Mont. Hung., 1972, 7, N 3—4.
11. *Bisztricsány E.* The determination of LVL depth from data of closely spaced seismological stations. — Geofizikai Közl., 1972, **21.**
12. *Bisztricsány E., Egyed L.* Calculation of LVL depth for the territory of Hungary. — Acta Geod. Geophys. Mont., 1972 N 7.
13. *Bisztricsány E., Egyed L.* The determination of LVL depth from data of spaced seismological stations. — Geophys. Trans. Hung. Geophys. Inst. R. Eötvös., 1973, **21**, N 1—4.
14. *Bisztricsány E.* The depth of the LVL in Europe and in some adjacent regions. — Geofizikai Közl., 1974, **22.**
15. *Boldizsár T.* Heat flow in the Hungarian Basin. — Nature, 1964, N 202.
16. *Buntebarth G.* Model calculations on temperature — depth distribution in the area of the Alps and the foreland. — Z. Geophys., 1973, N 39.
17. *Constantinescu P., Mituch E., Posgay K., Radulescu F.* Deep seismic sounding in the eastern part of the Pannonian basin along the international profile XI for the investigation of the Earth's crust conducted by Hungarian and Roumanian parties in cooperation. — Geofizikai Közl., 1975, **23.**
18. *Čermák V.* Terrestrial heat flow in Czechoslovakia and its relations to some geological features. — XXIII. Int. Geol. Cong. Praque, 1968, N 5.
19. *Čermák V., Lubimova E. A.* Heat flow map Central and Eastern Europe. — In: Geothermal and magnerotelluric monography of the KAPG. Budapest, 1976.
20. *Csomor D., Gálfi J.* A. földkéreg felépitésea a Magyal Medencében az 1951 február 20-i mógrádi földrengés adatai szerínt. — Geofizikai Közl,, **12**, N 1—2.
21. *Gálfi J., Stegena L.* Nagymélységü reflexiók Hajduszoboszló vidékéne.—Geofizikai Közl., 1955, **8**, N 4.
22. *Gálfi J., Stegena L.* Szeizmikus reflexiós méréssel maghatarozott néhány abat a földkéreg magyarországi részéröl. — Geofizikai Közl., 1957, **6**, N 1—2.
23. *Gálfi J., Pálos M.* A Refrakciós kéregkutató szelvény a Magyar Medencében. — Geofizikai Közl., 1960, **8**, N 4.
24. *Lubimova E. A., Polyak B. G.* Heat flow map of Eurasia. — The Earth's Crust and Upper Mantle, Geoph. Monograph., 1969, **13.**
25. *Mituch E., Posgay K., Sédy L.* Szélesszögü reflexiók alkalmazása a kéregkutatásban. — Geofizikai Közl., 1964, **13**, N 2.
26. *Mituch E.* Kurze Zusammenfassung der in Ungarn durchgefürten seismischen Tiefensondierungen; die in 1967—68, erhaltenen neuen Ergebnisse. — Acta Geol. Acad. Scies. Hung., 1969, **13.**
27. *Mituch E., Posgay K.* Die Ergebnisse der seismischen Messungen, ausgefürt an den ungarischen Abschnitten der internationalen Erdkrusten — forschungsprofile. Ves. ZGGI, C. VIII/IX. Belgrade, 1967.
28. *Mituch E.* The results of seismic measurement carried out in the Hungarian sections of the international crustal investigation profiles. — Acta Geod. Geophys. et Mont. Hung., 1968, N 3.
29. *Mituch E., Posgay K.* The crustal structure of Central and Southeastern Europe based aon the results of Explosion Seismology. — Geophys. Trans. Spec. Edit. Budapest, 1972.
30. *Posgay K.* Mit Reflexionsmessungen bestimmte Horizonte und Geschwindigkeitsverteilung in der Erdkruste und im Erdmantel. — Geofizikai Közl., 1975, **23.**
31. *Roy R. F., Blackwell A. D., Decker E. R.* Xontinental heat flow. — The nature of the Solid Eart. Mc. Graw-Hill, 1972.

32. *Stegena L.* A Magyar Medence kialakilása. — Földtani Közl., 1967, 97, N 3.
33. *Stegena L., Horváth F., Ádám A.* Spreading Tectonics investigated by Magnetotelluric Anisotropy. — Nature, 1971, N 231.
34. *Stegena L., Géczy B., Horváth F.* Late cenozoic evolution of the Pannonian basin. — Tectonophysics, 1975, N 26.
35. *Stegena L.* Geothermal temperature map of Central and Eastern Europe. In: Geothermal and magnetotelluric monography of the KAPG. Budapest, 1976.
36. *Szádeczky-Kardoss E.* Betrachtungen zur tiefstructurelle und magnetotektonische Untersucun des Karpatischen Beckensystems. — Oszt. Közl., 1967, 1.
37. *Szénás Gy.* The crustal structure of Central and southeastern Europe bases on the results of explosion seismology. Müszaki Könyvkiadó, Budapest, 1972.
38. *Евсеев С. В.* Про сейсмичный годограф. — Геолог. журн., 1958, 18, № 1.
39. *Кутас Р. И., Гордиенко В. В.* Тепловое поле и глубинное строение Восточных Карпат. — Геофизич. сб. АН УССР, 1970, № 34.
40. *Рокитянский И. И.* Аномалия электропроводности в земной коре в Карпатах. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1972, № 10.
41. *Строение* земной коры центральной и юго-восточной Европы. К., «Наук. думка», 1971.
42 *Субботин Г. И., Наумчик Т. Л., Рахимова И. Ш.* Мантия Земли и тектогенез. К., «Наук. думка», 1968.

# ГЛАВА IV

# ИЗУЧЕНИЕ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В ГЕРМАНСКОЙ ДЕМОКРАТИЧЕСКОЙ РЕСПУБЛИКЕ

Приведенные в настоящей главе данные — результат сотрудничества ряда научных учреждений Германской Демократической Республики: Центрального Геологического института (Берлин), ФЕБ Геофизика (Лейпциг), ФЕБ Геологические исследования и разведка (Галле), Центральный институт физики Земли (Берлин), факультет наук о Земле Горной академии (Фрейберг), Физический факультет университета им. Карла Маркса (Лейпциг).

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Территория ГДР является частью молодой Западно-Европейской платформы, фундамент которой окончательно сформировался во время варисцийского периода. На влияние близлежащего юго-западного края древней Восточно-Европейской платформы указывают характерные тектонические элементы разломов северо-западного направления. Южная часть ГДР состоит из блоков, в которых обломки варисцийского тектогенеза выходят на дневную поверхность либо перекрыты молассами и платформенным чехлом мезозоя, кайнозоя. В противоположность этому средняя и северная части ГДР относятся к Среднеевропейской низменности, которая развивалась в основном со времени пермского периода. В северной прибрежной области ГДР фундамент, видимо, относится к допалеозойскому времени (рис. 35).

Гарц и глыба Флехтингер — Рослау относятся к реногерцинской зоне, а все остальные вскрытые глыбы фундамента — к Саксо-Тюрингской зоне в понимании Косомата. Реногерцинская зона может в большей степени рассматриваться как комплексный ассиметричный мегасинклинорий, в то время как в Саксо-Тюрингской зоне расположено несколько антиклинориев и синклинориев. В восточной части имеется также сложное строение глыб составных частей фундамента различного возраста.

В общеевропейском варисцикуме реногерцинская зона и лежащая перед ней окаймляющая низина представляют собой внешнюю зону. Саксо-Тюрингская зона — внутренняя зона северного отвала в понятии Штилле. С некоторыми ограничениями можно рассматривать обе части как собственный ороген, сводовой зоной которого можно было бы считать Средне-Германскую кристаллическую зону.

Раннепротерозойские серии горных пород широко распространены в Саксо-Тюрингской зоне, особенно в ее восточной и северной частях. В некоторых областях известны породы докембрийского возраста. В палеозое мощность осадков, палеогеографическое развитие и тектонические подвижки во многом зависели от строения блоков и рельефа кристаллического основания. На юге ГДР, несмотря на эвгеосинклинальное фациальное развитие, мощности варисцийских геосинклинальных осадков относительно малы (<2000 м).

Большинство гранитоидов верхнепалеозойского, преимущественно карбонового возраста, но в строении фундамента участвуют и раннепалеозойские гранитоиды. Анализы гальки раннепротерозойских осадков доказывают и присутствие более старых докембрийских гранитоидов.

Переход к области со значительно более мощными палеозойскими осадками происходит внутри реногерцинской зоны. В более перекрытой пермомезозойскими осадками центральной части ГДР около 10 буровых скважин

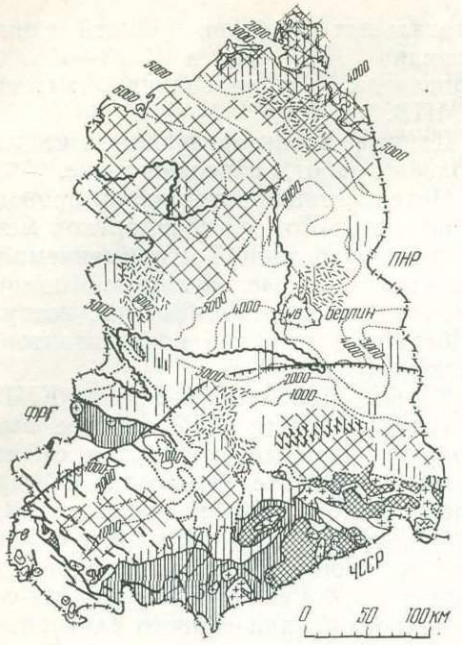



Рис. 35. Схема геологического строения территории ГДР.

вскрыли складчатые девонские, нижне- и верхнекаменноугольные свиты пластов. Варисцикум не заканчивается во внешних зонах у «Эльбской линии» или у «Одерского линеамента», а прослеживаются через территорию ГДР на восток. Для некоторых областей можно ожидать менее сильную допалеозойскую консолидацию. Здесь возможны большие палеозойские мощности осадочных пород.

В области Балтийского побережья при бурении вскрыты недислоцированные девонские нижне- и верхнекаменноугольные отложения. В некоторых скважинах встречены дислоцированный нижний и средний ордовик. Молассы и вулканиты верхнего карбона и нижней перми, иногда нижнего карбона вскрыты в южной части ГДР во внутренней впадине. На севере, начиная с перми, образовалась глубокая зона понижения как часть Среднеевропейской низменности. Наиболее сильное погружение произошло в области Восточно-Эльбского массива, где по геофизическим данным мощность посткарбоновых отложений достигает 6 км. Однако фундамент здесь, видимо, представлен доварисцийскими (докембрийскими) породами. В северной части ГДР развит нижнепермский вулканизм. В верхней перми и нижнем и среднем триасе произошло интенсивное понижение Среднеевропейской низменности. Начиная с верхнего триаса, этот процесс характеризовался более сильным тектоническим дифференцированием, активировались тектонические разломы, в результате чего возник современный тектонический план.

Для большей части ГДР можно предполагать существование докембрийского кристаллического цоколя, образовавшегося, по-видимому, в верхнем протерозое. Геосинклинали, образованные в верхнем протерозое и среднем палеозое, имели преимущественно сиалический характер. Количественные различия в значениях мощности и наличие вертикальных и горизонтальных подвижек в период геосинклинального развития позволяют предполагать здесь доварисцийское основание. При этом в отдельных районах могут встречаться заметные отклонения. Эта неоднородная зона коры в течение варисцийского тектогенеза преобразуется в молодую Западно-Европейскую платформу.

Доказать наличие на территории ГДР блоковых границ больших литосферных плит, зоны океанизации (или спрединга дна океана) и зоны значительного литосферного подвига не удалось. Растяжение коры как причина генезиса бассейна в геосинклинальной стадии и сжатие ее при тектогенезе — важные факторы генезиса коры. Эти процессы горизонтального движения, без сомнения, управляются крупнорегиональными глубинными процессами.

Замедление варисцийского геосинклинального развития на юге ГДР вызвано относительно устойчивым древнекристаллическим блоковым комплексом в северном предгории Богемского массива. Поскольку варисцийская седиментация здесь часто не достигает большой мощности и каледонское образование коры не играет преобладающей роли, поле силы тяжести в большей мере отображает мозаику доассинтских блоков. Наряду с этим распределение силы тяжести определяется варисцийскими магматитами, раннепалеозойской метаморфизацией и ассинтскими процессами. В соответствии с многоэтапным развитием наблюдается относительно сложное и сильно расчлененное неоднократное распределение силы тяжести. Северная граница

этого региона находится в районе Берлина.

Севернее названной пограничной зоны действие блоков основания значительно меньше, за исключением, может быть, скрытого Восточно-Эльбского массива. Для подтверждения этого мнения можно привести особенности распределения геотермических условий. В то время как тепловой поток в зоне жесткой коры в южной части ГДР остается относительно малым, восточнее Восточно-Эльбского массива на тех же глубинах тепловые значения значительно выше.

В северной части ГДР мозаичный характер поля силы тяжести, расчлененное поле магнитных аномалий, меньший тепловой поток и относительно кислый химизм пермских вулканитов свидетельствуют о более устойчивом состоянии коры, которое объясняется жесткими блоками доварисцийского, видимо докембрийского, основания. Дискуссия о существовании каледонских процессов еще не закончена (каледонское геосинклинальное развитие и тектогенез, синкаледонская активизация — авлакогеннообразные процессы). При более молодых тектонических процессах установленные ранее в коре границы, например граничные поверхности метаморфизации, могут быть в различной степени подняты или опущены. Петрологические возможности для образования таких граничных зон при прогрессивной метаморфизации и при диафторезе различны.

## МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ РЕГИОНАЛЬНЫХ РАБОТ МЕТОДОМ КМПВ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ГДР

Для прослеживания преломляющей границы $v_г = 6$ км/с, приуроченной к поверхности фундамента, на семи региональных профилях общей длиной порядка 1500 км в 1963—1967 гг. проведены исследования методом КМПВ.

Данные, характеризующие методику полевых работ, приведены ниже.

Интерпретация материалов проводилась в основном по стандартной методике, разработанной и применяемой в Советском Союзе. Большую помощь оказали советские геофизики, которые работали в качестве консультантов и исполнителей работ.

Поскольку на всех профилях КМПВ в северной части ГДР заранее были получены данные об опорном сейсмическом горизонте (горизонт $Z$), прослеживаемом вблизи подошвы цехштейна, можно было определить изменение по площади средней скорости до горизонта $Z$ с включением данных сейсмокаротажа для первого слоя скоростной модели с целью построения горизонта с $v_г \approx 6$ км/с. Принятое для второго слоя («доцехштейн») значение скорости 5,1 км/с также основывается на результатах сейсмокаротажа.

Построение горизонта $K_2$ базируется на волнах, прослеживаемых в последующих вступлениях с кажущимися скоростями порядка 6,3—6,5 км/с и истолкованных как отраженные волны. Для вычисления глубин использовались эффективные скорости, вычисленные по годографам отраженных волн и исправленные модельными расчетами. Обработка годографов проводилась по предложенному Н. Н. Пузыревым и др. (1965) методу так называемых «полей времен».

**Результаты.** На основе использования всех имеющихся в северной части ГДР годографов КМПВ, а также взрывных сейсмических наблюдений в рамках программы «Земля» (более 2000 взрывов) составлен набор регио-

**Регистрирующая аппаратура типа Ва-61 (ПП «Геофизика», Лейпциг)**

| | |
|---|---|
| Количество сейсмических каналов | 8 |
| Частотный диапазон, Гц | 7—30 или 7—70 |
| Вид регистрации | Аналоговая (осциллографическая) с двумя ступенями чувствительности |
| Средняя глубина взрывных скважин, м | 40 |
| Сейсмоприемники | Преимущественно типа НС-3 (4 Гц) без группирования |
| Количество регистрирующих станций | Максимально 10 |
| Расстояние между приемниками, м | Преимущественно 150 |
| Максимальное расстояние регистрации, км | Приблизительно 170 |
| Густота сети профилей | Примерно 30 км/100 км² |
| Количество прослеженных преломляющих границ (в пределах консолидированной коры) | 1—2 |

нальных карт изохрон для интервалов наблюдения 20, 30, 40, 50 и 60 км [13]. Такая карта для интервала наблюдения 40 км приведена на рис. 36. С целью предварительной компенсации определенного разброса значений времени внутри отдельных профилей по методу Н. Н. Пузырева и др. сначала были построены «линии поля времен» (по 17 профилям).

Карты изохрон дают качественное представление о региональных особенностях залегания глубоких частей разреза, искаженных в различной степени горизонтальными изменениями скорости.

Вдоль профилей, показанных на рис. 37, 38, удалось выделить существенные горизонтальные изменения скорости. Поэтому не оправданно использовать для всего исследуемого района скоростную модель, изображенную на рис. 39.

Исходя из имеющихся материалов исследований, нет необходимости включать зону инверсии в указанную скоростную модель. Если имеются слои с малыми скоростями в консолидированной части земной коры, то, исходя из наблюденных годографов, они имеют небольшую мощность по сравнению с зоной инверсии, предполагаемой на профиле VI в южной части ГДР.

Несмотря на то, что указанные на схематизированной ступенеобразной кривой (рис. 39) значения скоростей представляют собой какие-то средние значения для определенных интервалов глубин, скорости внутри слоев могут изменяться как непрерывно, так и прерывисто, поэтому при полевых исследованиях можно регистрировать волны от границ раздела.

В целом наблюденные годографы первых вступлений представляют собой непрерывные кривые с монотонно возрастающими кажущимися скоростями. Способом Вихерта — Герглотца по этим годографам можно определить непрерывную функцию скорость — глубина, которая приблизительно усредняет ступенеобразную кривую (рис. 39).

На основе функции скорость — глубина, вычисленной вдоль профилей по способу Вихерта — Герглотца (системы годографов уже предварительно преобразованы в упомянутые выше

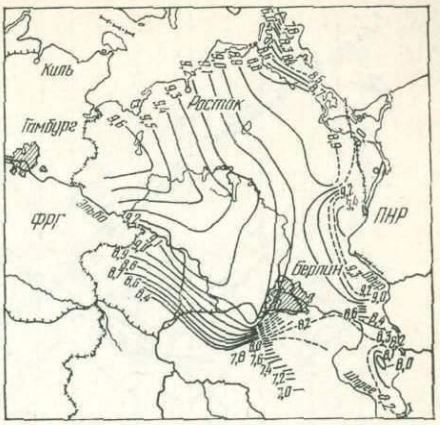



Рис. 36. Карта изохрон для интервала наблюдения 40 км (по В. Ланге).

«поля времен»), построены скоростные разрезы (рис. 37 и 38), которые в первом приближении отображают региональные черты распределения скоростей вдоль профиля.

На основании анализа волнового поля можно выделить следующие волны:

а) от границ в осадочной толще с $v^* = 4{,}7 \div 5{,}5$ км/с;

б) от границы раздела с $v = 6$ км/с, прослеживаются в первых вступлениях примерно до 60—70 км, нагоняющие годографы практически параллельные, волновая картина осложнена интерференцией;

в) отраженные волны от горизонта $K_1$, выделены в последующих вступлениях со значениями $v^* = 6{,}3 \div 6{,}5$ км/с, интервал прослеживаемости до 60 км;

г) преломленные волны от горизонта $K_2$, прослеживаются в первых вступлениях примерно в интервале 60—100 км с $v = 6{,}3 \div 6{,}5$ км/с.

д) от горизонтов в нижней части земной коры с $v = 6{,}5 \div 7{,}5$ км/с, прослеживаются в первых вступлениях (преломленные волны) и в последующих вступлениях (отраженные);

е) от переходной зоны между земной корой и мантией, выделяются в последующих вступлениях на расстоянии 80—100 км от пункта взрыва с $v = 8{,}0 \div 8{,}5$ км/с и интерпретируются как отраженно-преломленные волны от поверхности M (в первых вступлениях регистрируются со 140—150 км с кажущимися скоростями 8,0—8,3 км/с).

Анализ волны, характеризующей границу с $v_1 = 6$ км/с, позволил выде-

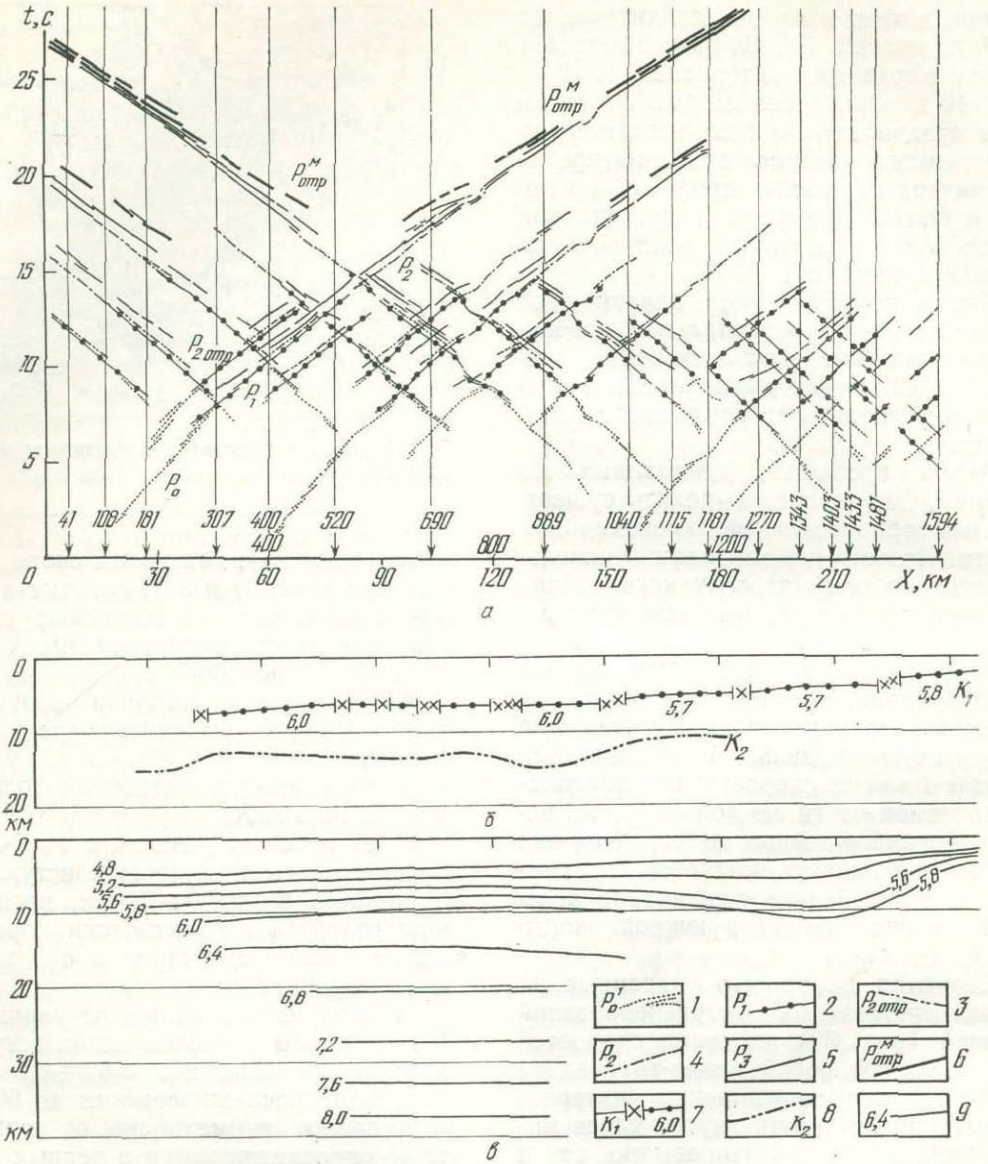



Рис. 37. Система годографов сейсмических волн, глубинный и скоростной разрезы по профилю КМПВ TS—III:

*а* — схематизированная система годографов (по В. Романенко и В. Букеру): *1* — годографы волн от границы в осадочной толще; *2* — годографы волн от границы раздела с $v_г$=6км/с; *3* — годографы отраженных волн от границы в консолидированной коре; *4* — годографы преломленных волн от той же границы; *5* — годографы волн из нижней части земной коры; *6* — годографы волн от переходной зоны кора — мантия;
*б* — глубинный разрез (по В. Романенко): *7* — граница раздела с $v_г$=6 км/с, зоны нарушения и усредненные значения граничной скорости, км/с; *8* — граница в консолидированной коре;
*в* — скоростной разрез (по К. Вендту и В. Э. Новаку): *9* — изолиния скорости, км/с.

лить участки с имеющимися или предполагаемыми нарушениями, однако данный материал и примененная методика обработки не позволили выявить нарушения по горизонту $K_2$.

Граничные скорости верхнего горизонта КМПВ представляют собой средние значения для участков профилей, отделенных друг от друга нарушениями. По профилю TS III (рис. 37) выполнено дополнительное построение горизонтов $K_2$ в виде преломляющей границы на основе годографов преломленных волн. При этом для $K_2$ получе-

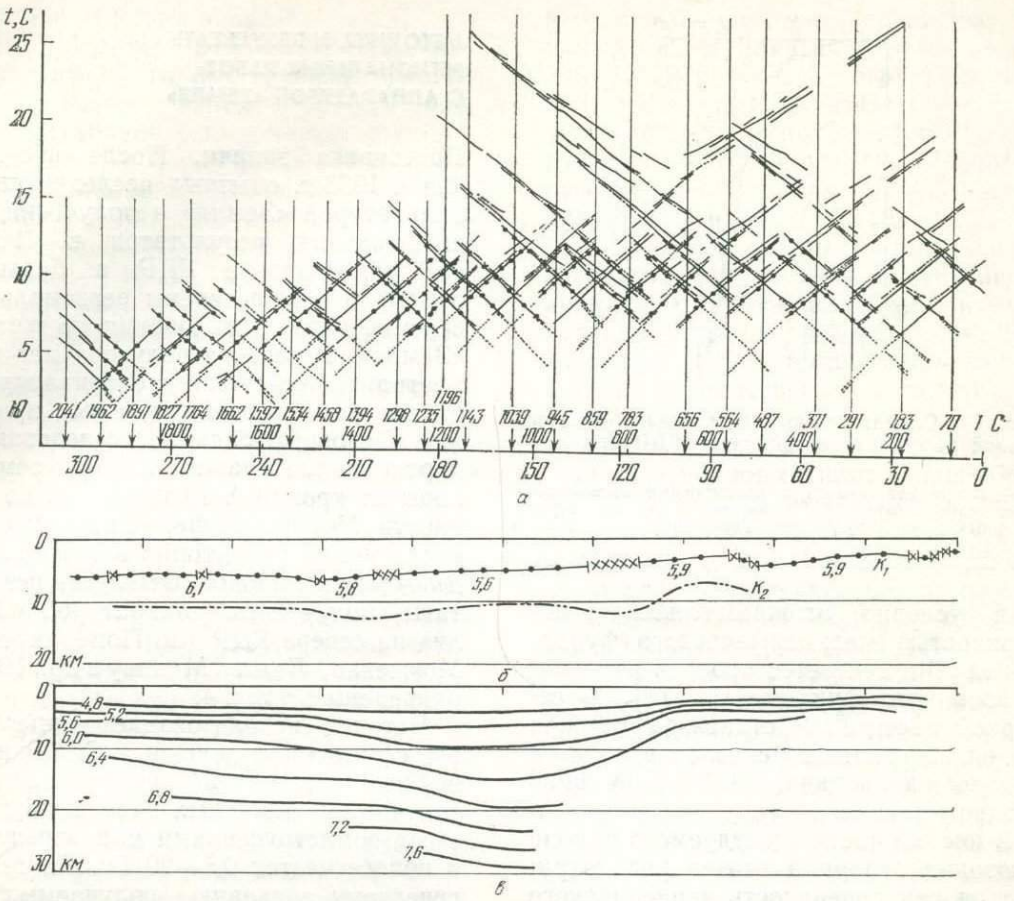



Рис. 38. Система годографов сейсмических волн (по Рева, Рихтеру), глубинный и скоростной разрезы (по Рева, Букерту, Рихтеру) по профилю КМПВ TS—VII:

*а* — схематизированная система годографов (по Рева, Рихтеру); *б* — глубинный разрез (по Рева); *в* — скоростной разрез (по Букерту, Рихтеру).
Условные обозначения те же, что на рис. 37.

ны значения $v = 6{,}3 \div 6{,}5$ км/с. Близкие значения получены в результате оценок по профилю TS VII (рис. 38) (за исключением центральной части, характеризующейся более низкими значениями $v_г$). Четкие признаки наличия аномально низких скоростей земной коры в центральной части профиля TS VII, проходящего вдоль восточной границы ГДР, видны на карте изохрон для интервала наблюдения 40 км (район с повышенными временами пробега северо-восточнее Берлина, рис. 36) и на скоростном разрезе (рис. 38, *в*).

На юго-восточной части профиля TS III наблюдается наиболее заметные изменения скоростей. По верхнему горизонту КМПВ выделяется участок относительно низких граничных скоростей (5,7 км/с).

Сейсмическая граница с $v_г = 6$ км/с и горизонт $K_2$ имеют различную геологическую привязку, причем переход от одного стратиграфического уровня к другому может происходить на участках, где наблюдаются нарушения. Поэтому привязка этих сейсмических границ раздела может быть выполнена только при включении дополнительных геологических и геофизических данных.

Согласно Дж. Хили и Д. Ворен [21], а также Н. А. Беляевскому [1], сейсмическая граница с $v_г$ порядка 5,8—6,2 км/с распространена в континентальной коре во всем мире и обычно приурочена к кровле консолидированной коры.

В районах ФРГ и ПНР, прилегающих к северной части ГДР, ниже подошвы цехштейна выделяется преломляющий горизонт с $v_г = 6$ км/с, кото-

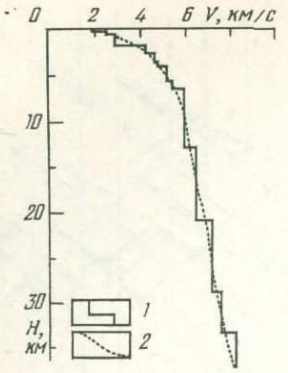



Рис. 39. Схематическая скоростная модель земной коры в северной части ГДР (по Букерту):

*1* — скоростная модель с постоянными интервальными скоростями; *2* — скоростной разрез, определенный по способу Вихерта-Герглотца.

рый условно отождествляется с поверхностью метаморфического фундамента [2] и считается кровлей консолидированного фундамента [14]. В северной части ГДР стратиграфическая привязка границы раздела с $v_г = 6$ км/с подтверждена данными бурения лишь в одном районе.

В южной части исследуемого района указанная граница может рассматриваться как поверхность варисцийского фундамента. Для северного участка стратиграфическая привязка указанного горизонта, характеризующегося здесь немного повышенными значениями $v$ по сравнению с южной частью, пока не ясна.

В северной части ГДР на глубинах 8 и 15 км прослежен второй горизонт КМПВ — $К_2$.

В 1974 г. Н. К. Булин опубликовал результаты сравнительного анализа большого количества материалов взрывных сейсмических исследований и регистраций обменных волн землетрясений. Он указал, что на территории Европы и Азии существует региональная сейсмическая граница внутри гранитно-метаморфического слоя — горизонт А, который залегает на глубине 7—17 км, характеризуется граничной скоростью 6,2—6,8 км/с и является преломляющей, отражающей и обменной границей.

На основании этих данных возможно проведение аналогии горизонта А с границей $К_2$, прослеженной на территории ГДР.

## МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ РЕГИОНАЛЬНЫХ РАБОТ С АППАРАТУРОЙ «ЗЕМЛЯ»

**Постановка задачи.** После проведения в 1968 г. опытных исследований с аппаратурой «Земля» и получения положительных результатов в 1969—1971 гг. на севере ГДР в большом объеме были проведены региональные сейсмические исследования по методу «Земля». В течение полутора лет совместно с советскими специалистами отработана сеть региональных профилей. Основные задачи исследований: картирование границ обмена земной коры от кровли фундамента до поверхности Мохоровичича, выявление на исследуемой территории зон разломов и локальных блоков. Основные результаты, полученные аппаратурой «Земля» на севере ГДР (по Померанцевой, Мозженко, Ланте, Минину и др., 1972), приведены в табл. 4.

Метод с использованием аппаратуры «Земля» разработан в СССР и основан на регистрации продольных, поперечных и обменных волн, возбуждаемых землетрясениями или взрывами, в полосе частот 0,5—20 Гц. По геологическому значению получаемых результатов и теоретическим разработкам этот метод приобрел широкую известность.

Полевые исследования проводились в ГДР по следующей методике:

1. Аппаратурный комплекс типа «Земля»:

а) полевая аппаратура имеет четыре сейсмических канала (трехкомпонентная регистрация); два вспомогательных канала (марки времени); полоса регистрируемых частот составляет 0,5—20 Гц; регистрация непрерывная (на магнитной пленке); продолжительность непрерывной автоматической регистрации 70—80 ч.

2. Источники энергии:

а) землетрясения ($\Delta = 0 \div 180°$): общее число зарегистрированных землетрясений — 946; среднее число обработанных на каждой расстановке станций записи землетрясений — 20;

б) специальные взрывы: общее число взрывов — 118; средняя величина ВВ —1000 кг; число взрывов на длину профиля в 100 км — 4—5; расстояния между ПП — 50—70 км.

3. Регистрация записей:

сейсмографы ВЭГИК ($f=1$ Гц) вертикальные и горизонтальные; количество полевых станций — 25—27; среднее расстояние (шаг) между станциями записи — 5 км; протяженность одной расстановки (стоянки) станций записи — 100—120 км; средняя продолжительность наблюдений на одной стоянке — 19 дн.; максимальная длина профиля — 200—250 км.

4. Плотность профилей и число стоянок:

длина профилей в км на 100 км$^2$— 60; число стоянок — 27;

5. Организация геофизических работ:

средний километраж профилей, отрабатываемых за 1 месяц — 150—200 км; состав полевой партии (включая интерпретаторов) — 150 чел.; общее число пунктов наблюдения (1968—1970 гг.) — 650; общая длина отработанных профилей (1968—1970 гг.)— 3500 км; максимальное число прослеженных границ — 12.

По регистрации далеких землетрясений ($\Delta>10°$) на протяжении 3500 км профилей построены временные графики, представляющие собой разность времени регистрации волн $PS$ и $P$.

Скорости распространения продольных и поперечных волн в земной коре определялись по записям от специальных взрывов, зарегистрированных аппаратурой «Земля» на 2200 км профилей. По первым вступлениям волн $P$ и $S$, полученных на прямых и встречных системах годографов, по методу Вихерта — Герглотца — Чибисова рассчитывались кривые распределения скоростей этих волн с глубиной.

Полученные кривые $v=f(h)$ использовались для пересчета указанных временных графиков в сейсмические разрезы и схемы, позволяющие стратифицировать границы обмена по значениям пластовых скоростей волн $P$ и $S$.

В результате исследований получены данные о волновых полях (волн $P$, $S$ и $PS$), распространяющихся в земной коре от взрывов ($\Delta=$ P—220 км) и землетрясений ($\Delta=10\div180°$). Отработка их дала ценные сведения о строении консолидированной земной коры северной части территории ГДР.

Дальнейшая интерпретация материалов с учетом негоризонтальности границ обмена позволила уточнить и конкретизировать расположение в пространстве зон разломов, получить сведения о строении мантии и ее неоднородности до глубин порядка 400 км и составить представления о детальном строении низов осадочного чехла. Глубинные разрезы и карты кристаллической толщи земной коры показаны на

Таблица 4

| Граница раздела | Общая прослеживаемость* $\Delta t_{PS}-P$, с | Расчетная глубина, км | Классификация границ раздела | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | Средняя пластовая скорость ниже границ раздела $v_{P_{пл}}$, $v_{S_{пл}}$ | | Геологическая привязка |
| $K_1^0$ | —0,3—1,9 | 2,7— 7,0 | 5,3—5,4 | 3,0 | Поверхность варисцийского фундамента |
| $K_2^0$ | +1,8—2,2 | 5,5—10,0 | 5,6—5,7 | 3,2 | Поверхность каледонского (?) фундамента |
| $K_1$ | +2,2—2,8 | 3,0—13,5 | 6,1—6,2 | 3,4 | Поверхность докембрийского фундамента |
| $K_2$ | —3,0—3,7 | 13—18,5 | — | 3,6 | Кровля Переходная зона от «гранитного» слоя к «базальтовому» |
| $K_3$ | | 14—21,0 | 6,5—6,8 | 3,75 | Подошва |
| $K_4$ | —3,4—4,0 | 18—23,5 | — | 3,9 | |
| $K_5$ | +3,8—4,5 | 22—29,0 | 7,0—7,2 | 4,15 | Поверхность внутри «базальтового» слоя |
| $K_6$ | —4,4—4,5 | 27,5—33,0 | 7,6—7,9 | 4,15 | |
| M | +5,0—5,8 | 30,5—37,0 | | | Кровля Переходная зона от коры к мантии |
| $M_1$ | + | 33—40,5 | 8,0—8,2 | 4,8 | Подошва (граница Мохоровичича) |

* Знак «плюс» — «хорошая»; «минус» — «менее надежная» прослеживаемость.

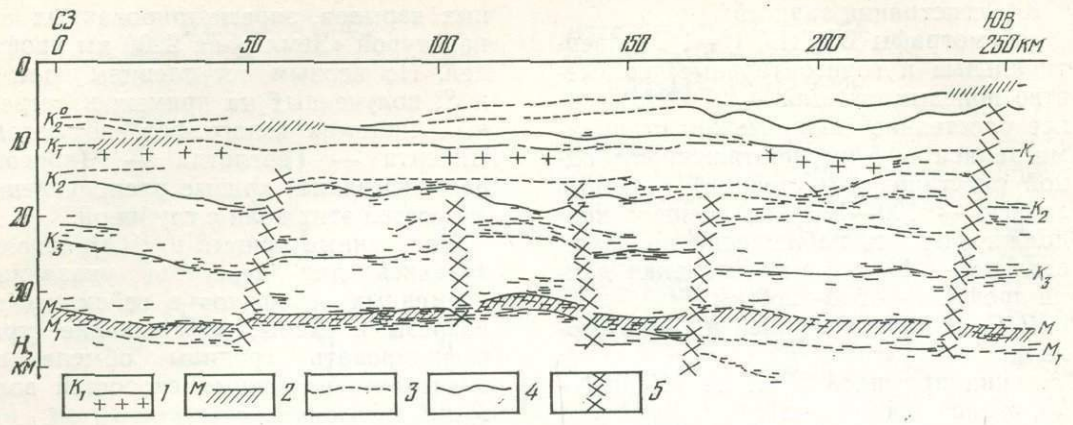



Рис. 40. Глубинный разрез по данным станций «Земля» по профилю ГСЗ-9 (по Померанцевой, Маврину):

*1* — поверхность консолидированной коры; *2* — поверхность М; *3* — отражающие площадки; *4* — условные горизонты; *5* — разломы.

рис. 40—44. Глубинный разрез (рис. 40) представлен по первичной интерпретации. Структурные карты построены в результате повторной интерпретации с использованием математической обработки.

Схема разновозрастного фундамента (рис. 41) составлена по различным горизонтам: по поверхности варисцид ($K^0_1$) на юге рассматриваемой территории, каледонид ($K^0_2$) на севере и по докембрию ($K_1$) в центральной части исследуемой площади, охватывая северо-восточную часть Восточно-Эльбского гравитационного и магнитного максимумов.

Поверхность варисцид ($K^0_1$) отображает различные геологические комплексы (девон, нижний и верхний карбон или эффузивные отложения нижней перми). В отличие от более глубоких границ эта поверхность прослеживается неповсеместно. При движении с юга на север и северо-запад волны *P*, образующиеся на поверхности варисцид, не выделяются на сейсмограммах. Отсутствие указанных волн и характер окончания варисцид (обрыв границы без ее выклинивания) позволяют предположить, что физические свойства пород, слагающих варисциды, приближаются к породам вышележащих платформенных осадочных отложений карбона и девона. Последнее возможно при отсутствии в варисцидах складчатости и метаморфизма, в результате чего на севере ГДР за складчатый фундамент можно принять более глубокую поверхность, отнесенную нами к кровле каледонского дислоцированного фундамента ($K^0_2$). Обменные волны от этой поверхности севернее линии окончания варисцид характеризуются повышенными амплитудами. Южнее, особенно в районах, где волны *P* от поверхности варисцид имеют большую интенсивность, поверхность каледонид теряет свою четкость. На северо-западе, примерно в районе Восточно-Эльбского массива, волны *P* от поверхности каледонского фундамента отсутствуют. Здесь выделяется область с многочисленными эффузивами в прогибе.

*Схема зоны перехода от «гранитного» слоя к «базальтовому».* Начиная от поверхности «базальтового» слоя ($K_2$?), вместо границ раздела в земной коре выделяются переходные зоны. Наиболее четко при этом определяют подошву этих зон. Глубины до поверхности «базальтового» слоя ($K_2$) изменяются от 15, 5 до 20 км (рис. 42). Мощность переходной зоны ($K_3$—$K_2$) изменяется от 4—5 до 1 км. Уменьшение мощности данной зоны или полное ее выклинивание отмечается в Восточно-Эльбском массиве.

*Поверхность верхней мантии Земли (поверхность М) (рис. 43).* Над верхней мантией Земли наблюдается переходная зона, от кровли которой регистрируется волна $P^{м}_{отр}$, а от подошвы — $P^{м}_{1отр}$. Эти волны на ряде участков интерферируют между собой. Мощ-

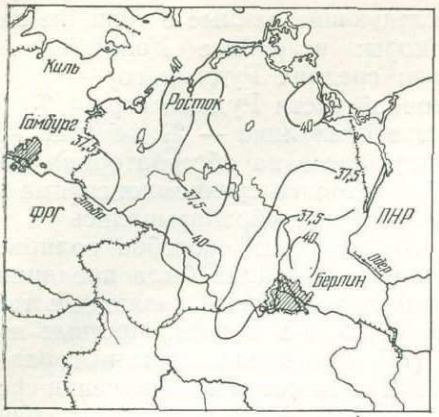



Рис. 41. Схема поверхности разновозрастного фундамента по данным автоматизированной обработки наблюдений со станцией «Земля» (по Померанцевой, Мозженко, Минину, Хеккелеру и др.).

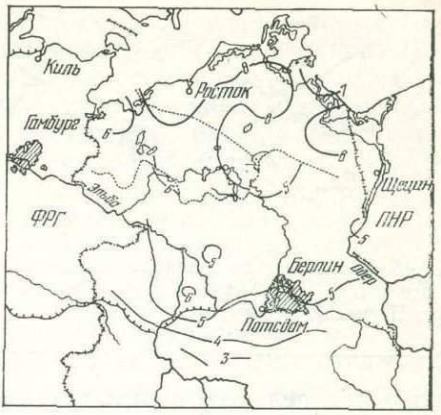



Рис. 43. Схема по кровле зоны перехода кора —мантия по данным наблюдений со станцией «Земля» (по Померанцевой, Мозженко, Ланге, Минину, Хеккелеру и др.).

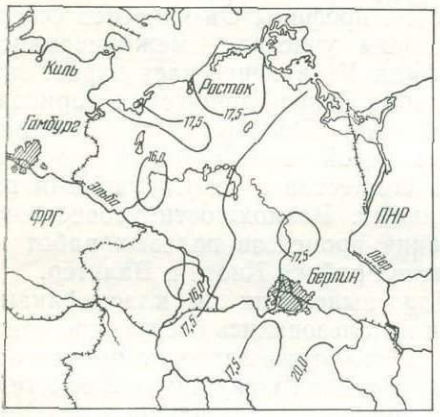



Рис. 42. Схема поверхности горизонта в консолидированной коре по данным наблюдений со станцией «Земля» (по Померанцевой, Мозженко, Ланге, Минину, Хеккелеру и др.).

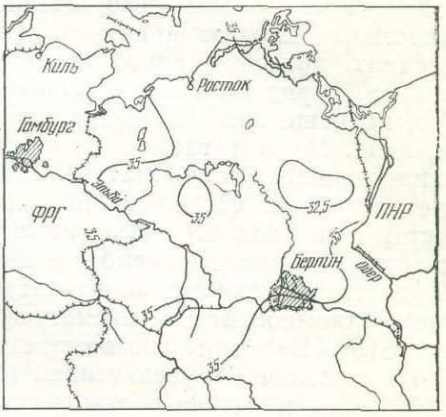



Рис. 44. Схема поверхности мантии Земли (граница М) по данным наблюдений со станцией «Земля» (по Померанцевой, Мозженко, Ланге, Минину, Хеккелеру и др.).

ность зоны перехода изменяется от 1—2 км в области Восточно-Эльбского гравитационного и магнитного максимумов до 5—8 км в других районах. При большой мощности зоны перехода внутри ее нередко можно выделить еще одну дополнительную границу. Наиболее четко и повсеместно подошва зоны перехода прослежена от коры к мантии (рис. 44). Кровля этой зоны хорошо выделена на западном участке исследуемой территории. На востоке и юго-востоке, где выделяется четкая поверхность $K_6$ с $v=7{,}6 \div 7{,}8$ км/с и скорость глубже поверхности М уменьшается до 7,9 км/с, последняя выделяется нерегулярно. Это связано с уменьшением интенсивности волны PS, образовавшейся на поверхности М и прослеживаемой ее на сейсмограммах после прихода более интенсивной волны PS от поверхности $K_6$.

## МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ РЕГИОНАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ МЕТОДОМ ГСЗ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ГДР

**Исследования с использованием промышленных взрывов.** Для изучения строения земной коры в южной части ГДР с 1960 г. в качестве источников упругих колебаний использовались промышленные взрывы в карьерах. Наблюдения до 1963 г. проводились с

Рис. 45. Глубины до раздела кора—мантия на юге ГДР (по Юнге, Кноте, Хуртич, Ойсберг, Шумены, Эсберг).

помощью отдельных полевых сейсмических станций по нескольким профилям, а также на сейсмологических обсерваториях Коллмберг (обсерватория университета им. Карла Маркса в Лейпциге) и Мокса (Центральный институт физики Земли АН ГДР).

Сейсмические волны возбуждались посредством взрывов в камере или скважинах, причем в некоторых случаях весь заряд взрывался одновременно, но чаще всего с определенной задержкой. Момент взрыва регистрировался специальной аппаратурой. Сейсмические волны фиксировались низкочастотными сейсмографами различного типа. В Моксе и Коллмберге имеются почти идентичные короткопериодные трехкомпонентные сейсмографы типа «SKM-III» или соответственно «SSI-II» с различным увеличением (до 500 000). Сейсмические волны регистрировались фотографическим способом. В Горной академии (Фрейберг) для наблюдения в полевых условиях разработана переносная трехкомпонентная аппаратура с записью на магнитной ленте, которая позволяет суммарный сигнал после усиления и частотной модуляции подавать на петлю задержки для записи на последующей магнитной ленте только полезных сигналов в аналоговом виде с любым преобразованием временного масштаба и с частотной фильтрацией или посредством преобразователя на перфоленту.

Первая обработка рефрагированных волн от взрывов в карьерах, записанных на многочисленных полевых станциях на юге ГДР, дала суммарную трехслойную модель с границами на глубинах 19 и 29 км [11].

Обработкой сейсмограмм (обсерватория Коллмберг), на которых зарегистрированы взрывы из карьеров вертикальным сейсмографом [26], получены следующие данные о толщине земной коры: в районе Коллмберга — 29 км; средних Рудных гор — 30; в восточной части Рудных гор — 31; на участке Гранулине — 27 км (рис. 45).

Полученные на обсерваториях Коллмберг и Мокса трехкомпонентные записи численно обрабатывались. С помощью известных способов поляризационной фильтрации была предпринята попытка выделить различные типы волн (*P*, *S*, *PS* и поверхностные волны) [17]. При предположении горизонтальной слоистости и применении средней скорости в 6,1 км/с до поверхности М была определена глубина границы кора — мантия, равная 27—30 км [22].

**Исследования методом ГЗС.** Указанным методом (непрерывное профилирование) на юге ГДР выполнен только один профиль. Он является северо-западным участком международного профиля VI и пересекает вкрест простирания Саксо-Тюрингскую варисцийскую зону. Полевые исследования в пограничной зоне с ЧССР проводились совместно с чехословацкими геофизиками. Возможности усовершенствования процессов полевых работ посвящена работа Кноте и Вальтер.

Для выделения и классификации волн использовались следующие критерии: абсолютные значения времен пробега; значения кажущихся скоростей и закономерности их изменения с расстоянием; форма записи (амплитуда, количество фаз и др.) и совпадение взаимных времен.

Выделены следующие типы волн:

1. Волны от горизонтов в осадочном слое регистрируются вблизи ПВ. Их кажущаяся скорость 2,3—5 км/с, по природе они головные или рефрагированные.

2. Волны от горизонтов в консолидированной коре прослеживаются в первых вступлениях на расстоянии 10—70 км от ПВ с частотой порядка 10—20 Гц. Их кажущаяся скорость 5,0—6,2 км/с. В последующих вступлениях прослеживаются волны, годографы которых имеют гиперболическую форму. По этому признаку их относят к отраженным.

3. Волны от раздела М. Среди последующих вступлений резко выделяются своей большой интенсивностью и количеством фаз ($P^{м}_{отр}$). Волна $P^{м}_{отр}$

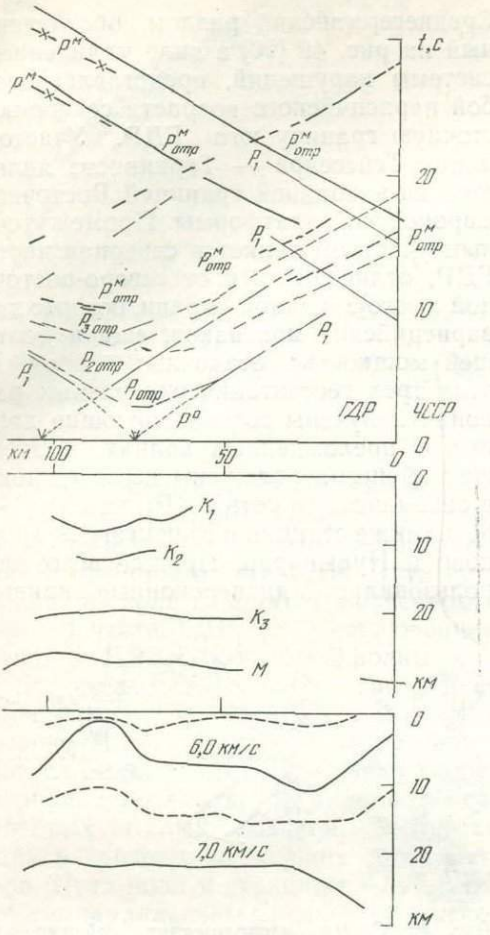



Рис. 46. Система годографов сейсмических волн, глубинный и скоростной разрезы по международному профилю VI (на территории ГДР).

начинает прослеживаться вблизи ПВ на временах 9,5—10 с. С удалением от ПВ кажущаяся скорость постепенно уменьшается и на больших расстояниях достигает 6,3—6 км/с.

На некоторых участках вслед за волнами $P^{м}_{отр}$, почти параллельно им, с запаздыванием в 1—2 с регистрируются подобные им группы колебаний.

На удалениях 130—140 км от ПВ в первых вступлениях регистрируется волна, амплитуда которой с удалением от ПВ уменьшается. Кажущаяся скорость этой волны (7,8—8,7 км/с) является критерием для определения природы ее как головной от поверхности Мохо.

По указанным трем волнам построен разрез земной коры. При построении приняты значения средней скорости 5,5; 5,6 и 5,85 км/с. Наиболее мелкий горизонт образует обширную синклиналь. Поверхность Мохо прослеживается на отдельных участках, но и эти данные дают представление о структуре земной коры на юге ГДР (рис. 46). На основании интерпретации первых вступлений по формуле Кондратьева дано представление о распределении скорости по вертикали. На некоторых участках обнаружены зоны с пониженными скоростями (рис. 47).

***Исследования методом отраженных волн.*** Такие исследования проводились в различных странах Европы. Данные о подобных исследованиях в ГДР приведены в работах [19, 23, 25].

В северо-западной части Тюрингской впадины получены очень хорошие отражения от глубоких границ раздела в коре.

Методом отраженных волн на нескольких профилях в Тюрингской впадине в 1964 г. была сделана попытка получить глубокие отражения до границы кора — мантия [25]. Наилучшие результаты получены на профиле северо-западнее Веймара. Обработка сейсмограмм заключалась в построении графиков изменения количества отражений в зависимости от времени их прихода. Обнаружено семь максимумов на временах 2,2; 4,8; 5,6; 6,6; 7,8 и 10 с.

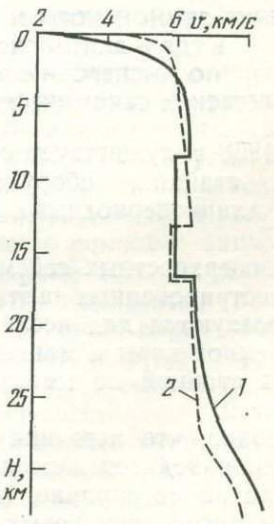



Рис. 47. Схематическая скоростная колонка земной коры юга ГДР:
*1* — ПВ «Непомшль»; *2* — ПВ «Внештаты».

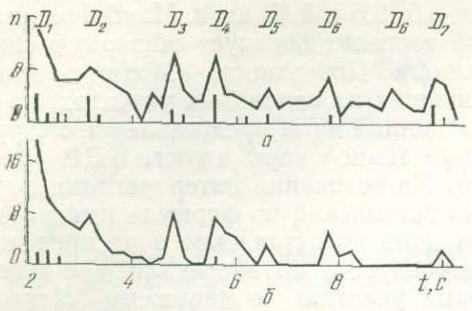



Рис. 48. Кривые распределения глубинных отражений по времени (по Шумаян, Эсберг): *а* — фильтрация *f* равна 25—60 Гц; *б* — 50—75 Гц.
Вертикальные штрихи соответствуют количеству доминирующих отражений.

На основании известной закономерности изменения скорости от глубины по указанным выше отражениям вычислены соответствующие значения глубин и рассмотрен вопрос о том, какие горизонты в земной коре они могут характеризовать.

Первая граница на глубине 4,5 км — поверхность фундамента; границы на глубинах 7,5; 12 и 17,5 км расположены в толще консолидированной коры; поверхность, расположенная на глубине 14,5 км, граница Конрада и последняя поверхность характеризуют границу кора—мантия (28,5) (рис. 48). Эта интерпретация приближенная.

## СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ В ГДР И БАЛТИЙСКОМ МОРЕ ПО ДИСПЕРСИИ СКОРОСТЕЙ РЕЛЕЕВСКИХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

В ГДР с 1968 г. существует сеть сейсмических станций, оборудованных средне- и длиннопериодными сейсмографами [7].

Записи поверхностных сейсмических волн, зарегистрированных на этих станциях, используются для исследования строения земной коры и мантии в треугольниках станций по методу фазовых скоростей.

При условии, что источник сейсмических волн находится в исследуемой области или на ее окраине, применяется также метод групповых скоростей. Вся изучаемая область — ГДР и Балтийское море, разделяется двумя региональными геотектоническими зонами на три подобласти. Основной Среднегерманский разлом, обозначенный на рис. 49 [20] в виде удлиненной системы нарушений, представляет собой варисцийского возраста северо-восточную границу юга ГДР. Участок линии Тейссейра — Торнквиста является юго-западной границей Восточно-Европейской платформы. Промежуточным участком является северная часть ГДР, отличающаяся от северо-восточной и юго-западной окраин, помимо доварисцийских признаков, еще и большей мощностью осадочных пород. В этих трех геотектонически разных районах получены соответствующие данные о преломленных волнах. В этом же районе расположены все входящие в сейсмическую сеть ГДР станции [1—8], а также станции в Копенгагене, Пулково и Нурмиярви. Прежде всего использовались дисперсионные кривые

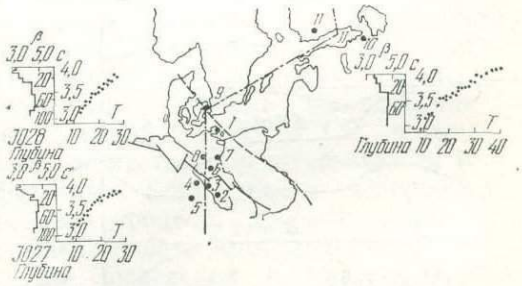



Рис. 49. Схема расположения сейсмических станций, фазовые скорости и модели изменения поперечной скорости для трех тектонических регионов:
*1* — АРКО; *2* — БРГ; *3* — КЛЛ; *4* — ГЛЕ; *5* — МОК; *6* — ПОТ; *7* — ОДБГ; *8* — ПРВК; *9* — КОП; *10* — ПУЛ; *11* — НУР.

Рис. 50. Дисперсионные кривые групповой скорости поверхностных волн:
1 — БРГ; 2 — КЛЛ; 3 — МОК; 4 — ГЛЕ; 5 — ПРВК.

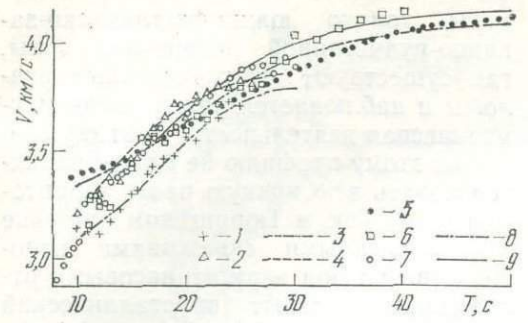



Рис. 51. Фазовые скорости для различных частей исследуемой территории:
*1* — север ГДР; *2* — юг ГДР; *3* — I028; *4* — I027; *5* — Финляндия; *6* — Балтийское море; *7* — Эрцгебирге; *8* — 1035; *9* — 1038.

групповой скорости из записей на станции FAE (рис. 50). Они соответствуют участку между очагом землетрясений и станциями сети ГДР. Пути прохождения волн находятся в основном в южной части ГДР, за исключением станции ПРВК, к которой волны подходят с севера. Значения периодов не превышают 9 с, поэтому по дисперсии определяется строение лишь верхних частей земной коры. При очень малых периодах определяется мощность ледниковых рыхлых осадков, достигающих в среднем нескольких сотен метров. Пути волн к станциям КЛЛ и БР почти параллельны Средне-Германскому основному разлому. Подобие обеих этих кривых групповой скорости, а также подобие годографов объемных волн свидетельствуют о незначительном изменении строения верхней коры на этом участке в направлении, параллельном Средне-Германскому разлому.

Наряду с данными о строении коры, полученными по короткопериодным кривым, использованы среднепериодные значения фазовых скоростей в исследуемой области. Они охватывают периоды от 10 до 30—40с. Такие волны проникают на глубину до верхней мантии. Полученные результаты приведены в работе [15]. На рис. 51 приведены наблюдаемые фазовые скорости для разных частей исследуемой области. Дополнениями к ним являются данные П. Нопонена [16] по Финляндии, а также по профилю Мокса — Берггисхюбель, большая часть которого расположена в Рудных горах. Для сопоставления приведены некоторые теоретические дисперсионные кривые. Результаты наблюдений, полученные в трех геологических различных частях исследуемой области, существенно различны. Это означает, что в среднем в Рудных горах глубинная структура аналогична всему варисцийскому южному участку ГДР. Теоретические дисперсионные кривые относятся к моделям, показанным на рис. 49. С их помощью получены также величины скорости поперечных волн вдоль профиля (штрихпунктир). Важным элементом является наличие или отсутствие слоев малых скоростей. На юге ГДР имеются признаки двух таких слоев: на глубине 8—10 км и непосредственно над границей Мохо, на севере — один такой слой в верхней коре, а в Балтийском море их нет. Такого рода слои часто расположены в верхних участках коры или непосредственно над границей Мохо. В отличие от слоя малых скоростей поперечных волн в мантии и коре слои с пониженной скоростью чаще встречаются для продольных волн и обусловлены, по-видимому, различными причинами. Таким образом, на севере и юге ГДР мощность коры составляет 30 км, в Балтийском море — около 34 км.

## КОМПЛЕКСНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Комплексная интерпретация проведена вдоль двух национальных профилей. Первый проходит в почти меридиональном направлении вдоль границы с ПНР (профиль TS VII), а второй состоит из двух профилей (TS и STS VI) (рис. 52).

При интерпретации наряду с непосредственными геофизическими данными учитывались геолого-геофизические исследования вдоль указанных геотраверсов, однако за основу принимались данные КМПВ и результаты, полученные с помощью аппаратуры «Земля». Кроме того, мы считаем, что сейсмические горизонты, обнаруженные в нижней части коры, лишь частично отображают ее структуру, они скорее характеризуют термодинамическое состояние вещества.

Наблюдаемые аномалии силы тяжести, магнитного поля, электромагнитного поля вариации, теплового поля и современных движений земной коры при интерпретации были сглажены. Толкование геофизических данных, как

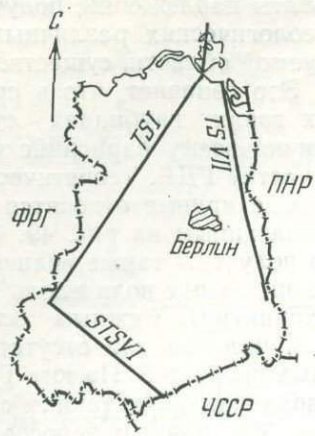



Рис. 52. Схема расположения геотраверсов на территории ГДР.

правило, осуществлялось только качественно. Поэтому предлагаемая геологическая интерпретация представляет собой лишь один из возможных вариантов строения земной коры.

В южной части ГДР проведены немногочисленные исследования ГСЗ, но данные о поведении поверхности фундамента вполне достоверны. О границе Мохо известно, что она залегает здесь на глубине порядка 30 км и изменяется по глубине мало (рис. 53—55). Если эти данные считать правильными, то для объяснения наблюдаемого поля силы тяжести следует предполагать большие неоднородности внутри коры. Наиболее просто было бы предположить различную толщину нижней части коры или сложный рельеф поверхности Конрада. Подтверждается мнение геологов о том, что на юге ГДР, где наблюдается более древняя земная кора (чем на севере), возникшая в период существования большого геотермического градиента, происходило значительное перемещение вещества в коре.

В настоящее время в пределах глубин, на которых находится поверхность Мохо, видимо, температура не превышает 500°С. Таким образом, в настоящее время в земной коре не встречаются зоны плавления или частичного плавления. Последнее подтверждается наличием небольшой электропроводности в земной коре на больших глубинах.

Международный профиль STS VI (рис. 54) освещает строение земной коры только южно-фогтландско-западно-рудногорной поперечной зоны, где существуют многочисленные разломы и наблюдается интенсивная магматическая деятельность. Поэтому разрез по этому профилю не может характеризовать всю южную часть территории ГДР. Так, в Тюрингском бассейне многочисленными скважинами непосредственно под пермо-триасовыми отложениями вскрыт кристаллический фундамент, а в районе Гарца, где наблюдаются многочисленные разломы и включения вулканитов в пермо-триасовые отложения, видимо, поверхность древних сиалических пород находится на небольшой глубине. Здесь же наблюдаются относительно большие значения силы тяжести, что можно объяснить расположением нижней границы кислых пород на небольших или сравнительно большой мощностью основных пород, залегающих в низах коры.

Иная картина в районе распространения герцинских пород. Здесь в области утолщения верхней части коры наблюдается региональный минимум силы тяжести, который, возможно, связан с погружением рассматриваемого блока или процессами гранитизации вещества в земной коре.

Магдебургский максимум силы тяжести в районе холмов Флехтинген и глыбы Кальферде объясняется увеличением мощности нижней части коры. В геологическом отношении это явление интерпретируется соответствующим поднятием сиалической части

Рис. 53. Схема поверхности М на территории ГДР по данным ГСЗ и станции «Земля» (по Ойсбергу).

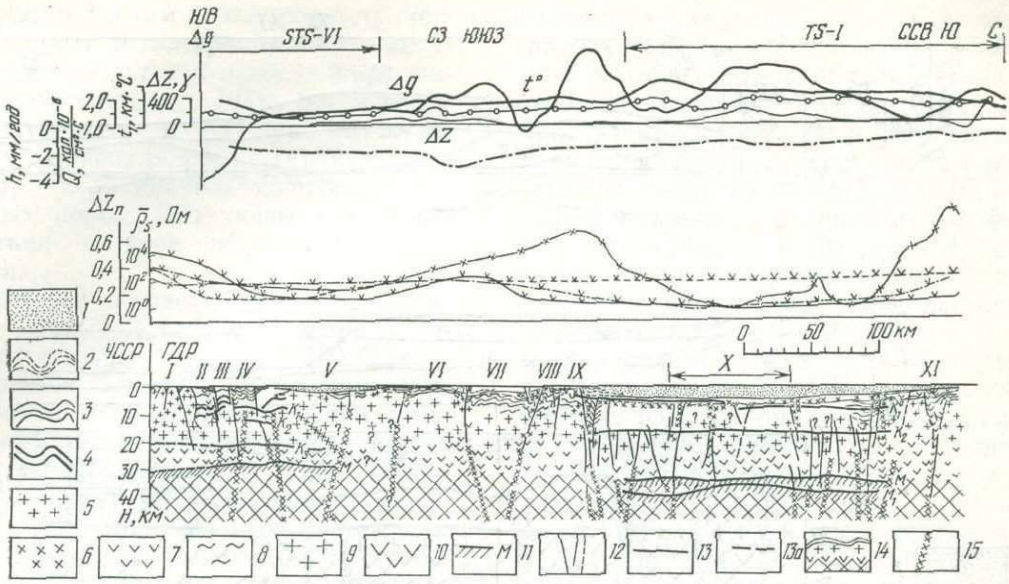



Рис. 54. Геофизические характеристики и сейсмогеологический разрез по геотраверсу TS—I (север ГДР) STS—VI (юг ГДР):

$\Delta q$ — кривая аномалии силы тяжести в редукции Буге (по Сименсу); $\Delta Z$ — вертикальная составляющая магнитного поля (по Лаутербаху); $t_{1км}$ °С — температурная кривая на глубине 1 км (по Эльснеру); $Q$ — тепловой поток (по Хуртигу и др.); $h$ — современное движение земной коры (по Турму); $\varrho_s$ — кажущиеся удельные сопротивления на разных периодах, по данным магнитотеллурических зондирований (по Портстендорферу и др.); $\Delta Z_п$ — кривая нормированной вертикальной составляющей переменного поля Бая (по Риттеру); $K_1$, $K_2$, $K_3$, $M$ — сейсмические горизонты по данным ГСЗ.

Тектоническое районирование по профилю:
*I* — гранит Eibenstock и Kirchberg; *II* — синклиналь Vogtland; *III* — антиклиналь Berga; *IV* — мульда Ziegenrück; *V* — бассейн Thüringen; *VI* — Гарц; *VII* — Северный герцинский бассейн; *VIII* — цепь холмов Флехтинген с разломом Хальденслебен; *IX* — глыба Кальферде с разломом Гарделеген севернее; *X* — отдельные глыбы Восточно-Эльбского массива; *XI* — Рюген.

I. *Осадочный чехол:*
*1* — породы осадочного чехла; *2* — складки в осадочном чехле.

II. *Фундамент:*
*3* — складчатый фундамент палеозойского возраста (местами слабометаморфизованный); *4* — складчатый фундамент докембрийского возраста (местами слабометаморфизованный); *5* — гранитоиды: *6* — кислые вулканиты и главные каналы их подъема: *7* — основные вулканиты и главные каналы их подъема; *8* — отдельные обнажения с метаморфизованными породами (слюдяной сланец, гнейс).

III. *Условные обозначения для глубинного разреза по данным геофизических методов:*
*9* — «гранитный» слой ($6{,}0 < v_p < 6{,}6$ км/с): сиал, верхняя кора, древние кристаллические породы, преимущественно гранитоиды и кислые метаморфиты; *10* — «базальтовый» слой ($6{,}6 < v_p < 8$ км/с); *11* — верхняя мантия ($v_p > 8$ км/с); *12* — известные и предполагаемые главные разрывные нарушения; *13* — сейсмические границы с обозначением горизонтов; *13а* — сейсмические границы по предварительной интерпретации данных станции «Земля»; *14* — интерпретация без доказанных сейсмическими методами поверхностей раздела; *15* — глубинные разломы.

верхней коры и неглубоким залеганием древних кристаллических пород.

Севернее Гарделегенского глубинного разлома распространены большой мощности пермо-мезозойские отложения (свыше 6 км). По всей вероятности, это погружение произошло в послеварисцийское время. Здесь небольшая мощность верхней коры осталась неизменной, что соответствует статистической характеристике молодой впадины с незначительной толщиной гранитного слоя. Такая схема структуры коры удовлетворяет геологическим концепциям и наблюдаемому тепловому потоку. В этом регионе в пределах глубин поверхности Мохо температура превышает 700°С, что может вызвать частичное расплавление. Последнее обусловливает повышенную проводимость при магнитотеллурических исследованиях.

Граница между северной и южной частями ГДР хорошо видна на карте теплового потока и по данным магнитотеллурических исследований, причем южная часть территории ГДР характеризуется более низкими температурами.

Несмотря на примерно одинаковые значения указанных выше параметров в северной части ГДР, здесь существуют локальные районы со сложной варисцийской складчатостью и значительной мощностью палеозойских отложений. Можно также предположить

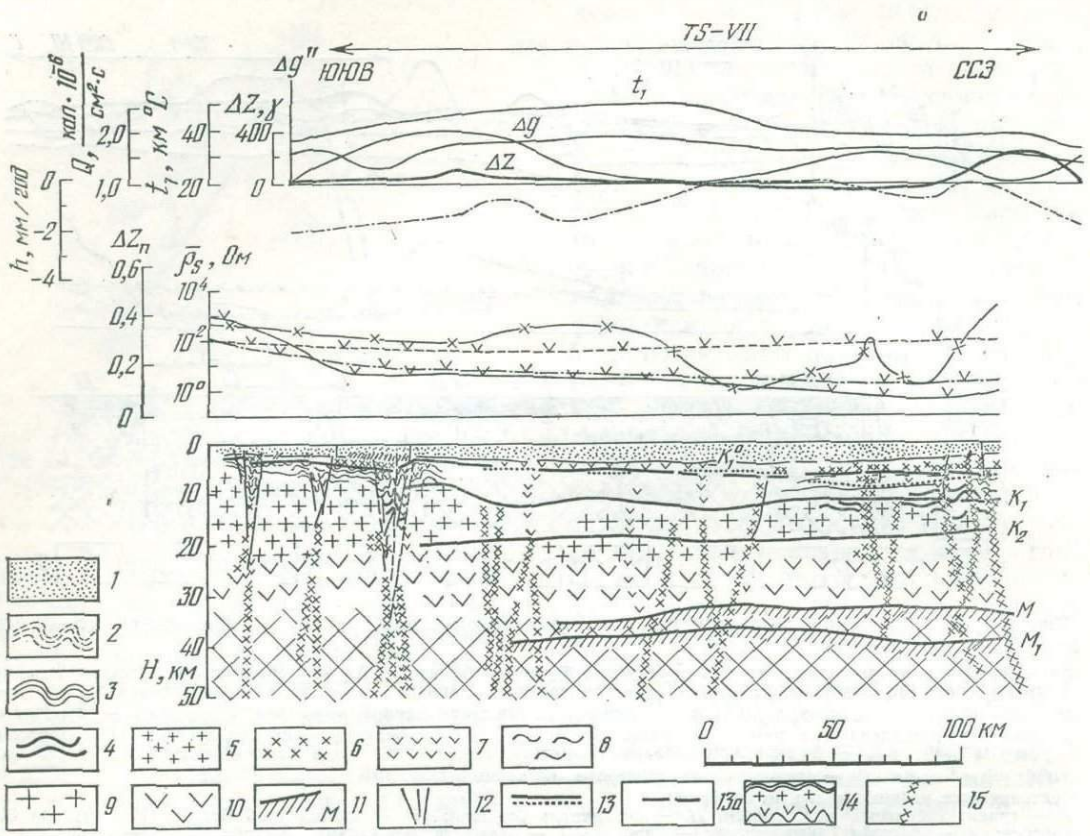



Рис. 55. Геофизические характеристики и сейсмологический разрез по геотраверсу — TS VII.
Условные обозначения те же, что на рис. 54.

наличие областей с приподнятым фундаментом, поскольку в этом районе наблюдается пермский вулканизм, связанный с верхней мантией.

Наиболее просто интерпретируется профиль STY II (рис. 55). Южный участок профиля характеризует структуру коры ГДР. Центральный участок профиля шириной примерно в 100 км отображает продолжение реногерцинской и субварисцийской зон, где распространены значительной мощности отложения дислоцированного палеозоя. Наиболее мелкий сейсмический горизонт (по данным ГСЗ) хорошо совпадает с положением границ обмена (по данным, полученным с помощью аппаратуры «Земля») и характеризуется меньшими значениями скоростей, чем на юге и севере рассматриваемого профиля. То же наблюдается и по величинам средних скоростей ($\bar{v}$); на данном участке $\bar{v}$ имеют пониженные значения.

Учитывая данные геотермики, можно предположить, что горизонт $K_2$ (рис. 55) в центральной части профиля представляет собой фронт метаморфизма внутри палеозойских отложений. На юге и севере профиля этот горизонт характеризует поверхность древних кристаллических пород.

Профиль TS I пересекает комплекс пород Восточно-Эльбского массива (рис. 54). Наблюдаемый максимум силы тяжести можно объяснить утолщением нижней части коры и соответственно поднятием ее верхней части, поскольку поверхность Мохо залегает примерно горизонтально. При детальной обработке данных, полученных с помощью аппаратуры «Земля», на этом участке выявлено небольшое сводовое поднятие по поверхности раздела в пределах переходной зоны кора — мантия.

Выявленные на рассматриваемом профиле магнитные аномалии могут быть обусловлены палеозойскими магматитами и вулканитами.

В пределах северного побережья ГДР строение земной коры, судя по

гравиметрическим и магнитометрическим данным и геотермическим условиям, приближается к особенностям, наблюдаемым на юге ГДР. Здесь пермские вулканиты имеют ярко выраженный внутрисиалический характер, а к северу увеличивается количество основных пород. Это указывает на отсутствие в коре области расплавления.

Севернее Гарделегенского обрушения в геологическом отношении начинается северная часть ГДР. Общим признаком является наложенная пермо-мезозойская толща большой мощности. Нижняя граница красного лежня частично погружена ниже отметки 6000 м под ур. м. Возможное объяснение — послеварисское изостатическое погружение. Это означало бы, что общий профиль коры в данном районе был более тяжелым и послеварисского воздействия, чем к северу и югу. Особенно мощность верхней коры («древние кристаллические породы») была и осталась, очевидно, относительно небольшой. Это соответствует статистической характеристике севера ГДР как молодой впадине с небольшой мощностью слоя гранита ( Вернер, Олшак), а также требуемой по геологическим соображениям высшей палеоподвижности в течение нижнепалеозойского периода как предпосылке для больших погружений и подвижности коры в реногерцинской зоне (в узком смысле). Относительно более незначительной древнекристаллической форме может соответствовать и региональный тепловой поток, высший по отношению к югу ГДР. В пределах глубин поверхности Мохоровичича на больших участках температура превышает 700°С. Таким образом, и в коре возможны частичные расплавы, а следовательно, и повышенные показатели глубинноэлектрической проводности и соответствующие данные магнетотеллурических измерений. Граница между северной и южной частями ГДР на карте геотермии и на картах глубинноэлектромагнитных методов показывает склон в южной «более холодной» части. Несмотря на одинаковые основные свойства, и на севере ГДР обнаружены частичные районы со значительными различиями в строении коры. Существуют области с обширной варисской складчатостью и предполагаемой значительной мощностью осадочных пород нижнего палеозоя. Наряду с этим вероятной областью поднятия с высоким местоположением древних кристаллических пород пермские вулканиты частично более тесно связаны с верхней мантией и обладают выраженным внутрисиалическим характером. Электрические методы показывают, что расчленение глыб, вероятно, происходило по разломам, доходящим до больших глубин.

Наиболее просто интерпретируются условия на профиле TS VII (рис. 38, ср. рис. 55). На рис. 55 (слева) следует предполагать условия, соответствующие южной части ГДР. На среднем участке шириной около 100 км можно предполагать продолжение реногерцинской и субварисской зон варисских пород, характеризуемое значительной мощностью смятого в складки палеозоя, северной вергенцией, затухающей в том же направлении складчатостью (?) и относительно малоустойчивым сиалическим основанием. Верхний глубинный горизонт, хорошо выделяющийся на данном участке по результатам программы «Земля», на среднем участке характеризуется меньшими предельными скоростями, чем на севере и юге. Весьма интересным представляется сейсмический горизонт $K_2$. При сравнении с современной геотермией на среднем участке он относится с большой вероятностью к молодому фронту метаморфизма внутри палеозоя, соответствующему более позднему погружению. Для расположенных выше южного и северного участков он, наоборот, должен рассматриваться как верхняя граница древних кристаллических пород. В северной части профиля (рис. 55, справа) вновь следует ожидать более устойчивого строения древнекристаллических глыб.

В отличие от простых условий на TS VII профиль TS I пересекает комплекс Восточно-Эльбского массива (рис. 55). Судя по гравиметрическим, магнитным и глубинноэлектромагнитным наблюдениям, а кроме того, районированию по интенсивности современных вертикальных движений и геологическим данным, при интерпретации физических полей необходимо учитывать строение нескольких соседних блоков. Характерный общий максимум

силы тяжести объясняется утолщением нижней коры и соответственно поднятием верхней коры, в то время как поверхность М остается относительно ровной. При детальной обработке первичных данных программы «Земля» наблюдается некоторое сводовое поднятие поверхности раздела в пределах поверхности Мохоровичича. Магнитные аномалии могут быть вызваны частично палеозойскими магматитами и вулканитами и частично участками магнитного действия в пределах древнекристаллических пород.

Условия, характеризующие среднюю часть профиля TS VII (рис. 55), на профиле TS I относятся лишь к одному маленькому участку.

В пределах северного побережья ГДР строение коры вновь приближается к условиям юга ГДР. Данные региональных гравиметрических съемок и магниторазведки и геотермические условия свидетельствуют в пользу этого. Графики скоростей (рис. 39, 40) показывают увеличение скорости с глубиной. Пермские вулканиты, как правило, имеют ярко выраженный внутрисиалический характер: к северу увеличивается количество основных пород, а на северном конце профиля (рис. 55, справа) встречаются исключительно изверженные породы из верхней мантии. Это указывает на отсутствие здесь области расплавления.

Как видно из приведенных данных, глубинное строение земной коры территории ГДР характеризуется очень большой сложностью. Выявленные отдельные блоки коры отличаются друг от друга своим строением и скоростной характеристикой. Поскольку отдельные блоки имеют незначительные размеры (50—100 км), применение стандартной методики ГСЗ в некоторых случаях не дает однозначного решения целого ряда вопросов о структуре коры. Поэтому следует применять методику общей глубинной точки (ОГТ), при которой регистрируются отраженные волны, близкие к вертикали. В этом случае мы избегаем влияния неоднородностей соседних блоков, что повысит точность построения разрезов и структурных карт.

Кроме того, в дальнейшем следует рекомендовать применение в большем масштабе комплексной интерпретации всех видов геологических и геофизических данных, что позволит более объективно осветить строение земной коры. Особое внимание следует обратить на совместную интерпретацию данных сейсмологии и ГСЗ. Это дает возможность осветить строение верхней мантии, выявить неоднородности в ней и установить причины образования тех или иных структурных форм в земной коре.

## ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ IV


1. *Belyaevskij N. A.* Zemnaja kora v predelach territorii SSSR. M., «Nedra», 1974.
2. *Boigk H.* Wo steht die Erdöl — end Erdgasexploration in der BRD heute? Erdöl & Kohle, Hamburg, 1971, **24**, N 5.
3. *Brause H.* Ur-Europa und das gefaltete sächsische Paläozoikum Ber. deurch. — Ges. geol. wiss., A 15, 1970, 3.
4. *Brause H.* Variszischer Bau und «Mitteldeutsche Kristallinzone». — Geologie, 1970, **19**, № 3.
5. *Brause H.* Probleme des Krustenbaues und der geotektonischen Entwicklung auf der Geotraverse Baltikum — DDR — Cesky massif. — Z. geol. wissensch., Berlin, 1976.
6. *Bulin N. K.* Ob odnoj sejsmiceskoj granice v konsolidirovannoj zemnoj kore Evrazii. — Izv. AN SSSR. Ser. geol., 1974, N 8.
7. *Genschel G., Neunhofer H., Teupser Ch.* Dsa Netz standardisierter seismolofischer Stationen in der DDR Veröff. Inst. Geodynamik, Jena, Reihe A, Wiss. Veröff. Heft 14, Berlin, 1969.
8. *Gluschko V. V., Dikenschtein G. Gh., Schmidt K., Goldbecher K.* Rayonierung des nördichen Teils des Territoriums der DDR auf der Grundlage des Faltungsalters des Fundaments Sowjet. — Geologie, 1974, 5, N 74.
9. *Kolbel H.* Regionalgeologische Stellung der DDR im Rahmen Mitteleuropas. Grundriss der Geologie der DDR, Band 1. Berlin, 1968.
10. *Knothe Ch., Walther K. F.* Vorbereitung und Durchfürung einer seismischen Tiefensondierung im Grenzgebiet DDR — CSSR. Freiberger Forschungshefte, 1968.
11. *Knothe Ch.* Ferfahren und Apparatur zur Registrierung Tiefenseismischer Fernsprangungen. I. Forsch. — Beraich, Inst. angewandte Geophysik Bergakademie Freiberg. 1965.
12. *Knothe Ch.* Deitsche Demokratische Republik; In. V. B. Sollogub u.a. Die Struktur der Erdkruste Mittel — und Südeuropas nach Angaben der Tiefenseismik. — Geodät. und geohys. Veröff., 1972, 3, N 27.
13. *Lange W.* Beiträge zur regionalen tiefenseismischen Erdkundung des Nordteils der DDR (KmgW-end «Semlja». — Programm 1963—1971). Leipzig, Karl-Marx-Univ., Diss. 1973.
14. *Mikolajczak A., Pepel A.* Gerionale badania refrakcyjne i wstepna analiza predkosci granicznych (Regional refraction surveys and preliminary analysis of boundary velocities). — Przeglas geolog., 1973, **21**, N 12.

15. *Neunhofer H., Guth D.* Disperasion of Rayleigh waves in Middle Europe and Phase Velocity Splitting. The XIII$^{th}$ General Assembly of the European Seismological Commision, Brasov, 28$^{th}$ August-5$^{th}$ September 1972 (Part III). Geol. Inst. Techn. and Ecen, Studies. Ser. D. — Geophys. prosp., 1975, N 10.
16. *Noponen I.* Surface wave phase velocities in Finland. — Bull. seism. Sos. Amer., 1966, N 56.
17. *Oesberg R. — P., Knothe Ch., Hurtig E.* Results of explosion Seismic and Erathqauke Studies in the German Democratic Republic. — Gerlands beiträge geophysik, 1975, 84, N 3/4.
18. *Puzyrev N. N., Krylov S. V., Potap'ev S. V.* Tececnye sejsmičeski zondirovanija. Metodika sejsmerazvedki, M., «Nauka», 1965.
19. *Rische J.* Zur Erfassung und Deutung tiefer Reflexionen im Thüringer Becken. — Z. angewandte geologie, 1961, N 7.
20. *Thierbach H.* Zur Tektonik des Raums zwischen Ostsee und Schwarzem Meer. — Geologie, 1971, N 20.
21. *Healy J. H., Warren D. H.* Explosion seismic studies in North America. In: The Earth's crust and upper mantle, Geophys. Monograph 13, Washington: Amer. Geophys. Union, 1969.
22. *Hurtig E., Oesberg R.-P.* Analysis of records from quarry vlasts at Collm and Moxa seismological stations (GDR). — XIV$^{th}$ General Assambly of the European Seismological Commission, Triest, 1974. Berlin, 1975.
23. *Hoffmann H.* Zur Erreichung einer grösseren Erkundungstiefe, statistische Auswertung tieferer Reflexionen in Ostbrandenburg und der Niedelausitz. — Z. angewandte geologie, 1964, N 10.
24. *Schmidt K., Franke D.* Stand und Probleme der Karbonforschung in der Deutschen Demokratischen Republik. — Z. geol. wiss., 1975, 3, N 7.
25. *Schumann G., Oesberg R.-P.* Beiträga zur Erkundung des tieferen Untergundes des Thüringer Beckens durch Auswertung tiefer Reflexionen. — Geophys. und geologi, 1966, N 9.
26. *Junge Ch.* Ergebnisse der am Geophysikalischen Observatorium Cellm in den Jahren 1961 bis 1965 durchgefürten sprengseismischen measungen. — Veröff. geophys. Inst. Karl-Marx-Univ., ser. 2, 1969, 19.

ГЛАВА V

# ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКЕ

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПОЛЬШИ

Территория Польши расположена на границе древней Восточно-Европейской платформы, которая соприкасается с более молодыми платформами вдоль линии СЗ — ЮВ, проходящей через середину страны. Подступы *старой платформы занимают байкальские* и каледонско-варисцийские горные образования, частично простирающиеся на границу ее цоколя (рис. 56). С южной стороны на нее находит альпийс*кое горное образование. Обзор* тектоники Польши сделан в работах [49, 52 и др.].

## ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

**Основание древней платформы (рис. 57).** Горообразовательные комплексы, представляющие собой кристаллическую кору, образуются из сильно метаморфизированных и кристаллических горных пород. Окончательный возраст консолидации основания платформы в Польше — готийский в отличие от карельского возраста кристаллической коры центральной и восточной части кратона на территории СССР [6]. *Глубоко простирающаяся* денудация обнажила коренные выходы этих горных пород. Район цоколя можно разделить на гранитные массивы и пояса свекофенно-карельских горных образований [50, 51 и др.].

Можно выделить четыре массива: Приморский, Добринский, Мазовецкий и Радомский. Характеризуются они субкольцевыми очертаниями и мозаичным магнитным полем. Авторы упомянутых выше работ, а также В. Е. Хаин предполагают, что они, вероятно, образовывали внутренние массивы в *свекофенно-карельской геосинклинали* и произошли из более древних образований, которые при регенерации подверглись гранитизации и магнитизации.

Располагаясь между массивами старосвекофенно-карельской структуры, они отлично подчеркнуты поясным характером *магнитных аномалий*. В работе С. Кубицкого и соавторов [50] особое внимание уделено синклинальным и антиклинальным районам этих геосинклинальных поясов. Первые об*разуют мигматиты и гнейсы, вторые* — метаморфические, а местами палеогенетические гранитоиды.

При изучении абсолютного возраста [11] только в некоторых случаях удавалось установить возраст первоначального свекофенно-карельского метаморфизма (1600—2000 млн. лет). Наиболее выразительно наметилась в основном готийская рекристаллизация (1340—1560 млн. лет).

К цоколю относятся также основные и щелочные интрузии и палеозойские субвулканиты, возраст происхождения которых 349—264 млн. лет.

По-видимому, здесь имели место влияния дальсландской регенерации, *как на это указывает возраст пород* 1190—1282 млн. лет, расположенных около ближайшего ребра цоколя в окружении Мазовецкого массива.

**Древний платформенный чехол (комплексы чехла: байкальский, каледонский и варисцийский).** Самые молодые метаморфические породы на древней платформе на территории Польши имеют возраст, определенный радиометрическим методом, — позднеготийский. Слабо метаморфизирован-

ные кластические отложения относятся к юднику [50], сохранность их фрагментарная. Самые древние, широко развитые отложения авлакогенного периода тектонического развития древней платформы состоят из песчаниковых полесских слоев оршанско-волынского авлакогена и простираются с СВ к южной части платформы в Польше [57—59]. Их мощность 1000 м.

К позднему периоду авлакогенной стадии относятся излияния базальтов и туффитов, а выше — кластические отложения, т. е. венд. Базальтовый покров и связанные с ним отложения залегают на большей площади, переходя через границу авлакогена [45, 77, 78]. Их толща превышает 400 м. Выше байкальского комплекса залегают отложения нижнего и среднего кембрия, распространенные на всей территории, кроме Белорусской антеклизы, где они в конце палеозоя подвергались эрозии.

Каледонский комплекс состоит из двух уровней, разделенных таконьскими движениями. Более древний — ордовикский, мощностью порядка нескольких десятков метров. Отложения силура достигают мощности порядка нескольких сотен метров.

Изолинии мощности и границы фаций целого комплекса параллельны границе древней платформы. В нижнем девоне появляются движения, ко-

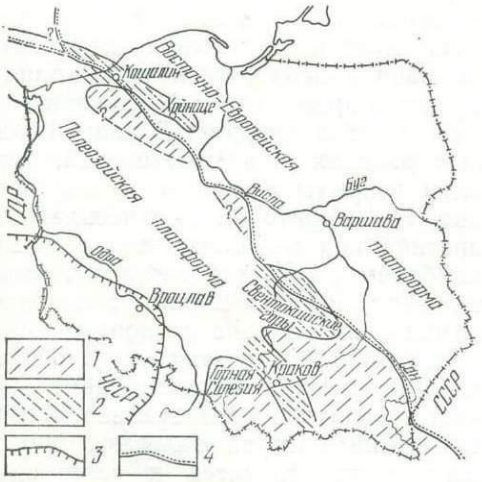



Рис. 56. Схема каледонско-варисцийской геосинклинали (составил В. Пожарискый):

*1* — Эпибайкальская платформа; *2* — отроги внутрикратонной каледонско-варисцийской геосинклинали; *3* — граница интернид; *4* — край готийского цоколя.

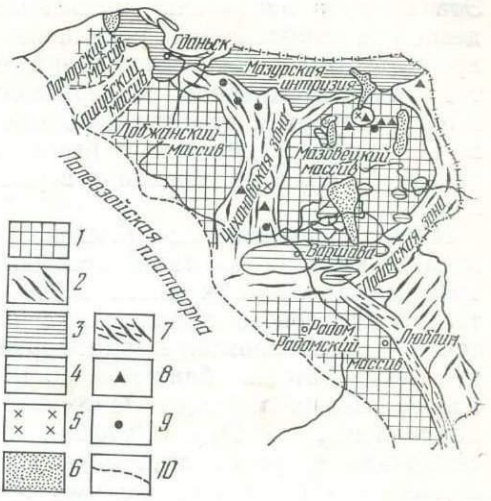



Рис. 57. Тектоническая схема Восточно-Европейской платформы:

*1* — гранитоидные внутренние массивы; *2* — карельские складчатые зоны; *3* — послеорогенические магматические интрузии, готийские; *4* — складчатые комплексы с границами карелид и готид; *5* — поздневарисцийские интрузии; *6* — дальсландские кварциты и кварцитовые сланцы; *7* — гипотетическое простирание карельской орогенической зоны (люблинско-карпатской); *8* — поздневарисцийские сиенитовые и жильные породы; *9* — ранневарисцийские жильные породы; *10* — граница готийского основания Восточно-Европейской платформы.

торые на востоке Польши привели к появлению параллельного Днепровско-Донецкого авлакогена. Горст Груец — Луков — Ратно развивается и возникает Подлесская низменность; на продолжении ее лежит Брестская низменность в Белоруссии; Мазурско-Белорусская антеклиза в этот период воздымается. Последняя вместе с Подлесской низменностью и Луковским сбросовым горстом составляют упругий «варшавский блок» [54], который затрагивали в незначительной мере трансгрессии варисцийской складчатости (от среднего девона до верхнего карбона). На северо-запад от варшавского блока Прибалтийская синеклиза характеризуется большой мощностью осадков, достигающей в верхнем силуре 2000 м. Отложения девона и карбона не сохранились.

На южной границе сбросового выступа Груец — Луков — Ратно территория древней платформы в варисцийское время подвергалась размыву, особенно свекофенно-карельский массив Рамия. Образовался Люблинский бассейн, северо-восточная часть которого имеет черты синседиментационной низменности (Люблинская впадина).

Эта впадина заполнена отложениями девона и карбона, а направление ее простирания — СЗ—СВ. Характерны тут сидементационная непрерывность между силуром и девоном и постепенный переход жединских и нижнежигенных морских отложений в верхний жиген и эмс.

Мощность отдельных отложений девона и карбона местами превышает 1000 м. Дислокация слоев исключительно сбросового характера, в восточной части напоминает платформенную складчатость ближе к границе платформы на запад от Радомя и по направлению к Раве Русской. Эта складчатость, ранее относимая к каледонской [7], в результате более тщательных исследований должна быть признана варисцийской.

## ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ПЛАТФОРМА И СВЯЗАННЫЕ С НЕЙ ОРОГЕНЫ

**Сочленение древней платформы с палеозойской.** Цоколь древней докембрийской платформы окончательно *консолидировался под конец готика* около 1200 млн. лет назад. Самыми ранними геосинклинальными отложениями, имеющими складчатый характер в Южной Польше, являются жешовские слои старобайкальского малопольского орогена [57, 58]. Эти отложения образовались, как следует из работ С. Седлецкого, Н. П. Семененко *и др.* [63], *650—700 млн. лет назад.* Таким образом, промежуток между консолидацией и началом образования покрова приходится на далсланд — ранний эокембрий — 1200—700 млн. лет. Следовательно, та часть палеозойской платформы, которая не была подвергнута палеозойской складчатости, может рассматриваться как предкаледонско-вендийская.

Кроме определения возраста, существует еще проблема пространственного разграничения платформ. Линию раздела можно провести вдоль юго-западной границы не подверженного деструкции карельско-готийского цоколя [48, 54, 66], совпадающей с контуром магнитной «провинции», для которой характерно наличие пород в коре с очень сильной магнитной восприимчивостью и мозаичной структурной аномалией. В юго-западной части этой зоны находятся только очень слабые аномалии, преимущественно параллельные рассматриваемой границе.

При интерпретации можно считать, что кора, за исключением готийского цоколя, в дальсланде либо в раннем эокембрии подверглась полной деструкции, поверхность цоколя оказалась ниже критической глубины коры и полностью потеряла магнитные свойства. Произошло это в связи с появлением раннебайкальской геосинклинали, по-видимому, 800—900 млн. лет назад.

**Байкальский ороген на юге Польши.** Можно выделить два этапа образования предкаледонского орогена на юге Польши. Геосинклинальный этап и орогенез, связанный с метаморфизацией отложений, происходили, как указано выше, 650—700 млн. лет назад, что привело к образованию малопольского орогена. В кембрии на его северной периферии образовался отдельный позднебайкальский ороген Свентокшиских гор.

**Байкальский малопольский ороген** [57, 58] на территории Украинской ССР можно отнести к галицийскому [62]. В *районе между Свентокшискими горами* и Карпатами он относится к наиболее изученным. Под ордовиком бурением вскрыты тут жешовские слои, частично филлитизированные сланцы либо метааргилиты с аркозами и туфитовыми прослойками. Для них характерно очень сильная сланцеватость и крутое падение (60—90°).

*Следовательно, эти отложения образовывались* в раннем эокембрии, а малопольский оргенезис приходится на начало венда, т. е. происходил в то самое время, что и базальтовые излияния на платформе. В более западных районах, под Ченстоховой, бурением вскрыты аналогичные образования. На территории Верхнесилезского прогиба под нижним плосколежащим кембрием находятся метаконгломераты, которые образовались в основном из щелочных сильно дислоцированных пород [47]. Они, по-видимому, образуют внутренюю эвгеосинклинальную часть малопольского орогена. Территория, на которой залегают жешовские слои, относится к эстернидам, которые на восток от нижнего Сана распространяются вплоть до границы цоколя древней платформы.

Малопольский ороген простирался, вероятно, далеко на запад. Как отме-

чалось выше, он входит в состав Верхнесилезской низменности и, вероятно, в состав торавско-силезских варисцидов. Об этом свидетельствует существование обширной положительной магнитной аномалии, называемой «массивом южной Польши». Расположение аномалии совпадает с распространением пород байкальского орогена, существование которых подтверждено бурением.

**Молодой байкальский свентокшиский ороген** накладывается на сопредельные территории малопольского орогена. Его консолидация происходила в среднем кембрии в свентокшиской фазе [74]. Геосинклинальный цикл длился от венда до среднего кембрия — песчано-сланцевые отложения толщиной свыше 2000 м смяты в форме вертикально ориентированных складок. Изученная часть орогена проходит вдоль края древней платформы от района Лубачова до Свентокшиских гор [57, 58]. Этот ороген Я. Самсонович [61] назвал Садомиридом, а сандомиридную фазу сравнивал с сардийской в Сардинии. Условия залегания, отсутствие более сильного магнетизма и литологический состав отложений свидетельствуют о том, что его можно считать флишоподобной молассой в предгорной долине байкальского орогена. Под действием тектонических передвижений в последней фазе той эпохи байкальский ороген был перерезан на севере большой свентокшиской дислокацией в направлении ЗСЗ—ВЮВ. Таким образом, с южной стороны образовался малопольский массив. С запада этот массив ограничен расщелиной краковской орогенной зоны, которая образовалась в то же время.

**Каледонско-варисцийский ороген Судет.** Судеты входят в варисцийский ороген, ограничивающий с северо-востока чешский массив, строение которого аналогично строению цоколя древней платформы. Чешский массив в геосинклинальном этапе развития был расположен далеко на юге и связан с гондваной. Современное расположение — следствие сильной компрессии, которой была подвержена геосинклиналь. Об этом свидетельствуют палеобиографические [75] и структурные данные [55, 56]. Варисцийский ороген Юго-Западной Польши [52] можно разделить на две части—внутреннюю, относящуюся к Саксо-Тюрингской полосе, и внешнюю — раннегерцинскую. Граница между ними проходит вдоль сброса средней Одры, а в районе Вроцлавля поворачивает на юг.

Саксо-Тюрингская полоса — это современные Судеты и Предсудетский блок. Для нее характерны байкальская седиментация со складчатостью альпийского типа и мезозональный метаморфизм. К ней относятся также эокембрийские лижуцкие граувакки. Блоки байкальского метаморфизма — часть судетской структуры, на основании которой в период от кембрия до среднего девона на западе образовался геосинклинально-орогенный ранневарисцийский цикл в той форме, в какой выступает в настоящее время. Бретонские и более молодые движения в период раннего карбона не играют существенной роли. Внутри орогена в карбоне возникают молассы большой мощности, седиментация которых продолжается до поздней перми. Этот процесс сопровождается интенсивным гранитным плутонизмом, а затем кислым субсеквентным вулканизмом. Авторы работ [9, 10] установили точный возраст интрузий, расположенных внутри орогена, — 295—298, 299 и 306 млн. лет, что соответствует эпохе вестфала. Более щелочные интрузии, расположенные на окраинах орогена, — более молодые — 280 и 257 — 270 млн. лет, что соответствует нижней перми.

**Внешняя часть каледонско-варисцийского орогена.** Кульмовая зона варисцидов Юго-Западной Польши относится к раннегерцинской. Она имеет миогеосинклинальные свойства и относится к варисцийским экстернидам, характеризующимся очень слабо метаморфизированными отложениями кульма, подверженными дислокациям. Отложения образовывались, включая и самый нижний ярус, в раннем карбоне. Толща кульма имеет мощность, по данным бурения, более 1000 м. Кульмовая зона составляет 150—200 км. С помощью глубокого бурения нельзя установить ее точной внешней границы. В общем виде она изогнута дугой, параллельной границе интернидов, а в районе северной части малопольского массива — довольно сильно отклоняется от нее.

На западе этой зоны, вблизи Лешна, на поверхность выходят докарбоновые филлиты, а также песчаники и сланцы. На кульме, в районе Вроцлавля, обнаружены материковые отложения верхнего карбона.

В области Свентокшиских гор отложения складчатого кульма залегают около Кельц и на севере, по данным бурения, распространены до Томашув-Мазовецки.

На юге, между староварисцийскими складками, расположенными на востоке Судетов и Верхнесилезской низменностью простирается кульмовая зона моравско-силезских варисцидов. Седиментация флишевого типа началась там в девоне. Основная горообразовательная фаза относится к верхнему карбону [52].

Верхнесилезская низменность прилегает к моравско-силезским варисцидам. Это бассейн, геотектоническое расположение которого определяется либо как горная низменность, либо как предгорье. Ранний палеозой частично сохранился и залегает на складчатом, слабо метаморфизированном основании [46, 47]. Это морские отложения верхнего кембрия, затем девона, в основном среднего, и нижний каменноугольный карбон — всего около 2000 м. Верхний визе и намюр имеют черты геосинклинальных кульмовых отложений мощностью около 1500 м. На этом ненарушенном основании лежит верхнекарбонная моласса толщиной до 800 м. Складчатость, вызванная движениями судетской и астурийской фаз, выступает в основном на окраинах низменности.

Краковская каледонско-варисцийская зона развилась в результате незначительных движений в геосинклинали, затухающих по направлению к окраинам. Это тектоническая область, образовавшаяся на глубинном разломе между варисцийским орогеном и древней платформой и включающая впадины: **Краковскую, Свентокшискую,** а на севере **Кошалин-Хойницкую.** Первая образовалась на байкальском орогене, вторая и третья заходят на цоколь древней платформы.

Краковская зона отличается относительно сильным проявлением магматизма [4], диабазо-кератофировым в силуре и порфиритовым в девоне. Процесс вулканизации продолжался тут до нижней перми, т. е. до излияния порфиритовой и мелафирной лав. Региональный метаморфизм, вероятно, отсутствует. Для отложений силура характерны сильная складчатость и динамометаморфизм. Складчатость девона и карбона более слабая.

Седиментация имеет геосинклинальный характер; появляются граувакки и сланцы с лидитами. Относительно узкая зона краковского орогена (его ширина не превышает 30 км) была, по-видимому, сформирована в заключительном периоде байкальской тектонической эпохи, т. е. в нижнем кембрии. Эта впадина по направлению к северо-западу незначительно изменяет простирание на ЗСЗ и углубляется под кульмовую зону варисцийских экстернидов.

**Платформенный покров малопольского** массива образовался из эрозийных реликтов слабо развитых отложений ордовика и силура. Эти последние только на северной и западной окраинах массива имеют большую мощность. Кембрий, кроме периферийных впадин, здесь отсутствует. Девон и карбон имеют значительную мощность со стратиграфическими перерывами. В карбоне появляется кульмоподобная фация. Дислокация покрова сбросового характера, местами — платформенных складок.

**Свентокшиская зона** наиболее открыта благодаря тому, что значительная ее часть подверглась ларамийскому выпучиванию. Расположена она на молодом байкальском орогене (сандониридах) и глубинном разломе (свентокшиском). Она не имеет черт регулярной тектонической впадины, типичных для трех перечисленных выше. Докембрийская седиментация с обеих сторон разлома развита одинаково. Отложения верхнего силура и нижнего карбона имеют геосинклинальный характер. Магматизм значительно слабее, чем в краковской зоне.

Дислокация связана со значительным сжатием этой зоны, которое происходило в основном вдоль свентокшиского разлома.

На юг от него появились неоднократно повторяющиеся синорогенические движения эпибайкальского покрова. С северной стороны в Лысогорах сильно выражены движения, вероятно, судетской фазы, которые привели к

складчатости целой Свентокшиской зоны. Условия, перечисленные для Лысогор, лучше всего прослеживаются по направлению к северу в районе Томашув-Мазовецки, где пробуренные в Студяне скважины вошли под цехштейном в сильно складчатый кульм, проникающий в покров цоколя древней платформы. Эту зону можно рассматривать как ветвь геосинклинали и каледонско-варисцийского орогена с постепенным угасанием по направлению к востоку геосинклинальных черт и диастрофизма. Ее связь, как и связь интракратонной краковской структуры с *кульмовой зоной, очевидна.* Их тектогенезис указывает, что дислокация геосинклинали в основании кульмовой зоны должна была происходить в несколько фаз.

Достоверно, что Кошалин-Хойницкая впадина и зона каледонских складок на северо-западе Польши имеют характер консолидации основания палеозойской платформы в конце силура. На север от кульмовой зоны вплоть до края древней платформы простирается территория, на которой отдельными буреними подтверждено наличие покровного варисцийского яруса. Тут развиты отложения карбона и девона, за исключением жедина и жигена. Фации преимущественно илистые, но отложения нескладчатые. Их контакт со старопалеозойским основанием подтвержден, только в северной части между Кошалином и Хойницами проявляется тектоническая впадина с простиранием ЗСЗ—ВЮВ, расположенная на краю древней платформы, а под Хойницами — непосредственно на ней. Она заполнена сланцами ордовика и силура, в основном нижнего. Отсутствие магматизма и не очень сильно выраженная тектоничность указывают на наличие здесь ветви интракратонной геосинклинали.

О структуре палеозойских допермских комплексов в Центральной Польше на границе древней платформы между Хойницами и Томашув-Мазовецки точных данных нет. Был ли то периферийный район каледонско-варисцийской геосинклинали, в которой направление второстепенных впадин либо бассейнов было субширотным, или тектоническая впадина с направлением СЗ—ЮВ, как можно бы было предполагать на основании структуры пермо-мезозойского комплекса, расположенного на этой территории. Предгорная впадина варисцидов на территории Польши не образовалась; она не обнаружена бурением.

### АЛЬПИЙСКИЙ ОРОГЕН И ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЭПИВАРИСЦИЙСКИЙ ПОКРОВ (АЛЬПИЙСКИЙ)

**Платформенный покров** после варисцийского орогенезиса образовался в основном во время староальпийской эпохи и представлен ларамийским ярусом. Разделение основания на три *большие геотектонические части:* древняя платформа, байкальский ороген Южной Польши и варисцийский ороген — имело решающее значение для изучения его внутренней структуры. На север от байкальского орогена на границе варисцидов и на их предполье развился бассейн цехштейна, захватывающий окраину древней платформы. Он является реликтом предгорной впадины варисцидов, развитой в бассейне Северного моря и его берегов. От триаса начал формироваться среднепольский авлакоген [55, 56], который пересекает Польшу с СЗ на ЮВ. Отрезки, расположенные в пределах бассейна цехштейна, имели характер синседиментационных впадин уже в перми. Мезозойская седиментация распространялась на значительно большие пространства, нежели авлакогенная зона. Только на территории варисцийских интернидов и на древней платформе на территории Радомского массива и прилегающих к нему с востока структур не образовывались отложения раннего мезозоя. В верхней юре авлакогенная стадия развития покрова начала переходить в стадию синеклизы. Образовалась широко вытянутая впадина — датско-польская борозда, в которой мощность отложений несколько выше сопредельных областей, а фации более глубоководные. Авлакогенная стадия характеризуется *появлением узких тектонических впадин* снаружи авлакогена и параллельных ему (килирийские впадины). Максимальная мощность отложений цехштейна и раннего мезозоя до средней юры в авлакогене в Центральной Польше 7000 м. Авлакоген расположен вдоль границы древней платформы и рассекает элементы складчатого осно-

вания, расположенные непараллельно границе, т. е. в зону свентокшиских варисцидов.

По этапам развития нижний мел является периодом возвращения к авлакогенной стадии в пределах синеклизы. Отложения более молодого мезозоя не сохранились. Мощность их в синеклизе 3500 м, а за ее пределами — 1200 м.

Развитие цехштейно-мезозойского покрова в Польше согласуется с эволюционным развитием бассейна Северного моря, к которому в тот период относилась территория Польши. Расположен он между древней платформой и варисцийским орогеном. В конце мела в этом бассейне произошли изменения. В его южной части произошла инверсия движений в авлакогенах. Воздыманию подверглась территория на всем протяжении среднепольского авлакогена. Северной границей приподнятой области является дислоцированная зона с направлением простирания ЗСЗ—ВЮВ от Кошалина до северной границы Ругим, ограничивающая влияние каледонско-варисцийской геосинклинали. К юго-востоку авлакоген углубляется под карпатский флиш и прибрежную впадину, создавая отрог геосинклинали Внутренних Карпат.

**Альпийский карпатский ороген** расположен на юге страны. Это наиболее выдвинутая на север часть альпидов, которые можно разделить на интерниды (Внутренние Карпаты) и экстерниды (Флишевые Карпаты). Тектонику карпатского орогена Польши разработал М. Ксенжкевич [49], а В. Сикора дал интерпретацию их тектогенеза в свете тектоники плит литосферы [64, 65].

Мегаантеклиза Татр образовалась из палеозойских кристаллических предпермских сланцев с гранитными интрузиями и осадочных мезозойских пород, складчатость которых произошла в основном в постгерцинской фазе верхнего мела. Возраст метаморфизма кристаллических сланцев Я. Бурхарт [5] определил в 410—430 млн. лет (нижний силур), возраст гранита — 290—300 млн. лет (вестфал). Как считает М. Ксенжкевич, покров отложений кристаллического характера имеет мощность от 800 м в центре Польских Татр до 2400 м на западе. Наибольшее развитие имеют средний триас и лиас. Преобладают карбонатные отложения. Отдельные, особенно древнекиммерийские движения в геосинклинали, приводили к образованию довольно больших седиментационных прогибов. Субгерцинская складчатость привела к появлению двух надвигов, которые на север от Татр углубляются под палеогенный подгалянский флиш.

Мегаантеклиза Татр после образования складок и денудации в среднем эоцене покрывалась морем, в котором начался новый цикл седиментации — горнопалеогенный, представленный отложениями флишевой фации на Подгалье. Она соединяется с флишем Внешних Карпат, от которых их разделяет узкая, в несколько километров, зона Пьенинского утесового пояса. В состав последнего входят в основном угольные меловые и юрские породы и более молодые палеогеновые. Флиш Внешних Карпат откладывался от верхней юры (титон) до раннего миоцена (аквитан). Он входит в состав ряда перекрытых складок, имеющих внутренюю тектонику типа чешуй. Перекрытые складки накладываются на отложения неогенной молассы и более древний платформенный чехол. Мощность всех перекрытых складок, расположенных на расстоянии 20 км от фронта надвига, согласно данным глубокого бурения, составляет 3—6 км. В период образования альпийского флишевого комплекса отсутствие плутонизма и вулканизма не имели особого значения для горообразования. Самые важные — андезитовые излияния в Пеннинах.

Согласно работе [64], геосинклиналь Флишевых Карпат имела океаническую кору, а под Кордильерами — субконтинентальную. Между юрой и мелом произошел основной вулканизм, длившийся вплоть до нижнего мела. В период сеномана проявился андезитовый вулканизм, указывающий на субдукцию. Зон субдукции, вероятно, было много, но самый значительный след оставила соответствующая Пенинскому утесовому поясу. Под этим поясом проходит глубокий разлом, наличие которого сказывается на всей Карпатской дуге земной коры. Интенсивная складчатость происходила в период от олигоцена до нижнего миоце-

на, а закончилось складчатообразование в сармате — плиоцене.

Складчатость была вызвана компрессией геосинклинали, которая вначале привела к консумпции океанической коры, а затем — к коллизии плит литосферы. Частично не выяснена роль в формировании Внешних Карпат древних линеаментов, проходящих под углом к альпийским складкам.

Развитие предгорной впадины Карпат неодинаково и зависит от характера основания. На западе основанием является Верхнесилезская варисцийская впадина, под Краковом — орогенная каледонско-варисцийская зона, а дальше на восток — байкальский малопольский массив. На этом последнем отрезке в период мезозоя произошли сильные блоковые движения, повторившиеся в миоцене, что привело к расширению впадины. Моласса состоит в основном из илистых морских отложений верхнемиоценового возраста: баден (тортон) и нижний сармат. В нижней части находится маломощный слой ангидридов, на границе впадины переходящий в угольные отложения. Толща илистых отложений максимальна к северо-востоку от Пшемысля и достигает 4000 м. Отложения миоцена погружаются под флиш на глубину около 20 км. Залегают они в основном горизонтально, проявляя на фронтах флишевых перекрытых складок неширокие дислоцированные зоны. Дислокация эта связана со слабыми складчатообразующими движениями в нижнем сармате. В целом территория впадины пересечена сбросами, направленными на СЗ—ЮВ.

Ороген краковских варисцидов был участком коры, особенно устойчивым к вертикальным движениям. Впадина здесь узкая, а моласса имеет наименьшую мощность. Основание прогиба в миоцене подверглось сбросовой дислокации. В результате образовалась миоценовая Кшешовская впадина, параллельная фронту Карпатского надвига.

На верхнесилезском участке мощности отложений достигают 1000 м, а в зоне впадины — больше.

## СТРУКТУРА КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ НА ТЕРРИТОРИИ ПОЛЬШИ

Знание структуры нижних слоев земной коры, под которыми обычно подразумеваются складчатая и консолидированная кора различного возраста платформ либо сохранившихся до настоящего времени их блоков, чрезвычайно важно для решения большинства вопросов геофизики. Строение фундамента на территории ПНР изучалось по данным, полученным как с помощью бурения, так и геофизическими методами, применение которых, в особенности на территориях с большой мощностью земной коры, значительно снизило затраты и сократило время исследований. Из всех используемых для площадного изучения морфологии консолидированной коры геофизических методов особо следует отметить метод преломленных волн, применяемый на территории почти всей Польши. Результаты исследований при сопоставлении с данными реперного и глубокого бурения позволяют получить более полное геологическое и тектоническое описание складчатого основания даже на участках, недоступных разведочному бурению.

Дальнейшее изложение базируется главным образом на анализе карты поверхности фундамента масштаба 1:500 000, которая составлена автором раздела в последние годы [69, 70].

Для оценки степени консолидации земной коры использовались методические разработки, изложенные в одной из предыдущих работ [67].

В данном разделе автор приводит только краткое описание материалов и основных посылок, на которых базируются современные представления о структуре земной коры в пределах основных тектонических единиц ПНР (рис. 58).

Важный вклад в решение обсуждаемой проблемы сделан сейсмическим методом преломленных волн, информативность которого существенно зависела от времени проведения работ и применяемой методики наблюдений.

Для большинства исследуемых районов применялось непрерывное профилирование с двойным прослеживанием годографов сейсмических волн от поверхности консолидированной коры. Большое внимание уделялось определению степени консолидации фундамента. Градиентность коры зависит от уровня ее консолидации и глубины залегания. Поскольку подобная зависимость качественно установлена,

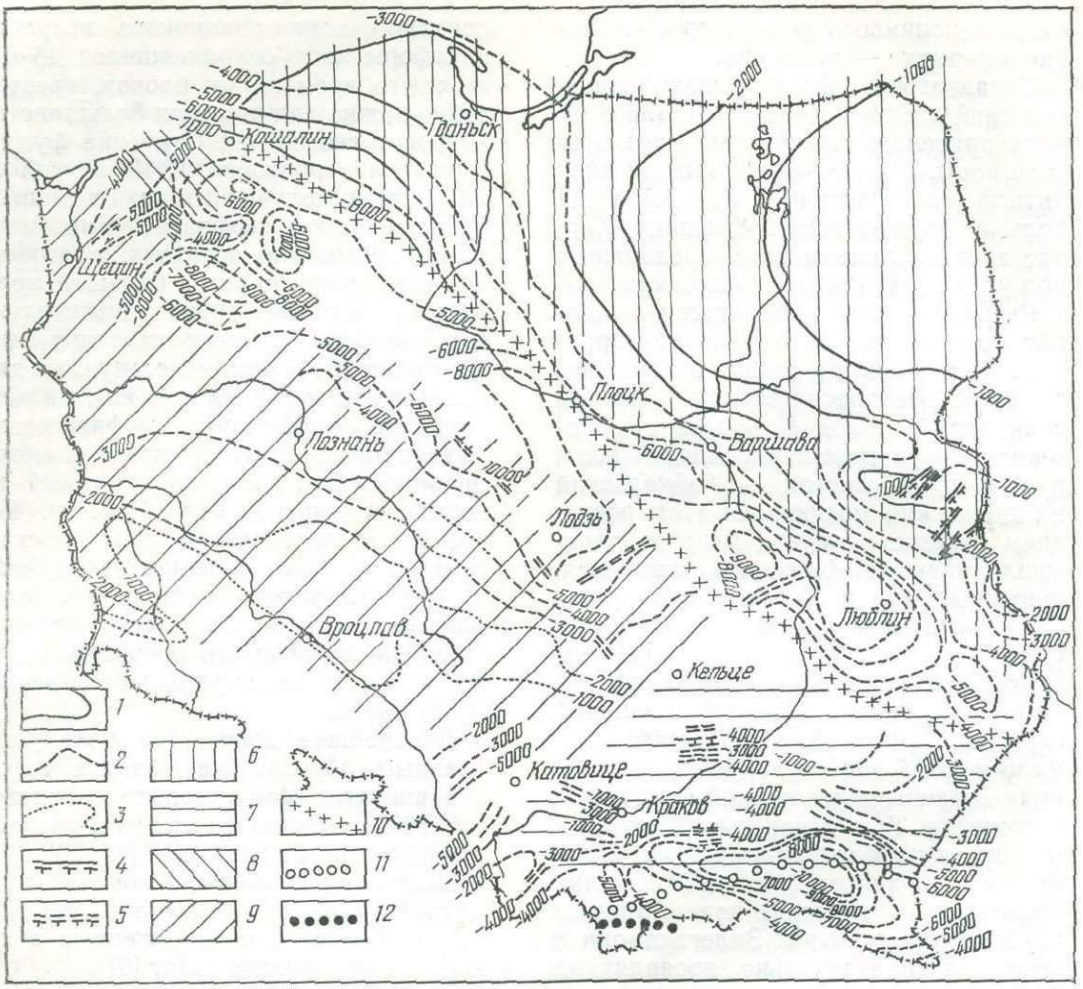



Рис. 58. Схема поверхности консолидированной коры:

*1* — изолинии глубин поверхности консолидированной коры по данным КМПВ (достоверные); *2* — изолинии глубин поверхности консолидированной коры по данным КМПВ (предполагаемые); *3* — изолинии глубин поверхности консолидированной коры по геологическим данным; *4* — главнейшие дислокации по сейсмическим данным; *5* — предполагаемые крупнейшие дислокации; *6* — фундамент древней Восточно-Европейской платформы (готийской); *7* — фундамент байкальской (ассинтийской) платформы; *8* — фундамент каледонской платформы; *9* — фундамент варисцийской платформы с возможными выходами локальных блоков древнего фундамента; *10* — линия Тейссейра-Торнквиста; *11* — предполагаемая граница Прикарпатской разломной зоны; *12* — простирание Перипьенинской зоны на территории ПНР.

можно по изменениям коэффициентов градиентности составить представление о характере консолидации коры. Именно благодаря таким данным удалось проследить далеко на северо-восток область распространения варисцийского слоя, изучение которого проводились с помощью бурения в Предсудетской моноклинали. Для слабо консолидированной коры, в основном на палеозойских платформах, точность определения глубины свода слоя меньшая. Особенно сильно этот эффект ощутим при появлении в своде слоя горизонтального градиента скорости, например, в области менее глубокого залегания коры палеозойской платформы (часть Предсудетской моноклинали).

Для этих областей точность определения глубины настолько снижалась, что предпочтительнее было изучать морфологию варисцийского слоя по данным бурения, нежели по довольно густой сети сейсмических профилей.

Однако на территории Опольской мульды, например, благодаря наличию довольно плотной системы наблюдений можно было изучать морфологию фундамента с помощью сейсмического метода, используя имеющиеся данные бурения.

Другой причиной, существенно снижавшей эффективность сейсмических исследований в пределах палеозойской платформы, явилось развитие интенсивных кратных отраженно-преломленных волн от поверхности цехштейна.

Из-за отсутствия геологических реперов зачастую трудно распознать эти волны, а отождествление их с головными приводило к выделению фиктивных горизонтов, которые относились для областей палеозойской платформы к «глубокому кристаллическому фундаменту». Только введение довольно насыщенных схем прострелов позволило освободиться от подобного рода заблуждений и в ряде случаев довольно уверенно проследить поверхность более древней складчатой палеозойской коры.

Значительно меньше трудностей пришлось преодолеть при изучении морфологии консолидированной коры в районе старой готской платформы. В районе свода кристаллического фундамента наблюдалась отчетливая и достаточно однозначная выделяемая волна, которая имела настолько слабо выраженный характер рефракции, что с большой степенью точности принималась за головную волну. На территории восточной части Предкарпатья для ассинтского слоя обнаружен подобный тип волн. Верхняя часть коры имела явно градиентный характер, но поправки на рефракцию были либо малы, либо иногда при наличии, например, коротких годографов, не учитывались.

В районах Верхнесилезского каменноугольного бассейна и в областях с подобным строением, залегающих под западной частью Карпат, для кристаллических ассинтских слоев наблюдалась в основном головная волна.

Для Карпат характерны специфические трудности. Если для предгорья, за исключением области севернее Кракова, не было трудностей в выделении свода ассинтского слоя, то в пределах орогена, вероятно, изучалась кора палеозойской платформы, углубляющейся под Карпатами до различных глубин в разных блоках. Последний эффект наблюдается на всей северной границе Карпат. На север от сочленения Карпат с Пьенинами и на юг от Предкарпатья, хотя и были предприняты попытки выделить «глубокий горизонт» с довольно неуверенной интерпретацией, вероятнее всего, прослеживается здесь только рефрагированная волна, проникающая во флишеобразные образования с градиентным нарастанием скорости.

Этот эффект возникает при увеличении скорости во флише большой мощности как за счет остаточных динамических нагрузок, так и существующих статических.

После такого краткого обзора материалов, полученных в различных тектонических регионах, а также методических выводов, позволяющих на основе данных глубокого бурения определить степень консолидации коры, рассмотрим карту, на которой показаны ее гипсометрия и морфология.

Относительно лучше всех исследована структура докембрийской готской платформы. Она простирается в основном с северо-востока на юго-запад, создавая довольно большие морфологические формы. Меньшие структуры встречаются в северо-восточной части Люблинской области и на юге Полесья.

С корой этого возраста на юго-востоке связан ассинтский горизонт, который является фундаментом Карпат и в районе надвигов на север от Предкарпатья простирается почти до Кракова, а в области Верхнесилезского каменноугольного бассейна погружается под Флишевые Карпаты вплоть до южной окраины Бельско-Бялой. На север либо на северо-запад от Кракова выделяется кора палеозойской платформы на довольно узком пространстве между двумя описанными выше блоками ассинтского слоя.

Между этими областями с корой различного возраста существуют «промежуточные» зоны, где с точки зрения как сейсмических характеристик (граничные скорости, коэффициенты диффузии), так и геологических данных нельзя установить точной границы раздела фундаментов двух типов. На прилагаемой карте эти области отмечены как относительно широкие зоны, существование которых геологически очевидно.

В Судетах и Предсудетском блоке достаточно полное представление о морфологии фундамента можно составить по геологической карте.

Рассматривая границу раздела варисцийской консолидации с блоком ассинтского слоя Верхнесилезского каменноугольного бассейна, следовало бы предположить более высокую степень консолидации варисцийского слоя при переходе от Оральской мульды к Верхнесилезскому каменноугольному бассейну, либо в пределах бассейна от его северной части к южной.

Что касается северо-восточного ограничения палеозойской платформы, то следовало бы подчеркнуть, что юго-западная граница готского слоя довольно точно определена, однако для широкой переходной зоны (не превышающей, вероятно, 100 км), нельзя однозначно определить возраст коры.

Однако можно считать, что для района на юго-запад от Радомя граница варисцийского слоя определена, вероятнее всего, точно, сомнения вызывает возраст фундамента на северо-восток от нее.

С другой стороны, линия Плоцк — Кошалин, вероятно, — юго-западная граница более отчетливого готского слоя, не исключая локальных остатков ассинтского; на юго-западе от этой линии может существовать консолидированная кора варисцийского либо каледонского типов, возможно, и реликты ассинтского фундамента.

Существование каледонской консолидации обнаружено только бурением юго-западнее Кошалина, однако блоки каледонской коры могут локально выступать как в описанной выше зоне сочленения палеозойской платформы с древней готской, так и в пределах цоколя докембрийского кратона. В областях варисцийской платформы могут также выступать блоки с корой более ранней консолидации.

Что касается глубинной картины, то факт погружения готского слоя на юго-западе следовало бы дополнить тем, что, начиная от Предсудетского блока, палеозойский комплекс имеет общую тенденцию углубления на северо-восток; если учесть еще погружение фундамента в южных районах Люблинской области и ассинтского блока в предгорьях Карпат, то можно легко заметить существенное опускание консолидированной коры в области сочленения древней готской и палеозойской платформ по сравнению с ассинтским блоком предгорья. Максимальные глубины и наибольшее расчленение коры на локальные, сильно сдвинутые в горизонтальном направлении блоки характерны, вероятно, для всей межплатформенной зоны, причем для границы палеозойской платформы характерны максимальные амплитуды сдвигов локальных блоков при довольно небольших их размерах (например, на юге от Кошалина или на северо-востоке от линии Гопло—Побянице).

Общий обзор морфологии консолидированной коры следовало бы дополнить результатами исследований, проведенных в Карпатах. В принципе кора погружается под образования, связанные с передвижением массы флиша, однако в районе Предкарпатской зоны и на юг от нее практически невозможно проследить этого движения. Указанные на карте глубины, по-видимому, не отражают сути дела, поскольку проведенная для этих районов интерпретация не только недостаточно точна, но и, как указывалось выше, неправильна. Вблизи Пьенинской зоны консолидированная кора с относительно слабой степенью консолидации может залегать на больших глубинах. Однако материалы сейсмических работ для тех районов довольно низкого качества, а бурение не проводилось.

На юге от Пьенинской зоны, по данным словацких геофизиков, консолидированная кора и варисцийские внедрения центральной части Карпат лежат на малых или относительно малых глубинах.

Для польской зоны какие-либо сейсмические материалы отсутствуют, поэтому можно исходить только из геологических данных.

Выполненный обзор позволяет, с одной стороны, определить степень правомерности выделения больших тектонических зон в пределах ПНР, а с другой — указывает на существование довольно выразительных белых пятен в изучении морфологии и возраста консолидированной коры. Представленная в разделе карта должна облегчить выявление связей между тектоникой верхних геосфер и элементами строения нижней части консолидированной коры и верхней мантии на территории Польши.

## ОСНОВЫ ТЕХНИКИ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОДИКИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Исследования строения земной коры и верхней мантии методом ГСЗ выполнялись на территории Польши в 1969—1977 гг. по методике непрерывного продольного профилирования. Исследования проводились с помощью 48 и 24-канальных сейсмостанций «Поиск-КМПВ», а также специальных шестиканальных низкочастотных станций. Использовались сейсмоприемники НС-2 с частотой около 2,3 Гц, а иногда сейсмоприемники СПЭН (10 Гц). Расстояние между сейсмоприемниками или центрами групп составляло 100 или 200 м. Расстояние между ПВ изменялось в зависимости от района в пределах 60—90 км. Заряды динамита взрывались в скважинах глубиной 30—40 м, сгруппированных по площади. Максимальная величина заряда достигала 800—1200 кг. Длина годографов в зависимости от района исследования была равна 170—250 км. В некоторых случаях при больших мощностях земной коры наблюдения проводились до 300 км от ПВ. Эта система наблюдений обеспечивала прослеживание основных волн, связанных прежде всего с нижним этажом земной коры. Верхние горизонты коры, в частности поверхность кристаллического фундамента, изучались с помощью методики КМПВ, а результаты этих работ приведены в предыдущем разделе.

Наряду с непрерывными сейсмическими наблюдениями проводились также дополнительные точечные регистрации с помощью трехканальных низкочастотных сейсмостанций с использованием сейсмографов с частотой около 1 Гц.

Для определения средних и эффективных скоростей применялись различные известные методы. Наилучшие результаты получены при использовании выражений, приведенных А. В. Егоркиным (1966) (Программа «ПЭСЕМ»). Средние скорости для преломленных волн вычислялись с помощью эмпирических выражений, предложенных Павленковой и Смелянской (1970). Эта формула дает наименьшую ошибку при определении глубины границы преломления и средней скорости. При этом малая ошибка содержится в большом диапазоне изменений величины градиента скоростей в преломляющем слое.

Пользуясь годографами, полученными для данной границы по системе многократных перекрытий, для точного определения эффективных скоростей использовались модификации метода подбора. Теоретические основы этого метода изложены Ю. В. Резниченко. Для наших целей этот метод принят в графоаналитической модификации, где результаты приводятся непосредственно в форме разреза. Пользуясь системой годографов, имеющих общие точки, вырисовывалось приблизительное распределение изолиний скоростей. Используя редуцированный годограф и временный разрез, приблизительно определяли однородные блоки земной коры, для которых с помощью интеграла Вихерта—Герглоца вычислялось распределение скоростей в зависимости от глубины (программа «В—Г»).

Вычисленные по годографам значения средних скоростей, используемые затем при интерпретации, систематически сопоставлялись с рядом теоретических моделей земной коры. С помощью лучевого метода А. С. Алексеева и В. Я. Гельчинского [1] вычислялись теоретические годографы и амплитудные кривые для модели с разными скоростями (программа «ГЭО»). Для отдельных блоков земной коры, свободных от глубоких вертикальных тектонических нарушений, получена хорошая согласованность теоретических и экспериментальных годографов. Во время интерпретации обнаружено, что соответствие обоих годографов — это функция расстояния от источника. Вблизи указанных источников это соответствие значительно лучше, чем на расстояниях закритических, что указывает на существование большой горизонтальной анизотропии скоростей в нижнем этаже земной коры. Глубинные границы отстраивались в основном методе временных полей. Окончательные результаты проверялись с помощью теоретических моделей. Это имело особенно большое значение в зонах контактов блоков земной коры, где происходят сложные волновые процессы, имеющие большое влияние на окончательное формирование сейсмического волнового поля.

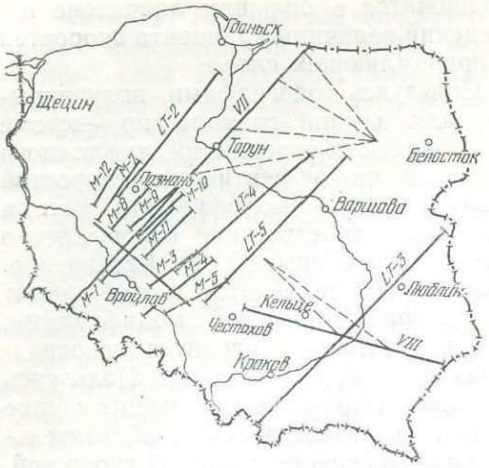



Рис. 59. Схема расположения сейсмических профилей ГСЗ на территории Польши (непрерывное профилирование и точечные зондирования).

Большое количество информации о сейсмических границах в нижней части земной коры позволяет предпринять попытку определить природу сейсмических границ отдельных блоков. Для этого использовались экспериментальные и вычисленные теоретически динамические кривые волн (программа «ГЭО»), а также изменения спектра импульса в зависимости от расстояния до источника. Установлено, что в ряде блоков мы имеем дело не с границами первого рода, а со сложными структурами с тонкослойным строением. Программа «КОН», основанная на матричном методе Хаскела — Томсона, вычисляет частотные характеристики коэффициентов (RPOPO, RPOPN, $U$, $W$) для тонких слоев с произвольным распределением параметров. Они позволяют рассчитывать теоретические сейсмограммы для моделей с плоскими или наклонными границами.

Сравнение формы теоретического и наблюдаемого на поверхности импульса дает важную информацию о природе границы, формирующей отраженную волну.

Принципы подбора физических параметров и динамической классификации волновых групп, а также сейсмических границ в консолидированном комплексе земной коры, использованные в представленных в этом разделе работах, описаны А. Гутерхом [20].

## СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВДОЛЬ VII МЕЖДУНАРОДНОГО ПРОФИЛЯ ГСЗ НА ТЕРРИТОРИИ ПОЛЬШИ

Систематические сейсмические исследования на VII международном профиле проводились в Польше в 1970—1973 гг. (рис. 59). Первые наблюдения на профиле выполнены в Польше и Чехословакии. В пограничной зоне между этими странами исследования проводили Институт геофизики Польской Академии наук и Институт геофизики г. Брно. В 1971—1972 гг. профиль VII был продолжен на территории ФРГ, а в 1973 г. — в северо-восточном направлении на территории СССР. В пограничной зоне Польши и СССР сейсмические исследования выполняли Институт геофизики ПАН и Ленинградский горный институт. Это один из самых протяженных профилей ГСЗ земной коры, пересекающий все основные тектонические единицы, расположенные на участке от Северной до Южной Европы. Протяженность его на территории Польши составляет около 530 км. Исследования вдоль VII профиля выполнены на территории Польши методами непрерывного профилирования.

Международный профиль VII проходит на территории ПНР примерно вдоль линии Судеты (Снежка) — Легница — Гостынь — Вжесня — Торунь—северная граница ПНР—район Калининграда (СССР). Геологическое строение этого участка очень сложное. Профиль VII пересекает геологические регионы, относящиеся к трем тектоническим единицам, границы которых точно не определены.

На северо-востоке профиль проходит через участок Восточно-Европейской платформы. Определение ее с юго-западной границы — одна из наиболее важных тектонических проблем Европы. По литературным данным она совпадает с известной тектонической линией Тейссейра — Торнквиста, проходящей с северо-запада на юго-восток. Эта линия пересекает VII профиль южнее Торуня. Выполненные в последние годы многочисленные геофизические и геологические исследования, целью которых было определение положения границы Восточно-Европейской платформы, не дали однозначных

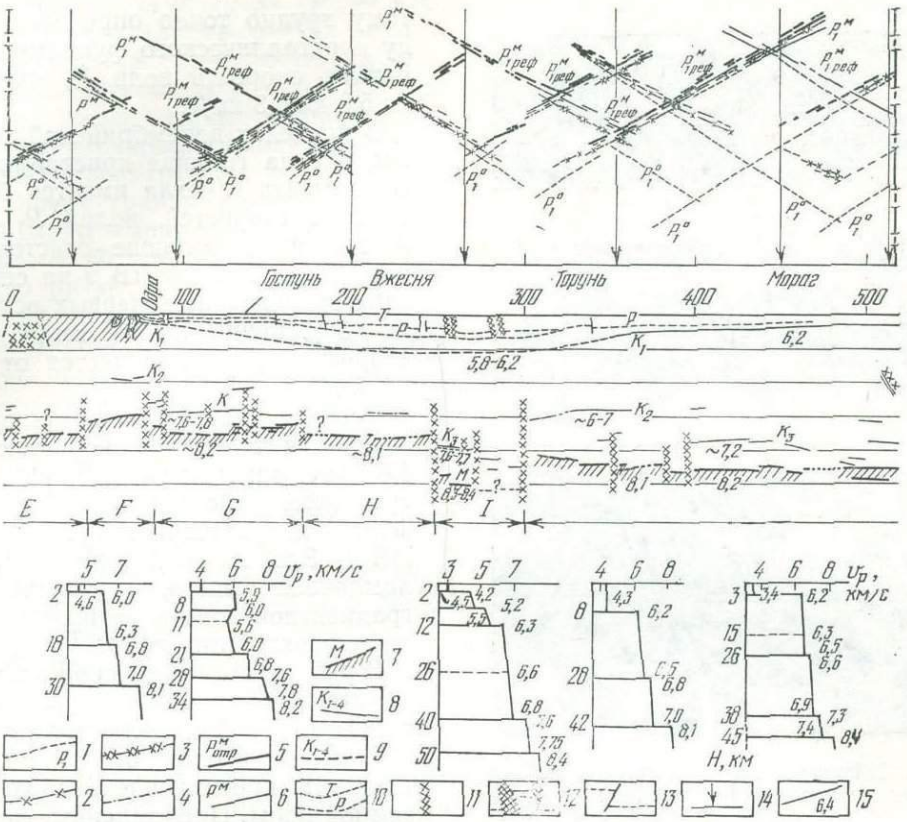



Рис. 60. Система годографов и разрез земной коры по международному профилю VII на территории Польши:

*1* — преломленные волны от консолидированного фундамента; *2, 3* — отраженные волны от границ внутри земной коры; *4* — преломленные и отраженные волны от границы, интерпретируемой как верхняя граница переходной зоны кора — верхняя мантия; *5* — отраженные волны от границы М; *6* — преломленные волны от границы М; *7* — граница М; *8* — границы консолидированного фундамента и другие границы внутри земной коры (уверенные данные); *9* — границы консолидированного фундамента и другие границы внутри земной коры (предполагаемый пробег); *10* — стратиграфические границы; *11* — зоны разломов и тектонические нарушения; *12* — соляные купола; *13* — геологические сбросы; *14* — пункты взрыва; *15* — граничная скорость, км/с.

Тектоническое районирование: *E, F* — Судеты; *G, H* — Предсудетская моноклиналь; *I* — зона Тейссейра — Торнквиста; *K* — Восточно Европейская платформа.

результатов. Поэтому в дальнейшем край платформы будем связывать не с линией, а с зоной Тейссейра — Торнквиста.

Тектоническая природа территории, расположенной западнее зоны Тейссейра — Торнквиста, тоже однозначно не определена. Имеющиеся в литературе точки зрения часто расходятся как в отношении проведения тектонических границ, так и употребления терминов. Более подробно эти вопросы рассмотрены в первом разделе настоящей главы.

**Волновая картина.** Регистрировались и интерпретировались следующие группы волн:

а) преломленные волны от консолидированного фундамента ($P_1$);

б) преломленные и отраженные волны от границы в кристаллическом комплексе земной коры ($P_2$, $P_{2отр}$, $P_3$, $P_{3отр}$);

в) преломленные и отраженные волны от верхней границы переходной зоны между корой и мантией ($P_{к-м}$, $P_{к-м\ отр}$);

г) преломленные и отраженные волны от раздела Мохо ($P^м$, $P^м_{отр}$);

д) отраженные волны от границ в верхней мантии вблизи раздела Мохо ($P_{1отр}$), дифрагированные волны в зонах глубинных разломов.

Схематические годографы упомянутых групп волн и разрез коры показаны на рис. 60. Примеры регистрации этих волн приведены на рис. 61. В зонах разломов годографы волн, отра-

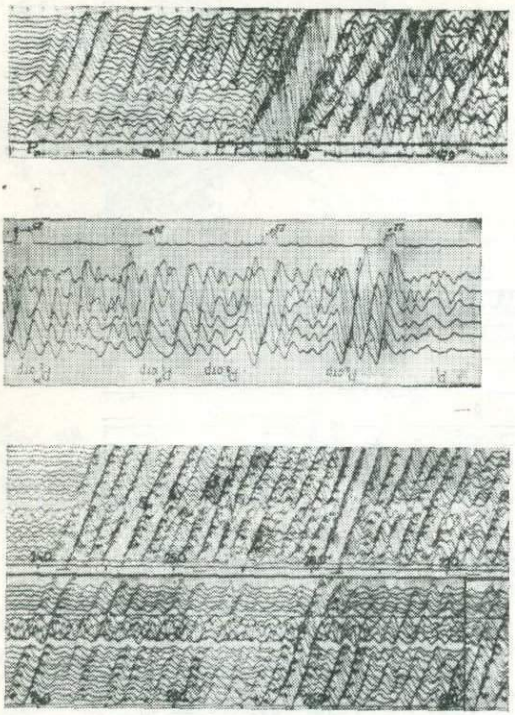


Рис. 61. Сейсмограммы, иллюстрирующие волновую картину на международном профиле VII:

*а* — SP—8; Δ=94,5—95,5 км; $\Delta X$=200 м; *б* — SP—12; Δ=299,9 км; $\Delta X$=120 м.

женных от границ в основании земной коры, характеризуются перерывами в корреляции волновых групп и дифракционными изгибами.

Волны $P_1$ являются преломленными на поверхности консолидированного фундамента. В Предсудетском районе волна $P_1$ имеет характер слаборефрагированной волны. Полученная система наблюдений оказалась, однако, недостаточной для количественной интерпретации, поскольку расстояния между ПВ составляли 60—80 км. Граничная скорость по волне $P_1$ в Предсудетском районе составляет 5,9—6,0 км/с.

В Центральной Польше, где осадочные породы имеют большую мощность (около 10—12 км), волна $P_1$ характеризуется слабой интенсивностью. Модельное изображение переходной зоны от осадочных пород к консолидированному комплексу земной коры имеет неоднозначный характер. Наблюдаемый скоростной контраст можно моделировать с помощью зоны повышенных скоростных градиентов. Поэтому трудно точно определить границу кристаллического фундамента. Граничная скорость волн $P_1$ изменяется от 5,8 до 6,3 км/с.

В пределах докембрийской платформы, где на границе кристаллического фундамента и чехла имеется большой перепад скоростей, волна $P_1$ прослеживается на большие расстояния от источника. Так, из ПВ 9 на север она зарегистрирована в первых вступлениях до удалений на 165 км. При этом скорость волны изменяется от 6,1 до 6,3 км/с.

Особого внимания заслуживает интенсивная волна со скоростью около 5,6 км/с, зарегистрированная в Предсудетском районе палеозойской платформы на расстоянии 115—170 км от ПВ 5. Это, по всей вероятности, преломленная волна, приуроченная к градиентной зоне слоя низких скоростей в верхней литосфере.

В районе докембрийской платформы отмечены две отчетливо выраженные волны ($P_2$, $P_3$) и соответствующие им отраженные волны от границ, имеющихся в кристаллическом комплексе земной коры. Преломленные волны $P_2$, близкие по своему характеру к головным волнам, имеют скорость около 6,7 км/с.

Волны $P_3$ характеризуются значительно большей скоростью — около 7,2 км/с. Обе преломленные волны $P_2$ и $P_3$ регистрируются только в последующих вступлениях. Отраженные волны $P_{2отр}$ имеют исключительно большие амплитуды и регистрируются на сравнительно небольшом расстоянии. Наблюдаемые кинематические и динамические свойства этих волн можно объяснить с помощью теоретических моделей. Амплитуды отраженных волн $P_{3отр}$ примерно в 2—3 раза меньше амплитуд волн, отраженных от границы Мохо в районе докембрийской платформы. Наличие волн $P_3$ с упомянутыми выше характеристиками подтверждено только для северо-восточной части Восточно-Европейской платформы.

В районе Предсудетской моноклинали в основании земной коры установлены две ярко выраженные сейсмические границы со скоростями около 7,6—7,7 и 8,2 км/с. Преломленные волны $P^{к-м}$ и $P^{м}$ близки друг к другу по амплитудам. Волна $P^{к-м}$ регистрирова-

лась в первых вступлениях уже на расстоянии около 135 км от ПВ. Волна со скоростью 8,2 км/с регистрировалась примерно через 0,2—0,3 с после нее. Обе преломленные волны характеризуются слабыми амплитудами, но хорошо разделяются.

От обеих границ регистрировались также ярко выраженные отраженные волны. В большинстве случаев они хорошо разделялись, несмотря на небольшой временной интервал между ними. Волны $P^{7,7}_{отр}$ характеризуются обычно короткой 2—3-фазовой записью, указывающей на то, что им соответствует резкая граница раздела. Волны, отраженные от границы 8,2 км/с, имеют многофазный характер. Две границы в основании земной коры Предсудетской моноклинали соответствуют, вероятно, верхней и нижней границам переходной зоны между корой и мантией.

Подобная же волновая картина наблюдается в краевой зоне Восточно-Европейской платформы или же в зоне линии Тейссейра — Торнквиста. Для нее характерны две ярко выраженные отраженные волны от границ, для которых граничные скорости оценены в 7,6—7,7 и 8,3—8,4 км/с. Волны, отраженные в околокритической области, имеют примерно равные амплитуды. Преломленные волны регистрировались только на коротких интервалах и поэтому их скорости точно не определены.

Преломленные и отраженные волны от границы Мохо в пределах Восточно-Европейской платформы имеют иную форму. Они очень выразительны, а группы отраженных волн характеризуются многофазной регистрацией с очень частым нарушением корреляции.

Структура волнового поля, наблюдаемого на VII международном профиле в пределах ПНР, позволяет выделить несколько блоков земной коры с разными физическими свойствами. Границы блоков — зоны глубинных разломов — являются источниками многочисленных дифрагированных волн и других возмущений волнового поля. В этих зонах исчезают одни волны, появляются другие с иными динамическими и кинематическими свойствами. Результаты, полученные по южной и средней частям профиля, свидетельствуют о различиях в резонансной частоте волн, отраженных от границ в основании земной коры. Например, волна $P^{к\text{-}м}_{отр}$, зарегистрированная из ПВ 5 на расстоянии до 90 км, имеет спектр шириной 8—16 Гц с резонансной частотой $f_ч$, равной 11—13 Гц. На этом же расстоянии волна $P^{м}_{отр}$ имеет спектр шириной 8—13 Гц и $f_ч$, равную 9—10 Гц. На больших расстояниях спектры обеих волн смещаются в сторону более низких частот и имеют для волны $P^{7,7}_{отр}$ ширину в 5—14 Гц и $f_ч$, равную 8 Гц, а для волны $P^{м}_{отр}$ — 5—9 Гц и $f_{ч.отр}$ — 6—7 Гц. Подобный частотный анализ проведен и для других волн.

**Структура коры.** Сложная картина волнового поля свидетельствует о сильной изменчивости тектонических условий и физических свойств коры вдоль VII международного профиля на территории ПНР. Обнаружен ряд внутрикоровых тектонических нарушений и глубинных разломов, корни которых достигают нижней литосферы. Граница Мохо чаще имеет ярко выраженный характер переходной зоны мощностью в несколько километров.

Разрез земной коры вдоль VII международного профиля показан на рис. 60. Мощность коры изменяется от 29—30 км в районе Предсудетского блока до 42—45 км в пределах Восточно-Европейской платформы. В зоне линии Тейссейра—Торнквиста она достигает величины около 50 км. Такое изменение глубины границы Мохо (около 20 км на сравнительно небольшом участке) свидетельствует о блоковой структуре земной коры вдоль указанного профиля.

Поверхность консолидированного фундамента в юго-западной и центральной частях профиля определена схематично, по данным профилей КМПВ, проходящих параллельно VII профилю на расстоянии около 8 км. Более подробная интерпретация материалов ГСЗ позволила определить ряд блоков коры. Опишем строение каждого из блоков в отдельности (рис. 60).

Основной Судетский блок ограничен на юго-западе (ЧССР) глубинным разломом в районе Эльбы, а на юго-востоке — глубинным разломом, расположенным на пикете 43-го профиля. Максимальная мощность земной коры в районе Судет составляет около 35—

36 км. Предсудетский блок, находящийся между последним и глубинным разломом в районе Одера, явно приподнят по отношению к Судетам. Глубина границы Мохо в районе Предсудетского блока составляет 30 км.

Корни разлома, точнее зоны разлома Одры, шириной около 10—12 км проникают вглубь нижней литосферы. В зоне разлома граница М расплывчата и трудноопределима. Локальные отражающие участки границы, наблюдаемые в зоне разлома Одры значительно выше границы Мохо, можно интерпретировать как результат интрузии материала из верхней мантии в земную кору.

Предсудетская моноклиналь — участок между глубинным разломом, расположенным в районе Одры (пикеты профиля 80—90), и глубинным разломом, расположенным в районе Дольска (пикет 170, см. рис. 60, блок С). Глубина границы М в блоке *С* изменяется от 32 до 34 км. Внутрикоровая зона повышенных скоростей находится на глубине около 18—20 км. От этой границы только на отдельных участках регистрируются отраженные и преломленные волны (6,7 км/с). На глубине около 10—19 км, по-видимому, находится зона пониженных скоростей.

Для описываемого блока земной коры (*с*) наиболее характерно присутствие в основании коры двух ярко выраженных сейсмических границ со скоростью около 7,6—7,7 и 8,2 км/с. Эти разделы определяют верхнюю и нижнюю границы переходной зоны между корой и мантией, мощность которой изменяется от 3 до 8 км.

На основании данных экспериментальной петрологии переходную зону между корой и верхней мантией можно интерпретировать как сложную зону фазовых преобразований, в целом рассматриваемых как переход типа базальт — эклогит. В общем петрологическая интерпретация сейсмических данных еще очень сложна и неоднозначна.

Следующий блок земной коры (*Д*) находится между разломом в районе Дольска (пикет 170) и глубинным разломом, расположенным на отметке 248 км профиля. Мощность земной коры здесь несколько больше — около 36 км. Свойства сейсмических волновых полей несколько отличаются от свойств, определенных для Предсудетской моноклинали. В зоне (*Д*) нет четко определенной границы 7,7 км/с.

Определение глубинной структуры коры и верхней мантии в зоне линии Тейссейра — Торнквиста — основная задача исследований на VII профиле, связанная с проблемой определения юго-западной границы Восточно-Европейской платформы. В этой зоне (*Е*) установлено три глубинных разлома, играющих важную роль в тектонике района. Участок между первым и третьим разломом (т. е. между пикетами 249 и 300) шириной около 50 км имеет совершенно иные физические свойства и структуру, чем сопредельные блоки земной коры. В этой зоне существуют две ярко выраженные сейсмические границы, располагающиеся в нижней коре на глубинах около 40 и 50 км со скоростями, оцениваемыми для первой из них 7,6—7,7 км/с и для второй — 8,3—8,4 км/с. Участок между обеими границами раздела можно интерпретировать как переходную зону между земной корой и мантией. Ее характер, однако, несколько иной, чем у переходной зоны в Предсудетской моноклинали. В данном случае верхняя и нижняя границы переходной зоны залегают на большой глубине — 40 и 50 км. Обе границы довольно резкие. Глубина консолидированного фундамента в зоне Тейссейра — Торнквиста достигает максимальной величины и составляет, очевидно, около 10—12 км.

Изучение структуры земной коры в зоне линии Тейссейра — Торнквиста, выяснение ее простирания и механизма образования имеет исключительно большое значение. Эта проблема уже рассматривалась в работах А. Гутерха [17—19]. В них излагалось представление о существовании в краевой зоне докембрийской Восточно-Европейской платформы погребенной рифтовой системы. Недостаточный характер данных ГСЗ, полученных ранее, не позволял более детально определить свойства земной коры в этой районе. На основании материалов новых исследований представляется возможным более уверенно определить зону линии Тейссейра — Торнквиста как тектонический грабен с характеристиками внутриконтинентального рифта. Это определение опирается, в частности, и на наличие слабых сотрясений, наблюда-

емых вдоль зоны линии Тейссейра — Торнквиста.

Важной задачей является выяснение генезиса сил, которые могли в сложном геодинамическом процессе привести к возникновению такого типа глубинной структуры земной коры. Предполагается, что в формировании структуры зоны линии Тейссейра — Торнквиста решающее значение могло иметь взаимодействие двух механизмов — процессов фазовых преобразований в нижней коре и верхней мантии, а также малоинтенсивных растягивающих движений, вызываемых вертикальными силами.

Глубинный разлом между Иновроцлавом и Торунем (пикет 300), являющийся северо-восточным ограничением зоны линии Тейссейра — Торнквиста, имеет основное значение для описания границы Восточно-Европейской платформы. Сейсмическое волновое поле, наблюдаемое восточнее этого разлома, по своей структуре близко к волновому полю древних платформ. Поэтому этот разлом можно связывать с границей Восточно-Европейской платформы на рассматриваемом участке. Глубина границы Мохо возрастает в северном направлении от 40 (Торунь) до 45 км. В консолидированном комплексе коры в районе древней платформы (Н) имеется ярко выраженная сейсмическая граница на глубине порядка 30 км со скоростью около 6,7 км/с. На северо-восточном участке профиля в нижнем этаже земной коры на глубине порядка 35 км появляется граница со скоростью около 7,2 км/с. Таким образом, в разрезе земной коры Восточно-Европейской платформы вдоль профиля VII выделяются: граница кристаллического фундамента ($v=6{,}2$ км/с), граница со скоростью 6,7 км/с, раздел со скоростью 7,2 км/с и граница М со скоростью 8,2 км/с. Природа границы со скоростью 7,2 км/с неясна. Она может быть границей этажа, состоящего из пород гранулитовой фации и интрузий габбро, а граница со скоростью 6,7 км/с может соответствовать поверхности так называемого «базальтового» слоя.

Глубинная структура земной коры и верхней мантии вдоль VII профиля на территории ПНР схематически показана на рис. 60 в виде оптимальных моделей, характеризующих расположение в последовательном порядке с юго-запада на северо-восток блоков коры от Судет до Восточно-Европейской платформы. Ярко выражен блоковый характер структуры земной коры на территории ПНР. Мощность земной коры изменяется вдоль VII профиля от 30 км в районе Предсудетского блока до 50 км в зоне Тейссейра — Торнквиста. Глубинные разломы делят кору на блоки с разной физической структурой. Разломы, расположенные в зоне Тейссейра — Торнквиста, имеют основное значение для определения границы Восточно-Европейской платформы. Физическая структура коры и верхней части мантии в зоне линии Тейссейра — Торнквиста имеет ярко выраженный аномальный характер, типичный для грабенов с чертами внутриконтинентальных рифтов.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВДОЛЬ VIII МЕЖДУНАРОДНОГО ПРОФИЛЯ ГСЗ НА ТЕРРИТОРИИ ПОЛЬШИ

Международный профиль VIII простирается через территорию центральной части Украинской ССР и южной части ПНР. На территории Польши находится западная часть VIII профиля длиной около 500 км.

В исследуемой области VIII профиль простирается в направлении приблизительно вдоль линии Рава Русская—Тарнобжег — Кельце — Ченстохова (рис. 62). В пограничной зоне между Польшей и СССР VIII профиль начинается на западном склоне Украинского щита, пересекает Львовскую палеозойскую впадину, ограниченную на востоке глубоким Радеховским разломом, а затем окраину Восточно-Европейской платформы. Дальше на запад профиль проходит через очень сложную по своей геологической структуре площадь Юго-Восточной Польши, где соприкасаются три большие тектонические единицы:

а) с северо-востока — Восточно-Европейская платформа докембрийской консолидации;

б) с юго-запада — Предкарпатская впадина, связанная с самым молодым орогеном алпидов — Карпатами;

в) с западной стороны — область, которая интерпретируется неоднозначно. По мнению В. Пожарискоro [80, 81], это область байкальской складчатости.

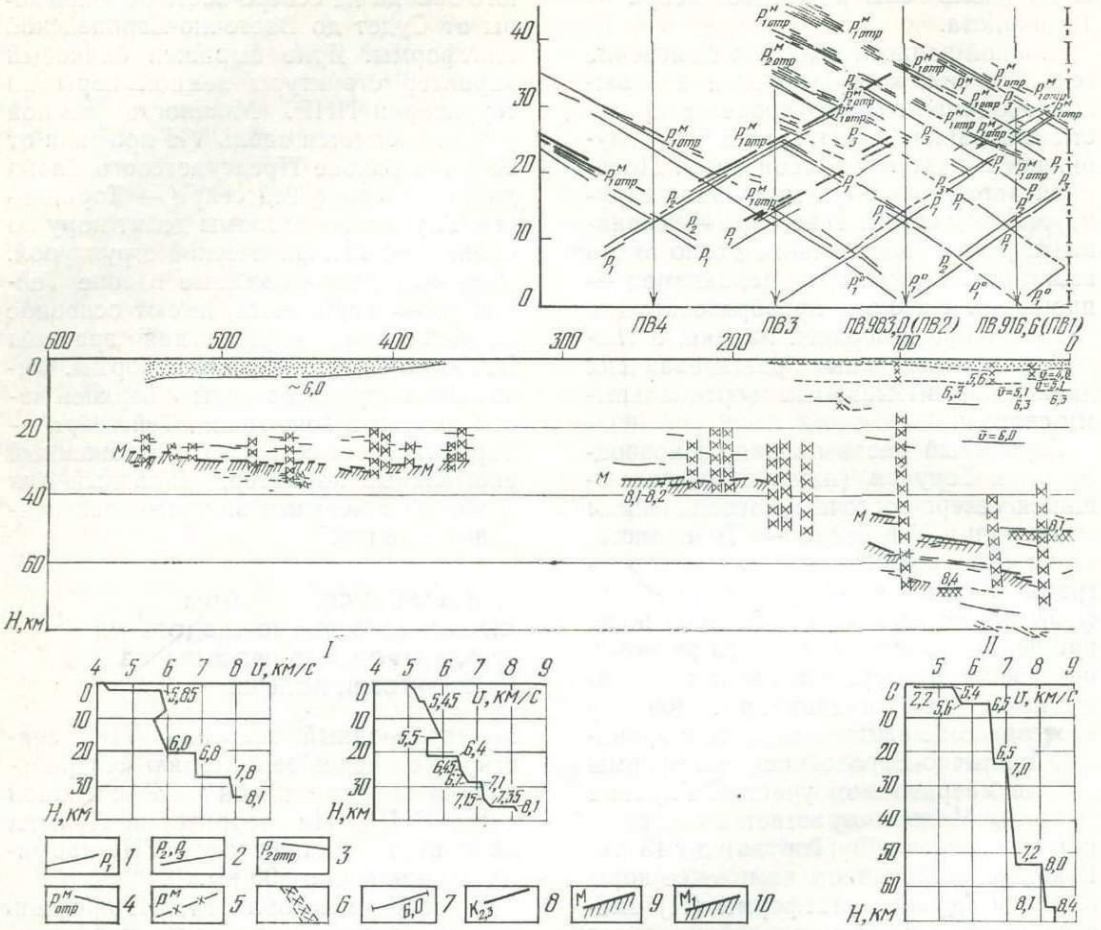



Рис. 62. Годографы и разрез земной коры вдоль международного профиля VIII на территории Польши:

*1* — преломленные волны от консолидированного фундамента; — *2*, *3* — отраженные и преломленные волны от границ внутри земной коры; *4* — отраженные волны от границ М; *5* — преломленные волны от границы М; *6* — зоны разломов и тектонических нарушений; *7* — граничная скорость, км/с; *8* — сейсмические границы внутри земной коры; *9* — граница М; *10* — граница $M_1$.

Тектоническое районирование: I — палеозойская платформа Центральной и Западной Европы (блоки *Д*; $C_2$; $C_1$); II — Восточно-Европейская платформа (блоки *А*; $B_1$ — $B_3$).

Я. Зноско [79] считает, что это область каледонид. В своих последних работах В. Пожариский (1974) относит эту область к серединно-польскому авлакогену. Дальше на запад VIII профиль пересекает южную окраину Свентокшиских гор и заканчивается в районе г. Ченстоховой на палеозойской платформе. Как видим, геологическая структура исследуемого района сложная и неоднородная; это позволяет считать, что глубинное строение земной коры и всей литосферы будет иметь сложную структуру.

Исследования проводились в 1973—1976 гг. В приграничной зоне между Польшей и СССР работы проводились совместно с Институтом геофизики Польской Академии наук и Институтом геофизики АН УССР. Результаты исследований частично опубликованы [71, 72].

**Волновая картина.** Регистрировались и интерпретировались следующие группы волн:

1) преломленные волны, связанные с сейсмическими границами в осадочных отложениях ($P^0$);

2) преломленные волны от фундамента ($P_1$); природа волны $P_1$ определена только приблизительно; скорости волны $P_1$ на территории Польши вдоль исследуемого профиля изменялись в пределах 6,2—6,5 км/с, при регистра-

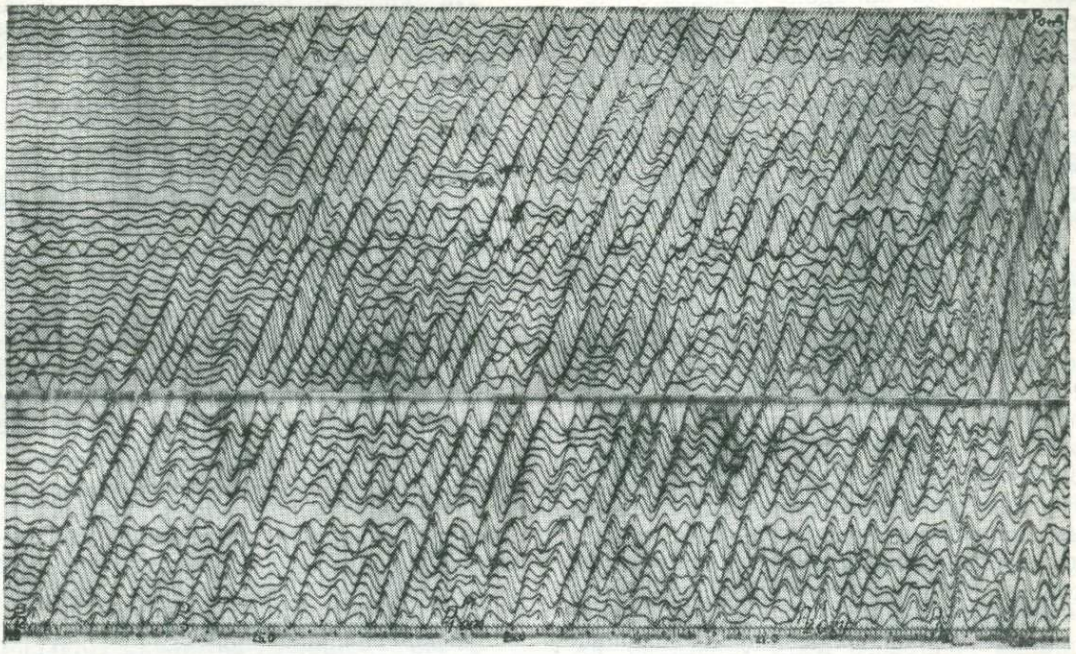


Рис. 63. Сейсмограммы, иллюстрирующие волновую картину на международном профиле VIII.

циях на расстояниях, больших 50 км; в восточной части профиля волны $P_1$, выступающие в первых вступлениях, имели скорости около 5,6—5,7 км/с;

3) волны, отраженные от сейсмических границ в верхней части земной коры ($P_2$, $P_3$);

4) волны, связанные с нижним этажом земной коры, в частности с «базальтовым» слоем ($P_3$, $P_4$);

5) преломленные и отраженные волны от раздела М ($P^м$, $P^м_{отр}$);

6) волны, отраженные от границ в нижней литосфере ($P_{1отр}$).

Схематические годографы указанных групп волн показаны на рис. 62, а примеры регистрации этих волн — на рис. 63. Даже поверхностный анализ представленных годографов указывает на необыкновенно сложную, явно блоковую структуру земной коры в исследуемом районе. Многие дифрагированные волны свидетельствуют о наличии глубинных разломов, охватывающих всю земную кору от поверхности консолидированного фундамента до зоны границы М и даже до нижней литосферы. В районе глубинных разломов очень часто вместе с рефрагированными волнами регистрируются отраженные и дифрагированные волны. В этих районах волны, отраженные от границ, находящихся внутри земной коры, и от поверности М, характеризуются многократными разрывами в корреляции волновых групп, а также ярко выраженными изгибами. Наблюдаются очень ясные динамические различия поля отраженных волн, особенно зарегистрированных от поверхности М. В районе Украинского щита волн $P^м_{отр}$ характеризуется большой интенсивностью и однозначной фазовой корреляцией, тогда как в центральной и восточной части Польши эти волны появляются иногда в нескольких группах с примерно одинаковыми амплитудами. Соответствующие этим волнам годографы весьма сложны. Интерпретация их указывает на существование в этом районе обширных переходных зон между корой и верхней мантией Земли со сложной структурой, которую можно интерпретировать лишь на основе сложных процессов фазовых трансформаций многокомпонентных минералогических систем. В описываемой исследуемой области волны, отраженные от поверхности М, обычно регистрируются только на расстояниях 100—110 км от ПВ. Слабые волны, преломленные на границе М ($P^м$), на Украинском щите регистрируются в первых вступлениях на расстояниях больше

200 км, тогда как вдоль западного участка профиля в районе Юго-Восточной Польши — только на расстояниях больше 250—260 км. Эти данные свидетельствуют о большой толщине земной коры, которую можно ожидать в районе, расположенном на стыке трех тектонических единиц первого рода в Юго-Восточной Польше.

На западном отрезке VIII профиля, между южным склоном Свентокшисских гор и г. Ченстоховой как динамика, так и кинематика волновой картины имеют совершенно различные черты, характерные для Предсудетского района. Волны, отраженные от Мохо, регистрируются уже на расстоянии около 50 км, а рефрагированные волны $P^{м}_{1}$ появляются в первых вступлениях на расстоянии около 150—160 км. Эти данные свидетельствуют о небольшой толщине земной коры в этом районе.

Качественный и количественный анализ волнового поля указывает на существование в некоторых блоках земной коры зон инверсии скорости, находящихся в верхней и центральной частях земной коры.

**Структура коры.** Структура земной коры и нижней литосферы вдоль западной части VIII профиля показана на рис. 62. Определено несколько отражающих и преломляющих границ, находящихся на глубине от нескольких до 80 км. Среди обозначенных границ наиболее существенной является граница M, а также отражающая граница, выделенная в Юго-Западной Польше, в зоне линии Тейссейра — Торнквиста, в нижней части литосферы на глубине порядка 80 км.

На западном склоне Украинского щита кровля кристаллического фундамента находится практически на поверхности и характеризуется граничной скоростью порядка 6,5 км/с. На территории Польши при больших расстояниях между ПВ (60—70 км) и очень сложной тектонике только приблизительно определена граница со скоростью, изменяющейся в диапазоне 6,3—6,5 км/с, которая находится на глубине 6—8 км. Это граница кристаллического основания. Аналогично, но с большим приближением определена сейсмическая граница со скоростью около 5,6—5,7 км/с, расположенная вдоль восточного участка VIII профиля.

На западном отрезке VIII профиля, между Ченстоховой и южным краем Свентокшиских гор, в первых вступлениях регистрируется сильная, явно рефрагированная волна в структурах нижнего палеозоя и в кристаллическом основании.

В диапазоне глубин 10—12 км на некоторых интервалах профиля определена сильная отражающая граница. Вдоль большей части профиля также на глубине около 20—24 км находится ярко выраженная отражающая сейсмическая граница. Решение обратной задачи сейсмологии с большой вероятностью указывает на существование зон инверсии скорости на глубине 10—12 км, а также около 20 км.

Поверхность M вдоль восточного участка профиля на склоне Украинского щита в СССР имеет простую структуру и находится на глубине, возрастающей от 40 до 45 км.

В пограничной зоне между Польшей и СССР (граница блока $A$ и $B_1$) находится широкая область глубинного разлома, где отметки до поверхности M возрастают до 50 км. Эта область очерчивает окраину Восточно-Европейской платформы, которая оконтурена по геологическим данным, в тектонике верхней части коры. Далее в западном направлении, уже в зоне линии Тейссейра — Торнквиста (блок $B_1$), поверхность M располагается на глубине порядка 50 км вплоть до следующего разлома, определяющего границу блока $B_2$. В блоке $B_2$ глубину поверхности M определить очень трудно. Наиболее представительной с сейсмической точки зрения является граница, находящаяся на глубине ниже 60 км (порядка 65 км).

В следующем блоке ($B_3$) глубина границы M уменьшается примерно до 55 км. В пределах 65—68 км обнаружена граница $M_1$ со скоростью около 8,4 км/с.

В западной части профиля, в блоке $C_1$, толщина земной коры уменьшается приблизительно до 45 км. Глубинный разлом в районе Ниска между блоками $C_1$ и $B_3$,— вероятнее всего, юго-западное ограничение зоны линии Тейссейра — Торнквиста в этом районе.

Последняя сейсмическая граница, находящаяся в нижней литосфере на глубине около 80 км, выделена исключительно на основании интерпретации

отраженных волн, зарегистрированных вдоль двух самых длинных ветвей годографов, в пределах 250—300 км от ПВ. Большое значение границы заключается в том, что она может быть характерной только для зоны линии Тейссейра — Торнквиста.

Блок $C_2$, расположенный примерно между 160—175 км VIII профиля, представляет собой необыкновенно мощную зону разлома, который является практически «барьером» для сейсмической энергии. Этот участок можно считать наибольшей дислокацией, выделенной к настоящему времени на территории Польши в переходной зоне между корой и верхней мантией Земли. Существование этого сильного нарушения подтверждено исследованиями на профиле ЛТ-З (рис. 59).

На запад от зоны разлома $C_2$ выделен следующий блок земной коры *Д*, в котором отметки границы М достигают значений порядка 35 км. На глубине около 28—30 км расположена очень сильная отражающая сейсмическая граница, которую можно отнести к верхней границе переходной зоны между корой и верхней мантией Земли. Для блока *Д* характерно наличие тектонических нарушений без явных вертикальных сдвигов и «диффузионная» природа раздела М.

Приведенная информация важна прежде всего для однозначной идентификации природы выделенных в земной коре блоков. Описанная здесь коротко структура коры блоков *Д* типична для структуры земной коры Юго-Западной Польши, относящейся к палеозойской платформе Западной и Центральной Европы. Этот вывод полностью подтверждается результатами исследований вдоль профиля ЛТ-ЗК.

## СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАЙОНЕ V МЕЖДУНАРОДНОГО ПРОФИЛЯ

Глубинное сейсмическое зондирование на V международном профиле (рис. 59) в Польше проводилось в начальный период организации и внедрения этого метода для исследования земной коры, что оказало влияние на качество измерений. Интерпретация полученных материалов ограничилась определением наиболее общей схемы внутреннего строения земной коры.

Принято, что для составления общей схемы глубинного строения существенно обнаружение системы главных разломов и выделение блоков. При этом знание точной глубины отдельных разделов не имеет решающего значения.

Важнейшим итогом интерпретации результатов ГСЗ на профиле V (для польской части профиля) является выяснение того факта, что, как и на III международном профиле ГСЗ, главный элемент глубинной тектоники Карпат представлен глубинным разломом, связанным с Перипьенинским линеаментом. Вдоль этого разлома, на пространстве между профилями III и V, граница Мохо опущена на большую глубину — на профиле V примерно до 50 км. В северном направлении вдоль профиля V поверхность Мохо поднимается по системе разломов (отмеченных на поверхности кристаллического основания) до глубины около 40 км. Отличный от профиля III интервал погружения указывает на необходимость определения пространственного изучения тектоники района, через который проходит профиль V.

В процессе комплексной интерпретации геофизических данных наряду с физической и тектонической картами сделаны предположения относительно модели блоковой структуры Карпат. Геофизические данные включают при этом глубинные сейсмические зондирования, региональные измерения методом КМПВ, карту гравитационных аномалий, а также доступные материалы геоэлектромагнитных зондирований в виде карты векторов Визе. Предлагаемая схема строения Карпат на территории Польши приведена на рис. 64.

Глубинный разлом между профилями III и V проходит в направлении ЮВ—СЗ, ограничивая на юге вытянутый блок, соответствующий на гравиметрической карте минимуму с осью, простирающейся параллельно глубинному разлому на расстоянии около 70 км. Блок расположен несколько западнее линии Ржешов—Кросно, а его западное ограничение — глубинный разлом, будучи продолжением наблюдаемого на тектонической карте сдвига, должен доходить до разломов пенижского пояса. На западе общее направление оси гравиметрической

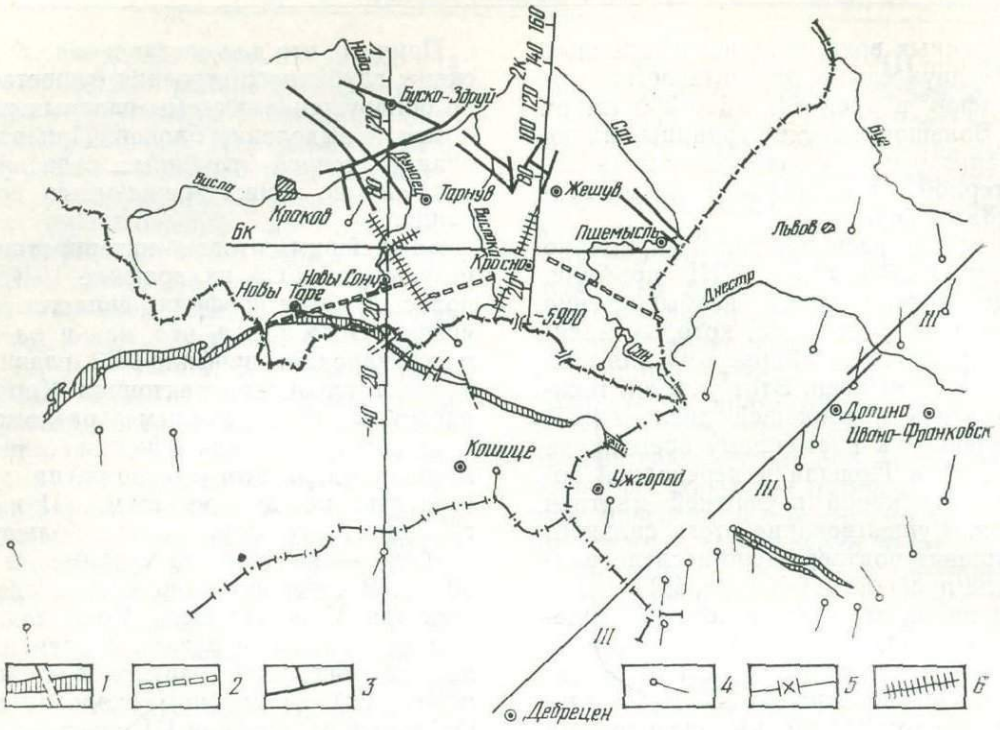



Рис. 64. Тектоническая схема строения земной коры в районе международного профиля V:
*1* — Перипьенинская зона; *2* — линии главных гравиметрических аномалий; *3* — геологические разломы по тектонической карте Польши; *4* — векторы Визе по данным Бондаренко (1972) и Янковского (1972); *5* — сейсмические профили с обозначенными зонами нарушений; *6* — предполагаемые зоны глубинных разломов.

аномалии изменяется на СВ—ЮЗ. По осям гравиметрических аномалий можно выделить два блока, сдвинутые между собой примерно на 10 км вдоль линии в направлении ЮВ—СЗ, пересекающей под острым углом профиль V на север от Нового Сонча. Эта линия обозначена локальной линейной аномалией силы тяжести и контактом двух блоков с разными граничными скоростями по поверхности кристаллического основания.

На запад от профиля V изменяется тектонический «стиль» глубинной структуры Карпат. Главным тектоническим направлением Карпат является СВ—ЮЗ. Однако ось региональной гравиметрической аномалии, сходясь с Пьенинским поясом, сохраняет его направление. Это означает, что Пьенинский пояс здесь уже не связан с главным разломом, ограничивающим с северо-запада выступающий цоколь Паннонского массива. В результате профиль V пересекает указанный выше цоколь в его вытянутой на севере части. Такая интерпретация подтверждается результатами геоэлектромагнитных зондирований. Согласно новым данным, полученным на профилях, пересекающих территорию ПНР и ЧССР, векторы Визе повернуты на 180° точно по линии Пьенинского пояса (или связанного с ним глубинного разлома) с единственным исключением. Согласно данным Янковского и Шиманского (1977), на меридиональном профиле, проходящем через Новый Тарг, векторы поворачиваются не вдоль линии Пьенинского пояса, а на юг от него, где должен проходить упомянутый выше глубинный разлом. Далее на запад имеющиеся данные позволяют обнаружить поворот векторов магнитной индукции снова вдоль Пьенинского пояса в меридиональном направлении.

Строение Карпат очень сложно и существенно различно с западной и восточной стороны профиля V. Без дополнительных сейсмических измерений достоверно выявить закономерности строения не представляется возможным.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ГСЗ НА РЕГИОНАЛЬНОМ ПРОФИЛЕ ЛТ-2

**Тектоническое расположение профиля ЛТ-2.** Профиль ЛТ-2 — один из региональных профилей глубинного сейсмического зондирования, выполненный в рамках общей программы исследования земной коры на территории Польши.

Этот профиль простирается приблизительно вдоль линии Познань — Староград Гданский параллельно VII международному профилю на расстоянии около 60 км на северо-запад. Его расположение представлено на рис. 59. Северо-западный конец профиля пересекает Восточно-Европейскую платформу готийской консолидации, а затем входит в ее краевую зону, называемую зоной линии Тейссейра—Торнквиста. Юго-западный конец профиля ЛТ-2, соединяясь с профилем М-7, входит в область интерпретируемую с геологической точки зрения неоднозначно. В. Пожарискиий [54—56] считает, что это береговая область варисцийского орогена. Е. Зноско [77—79] относит эту *область к палеозойской платформе.* Более подробно этот вопрос рассмотрен ранее В. Пожариским в настоящей главе.

Основной целью исследований на профиле ЛТ-2 было определение глубинной структуры земной коры в краевой зоне Восточно-Европейской платформы.

**Структура волнового поля.** Зарегистрированы и интерпретировались следующие группы преломленных и отраженных волн:

1) рефрагированные волны от консолидированного основания ($P_1$);

2) волны, рефрагированные и отраженные от границ в консолидированном комплексе земной коры ($P_2$, $P_3$, $P_4$);

3) волны, рефрагированные и отраженные от границ М ($P^м$, $P^м_{отр}$), а также фрагменты волн, отраженных от сейсмических границ и нижней литосферы;

4) волны, дифрагированные либо отраженные от круто наклоненных границ в зонах глубинных разломов.

Годографы волн, интерпретированных на профиле ЛТ-2, приведены на рис. 65.

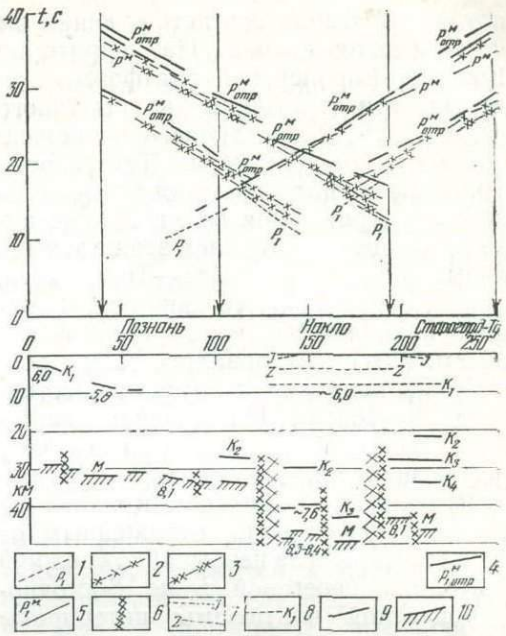



Рис. 65. Годографы и сейсмический разрез земной коры вдоль регионального профиля ЛТ-2.

Условные обозначения те же, что на рис. 60.

Рефрагированные волны от консолидированного основания зарегистрированы только фрагментарно и при больших расстояниях между ПВ и служили лишь для схематической приближенной интерпретации границ, участвующих в их образовании.

Волны, связанные с границами, находящимися в консолидированном комплексе земной коры, обычно интерпретировались на удалении 60—130 км от ПВ. В этом интервале зарегистрированные волны отраженные, тогда как на больших расстояниях — переходят в волны рефрагированные либо отраженно-преломленные.

Граничные скорости преломленных волн, связанных с границами внутри земной коры, оказалось нелегко определить ввиду очень сложной тектоники исследуемого района, которая ограничила их регистрацию на небольших интервалах расстояний. Поэтому указанные волны даже при их появлении в первых выступлениях трудно интерпретировать, тем более, что им соответствует низкий уровень амплитуд. Волны, отраженные в пределах 50—130 км, характеризуются высокими амплитудами и ясно обозначенными участками закритических отражений, местонахождение которых зависит от

глубин залегания соответствующих им сейсмических границ. На территории Восточно-Европейской платформы выделены три отраженные волны такого типа: $P_2$, $P_3$, $P_4$. В районе, расположенном на юг от зоны линии Тейссейра—Торнквиста, интерпретировалась только одна отраженная волна $P_2$, связанная с разделом в нижнем этаже земной коры. В зоне Тейссейра—Торнквиста, кроме волны $P_{2отр}$, связанной с границей, находящейся на глубине около 30 км, интерпретировались также волны $P_{3отр}$, коррелирующиеся на расстояниях 70—180 км. На больших расстояниях волна $P_{3отр}$ переходит в волну рефрагированно-отраженную. Амплитуды волн $P_{3отр}$—большие и сравнимы с амплитудами волн, отраженных от раздела M. Из-за необычайно сложной тектоники береговой зоны Восточно-Европейской платформы интерпретация преломленной волны, соответствующей указанному отражающему горизонту, не удалась. Из исследований, проводимых на VII международном профиле, известно, что эта граница характеризуется скоростями 7,5—7,6 км/с.

Преломленные волны $P^м$ зарегистрированы на двух длинных ветвях годографа из крайних ПВ профиля ЛТ-2. Эти волны имеют граничные скорости около 8,1 км/с и отвечают разделу M под Восточно-Европейской платформой, а также области, расположенной южнее зоны линии Тейссейра—Торнквиста.

Волны, отраженные от границы M, регистрируются на территории Восточно-Европейской платформы, начиная от расстояния 60 км. На южном конце профиля, со стороны Предсудетской моноклинали, они явно обнаруживаются на расстояниях 45—50 км, а в зоне линии Тейссейра — Торнквиста волны $P^м_{отр}$ регистрируются только на расстояниях больше 80 км от ПВ. На расстояниях порядка 200—240 км глубинная интерпретация волн $P^м_{отр}$ затруднена, что вызвано изменением природы этих волн. В указанном диапазоне расстояний они принимают характер волн рефрагированно-отраженных.

Группы волн $P^м_{отр}$, отраженные от локальных границ, расположенных ниже раздела M в нижней литосфере, зарегистрированы лишь частично на расстояниях около 200—240 км от ПВ. Интерпретация этих волн представляет значительные трудности и неоднозначна. Для их достоверной интерпретации необходимо проводить регистрацию на больших расстояниях.

Множество групп волн, регистрирующихся вдоль профиля ЛТ-2, связаны главным образом с глубокими разломами, находящимися в зоне линии Тейссейра—Торнквиста. Протяженность участков регистрации дифрагированных волн свидетельствует об исключительной эффективности глубоких тектонических неоднородностей, пересекающих земную кору и нижнюю литосферу в береговом районе Восточно-Европейской платформы. Кроме того, с указанной зоной связаны очень интенсивные отраженные волны с кажущимися скоростями 9—10 км/с. Указанные волны искажают регулярное волновое поле, пересекая его и заканчиваясь, как правило, в зоне первых вступлений. По-видимому, это волны, отраженные от круто наклоненных «сейсмических границ», находящихся в районе нижнего этажа земной коры с продолжением на всю нижнюю литосферу. Интерпретация данных волн трудна и недостоверна, поскольку, как правило, при используемой измерительной схеме они «видны» для сейсмического луча только из одного ПВ. Для интерпретации такого волнового поля и соответствующих ему границ необходима специальная система измерений.

Затронутая проблема важна, поскольку вероятно, что некоторые из этих круто наклоненных тектонических элементов захватывают весь комплекс земной коры вплоть до осадочной серии.

**Структура земной коры.** Разрез земной коры вдоль профилей ЛТ-2 и М-7 показан на рис. 65.

Вдоль профиля ЛТ-2 выделен ряд внутрикоровых тектонических нарушений, а также глубинных разломов, корни которых уходят в нижнюю литосферу.

Ввиду большой сложности волновых полей в районе зон разломов практически невозможно уверенное прослеживание раздела Мохо в их районе. Толщина земной коры вдоль профиля ЛТ-2 и М-7 изменяется примерно от 30 км в Предсудетской области (палеозойская платформа) до около 45 км

под Восточно-Европейской платформой. В береговой части древней платформы (в зоне линии Тейссейра—Торнквиста) в основании земной коры на глубине около 40 и 50 км находятся две границы. Вторая из них определяет глубину раздела М. Характеристика волнового поля, а также обнаруженные глубинные разломы позволяют вдоль профилей ЛТ-2 и М-7 выделить три главных блока земной коры, отвечающие соответственно:

юго-западному склону платформы Восточной Европы (*С*);

краевой зоне Восточно-Европейской платформы, называемой зоной линии Тейссейра—Торнквиста (*В*);

области, расположенной на юго-запад от зоны линии Тейссейра—Торнквиста, т. е. палеозойской или эпиварисцийской платформе (*А*).

*Зона линии Тейссейра—Торнквиста (В).* Определение глубинной структуры земной коры в зоне линии Тейссейра—Торнквиста было главной задачей исследований, выполненных на профиле ЛТ-2. Эта задача связана с определением юго-западного края Восточно-Европейской платформы.

В зоне линии Тейссейра — Торнквиста вдоль профиля ЛТ-2 обнаружено, как и в исследованиях на VII международном профиле, наличие трех глубинных разломов, имеющих важное значение для тектоники этого района.

Главное значение имеют разломы в районе Вонгровца и Коронова, очень четко ограничивающие зону линии Тейссейра—Торнквиста соответственно с юга и с севера. Эти разломы исключительно эффективны, о чем свидетельствуют связанные с ними протяженные участки регистрации дифрагированных волн, а также волн, отраженных от круто наклоненных локальных элементов границ раздела, находящихся, по всей вероятности, в верхней части нижней литосферы. Эти границы можно было бы интерпретировать или как эффект интрузии материала из верхней мантии Земли в нижнюю литосферу и в нижний этаж коры, или как результат внутренней эрозии тектоносферы, вызванной процессами типа фазовых переходов.

Четкая отражающая граница, обнаруженная в зоне линии Тейссейра—Торнквиста на глубине около 30 км, может быть интерпретирована как граница резкого возрастания скорости с глубиной, приближенно соответствующей поверхности «базальтового» слоя.

Ширина зоны линии Тейссейра—Торнквиста на профиле ЛТ-2, ограниченная разломами района Вонгровца и Коронова, составляет около 65 км, а на профиле VII — около 50 км.

Упрощенные схемы глубиной структуры земной коры в зоне линии Тейссейра — Торнквиста, определенные вдоль профиля VII и ЛТ-2, показаны на рис. 66. Согласно предыдущим определениям, структуру этого типа можно интерпретировать как тектоническую систему типа древней рифтовой системы.

*Предсудетская область.* Эта область, расположенная на юго-запад от зоны линии Тейссейра—Торнквиста (блок *А*), относится к палеозойской или эпиварисской платформе. Доминирующие региональные значения в блоке *А* имеют глубинные разломы, находящиеся в районе Оборник (пикет 50), а также на 20 км южнее Стеншева (пикет 20). Разлом в районе, расположенном южнее Стеншева, соответствует «разлому Дольска», известному по VII международному профилю, а также профилям М-1, М-9 и М-8 [43, 45, 49]. Толщина земной коры в блоке *А* изменяется примерно от 30 до 35 км.

*Восточно-Европейская платформа.* Необыкновенно эффективная с сейсмической точки зрения зона глубокого разлома, расположенная на профиле ЛТ-2 в районе Коронова (пикет 150) и представляющая собой северо-восточную границу зоны линии Тейссейра — Торнквиста, имеет, по-видимому, принципиальное значение для определения границы Восточно-Европейской платформы в этом районе.

Северо-восточнее этого разлома сейсмическое волновое поле, а также соответствующая ему глубинная коровая структура имеют характер, типичный для древних платформ. Поэтому этот разлом можно принять за четкий раздел, который ограничивает Восточно-Европейскую платформу в этом районе по подошве коры и в нижней литосфере.

В пределах Восточно-Европейской платформы на профиле ЛТ-2 обнаружено три отражающих сейсмических горизонта, указывающих на явное раз-

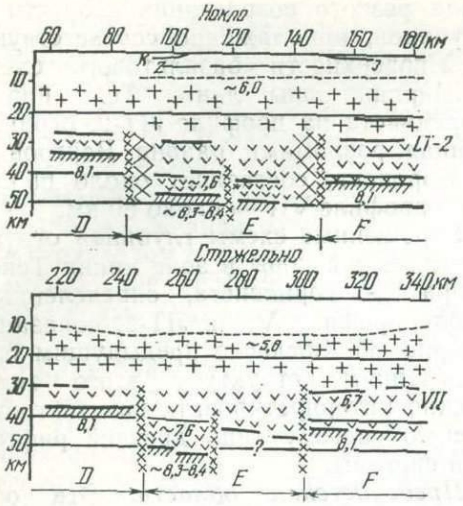



Рис. 66. Сопоставление схематических разрезов земной коры по профилям VII и ЛТ-2 в краевой зоне Восточно-Европейской платформы:

*D* — палеозойская платформа; *E* — зона Тейссейра — Торнквиста; *F* — древняя платформа.

личие скоростей в глубинной структуре этой платформы. Подобное разнообразие скоростей и соответствующая ему многоуровневость глубинной структуры земной коры отмечены также на VII международном профиле. Важным тектоническим элементом, определенным на профиле ЛТ-2 в районе Восточно-Европейской платформы, является четкая зона разломов, расположенная в районе Хойницы—Тухола. Исследование строения земной коры в краевой зоне древней платформы проведено на нескольких региональных профилях. Одним из них является профиль ЛТ-4 (рис. 59). Предварительный разрез земной коры вдоль профиля ЛТ-4 показан на рис. 67, а пример регистрации волн на этом профиле — на рис. 68. Результаты исследования земной коры на других профилях ГСЗ рассматриваются в последующих разделах.

## ИССЛЕДОВАНИЕ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВДОЛЬ РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОФИЛЯ ЛТ-3

**Тектоническое положение профиля ЛТ-3.** Региональный профиль ЛТ-3 ориентирован вдоль линии Тересполь—Люблин—Сташов—Хыжне в Карпатах, сохраняя в основном направление с северо-востока на юго-запад Польши.

Северо-восточный конец профиля ЛТ-3 пересекает Восточно-Европейскую платформу, а затем входит в район Мазовецко-Люблинского грабена, который представляет собой краевой прогиб древней платформы. Далее в юго-западном направлении профиль ЛТ-3 пересекает восточную окраину Свентокшиских гор и входит в область Предкарпатского прогиба.

**Структура волнового поля.** Вдоль профиля ЛТ-3 регистрировались и интерпретировались следующие группы волн:

1) преломленные волны, связанные, по-видимому, с границей раннего палеозоя ($P^0$); 2) преломленные волны от консолидированного фундамента ($P_1$); 3) преломленные и отраженные волны от границ, находящихся в средней части консолидированного комплекса земной коры ($P_2$, $P_{2отр}$, $P_3$, $P_{3отр}$, ...); 4) преломленные и отраженные волны в зоне раздела M/$P^м$, $P^м_{отр}$, $P^м_{1отр}$, $P^м_2$; 5) дифрагированные волны, связанные с очень многочисленными глубинными разломами и тектоническими нарушениями. Схематические годографы упомянутых групп волн и разрез коры приведены на рис. 69.

Преломленные волны, связанные с консолидированным фундаментом в юго-западной части профиля ЛТ-3, зарегистрированы лишь частично, поскольку наблюдения проводились только с расстояний 60 км. Поэтому в этой части профиля можно было выполнить только модельную интерпретацию консолидированного фундамента.

Преломленные волны от границ, находящихся ниже консолидированного фундамента, регистрируются в первых вступлениях обычно на расстояниях, больших чем 120—150 км от ПВ. Эти волны имеют характер рефрагированных волн и связаны со слабыми сейсмическими границами, возможно II рода, расположенными в верхнем этаже земной коры. Необыкновенно сложная структура земной коры в исследуемом районе не позволяет даже приблизительно оценить глубину их залегания. Некоторые фрагменты этих границ определены исключительно на основании интерпретации отраженных волн $P_{iотр}$ ($i=2$, 3...). Несмотря на ло-

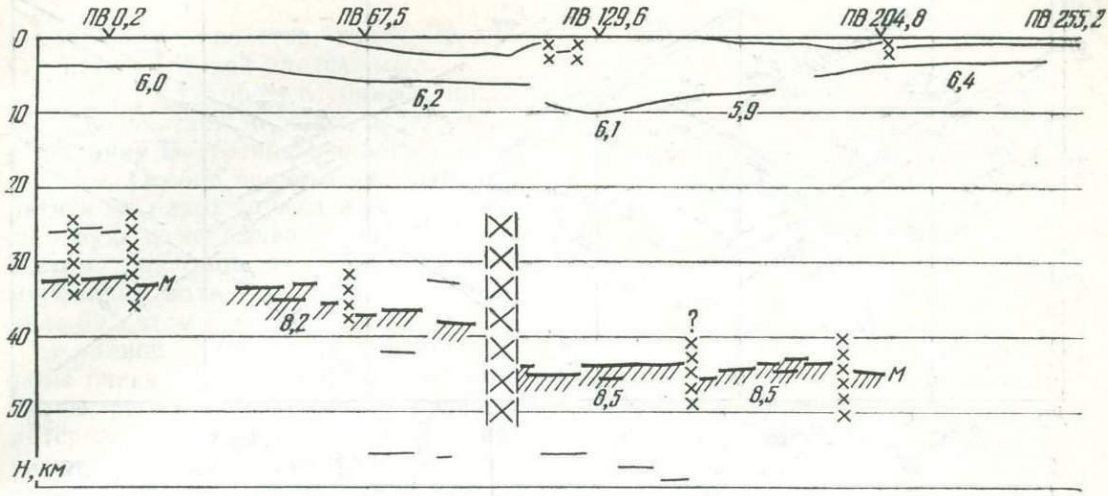



Рис. 67. Сейсмический разрез земной коры вдоль регионального профиля ЛТ-4 (предварительный вариант).
Условные обозначения те же, что на рис. 60.

кальный характер этих площадок, они имеют большое значение в определении общего баланса скоростей в кристаллическом комплексе земной коры.

Волны $P_{i\text{отр}}$ $(i=2, 3\ldots)$ коррелировались вдоль профиля ЛТ-3 в интервале расстояний 55—140 км от ПВ. Интервал корреляции этих волн в каждом отдельном случае зависел от глубины соответствующих им сейсмических границ. Небольшие, в несколько десятков километров, интервалы корреляции волн $P_{i\text{отр}}$ $(i=2, 3\ldots)$, а также сравнительно малые расстояния от ПВ указывают, что это волны, отраженные в узких участках вблизи критических точек. Значит, соответствующие им локальные границы являются слабыми сейсмическими разделами. На отдельных участках корреляции волн $P_{i\text{отр}}$ $(i=2, 3\ldots)$ можно ясно определить область критических отражений.

Преломленные волны от границы М в первых вступлениях регистрировались только из двух ПВ. Волны, отраженные от зоны раздела М, прослеживаются со всех ПВ и характеризуются огромным разнообразием их кинематических и динамических свойств. В районе люблинского грабена эти волны коррелируются с расстояний 100—110 км от ПВ. В области палеозойской платформы корреляция волн $P^{\text{м}}_{\text{отр}}$ возможна уже на удалениях около 50 км от источника. На юго-запад от границы Карпатского надвига интерпретация волн $P^{\text{м}}_{\text{отр}}$ начинается снова на значительных расстояниях: более 80—90 км от ПВ. Приведенные данные очень ярко свидетельствуют о больших изменениях свойств границы М и значительных контрастах мощности земной коры вдоль профиля ЛТ-3. Многочисленные дифрагированные волны, связанные с глубинными тектоническими нарушениями, очень часто затрудняют регистрацию нормальных волн $P^{\text{м}}_{\text{отр}}$ на значительных отрезках. Зоны регистрации дифрагированных волн достигают ширины порядка 20—30 км.

Фрагменты непрерывных ветвей годографа дифрагированных волн достигают длины порядка 8—10 км. Приближенная интерпретация дифрагированных волн играет роль дополнительного критерия для более точной локализации глубинных разломов, ограничивающих блоки земной коры.

На интервалах расстояний более 180—190 км зарегистрированы отдель-

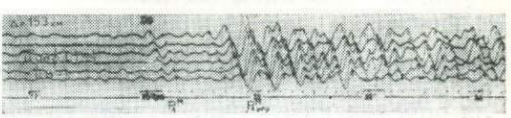


Рис. 68. Сейсмограмма, иллюстрирующая волновую картину на профиле ЛТ-4.

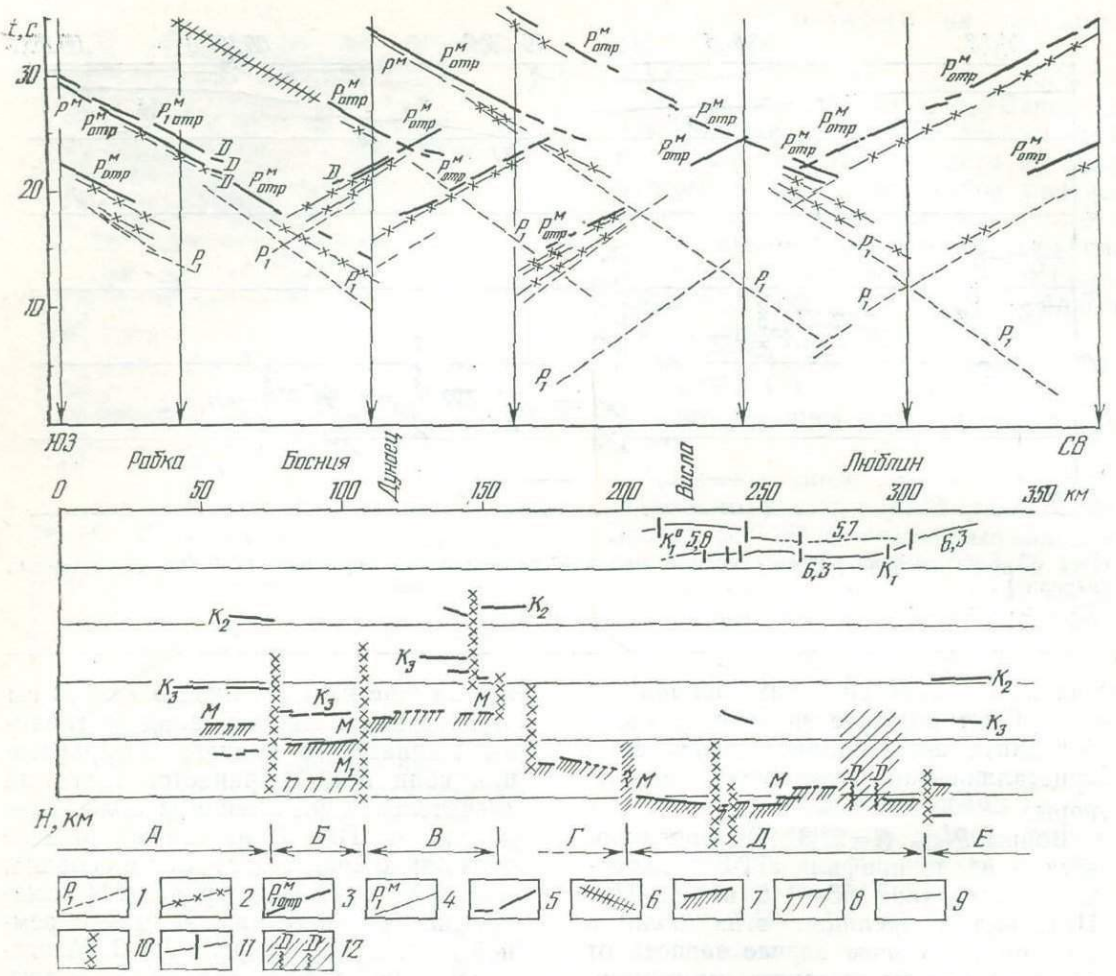



Рис. 69. Система годографов и сейсмический разрез земной коры вдоль регионального профиля ЛТ-3;

*1* — преломленные волны от консолидированного фундамента; *2* — отраженные волны от границ внутри земной коры; *3, 4* — отраженные и преломленные волны от границы М; *5* — дифрагированные волны; *6* — зона полного затухания сейсмической энергии; *7* — граница М; *8* — подкоровые границы ($M_1$); *9* — сейсмические границы внутри земной коры; *10* — глубинные разломы и тектонические нарушения; *11* — разломы по данным КМПВ; *12* — аномальный блок земной коры.

ные волны, отраженные от границ, находящихся ниже М. Эти волны прежде всего связаны с окраиной Восточно-Европейской платформы, а также с зоной, расположенной в районе Карпатского надвига. Существование этих волн свидетельствует о явной неоднородности подкорового вещества под указанными тектоническими областями.

**Структура земной коры** вдоль профиля ЛТ-3 показана на рис. 69. В результате интерпретации волнового поля определена граница М зоны глубинных разломов, а также обозначены наиболее отчетливые участки границ внутри земной коры. Сейсмические границы со скоростями 5,5—5,8 и 6,3 км/с, нанесенные в северо-западной части разреза, построены по данным КМПВ (Войас, 1975).

Вдоль всего профиля выделен ряд блоков земной коры с явно разнообразными тектоническими свойствами. Блоки обозначены буквами алфавита от *А* до *Е*.

Глубинный разлом в районе г. Люблин является, по-видимому, юго-восточной границей краевой зоны Восточно-Европейской платформы, зоны линии Тейссейра—Торнквиста. Это утверждение основано на характеристике волнового поля, которое в северо-восточном направлении от г. Люблин

имеет другие свойства, типичные для структуры древней платформы.

Блок *Д*, в котором глубина границы Мохо возрастает до 50 км, представляет окраину Восточно-Европейской платформы. Особое внимание следует обратить на находящуюся в ее пределах широкую и необычайно эффективную систему разломов, влияющую на формирование волн, отраженных от раздела М в этом районе.

С данной системой нарушений связаны очень сильные дифрагированные волны, регистрирующиеся на больших интервалах годографа. Определить границу М здесь невозможно. Эта система разломов имеет характерные черты, аналогичные нарушенной зоне, обнаруженной, по данным ГСЗ, вдоль VIII международного профиля [37, 72].

Очередным блоком, выделенным вдоль профиля ЛТ-3, является блок *Г*. Толщина земной коры в нем порядка 44 км. Юго-западное ограничение его представляет собой эффективную, однозначно определенную широкую зону разломов, находящуюся в интервале 160—170 км профиля. Это «барьер», который почти полностью поглощает энергию сейсмических волн на удалениях 150—205 км от ПВЗ. Регистрации в указанном интервале выполнялись двухкратно, подтверждая затухание сейсмической энергии (рис. 69).

Юго-западнее этой дислокации расположен следующий блок земной коры *В*, глубина границы М в котором уменьшается до 35 км. Над разделом М на глубине 26—29 км обнаружены очень четкие отражающие площадки. Кроме того, в блоке *В* на глубине 17—18 км выделена отражающая граница, являющаяся, вероятно, подошвой зоны инверсии скоростей. Эта информация важна для полного выяснения природы обнаруженных блоков земной коры. Описанная структура земной коры блока *В* типична для палеозойской платформы Юго-Западной Польши. Это полностью подтверждается результатами исследований на западном участке VIII международного профиля, где обнаружена такая же зона разломов, являющаяся «барьером» для сейсмической энергии. Западнее этой зоны структура земной коры аналогична блоку *В* на профиле ЛТ-3 (рис. 70).

Одним из наиболее неожиданных результатов исследований, выполненных

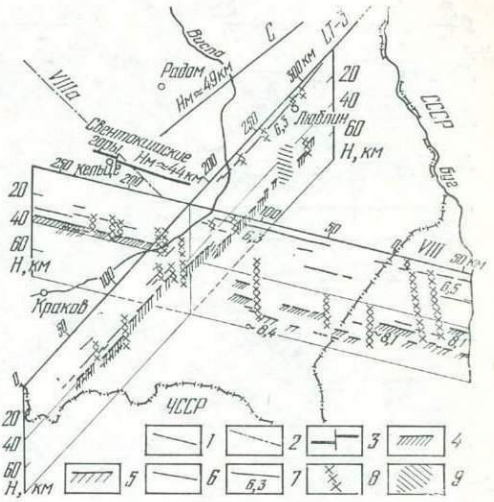



Рис. 70. Блок-схема структуры земной коры в районе Юго-Восточной Польши:

*1* — линии профилей ГСЗ; *2* — линии дискретных наблюдений при ГСЗ; *3* — главный Свентокшиский разлом; *4* — граница М; *5* — граница $M_1$; *6* — границы внутри земной коры; *7* — граница консолидированного фундамента и граничная скорость, км/с; *8* — глубинные разломы; *9* — аномальный блок земной коры.

на профиле ЛТ-3, является установление существования в районе Карпатского надвига структуры земной коры, имеющей характер тектонического грабена. Это блок *Б* шириной около 30 км, в котором толщина земной коры возрастает до 40 км по сравнению с блоком *В*. Кроме того, в блоке *Б* обнаружено существование сейсмических границ выше и ниже поверхности М, что указывает на интенсивные тектонические процессы, происходящие в нижней литосфере в период развития карпатского орогена.

Обсуждаемый разрез земной коры заканчивается на северо-восток от г. Рабка. В блоке южнее границы Карпатского надвига мощность земной коры уменьшается до 38 км.

## СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПРЕДСУДЕТСКОМ РАЙОНЕ НА ОСНОВАНИИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДО- И ОКОЛОКРИТИЧЕСКИХ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН

Приводятся результаты интерпретации до- и околокритических волн, отраженных от глубинных границ в районе Предсудетской моноклинали (Юго-Западная Польша). В качестве основного материала использованы результаты сейсмических исследований, полу-

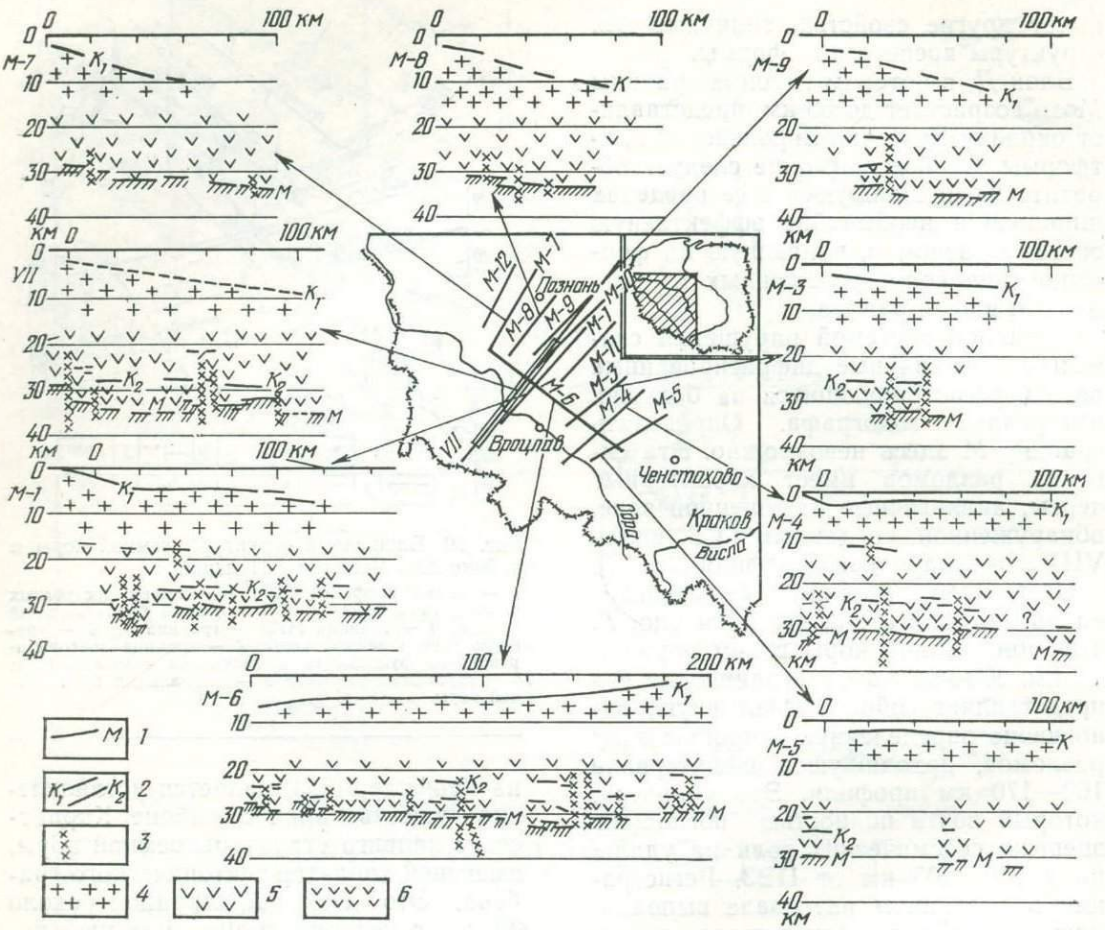



Рис. 71. Сейсмические разрезы земной коры в районе Предсудетской моноклинали (молодая палеозойская платформа):

*1* — граница М; *2* — границы внутри земной коры; *3* — глубинные разломы и тектонические нарушения; *4* — верхняя часть коры («гранитный» слой); *5* — нижняя часть коры («базальтовый» слой); *6* — переходная зона кора — верхняя мантия.

ченные на двенадцати профилях КМПВ, выполненных в 1967—1973 гг. Краковским трестом нефтяной геофизики. Эти профили показаны на рис. 71. Интерпретация относится только к волнам от границ ниже поверхности консолидированного фундамента. Сейсмические границы, связанные с консолидированным фундаментом, ранее рассматривались С. Топоркевичем (1968—1973 гг.).

**Методические и технические основы работ.** Цель исследований методом КМПВ, выполненных в Предсудетском районе, — изучить поверхности фундамента, характеризующего $v_г = 6{,}1$ км/с, а также менее глубоко залегающих границ, соответствующих палеозойскому складчатому комплексу. Принятая система наблюдений предусматривала регистрацию преломленных волн от границ консолидированного фундамента и обеспечение их двойного перекрытия. Интервал регистрации составлял 20—80 км, а в некоторых случаях — 100—110 км от ПВ. Расстояние между ПВ 10—15 км. Запись выполнялась с помощью сейсмостанции ПСЛ-1 и «Поиск-КМПВ». В основном использовались сейсмоприемники НС-2 с частотой 2,3 Гц, а в некоторых случаях —СПЭН-1 (10 Гц). Расстояние между сейсмоприемниками составляло 100 м, величина заряда — 50—400 кг.

**Волновая картина.** Наблюдения на упомянутых профилях КМПВ выполнены на расстоянии от 20 до 60—110 км от ПВ.

Неожиданным было получение динамически выразительных до- и около-

критических отражений от границ в нижней части коры (в связи с небольшой мощностью земной коры в этом районе). Докритические отражения получены уже на расстояниях 30 км от источника.

Волновое поле формируется за счет:

а) преломленных волн, связанных с кристаллическим фундаментом (среди них волны $P_1$);

б) группы отраженных волн от границ в кристаллическом комплексе коры — $P_{2отр}$;

в) волн, отраженных от границ в нижней части коры, — $P_{3отр}$;

г) до- и околокритических отражений от границы Мохо — $P^{м}_{отр}$.

В районе Предсудетской моноклинали в зоне консолидированного фундамента наблюдаются две и более преломленные волны. Одна из них со скоростью 6 км/с (волна $P_1$) соответствует поверхности консолидированного фундамента. Менее глубокозалегающая граница приурочена к образованиям нижнего палеозоя (волна $P^{o}_{1}$).

Волны $P_{2отр}$ наблюдаются лишь локально на некоторых профилях. Они характеризуются обычно двух-трехфазовым колебанием и хорошо выражены динамически. Границы, определенные по этим волнам, залегают, как правило, на глубине 12—18 км.

Волны $P_3$ и $P^{м}_{отр}$ наблюдаются почти всюду на профилях в районе Предсудетской моноклинали. Это до- и околокритические волны, отраженные от границ в самой нижней части земной коры. В большинстве случаев волны $P_{3отр}$ образуют небольшие, как правило, двух-трехфазовые группы с амплитудами, близкими, а иногда даже большими, чем амплитуды волн $P^{м}_{отр}$, регистрируемых в последующих вступлениях.

Волны $P^{м}_{отр}$, рассматриваемые как отраженные от поверхности Мохо, имеют многофазовый характер, свидетельствующий о «диффузионной» или «слоистодиффузионной» природе нижней границы земной коры.

О наличии двух волн, отраженных от границ в самой нижней части земной коры в районе Предсудетской моноклинали, говорилось уже при обсуждении результатов на VII международном профиле. От этих границ регистрируются также преломленные волны.

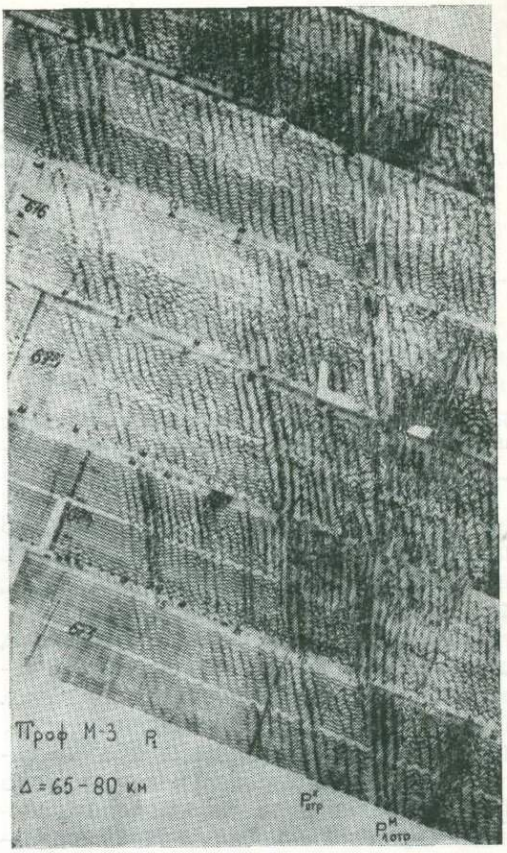



Рис. 72. Сейсмограммы, иллюстрирующие записи волн в Предсудетской моноклинали.

Для первой из них граничная скорость равна около 7,5—7,7 км/с, для второй — 8,2 км/с. Динамические характеристики отраженных волн $P_{3отр}$ и $P^{м}_{отр}$, зарегистрированных в Предсудетском районе, аналогичны волнам, наблюдаемым в южной части профиля VII.

Представленная волновая картина, характеризующая структуру нижней части коры, типична для всего Предсудетского района, в северо-восточной части которого наблюдается затухание или исчезновение волны $P_{3отр}$. Эта волна не появляется также на профиле М-7, проходящем северо-западнее Предсудетской моноклинали. Примеры регистрации обеих волн и их годографы приведены на рис. 72 и 73.

**Интерпретация.** Проинтерпретировано около 100 ветвей годографов, отобранных на 12 профилях КМПВ. Большинство отраженных волн характеризуется ярковыраженными амплитудами, позволяющими проводить однозначно корреляцию групп отраженных

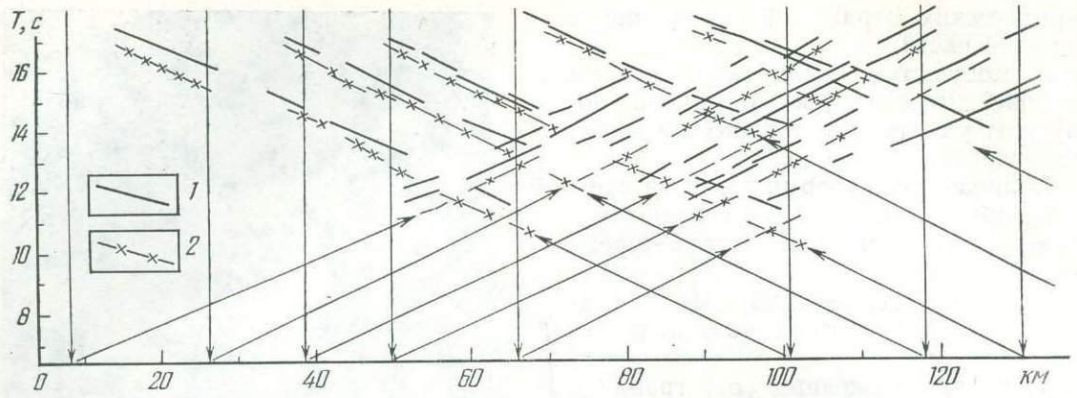



Рис. 73. Схематические годографы докритических и околокритических отражений волн от границ в переходной зоне кора — мантия вдоль профиля М-1.

волн. В качестве примера на рис. 73 приведены схематические годографы интерпретируемых отраженных волн, составленные для профиля М-1.

Эффективные и средние скорости, определенные разными методами, проверены на теоретических моделях. Применяемые для этого теоретические годографы и амплитудные кривые составлены с помощью лучевого метода [1]. Полученные значения средних скоростей для отдельных ветвей использовались для составления глубинного разреза с помощью метода полей времен. Большое количество интерпретируемых ветвей годографов позволяло осуществлять в некоторых интервалах профилей трех- и даже четырехкратное перекрытие границ, залегающих в нижней части коры. Согласованность этих данных и правильный подбор средних скоростей позволили осуществить точную локализацию многих тектонических нарушений и глубинных разломов.

**Структура коры.** Результаты интерпретации глубоких отражений, полученных для Предсудетского района, приведены на разрезах (рис. 71). Данные о строении юго-западной части VII международного профиля [33—36] дополняют результаты интерпретации профилей М-1 — М-12. Кроме того, профиль VII с полной системой наблюдений глубинных волн имел значение для проверки идентификации до- и околокритических отражений на профилях КМПВ.

Для представленных разрезов коры (М-1, М-3, М-4, М-5, М-6, М-9, М-10, М-11, М-12 и VII) характерно наличие двух отражающих границ в самой нижней части земной коры. Эти границы, по-видимому, соответствуют двум разделам — одному с граничной скоростью около 7,7 и второму — с 8,2 км/с, выделенным на VII международном профиле [33—36]. Вторая из них является границей Мохо.

В качестве примера более подробно рассмотрим структуру земной коры вдоль профиля М-1 (рис. 71), который проходит параллельно профилю VII на расстоянии около 20 км. Глубина границы Мохо вдоль него изменяется в пределах 30—34 км. Залегающая на меньшей глубине отражающая граница, находящаяся непосредственно над поверхностью Мохо, расположена на глубине порядка 25 км. Эта граница исчезает на северо-восточном конце профиля. Она наблюдается до глубинного разлома, расположенного на пикете 104 в районе Яроцина — Дольска. Это очень важный разлом, который хорошо коррелируется с глубинным разломом, установленным на профиле VII. Указанный разлом обнаружен также на профилях М-7, М-8, М-9, М-10 и М-11.

Зона повышенных скоростей внутри коры вдоль профиля М-1 находится на глубине порядка 18—20 км. Особого внимания заслуживает профиль, пересекающий М-6 и проходящий параллельно главным тектоническим линиям, известным по геологическим данным в Предсудетской моноклинали. На пересечениях профиля М-6 с другими профилями наблюдается хорошая согласованность в определении глубины границы Мохо.

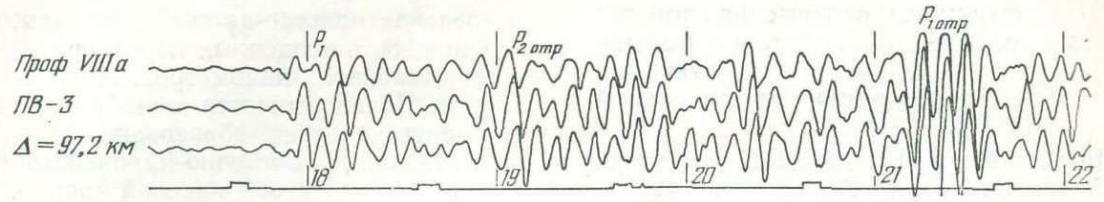



Рис. 74. Примеры регистрации сейсмических волн при дискретной системе наблюдений ($P_{1отр}$ — отражение от М).

Вдоль профиля М-6 выделены зоны, в которых на больших расстояниях наблюдаются серии интенсивных отраженных волн. Их интерпретация свидетельствует о наличии большого количества локальных сейсмических границ ниже границы Мохо на глубине 30—40 км. Особенно многослойный характер имеет граница Мохо в интервале 80—100 км профиля.

Менее глубокозалегающая отражающая граница наблюдается на профиле М-6 в пределах 3—6 км над границей Мохо. Подобными свойствами обладает нижняя часть земной коры на остальных профилях.

В результате сопоставления результатов сейсмических исследований КМПВ и VII международного профиля ГСЗ в Предсудетском районе получены очень детальные данные прежде всего о структуре нижней коры и верхней мантии Земли. Установленные в низах консолидированной коры две границы, по-видимому, соответствуют кровле и подошве переходной зоны между корой и верхней мантией Земли. Мощность переходной зоны в этом районе изменяется от 4 до 8 км.

Регистрация докритических отражений от обеих границ — наиболее характерная черта для нижней части земной коры исследуемого района. Сделана попытка петрологической интерпретации этих границ по фазовым преобразованиям, о чем будет сказано в дальнейшем.

Средняя мощность земной коры в Предсудетском районе небольшая — 30—32 км. Эта величина типична для центральной и западной части Европы. Другой характерной чертой исследуемого района является наличие большого количества тектонических нарушений и глубинных разломов. Один из обнаруженных разломов на профиле М-1 (пк. 104), М-9, М-8, М-7, VII имеет региональное значение. Предполагается, что внутренняя структура земной коры такого типа могла возникнуть в результате процесса внутренней эрозии литосферы.

### ТОЧЕЧНЫЕ ПРОДОЛЬНЫЕ И НЕПРОДОЛЬНЫЕ ПРОФИЛИРОВАНИЯ

Кроме наблюдений методом непрерывного продольного профилирования, на территории Польши проводились также исследования методом точечных наблюдений. На отдельных точечных профилях зарегистрированы волны, возбужденные в ПВ, расположенных на международных профилях ГСЗ (рис. 59). Исследования проводились с помощью трехканальных низкочастотных сейсмостанций с использованием сейсмографов с частотой около 1 Гц.

Хорошие результаты получены на профилях, находящихся в районе Северо-Восточной Польши, в пределах Восточно-Европейской платформы, при использовании взрывов на VII профиле ГСЗ. Наблюдения проводились на продольных и непродольных профилях на удалении 80—200 км от ПВ. Зарегистрированы и проинтерпретированы группы отраженных и преломленных волн от сейсмических границ в кристаллическом комплексе земной коры и от раздела Мохо. Пример регистрации приведен на рис. 74.

Система наблюдений обеспечивала прослеживание основных волн, связанных прежде всего с нижним этажом земной коры. По годографам продольных отраженных волн определены средние скорости и глубины до сейсмических границ, а по годографам преломленных волн — граничные скорости. Статистической обработкой материалов непродольных профилей получены сейсмические модели земной коры, благодаря которым можно построить более точную структурную схему границы Мохо Северо-Восточной Польши.

## СТРУКТУРА И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ТЕРРИТОРИИ ПОЛЬШИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЛУБИННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ

Выполненная Институтом геофизики Академии наук Польши в 1969—1976 гг. программа систематических исследований коры и верхней мантии Земли методами глубинных сейсмических зондирований позволила определить принципиальные свойства основных блоков литосферы территории Польши и прилегающих регионов. Сеть профилей глубинных сейсмических зондирований на территории Польши показана на рис. 59. Результаты исследований вдоль этих профилей рассмотрены в предыдущих разделах.

В очень сложной геологической обстановке была предпринята попытка представления геотектонического районирования, основанного исключительно на изучении физических свойств нижнего этажа земной коры, прежде всего раздела Мохо.

Особое внимание уделялось особенностям волновых сейсмических полей, интерпретированных при глубинных сейсмических зондированиях. Несмотря на существенное изменение мощности земной коры на территории Польши, получена последовательная картина глубинных структур с разделением на главные блоки литосферы или области с аномальными физическими свойствами. Это разделение показано на рис. 75, а структурная характеристика выделенных блоков литосферы — на рис. 76. Границы выделенных блоков проведены с помощью прослеживания глубинных разломов, обнаруженных на отдельных профилях.

Геологическая ситуация территории Польши исключительно осложнена, поскольку на сравнительно небольшой площади сочленяются тектонические единицы первого порядка, имеющие принципиальное значение для Европейского континента: Восточно-Европейская платформа, палеозойская платформа Центральной и Западной Европы, а также Альпиды — часть Карпат и Предкарпатский прогиб.

Границы этих регионов еще не уточнены, а одной из наиболее важных проблем тектоники Европы является задача определения юго-западного контура Восточно-Европейского кратона в пределах польско-датской борозды, где мощность осадочных пород превышает несколько километров. На юго-востоке Польши имеется своеобразный тектонический узел, образованный докембрийской Восточно-Европейской платформой со своей краевой зоной, палеозойским массивом Свентокшиских гор и Предкарпатским прогибом альпийского орогенеза.

На указанной новой геотектонической схеме (рис. 75) три района, приблизительно соответствующие трем главным геологическим провинциям, охарактеризованы особенно тщательно: 1) палеозойская платформа Центральной и Западной Европы, в пределах территории Польши; 2) краевая зона Восточно-Европейской платформы, называемая зоной линии Тейссейра — Торнквиста; 3) Восточно-Европейская платформа.

**Палеозойская платформа.** Особенно тщательно исследована структура палеозойской платформы Юго-Западной Польши между Судетами и краевой зоной Восточно-Европейского кратона. На рис. 75 этот район обозначен цифрами IV и V.

Типичные примеры разрезов земной коры, характерные для палеозойской платформы на территории Польши, показаны на рис. 76 [3—7].

Глубина границы Мохо под палеозойской платформой Юго-Западной Польши изменяется в пределах 30—35 км. Внутрикоровая зона увеличивающихся скоростей, которую трудно идентифицировать как поверхность «базальта», залегает на глубине 18—20 км. В интервале отметок 10—18 км находится, по-видимому, повсюду зона пониженных скоростей.

Наиболее характерным элементом глубинной структуры земной коры палеозойской платформы в пределах Польши является присутствие в ее основании двух сейсмических границ со скоростями порядка 7,5—7,7 и 8,2 км/с, с которыми связаны интенсивные отраженные волны.

Эти разделы, вероятно, соответствуют верхней и нижней границе переходной зоны кора — мантия, мощность которой изменяется от 4 до 8 км. Кроме того, обнаружено, что к переходной зоне кора — мантия приурочены многочисленные тектонические нарушения, а также глубинные разломы без яв-

ных вертикальных перемещений. Это характерно для Предсудетского района. Глубинная структура земной коры этого типа может быть результатом процессов, связанных с внутренней эрозией литосферы.

В свете результатов экспериментальной петрологии переходная зона кора — верхняя мантия может быть интерпретирована как сложная область фазовых переходов типа базальт — эклогит. К. Ито и Г. Кеннэди [43, 44] показали, что такие переходы не только возможны, как указано в более ранних работах [60, 76], но могут происходить в условиях давлений и температур, близких к условиям залегания раздела Мохо. Их эксперименты, в частности, показали, что такие переходы происходят в два этапа — от базальта к гранатовому гранулиту и от гранатового гранулита к эклогиту. Этим этапам могут соответствовать две сейсмические границы в нижней коре и верхней мантии. В исследованном районе первый раздел (7,4—7,7 км/с) резкий, но неустойчивый, а второй (8,2 км/с) — «диффузный» или «слоисто-диффузный». Сравнительно небольшую толщину переходной зоны (4—8 км) можно объяснить высоким тепловым режимом Земли, наблюдаемым в Предсудетском районе. Повышенные температуры должны уменьшить размеры двухэтапных фазовых переходов типа базальт — эклогит.

Петрологическая интерпретация сейсмических данных в переходной зоне кора — мантия очень неоднозначна.

**Краевая часть Восточно-Европейской платформы — зона Тейссейра — Торнквиста.** Определение глубинной структуры земной коры и верхней мантии в краевой части древней платформы, называемой линией Тейссейра — Торнквиста, — главная проблема исследований, выполненных на международных профилях VII и VIII, а также на региональных профилях С, ЛТ-2, ЛТ-3, ЛТ-4 и ЛТ-5.

Типичные примеры разрезов земной коры, характерных для этой зоны, показаны на рис. 76 (11—16).

Необыкновенно четкие глубинные разломы, обнаруженные в краевой зоне древней платформы, имеют определяющее значение для тектоники этого района. Два из обнаруженных в низах коры глубоких разломов ограничивают зону линии Тейссейра — Торнквиста с юго-запада и с северо-востока. Ширина выделенной таким образом краевой зоны Восточно-Европейской платформы колеблется от 50 до 100 км. Глубинная структура земной коры в этой области отличается от структуры коры как под палеозойской, так и докембрийской платформами. Внутри зоны линии Тейссейра — Торнквиста строение земной коры разнообразно. В Северо-Западной Польше в основании земной коры находятся две очень отчетливые сейсмические границы, залегающие соответственно на глубинах 40 и 50 км. От этих границ наблюдались как сильные отраженные волны, так и слабые рефрагированные. Скорости преломленных волн, установленные для обоих разделов, составляют приблизительно около 7,6—7,7 и 8,3—8,4 км/с. Вторая из этих границ соответствует подошве земной коры. Глубина залегания консолидированного основания в этом районе составляет около 12 км.

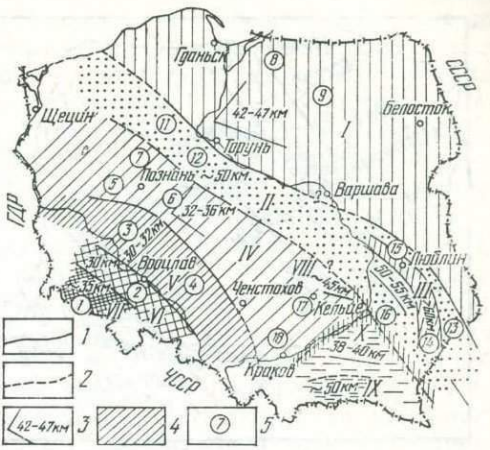
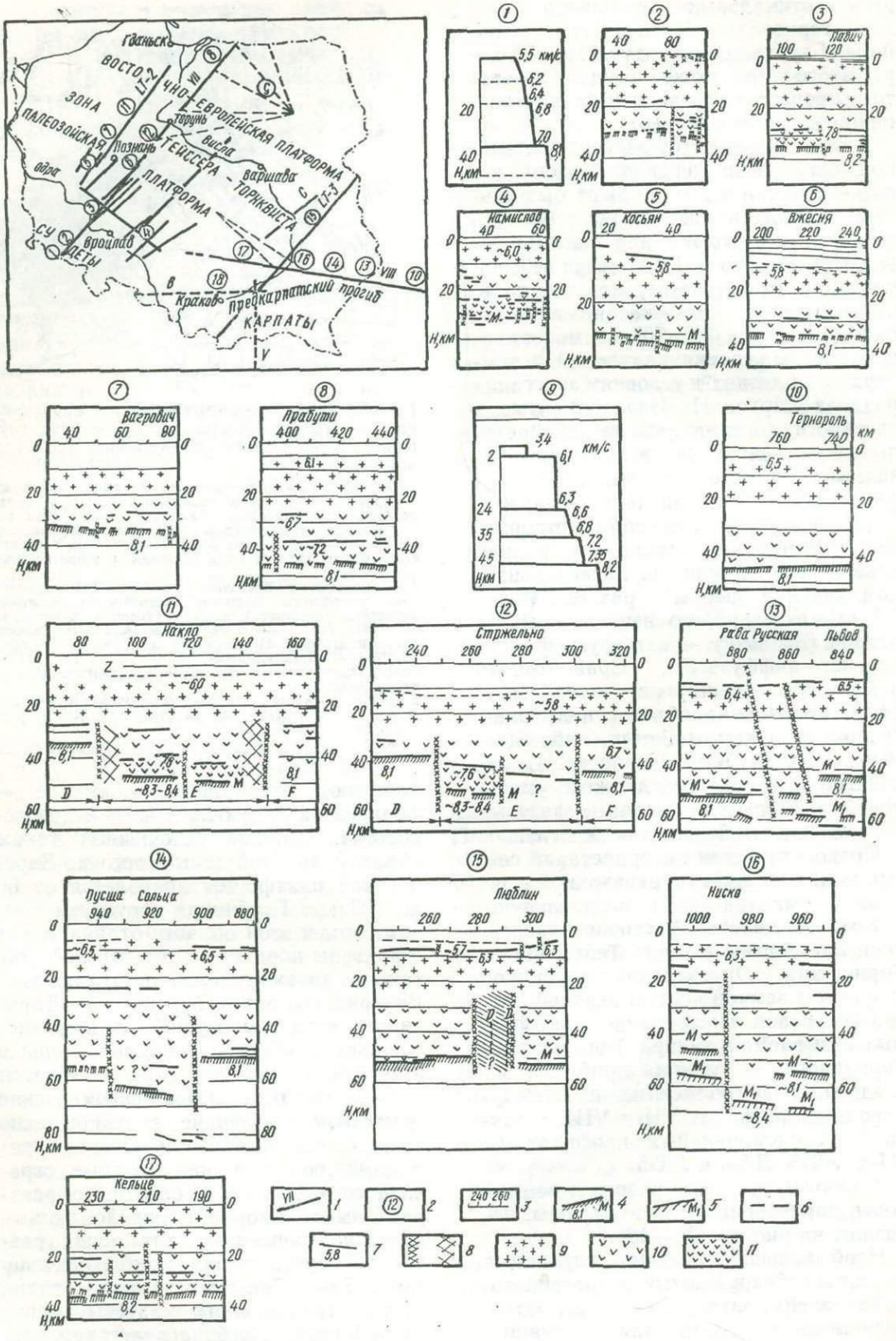



Рис. 75. Схема геотектонического районирования территории Польши по результатам глубинных сейсмических зондирований (полученных до 1976 г.).

*1* — схема тектонических линий, проведенных по глубинным разломам на профилях ГСЗ; *2* — предполагаемые тектонические линии; *3* — пределы изменения глубины границы М в указанных направлениях; *4* — выделенные блоки земной коры, соответствующие приблизительно следующим геологическим провинциям:
*I* — платформа Восточной Европы; *II* — краевая зона платформы Восточной Европы (зона линии Тейссейра-Торнквиста) и ее внутренняя аномальная зона *III*; *IV*; *V* — палеозойская (или эпиварисцийская) платформа Центральной и Западной Европы; *VI, VII* — Предсудетский блок и Судеты; *VIII* — Свентокшиские горы; *IX, X* — Предкарпатский прогиб и Карпаты;
*5* — номера участков типичных разрезов и моделей земной коры, полученных на профилях ГСЗ и приведенных на рис. 76.


Гданьск
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА
ЗОНА ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ПЛАТФОРМА
Познань
Торунь
Висла
ГЕЙССЕРА - ТОРНКВИСТА
Варшава
Одра
Вроцлав
СУДЕТЫ
Краков
предкарпатский прогиб
КАРПАТЫ
LT-2
LT-3
I
II
III
IV
V
VII
VIII
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
5,5 км/с
6,2
6,4
6,8
7,0
8,1
Павич
Камислав
Косьян
Вжесня
Вагрович
Прабути
3,4
6,1
6,3
6,6
6,8
7,2
7,35
8,2
Тернароль
Наклo
Стржельно
Рава Русская
Львов
Пуща Сольца
Люблин
Ниска
Кельце
D
E
F
M
M1
Z
?

В юго-восточной части зоны Тейсейра — Торнквиста наблюдается увеличение мощности земной коры до 55 км. Из-за необычайной сложности структуры литосферы в Юго-Восточной Польше, где находится своеобразный тектонический узел, в низах коры трудно определить вторую границу, аналогичную выделяемой в Северо-Западной Польше. Эта граница существует, поскольку выявлены отраженные волны, однако казалось невозможным даже приблизительно оценить скорости вдоль границ. Внутри зоны Тейсейра — Торнквиста в Юго-Восточной Польше выделена полоса шириной в несколько километров. В ее пределах границу Мохо определить было невозможно (район III на рис. 75). Обнаружена была лишь граница на глубине более 60 км, от которой были зарегистрированы сильные отраженные волны.

Со всей зоной линии Тейссейра — Торнквиста связаны регистрируемые на концах длинных годографов ($l$ = = 180÷200 км) волны, отраженные от сильных сейсмических границ, находящихся под разделом Мохо в нижней литосфере. Эти данные свидетельствуют об очень четком расслоении нижней литосферы и, по-видимому, о ее многослойной структуре в зоне линии Тейссейра — Торнквиста. В частности, в юго-восточной части Польши доказано наличие очень сильного сейсмического раздела в нижней литосфере на глубине около 80 км, где граница была надежно выделена по отраженным волнам на расстоянии 250—300 км от ПВ.

Основная задача — определение механизма образования и типа глубинной структуры, обнаруженной в краевой зоне древней платформы, обсуждалась неоднократно. На основе первых данных глубинных сейсмических зондирований [17, 18] выдвинута гипотеза о нахождении в краевой зоне докембрийской платформы Восточной Европы на территории Польши высокой аномальной структуры земной коры с чертами погребенной рифтовой системы. Результаты глубинных сейсмических зондирований, выполненных в 1969—1976 гг. подтвердили предположение, что определенная на окраине древнего кратона зона Тейссейра — Торнквиста, находящаяся на стыке двух платформ — докембрийской и палеозойской, является глубоким тектоническим грабеном со свойствами, характерными для внутриконтинентальных рифтовых систем. Это структура континентального масштаба и значения. Предполагается, что она, по-видимому, возникла в результате сложного геодинамического процесса при взаимодействии двух типов фазовых переходов в нижней коре и в верхней мантии и небольших горизонтальных движений, вызванных вертикальными силами.

**Восточно-Европейская платформа.** Типичный фрагмент разреза земной коры и модель Восточно-Европейской платформы по исследованиям, выполненным на территории Польши, показаны на рис. 76. Глубинный разлом, определяющий северо-восточную границу зоны линии Тейссейра — Торнквиста, имеет очень существенное значение для определения юго-западного края докембрийского кратона. Сейсмические волны, наблюдаемые на северо-восток от этого разлома имеют характеристики, типичные для древних платформ. Поэтому можно считать, что этот разлом определяет край платформы Восточной Европы в основании земной коры — в пределах раздела Мохо.

Глубина границы Мохо под докембрийской платформой на территории Польши увеличивается в северо-восточном направлении от 42 до 47 км. В консолидированном комплексе земной коры находятся две или три горизонтальные сейсмические границы. Одна из них со скоростью 6,7 км/с, расположенная на глубине порядка 30 км, может быть идентифицирована с так называемой поверхностью «базальтового» слоя. В северо-восточном районе платформы на территории Польши доказано существование в нижней коре сейсмической границы со

Рис. 76. Структурная характеристика блоков земной коры, выделенных на территории Польши:

*1* — профили ГСЗ; *2* — номера участков разрезов и моделей земной коры, полученных на профилях ГСЗ; 3 — расстояние в км вдоль профилей ГСЗ; *4* — граница $M_1$; *5* — граница $M_1$; *6* — другие сейсмические границы; *7* — граничная скорость; *8* — глубинные разломы и зоны больших тектонических нарушений; *9* — верхняя часть земной коры; *10* — нижняя часть земной коры; *11* — точно выделенная переходная зона кора — мантия.

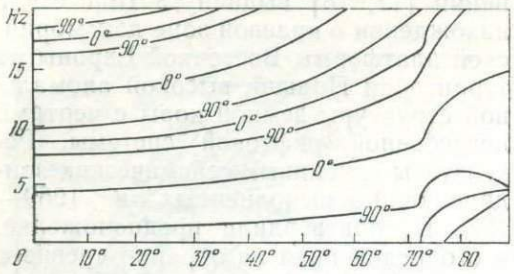



Рис. 77. Спектральная характеристика (амплитудная) коэффициента отражения от тонкого слоя.

скоростью около 7,2 км/с на глубине более 35 км. Природа этого раздела не выяснена. Она может быть интерпретирована как граница слоя, являющегося смесью пород гранулитовой фации и интрузий габбро.

Представленная схема геотектонического районирования земной коры с разделением на отдельные блоки не уточнена во многих пунктах и по мере поступления новых данных будет исправлена и дополнена. Точный анализ волнового сейсмического поля, связанного с нижним этажом земной коры и прежде всего с переходной зоной кора — мантия, позволили обнаружить принципиальные различия в строении земной коры под основными тектоническими регионами территории Польши. Между геологическими и глубинными структурами литосферы, достигающими глубин 40—60 км и более, существуют ясные зависимости и зависимости очень сложные, особенно в зонах интенсивных тектонических нарушений (например, в Юго-Восточной Польше). Выяснение указанных зависимостей с учетом гравиметрических, магнитных, магнито-теллурических, термических и других данных важно для определения природы глубинных процессов, управляющих развитием геологических структур.

## ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СПЕКТРАЛЬНЫХ СВОЙСТВ ВОЛНОВОГО ПОЛЯ

Используемые в промышленных станциях системы фильтров существенно деформируют спектральную характеристику волнового поля. Во избежание этого параллельно с непрерывной системой измерений сейсмографами производятся точечные регистрации, которые при известной динамической характеристике сейсмического канала позволяют получить достаточно полное представление о динамических свойствах регистрируемых волн. Изменение с расстоянием амплитуды отраженной волны делает воможным (посредством моделирования) определить скачки скорости и плотности на отражающей границе. Изучение основных гармоник спектра отраженной волны и их изменения с расстоянием дает важную информацию о природе отражающей границы особенно при ее многослойном строении. В предположении линейной зависимости коэффициента затухания от частоты $\alpha_p = kf$ знание спектрального состава основных отраженных волн позволяет количественно определить коэффициенты затухания $\alpha_p$ и добротности $Q_p$.

Использование при интерпретации частоты отраженных волн требует учета влияния расслоения отражающих горизонтов на динамическую картину волн, зарегистрированных во время исследований методом ГСЗ. Иными словами, необходимо знать спектральные характеристики коэффициентов отражения слоя пониженной и повышенной скорости, а также переходной зоны. Эти проблемы широко обсуждались в работах И. С. Берзон, К. Фукса, О. М. Харитонова и др. Амплитудная и фазовая характеристики коэффициента отражения от слоя пониженной скорости показаны на рис. 77, 78. Как видим, область влияния тонких слоев в модели на динамическую картину отраженных волн следует разделить на две части: область углов падения, больших и меньших критического. В первой области это будут дополнительные максимумы в спектре коэффициента отражения. Они

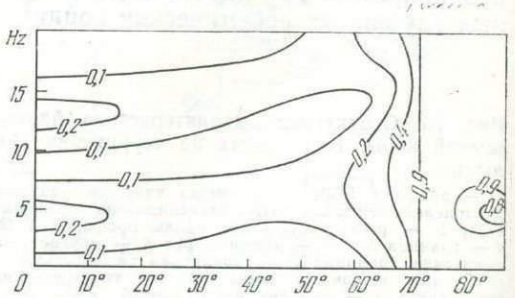



Рис. 78. Спектральная характеристика (разовая) коэффициента отражения от тонкого слоя.

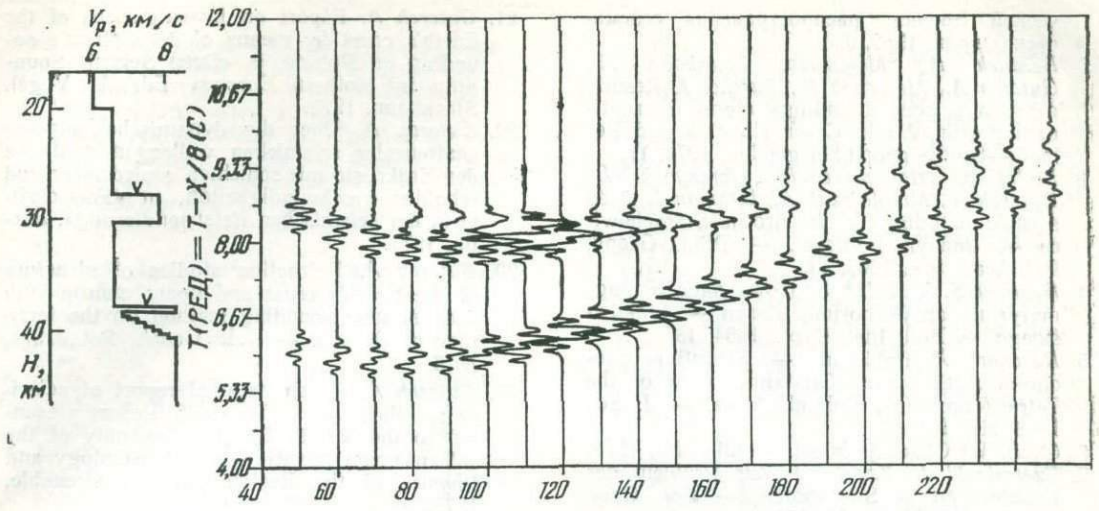



Рис. 79. Пример записи волн, отраженных от тонкослоистой модели кора — верхняя мантия в Предсудетской моноклинали.

входят в спектральные характеристики среды и, сливаясь со спектром отраженной волны, дают дополнительные экстремумы вблизи главного максимума отраженной волны. Одновременно, в зависимости от отношения длины падающей волны к временной мощности тонкого слоя, существенно изменяется амплитуда отраженной волны.

Для углов падения, больших критического, наличие тонких слоев в моделях сильнее, чем это считалось ранее, изменяет картину волнового поля. На рис. 77 и 78 виден низкочастотный локальный минимум коэффициента отражения. Для слоя пониженной скорости $v_{p_1} > v_{p_2} < v_{p_3}$ он может соответствовать второму критическому углу. Для слоя повышенной скорости $v_{P_1} < v_{P_2} > v_{P_3}$ в области углов падения, больших критического, имеется неоднородная волна, проходящая через тонкий слой по негеометрическому пути. При достаточно тонком слое неоднородная волна генерирует на нижней границе преломленные волны $P$ и $S$. Энергия возникающей неоднородной волны описывается формулой, выведенной К. Фуксом:

$$A \approx \exp\left(-\frac{\omega z}{c}\sqrt{1-\frac{c^2}{v_{P_3^2}}}\right).$$

Это выражение соответствует мнимой части угла падения, у которого действительная часть — геометрический угол направленности волны. Особенно интенсивны самые низкие гармоники. Поскольку наличие в нижней части коры слоя с высокими скоростями является «барьером» для прохождения в нижнюю литосферу энергии, проблема неоднородных волн особенно важна в исследованиях переходной зоны кора — верхняя мантия.

Одна из возможных моделей такой зоны в области Предсудетской моноклинали показана на рис. 79. Волна, отраженная от тонкого слоя в критической точке, интерферирует с неоднородной волной. В результате возникающая волна имеет главные максимумы, сдвинутые в сторону низких частот. На расстоянии околокритических углов падения неоднородная волна составляет с отраженной волной квазидифракционную кинематическую систему.

Приведенные примеры показывают, что использование частотных характеристик в процессе интерпретации материалов взрывной сейсмологии значительно расширяет математический аппарат и увеличивает количество вычислений, но одновременно позволяет получить очень ценную информацию о физической структуре отражающих границ.

## ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ V

1. *Алексеев А. С., Гельчинский Б. Я.* О лучевом методе вычисления полей волн в случае неоднородных сред с криволинейными границами раздела. — Вопросы динами-

ческой теории распространения сейсмических волн, 1959, 3.
2. *Beranek B., Mayerova, Zounkova M., Guterch A., Materzok R., Pajchel J.* Results of deep seismic soundings along international profile VII in Czechoslovakia and Poland.—Studia geoph., et geodet., 1973, **17**.
3. *Betlej K., Gadomska B., Gorczynski L., Guterch A., Mikolajczak A., Uchman J.* Deep seismic soundings of the profile Starachowice — Radzyn Podlaski. — Publ. Geoph. Pol. Acad. Sci., 1967, **14**.
4. *Bukowy S., Cebulak S.* Nowe dane o magmatyzmie antyklinorium slasko — krakowskiego. — Biul. Inst. Geol., 1964, **184**.
5. *Burchart J.* Rubidium — Strontium Isochrom Ages of the Cristalline Core of the Tetra Mountains. Poland. Amer. — J. Sc., 1968, **266**, Nr. 10.
6. *Chain W.* Obzczaja gieotiektonika, M., 1973.
7. *Czerminski J., Znosko J.* Zur Problem der Kaledoniden in Sudospolen. — Ber. Geol. Ges. DDR, 1967, A 12, 1/2.
8. *Dabrovski A., Karaczun K.* Mapa magnetyczna Polski. — Biul. Inst. Geol., 1958, **137**.
9. *Depciuch T.* Wiek bezwzgledny (K-Ar) granitoidow klodz kezlotostockich i strefy Niemczy. — Kwart. Geol., 1972, **16**.
10. *Depciuch T., Lis J.* Wiek bezwzgledny granitoidow strz elinskich. — Kwart Geol., 1973, **16**, z. 1.
11. *Depciuch T., Lis J., Sylwestrzak H.* Wiek izotopowy K-Ar skal podloza krystalicznego północno-wschodniej Polski.— Kwart. Geol., 1975, **19**, z. 1.
12. *Gadomska B., Guterch A., Uchman J.* Preliminary results of deep seismic sounding in Poland. — Bull. Acad. Pol. Sci., ser. sci. geol. et geogr., 1964, **12**, No 4.
13. *Gadomska B., Guterch A., Uchman J.* Preliminary results of deep seismic sounding in Poland. — Proceedings of the 8-th Assembly of the ESC. Budapest, 1964.
14. *Gadomska B., Guterch A., Uchman J.* Glubinnoye seysmicheskoye sondirowaniye zemnoy kory w Polshe i. Mezinarodni Symposium o HSS, Sbornik referatii. Brno, 1965.
15. *Gadomska B,. Guterch A., Uchman J.* Wyniki glebokich sondowan sejsmicznych skorupy ziemskiej w Polsce. IV Krajowy Zjazd Gorniczy. Stan i Klerunki Rozwoju Geofizyki w Polsce, czesc 2. Katowice, 1965.
16. *Guterch A.* Kinematic and dynamic analysis of seismic waves for linearly inhomogeneous models of the Eatrh's crust. — Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci., 1967, **14**.
17. *Guterch A.* Geophysical characteristics of the deep structure of the Earth's crust in Poland. — Bull. Acad. Pol. Sci, ser. sci. geol. et geogr., 1968, **16**, No 3.
18. *Guterch A.* Notes concerning the structure of the Earth's crust in Poland, Paper presented at the Assembly of the European Seismological Commission in Leningrad, 1968.
19. *Guterch A.* Warstwy niskich predkosci, granice chemiczne i fazowe w gradientowych modelach kontynentalnej skorupy ziemskiej i ich wplyw na dynamike fal sejsmicznych, Inst. Geophys. Pol. Sci. Warszawa, 1969.
20. *Guterch A.* Kinematics and dynamics of seismic waves in selected heterogeneously stratified models of the continental Farth's crust. — Publ. Inst. Geophys. Pol. Ac. Sci., 1970, **39**.
21. *Guterch A.* Report on investigations of the Earth's crust by means of deep seismic sounding on Poland, in «Deep Seismic Sounding in Nothern Europe» Ed. A. Vogel, Stockholm, 1971.
22. *Guterch A.* Uber die dynamischen eigenschaften der seismichen wellen in modellen der Erdkruste mit schichten erniedrigter und erhohter geschwindigkeiton, in «Fortschritte in der seismischen tiefensondierung», Berlin, 1971.
23. *Guterch A.* Refraction studies of structure of the Earth's crust and upper mantle with deep seismic sounding method on the territory of Poland. — Acta Geoph. Pol., 1974, № 3.
24. *Guterch A.* Polish national report of activity in seismology 1971—1975. Report presented to the XYI-th General Assembly of the International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior, Grenoble, 1975.
25. *Guterch A.* Structure and physical properties of the Earth's crust in Poland in the light of new data of the DSS, XYI-th General Assembly of the Seismological Commission, Krakow, 1976. — Publ. Inst. Geoph. Pol. Ac. Sci., 1977, A—4(115).
26. *Guterch A., Uchman J., Wojtczak-Gadomska B.* Investigations on the Earth's crustal structure in Poland by means of deep seismic sounding. — Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci., 1967, **14**.
27. *Guterch A., Materzok R., Pajchol J.* Seismic structure of the Moho-discontinuity in the region of the fore-Sudetio monocline. — Paper persented at the European Seismological Commission in Brasov, 1972.
28. *Guterch A., Materzok R., Pajchel J.* Preliminary results of deep seismic sounding on the southern part of international profile YII. — Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci., 1973, **60**.
29. *Guterch A., Materzok B., Pajchel J.* Structure of the upper mantle in the region of the fore-Sudetic monocline, in Revue des problemes geologiques des zones profondes de locorce, terrestre en basse Silesie, XY-e session de L'AZOPRO, red. K. Smulikowski, Warszawa, 1973.
30. *Guterch A., Kowalski T., Materzok R., Pajchel J., Perchuc E.* Explosion seismology strudies in Poland, Activity report. Archiwam Inst. Geofiz. PAN, 1975.
31. *Guterch A., Materzok R., Kowalski T., Pajchel J., Perchuc E.* Badanie skorupy ziemskiej na ebssarse Polski metodami sejsmologii eksplozyjnej. — Wspoczesno i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce, 1. Krakowe sympozjum, Warszawa, 1975.
32. *Guterch A., Materzok R., Pajchel J., Perchuc E.* Budowa skorupy ziemskiej wzdlus YII profilu miedzynarodowego w swietle badau metoda glebokich sondowan sejsmicznych. — Przeglad Geolog., 1975, 4.
33. *Guterch A., Materzok R., Pajchel J., Perchuc E.* Crustal structure from deer seismic sounding along the international profile YII on the territory of Poland. — XIY General Assembly of the ESC in Trieste, 1975.
34. *Guterch A., Materzok R., Pajchel J., Perchuc E., Litvinenko I. V., Platonenkova L. N., Sharov N. V.* Stroeniye zemnoy kory

na severostochnom uchastke YII mezhdunarodnogo profilya GSZ (Morag—Poland, Kaliningrad—USSR). — International Symposium on DSS, Kiev, 1975.

35. *Guterch A., Materzok R., Pajchel J., Perchuc E.* Seismic refraction studies of the Earth's crust and upper mantle on the international profile YII (preliminary results). Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci., 1975, 82.
36. *Guterch A., Materzoк R., Pajchel J., Perchuc E.* Stroeniye zemnoy kory vdol mezhdunarodnogo profilya GSZ na territorii Polchi. — International Symposium on DSS, Kiev, 1975.
37. *Guterch A., Sollogub W. B., Materzok R., Chekunov A. V., Pajchel J., Geyko V. S., Perchuc E., Livanova L. P., Kowalski T., Klushyn V. J.* Stroeniye zemnoy kory na zapadnom uchastke YIII — mezhdunarodnogo profilya GSZ (Kielce — Poland, Ternopol — USSR). — International Symposium on DSS, Kiev, 1975.
38. *Guterch A., Toporkiewicz St., Materzok R., Pajchel J., Perchuc E.* Interpretation of crustal reflected waves on the refraction profiles in the region of the fore—Sudetic monocline. — Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci., 1975, 82.
39. *Guterch A., Toporkiewicz S., Materzok R., Pajchel J., Perchuc E.* Seismic structure of the transition zone between the crust and upper mantle in the fore—Sudetic region in Poland from the interpretation of crustal reflected waves. — XIY General Assembly of the ESC in Trieste, 1975.
40. *Guterch A., Toporkiewicz S., Materzok R., Pajchel J., Perchuc E.* Seysmicheskaya struktura perekhodnoy zony kora — mantiya v predsudetskom rayone v Polsce na osnove interpretacji dokriticheskich voln. — International Symposium on DSS, Kiev, 1975.
41. *Guterch A., Kowalski T., Materzok R., Pajche J., Perchuc E.* O globokiej structurze skorupy siemskiej w rejonie Gor Swientokrzyskich. — Przewodnik XLYIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Warszawa, 1976.
42. *Guterch A., Kowalski T., Materzok R., Toporkiewich St.* Seismic refraction study of the Earth's crust in the Teisseyre —Tornquist linezone along the regional profille LT-2. — Publ. Inst. Geoph. Pol. Ac. Sci., 1976, A-2 (101).
43. *Ito K., Kennedy G. C.* The fine structure of the basalt-edlogite transition. — Mineral. Soc. Am. Spec. Pap., 1970, 3.
44. *Ito K., Kennedy G. C.* An experimental study of the basalt-garnet granulite-eclogite transition. In: The structure and physical properties of the Earth's crust (ed. J. G. Heacook), Geophys. Monogr., 1971, 14.
45. *Jakobson K. E.* K woprosu o granicje miezdu proterozoiem i paleozoiem na zapadie Russkoi platformy. Izw. A. N. SSSR. Moskwa, 1966.
46. *Kotas A.* Wazniejsze cechy budowy geologicznej Gornoslaskiego Zaglebia Weglowego na tlepozyc tectonicznej i budowy glebokiego podloza utworow produktywnych. — W: Problemy geodynamiki i tapen. Kom. Gor. PAN. I., Krakow, 1972.
47. *Kotas A.* Wystepowanie utworow kambru w podlozu Gorneslaskiego Zaglebia Weglowego. — Prz. geol. 1973, 8.
48. *Krutikhovskaya Z. A., Rusakov O. M., Pashkevich I. K., Posgay K.* Magnitnoje polie Karpatskawo regiona i niekotoryje woprosy jewo gielogiczeskoj interpretacji. Bull of the IX-th Congr. of the Carp. — Balc. Geol. Assoc. Y. III, 1971, Budapest.
49. *Ksiazkiewicz M.* Budowa geologiczna Polski IV. — Tektonika, 1972, cz. 3, Karpaty.
50. *Kubicki S., Ryka W., Znosko J.* Tektonika. — W: Skaly platformy prekambryjskiej w Polsce. cz. I. Podloze krystaliczne. Prace Inst. Geol., Warszawa, 1973.
51. *Kubicki S., Ryka W.* Krystalinik platformy wschodnio-europejskiej. — W: Budowa Geol. Polski IV. Tektonika, 1974, cz. 1.
52. *Oberc J.* Budowa Geol. Polski IV. — Tektonika, cz. 2. Sudety obszary przylegle, Warszawa, 1974.
53. *Pozaryski W.* Poludniowo-zachodnia krawedz Fennosarmacji. — Kwart. geol., 1957, 1, nr. 3/4.
54. *Pozaryski W.* Main Pre-Alpine Tectonic elements of Poland — Mat. i Prace. of the Inst. of Geoph. P. A. of Sc. Warszawa, 1973, 60.
55. *Pozaryski W.* Vertical movements along polish margin of the Eeast-European subcontinent. — Mat. i Prace. Publ. of the Inst. of Geoph. P. A. of Sc. Warszawa, 1975, 82.
56. *Pozaryski W.* Interpretacja geologiczna wynikow glebokich sondowan sejsmicznych na VII profilu miedzynarodowym.— Prz. geol., 1975, 4.
57. *Pozarski W., Tomczyk H.* Assyntian Orogen in South-East Poland. — Biul. Inst. Geol., 1968a, 237.
58. *Pozaryski W., Tomczyk H.* Strukturno-facjalnyje zony w paleozoie Siewiernoi i Wostocznoi Polszi. — Wiest. Mosk Uniw., 1968 b, Ser. 4.
59. *Pozaryski W., Tomchyk H.* Schemat pionowego podzialu tektonicznego Polski. — Biul. Inst. Geol., 1969, 236.
60. *Ringwood A. E., Green D. H.* An experimental investigations of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications. — Tectonophysics., 1966, 3, N 5.
61. *Samsonowicz J.* Objasnienie arkusza Opatow Ogolnej mapy geologicznej Polski 1:100 000, Panstw. Inst. Geol., Warszawa, 1934.
62. *Semenenko N. P., Tkaczuk L. G., Kluszin W. I.* Galocijskaya skladczataja oblast ryfeid i kaledoid i ich priedgornyj progib. — Karpato—Balkanskaja Gieol. Assoc., I Kongr., Warszawa — Krakow, 1963.
63. *Siedleckij S., Semenenko N. P., Zaidis B. B., Demidenko S. G.* Absolutny wozrost metamorficzeskich slanciew dowezozoiskawo fundamienta Polskich Karpat i Swientokrzyskich Gor. — Tr. Sesii Kom. po opr. abs. woz. gieol. form. pri ONZ, 1966, nr. 13.
64. *Sikora W.* On lineaments found in the Carpathians. — Rocz. P. T. Geol., 1976, 46, z. 1/2.
65. *Sikora W.* Kordyliery Karpat Zachodnich w swietle tektoniki plyt litosfery. — Prz. Geol., 1976, 6.
66. *Skorupa J.* Morfologia podloza magnetycznie czynnego i podloza krystalicznego w polnocno-wschodniej Polsce. — Biul. Inst. Geol., 1959, 160.

67. *Skorupa J.* Estimation of consolidation of deeper basement in Poland in the light of refraction surveys. — Publ. Inst. Geoph. Pol. Ac. Sci., 1973, **60**.
68. *Skorupa J.* Mapa sejsmiczna Polski. Wyniki regionalnych prac refrakcyjnych prowadzonych w zwiazku z rozpoznaniem glebokiego podloza. — Wyd. Geol., 1974.
69. *Skorupa J.* Skonsolidowane podloze walu pomorskiego i niecki szczecinskiej oraz obszawow przyleglych w swietle badan refrakcyjnich. — Arch. IG. Warszawa, 1976 b.
70. *Skorupa J.* Some zones of strongly differentiated, morphology of deep basement from the contact area of the paleozoic and platforms in the central Poland. — Publ. Inst. Geoph. Pol. Ac. Sci., 1976a, A—2 (1019).
71. *Sollogub W. B., Guterch A., Chekunov A. V., Materzok R., Geyko V. S., Pajchel J., Livanova L. P., Perchuk E., Klushin V. U., Kowalski T.* Structure of the Earth's crust along the international DSS profile VIII from Ternopol (USSR) to Kielce (Poland). — Acta Geoph. Pol., 1976, **24**.
72. *Sollogub W. B., Guterch A., Chekunov A. V., Materzok R., Geyko W. S., Pajchel J., Livanova L. P., Perchuc E., Kowalski T.* Deep structure of the Earth's crust along western part of international profile VIII (Kiece—Poland, Ternopol — USSR). — XIV General Assembly of the ESG in Trieste, 1975.
73. *Tomczyk H.* The Silurian Paleography. W: Geology of Poland. Stratigraphy. Part 1. Pre-Cambrian and Paleozoic, Warszawa, 1970.
74. *Tomczyk H.* Gory Swientokrzyskie. — W: Budowa Geologiczna Polski. IV, Tektonika, cz. 1. Niz Polski, Warszawa, 1974.
75. *Tomczykowa E.* Homolonotinae in Upper Silurian and lower most Devonian biostratigraphy and palaeogeopraphy. Fossils and Strata 4. Oslo, 1975.
76. *Yoder H. S., Tilley G. R.* Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. — J. Petrol, 1962, 3.
77. *Znosko J.* Sinia i kambr polnocno-wschodniej Polski. — Kwart. geol., 1965a, **9z.** N 3.
78. *Znosko J.* Pozycja tectoniczna slasko-krakowskiego zaglebia weglowego. — Biul. Inst. Geol., 1965b, **188**.
79. *Znosko J.* Jednostki tektoniczne Polski i ich stanowisko w tektonice Europy. — Kwart. geol., 1966, **10**, N 3.

# ГЛАВА VI

# СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ В СОЦИАЛИСТИЧЕСКОЙ РЕСПУБЛИКЕ РУМЫНИИ

Данные о глубинной структуре земной коры на территории Румынии до 1966 г. относились к морфологии поверхности кристаллического фундамента и глубины залегания раздела Мохо. Эти результаты в первом случае получены работами, выполненными по региональным профилям методом КМПВ, а во втором — по сейсмологии [8, 10, 21] и гравиметрическим данным [27].

Первая попытка определения мощности земной коры в Румынии с помощью взрывной сейсмологии предпринята в 1966 г. Регистрацией взрывов, произведенных по III интернациональному профилю, и регистрацией в различных точках в зоне Жибоу-Бая Маре получены данные о мощности земной коры в северо-западной части страны.

С 1967 г. начались систематические исследования методом глубинного сейсмического зондирования с целью изучения земной коры согласно проектам Европейской сейсмологической комиссии, Геофизической комиссии Карпато-Балканской геологической ассоциации и КАПГ.

На первом этапе сейсмические исследования проводились по II, а затем XI международным профилям (рис. 80).

Интернациональный профиль II проходит между гг. Галац и Кэлераши и пересекает в меридиональном направлении восточную часть Румынской равнины. Северный участок профиля расположен в районе Северо-Добруджинского мыса, а южный — на Мизийской платформе.

Интернациональный профиль XI пересекает всю территорию страны в северо-западном направлении. Начинается он в районе Галаца (Скифская платформа) и далее пересекает передовой прогиб Восточных Карпат (Фокшанская депрессия), ороген Восточных Карпат, Трансильванский бассейн, северный край гор Апусени и восточный край Паннонского бассейна.

В районах государственных границ организованы совместные полевые работы со специалистами СССР, НРБ и ВНР.

В 1975 г. исследования проводились в юго-западной части Румынии, по XII интернациональному профилю (Бэйлешть — Новач). Кроме того, производились небольшие по объему исследования в районе передового прогиба в зоне Карпатского изгиба.

## МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ

Методика полевых работ была выработана с таким расчетом, чтобы получить детальные данные о поверхности кристаллического фундамента и общую характеристику поведения более глубинных горизонтов (граница Конрада и Мохо).

Общие особенности методики полевых исследований заключались в следующем:

1. Возбуждение сейсмических волн производилось с помощью взрывов в буровых скважинах, величина заряда составляла 0,5—3 т взрывчатых веществ (динамита или пороха).

2. Упругие колебания записывались сейсмическими станциями типа «Поиск-48-КМПВ» (изготовленные в СССР); использовались сейсмографы типа СПЭН-I (изготовленные в СССР) и СИЭ (изготовленные в США), с собственной частотой 10 Гц.

3. Применялась система непрерывного профилирования и точечных зондирований (продольные, непродольные и в основном по круговому контуру).

Рис. 80. Схема расположения профилей ГСЗ:
*1* — сейсмический профиль; *2* — глубина залегания поверхности М (по данным ГСЗ).

При выборе системы наблюдения учитывалась морфология местности, возможность передвижения автотранспорта и необходимая степень детальности.

4. При непрерывном профилировании пункты взрыва располагались на расстоянии 40 км, расстояния между приемниками составляли 100 м.

5. При изучении поверхности кристаллического фундамента использовалась более высокая степень детальности, точки взрыва располагались на расстоянии 10 км с получением нагоняющих годографов.

Рассмотрим некоторые особенности методологического аспекта, применяемого в СРР, который представляет, по нашему мнению, большой интерес.

**Точечные зондирования.** Большая стоимость работ по методике непрерывного профилирования и наличие тяжелодоступных участков вдоль изучаемых профилей вынуждает при изучении поверхности Мохо в некоторых случаях применять методику точечных наблюдений. При этом расстояние взрыв — прибор выбирается с таким расчетом, чтобы регистрировать закритические отражения от границы Мохо ($\approx$90 км). Эта методика имеет определенные преимущества, так как дает большую свободу для размещения точек возбуждения и приема сейсмических волн и стоимость их небольшая.

Приемники размещались по кругу с диаметром $d$ порядка 2 км [4, 7]. Корреляция отраженных волн от раздела Мохо позволяет определить модуль и направление максимального вектора градиента ($\Delta t/d$).

Для определения глубины и наклона отраженной площадки вычисления производятся, как в «методе градиентов» (Завялов и Столярова, 1957). Сейсмическая запись при круговом зондировании показана на рис. 81. Здесь же показаны примеры максимальных градиентов для главных коррелируемых импульсов на сейсмограмме. Как видим, при определении максимального градиента, следовательно и кажущейся скорости, обратная величина градиента, используется 48 каналов регистрирующей станции. Это обеспечивает высокую точность определения кажущейся скорости, которая, как будет видно далее, имеет большое значение при определении природы волн.

Для увеличения точности значений градиентов в наблюденные времена вводятся соответствующие поправки с помощью простого способа, основанного на определении разницы времен головных волн, регистрируемых от взрыва в центре круговой установки и приходящих к сейсмографам, расположенным в противоположных точках [4].

Сейсмическое зондирование круговой установкой имеет явные преимущества по отношению к другим точечным системам зондирования, обеспечивая пространственное определение путей отраженных волн и более точное определение природы регистрированных волн.

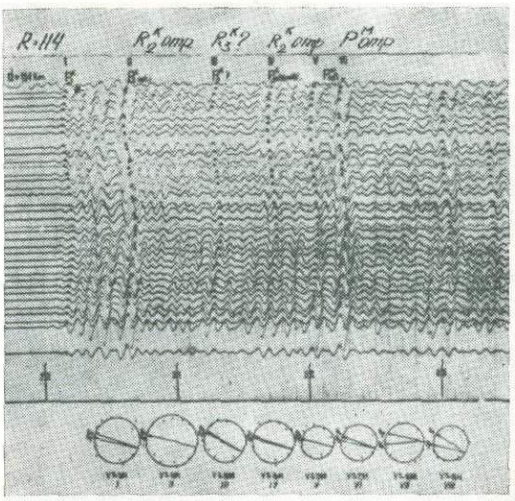



Рис. 81. Сейсмическая запись при круговом зондировании.

**Регистрация докритических отражений.** В некоторых районах (Фокшанская депрессия) получены удовлетворительные результаты регистрации докритических отражений с помощью линейного группирования из девяти взрывов на расстояниях 25 м друг от друга. В других зонах (северо-западной части Трансильванской впадины) записаны докритические отражения без использования группирования и, наконец, имеются районы, где применялось всевозможное группирование, однако положительные результаты не получены (Мизийская платформа).

В общем проведенные эксперименты иллюстрируют возможность регистрации докритических отражений с использованием группирования взрывов, но имеются и районы со специфическими сейсмологическими условиями, где невозможно зарегистрировать интересующие нас волны.

**Скоростная характеристика разреза.** Построение сейсмических разрезов на основании непрерывных наблюдений осуществлялось методом полей времен. При использовании этого метода для глубоких горизонтов необходимо знание закона изменения скорости с глубиной. На глубине порядка 20 км скорости (рис. 82) и лучевые диаграммы определялись способом, основанным на использовании рефрагированных или головных волн, зарегистрированных в первых вступлениях [16]. Сложные вычисления произведены с помощью ЭВМ в Институте геофизики АН УССР. Для глубин ниже 15 км использовался способ, в основе которого лежит аппроксимация покрывающей среды двумя слоями: «осадочным», в пределах которого скорости определялись указанным выше способом, и «кристаллическим», где скорость принималась постоянной, равной 6,5 км/с. Это способ имеет положительные стороны, так как одновременно учитывается влияние осадочного чехла.

При регистрации точечных зондирований круговой установкой определялось положение отражающих площадок методом градиентов, а при определении их некруговой установкой глубины вычислялись с помощью формул, предполагая, что покрывающая среда однородна и отражающий элемент горизонтален.

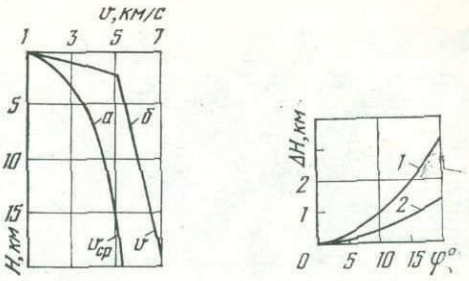



Рис. 82. Зависимость скорости от глубины:
*а* — средняя скорость; *б* — пластовая скорость.

Рис. 83. Зависимость погрешности в определении глубины до отражающих границ от угла наклона:
*1* — $x=100$ км; *2* — 60 км.

**Относительные погрешности определения глубин.** Вычислены глубины залегания отражающих площадок с учетом погрешности на неточность определения времени, скоростей и расстояний по приближенной формуле

$$h = 1/2\sqrt{v^2 t^2 - x^2}.$$

Относительная погрешность определения глубины горизонта имеет следующий вид [19]:

$$\frac{\Delta h}{h} = \left[\left(1 + \frac{x}{2h}\right)^2\right]\left(\frac{\Delta v}{v} + \frac{\Delta t}{t}\right) + \left(\frac{x}{2h}\right)^2 \frac{\Delta x}{x}.$$

Из формулы видно, что исходные погрешности $\Delta v$, $\Delta t$ и $\Delta x$ увеличиваются пропорционально квадрату расстояния между точкой взрыва и точкой регистрации.

Для вероятных величин: $\Delta t/t = 0{,}4\%$; $\Delta v/v = 2\%$; $\Delta x/x = 2\%$; $h = 35$ км и $x = 100$ км, для $h$ относительная погрешность составляет приблизительно 8% (2,8 км); с теми же величинами, но для $x = 140$ км относительная погрешность увеличивается на 13% (~5 км). Из этого следует, что использование записей на очень больших расстояниях (закритические отражения) ведет к большим погрешностям в вычислении глубин.

При определении погрешностей, обусловленных наклоном границ, вычислена разница между глубинами, полученными с учетом наклона границы и без него. На графике (рис. 83) показаны небольшие погрешности при на-

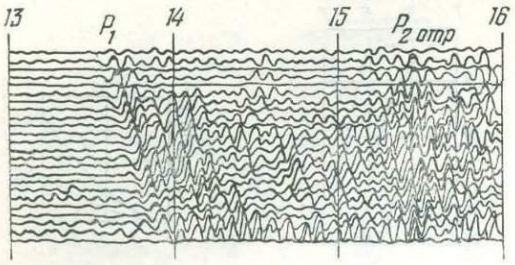



Рис. 84. Запись сейсмических волн от поверхности фундамента ($P_1$) и границы в консолидироганной коре ($P_{2отр}$) в районе Фокшанской депрессии.

клоне, не превышающем 10°, и значительные погрешности при залегании границы на больших глубинах.

## ПРИРОДА СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

На основании проведенных сейсмических глубинных зондирований можно охарактеризовать общую картину коровых и подкоровых сейсмических волн. Кинематические и динамические свойства волн, зарегистрированных на территории СРР, сходны с другими районами Европы.

Синтезируя данные по всем профилям, волны можно разбить на несколько групп:

1. Головные и рефрагированные волны, образованные в осадочном слое, характеризуют горизонты, представленные в основном известково-доломитовыми толщами различного геологического возраста. Так, на Мизийской платформе главные волны с характерными динамическими особенностями образуются на границах меловых известняков, триасовых доломитов и палеозойских известняков. Граничные скорости, соответствующие этим горизонтам, равны 4,5—6,2 км/с (профиль II).

В передовом прогибе Восточных Карпат (Фокшанская депрессия) сейсмические исследования выявили ряд рефрагированных волн (однократных и многократных), которые наблюдаются на расстоянии 15 км от точки взрыва.

2. Головные волны (слаборефрагированные), образованные на поверхности консолидированной коры (кристаллический фундамент), регистрируются на расстоянии свыше 30 км от точек взрыва; граничные скорости этой поверхности равны 5,9—6,2 км/с. Несколько большие значения скорости (6,7 км/с) получены в зоне Карпатского изгиба (Фокшанская депрессия), но поверхность фундамента здесь залегает на глубине 18 км.

3. Головные и отраженные волны от раздела в консолидированной коре регистрируются на расстоянии 40—50 км. В некоторых зонах их корреляция осложняется присутствием многочисленных волн, образованых на границах в осадочной толще.

В центре Трансильванской впадины головные волны от этой границы получены с граничной скоростью порядка 7 км/с (профиль XI), поэтому мы считаем эту границу поверхностью Конрада.

В других районах волны, образованные этим горизонтом, имеют характер отраженных импульсов. Таким образом, в зоне передового прогиба Карпат на расстоянии 40—56 км от точки взрыва зарегистрирована сильная волна с большой кажущейся скоростью (выше 10 км/с), которая интерпретирована нами как отражение от раздела Конрада (?) (рис. 84).

4. Волны, отраженные от раздела Мохо, обычно регистрируются на расстоянии 70—140 км от ПВ. Однозначное определение и корреляция этих

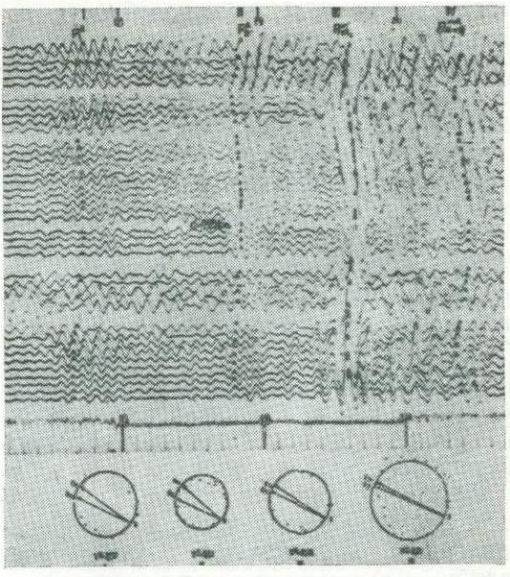


Рис. 85. Сейсмограммы кругового зондирования в районе Апусени. Запись отражения от одной границы М.

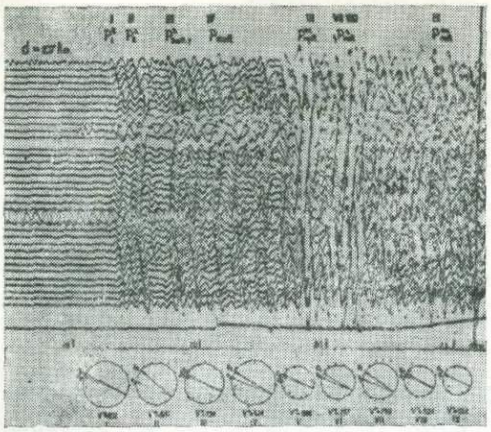


Рис. 86. Сейсмограммы кругового зондирования в районе Апусени. Запись отражения от двух границ М.

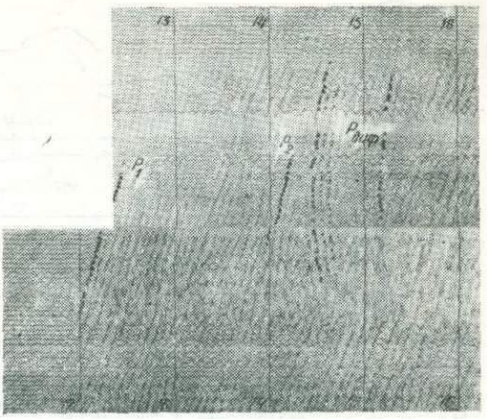


Рис. 87. Записи дифрагированных волн на профиле XI.

волн возможны благодаря их большой амплитуде. Проиллюстрируем это сейсмограммой кругового зондирования, полученного в северной части гор Апусени (рис. 85, 86). На некоторых сейсмограммах, зарегистрированных в этом районе, коррелируются две волны с большой энергией ($\Delta t = 0{,}2 \div 0{,}4$ с), которые соответствуют сейсмическим границам, расположенным у основания земной коры.

Кроме перечисленных главных типов сейсмических волн, имеются и другие волны от сейсмических границ в верхних и нижних слоях коры. Их спорадическое прослеживание из-за неполной системы наблюдения не дает возможности говорить о их природе.

Описанная волновая картина иногда осложняется присутствием других типов волн, которые могут нарушить или замаскировать полезные волны от глубинных разделов земной коры. В числе волн-помех существуют многократные волны преломленно-отраженного типа и преломленно-дифрагированные волны, образованные в районе тектонических нарушений (рис. 87). Общим для указанных многократных волн (типа PEP, по Майсснеру) является их большая энергия. Амплитуда их иногда может в два раза превышать амплитуду первых вступлений. Речь идет об одной волне, наблюдаемой в интервале 70 км от ПВ, по профилю II.

Преломленно-дифрагированные волны во многих случаях могут давать ценную информацию о положении разломов.

Кроме указанных волн (образованных тектоническими нарушениями), регистрируются волны с кажущимися скоростями, равными бесконечности (или отрицательными), которые наблюдаются на небольших расстояниях и являются, видимо, преломленно-дифрагированными (на различных уровнях коры).

## РЕЗУЛЬТАТЫ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

**Профиль XI — Галац — Орадеа** (рис. 88). Структурный разрез земной коры вдоль профиля XI наиболее интересный, так как пересекает различные тектонические зоны.

Земная кора по этому профилю состоит из нескольких блоков с различными структурами, свойственными соответствующим геологическим единицам, разделенным глубинными разломами.

Самый восточный разлом, выявленный по этому профилю, представлен продолжением северо-западного Добруджинского разлома: Печеняга—Камена. Как и на профиле II, описываемый разлом практически вертикален и по нему граница Мохо смещается по глубине на 10 км; участок профиля восточнее этого разлома расположен в Северо-Добруджинском орогене и опущен.

Рассматривая структуру земной коры этих двух участков у разлома Пе-

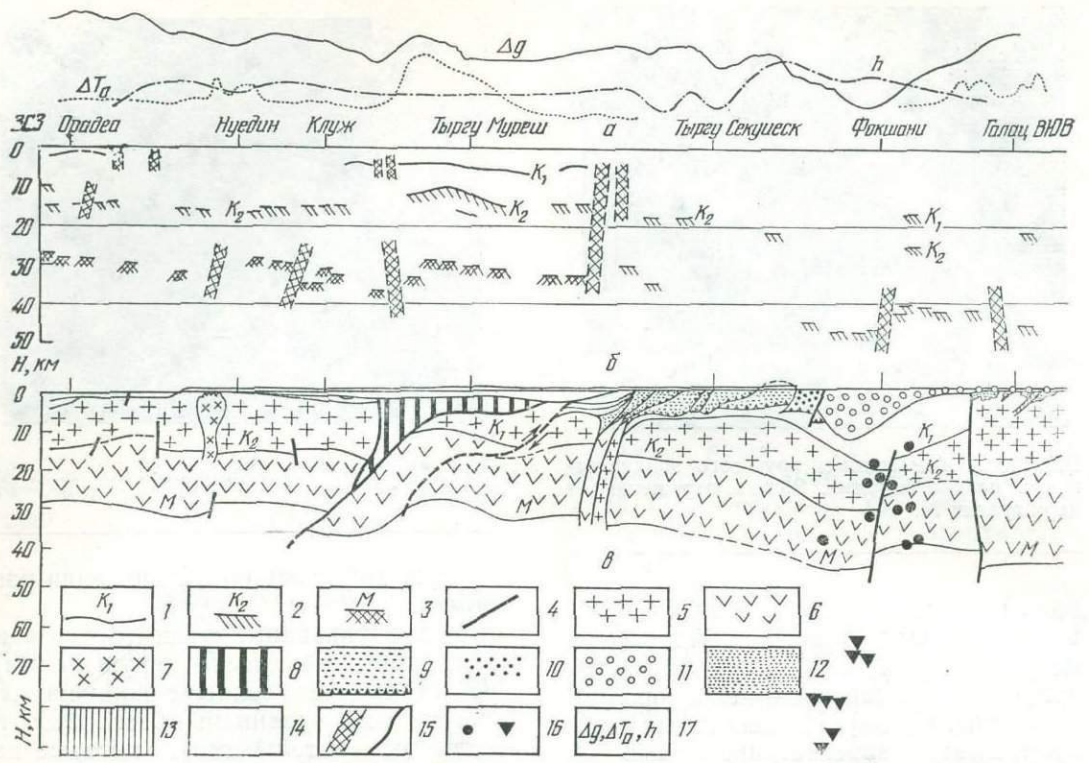



Рис. 88. Характеристика геофизических полей (*а*), сейсмический разрез (*б*) и геологическая интерпретация по профилю XI (*в*):

*1* — поверхность консолидированной коры; *2* — граница в консолидированной коре; *3* — поверхность М; *4* — условные границы (геологическая интерпретация); *5* — «гранитный» слой; *6* — «базальтовый» слой; *7* — интрузивные породы; *8* — трансильванский и металиферный шарьяжи; *9* — карпатский флишевый покров; *10* — внутренняя зона передового прогиба; *11* — внешняя зона передового прогиба; *12* — палеозойские и мезозойские формации Добруджи (зоны Мэгин и Тулча); *13* — структурная единица Никулицол; *14* — посттектонические формации и платформенный покров; *15* — глубинные разломы; *16* — гипоцентры землетрясений; *17* — графики аномалии силы тяжести в редукции Буге, напряженности магнитного поля (в гаммах) и современного движения земной коры (в мм/год).

ченяга—Камена, можно установить большое различие в мощности «гранитного» и «базальтового» слоев. Большая мощность «гранитного» слоя в Северной Добрудже частично объясняет это положение, поскольку в этом районе можно предположить более интенсивные эрозионные процессы. На востоке кристаллический фундамент покрыт маломощным осадочным слоем (неоген), западнее разлома он перекрыт очень мощными осадками (от неогенового до палеозойского возраста). Различие между указанными тектоническими зонами подчеркивается и тем, что западнее разлома расположена Мизийская платформа, а на востоке находится альпийский ороген (Северная Добруджа). Все указанные явления подчеркивают значение линеамента Печеняга — Камена, который не только является глубинным разломом вертикального смещения, но и зоной горизонтальных перемещений.

Между разломом Печеняга — Камена и восточным краем складчатой Карпатской области расположена Фокшанская депрессия. Она характеризуется минимумом силы тяжести асимметричной формы и соответствует Внешней зоне (эпикратонной) Карпатского передового прогиба [9, 11, 12]. Под неогеновой молассовой толщей залегают мезозойские и палеозойские отложения. Кристаллический фундамент (того же типа, что и в Центральной Добрудже) залегает, по данным сейсмического зондирования, на глубине порядка 20 км в районе г. Фокшаны.

Здесь же (в Фокшанах) разделы Мохо и Конрада нарушены глубинным разломом, который прослежен и в осадочной толще. В зоне этого разрыва

группируются гипоцентры землетрясений района Вранча. Изучение механизма в очагах землетрясений для этой зоны дает основание П. Константинеску [6] и С. Раду [22] считать, что разлом трассируется в северо-восточном направлении. Т. Йосиф и С. Йосиф [16, 17] утверждают, что разлом имеет западное и северо-западное направление, которое менее соответствует структурным элементам изгиба Карпат. В обоих случаях глубинный разлом позволяет предположить существование зоны Биньоффа, но его горизонтальные размеры существенно ограничены, что вызывает серьезные сомнения относительно правомерности подобного предположения. Поэтому необходимо предположить, что разлом, с которым связаны землетрясения в районе Вранча, представляет собой довольно узкую, но удлиненную «пластину», которая после пересечения коры погружается в верхнюю мантию. Небольшие размеры его в горизонтальном направлении объясняются, видимо, наличием глубинных разрывов Канидава — Канара и Кэлэраш — Фьорбинец, ограничивающие распространение его в северо-восточном и юго-западном направлениях.

Под Восточными Карпатами сейсмические исследования еще не закончены. По предварительным данным толщина коры здесь составляет 50 км.

К западу мощность коры постепенно уменьшается и в районе Трансильванского бассейна не превышает 33—34 км. Между Тыргу Муреш и Клуж Напока выявлены два коровых разлома, которые объясняют механизм образования шарьяжей, известных в Восточных Карпатах [26].

Западнее Тыргу Муреш (западная часть Трансильванской депрессии) очень интенсивные геомагнитные и гравиметрические аномалии и данные буровых скважин свидетельствуют о существовании в этом районе под осадочным покровом пород основного состава. Местоположение указанных геофизических аномалий совпадает с утонением земной коры (28 км) и неглубоким залеганием основных пород (10 км). В этой зоне выявлен глубинный разлом, представляющий собой «рубец» древней зоны Биньоффа, вдоль которого перемещалась магма, в результате чего образовались банатиты Влэдяса [23].

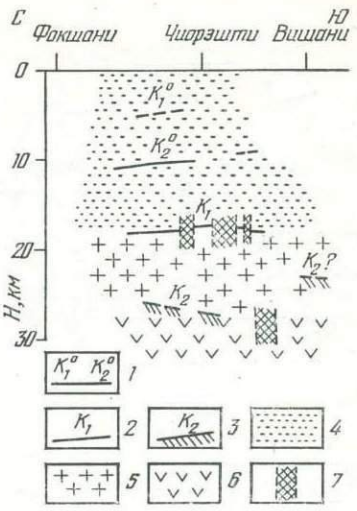



Рис. 89. Сейсмогеологический разрез по профилю XI:

*1* — сейсмические границы в осадочной толще; *2* — поверхность консолидированной коры; *3* — границы в консолидированной коре; *4* — осадочная толща; *5* — «гранитный» слой; *6* — «базальтовый» слой; *7* — глубинные разломы.

Западный край профиля XI пересекает северную часть гор Апусени и продолжается в районе Паннонской депрессии.

Земная кора гор Апусени состоит из трех блоков различных размеров, ограниченных глубинными разломами (рис. 88). Исключая блок, расположенный между Клуж Напока и Гуедином, мощность земной коры уменьшается с востока на запад; в Клуж Напока она составляет 35 км, а в Орадии — 28 км.

В Паннонской депрессии (на границе с Венгрией) земная кора имеет мощность 27—28 км.

**Профиль XI$_1$** (передовой прогиб Карпатского изгиба). Для изучения поверхности кристаллического фундамента, залегающего в районе Предкарпатского прогиба на очень большой глубине, проведены исследования ГСЗ на профиле XI$_1$. Результаты исследования, приведенные на разрезе земной коры (рис. 89), где прослежено два горизонта: первый — поверхность кристаллического фундамента, залегающего на глубине 18—20 км, и второй — в консолидированной коре (возможно, раздел Конрада) на глубине 26—28 км. Оба горизонта нарушены зонами разломов.

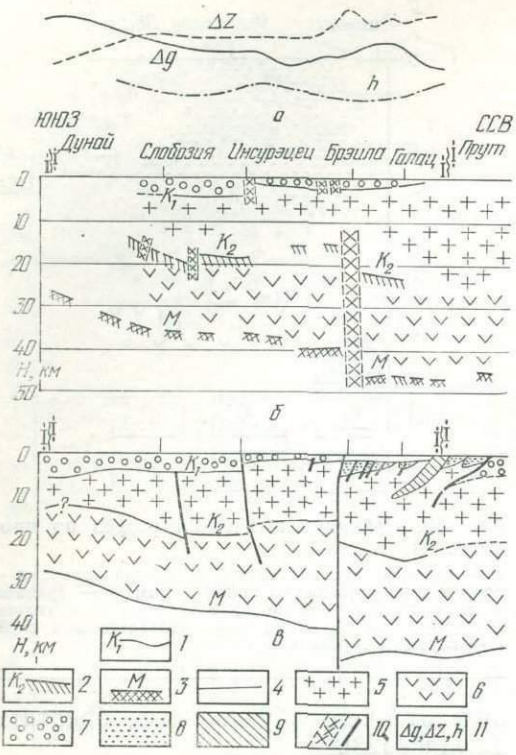



Рис. 90. Характеристика геофизических полей (*а*), сейсмический разрез (*б*) и геологическая интерпретация (*в*) по профилю II:

*1* — поверхность консолидированной коры; *2* — граница в консолидированной коре; *3* — поверхность M; *4* — условные границы по данным геологической интерпретации; *5* — «гранитный» слой; *6* — «базальтовый» слой; *7* — внешняя зона передового прогиба; *8* — палеозойские и мезозойские формации Добруджи (зоны Мэгин и Тулча); *9* — структурная единица Никулицел; *10* — глубинные разломы; *11* — аномалии силы тяжести в редукции Буге, напряженности магнитного поля (в гаммах) и современного движения земной коры (в мм/год).

Главный разлом, амплитуда которого по второму горизонту 10 км, представляет собой, вероятно, северо-западное продолжение Добруджинского линеамента Капидава — Овидий. Он, видимо, обнаружен и по профилю II (разлом Слобозия).

**Профиль II (Галац — Кэлэраши)** расположен восточнее Карпат и пересекает две главные геологические единицы: Северо-Добруджинский ороген и Мизийскую платформу. Эти регионы разделены разломом Печеняга — Камена, который очень четко виден на сейсмическом разрезе по профилю II. Мощность земной коры севернее указанного разлома порядка 46 км; кора становится более толстой за счет «гранитного» слоя под Северо-Добруджинским орогеном (рис. 90). Это объяснялось при описании результатов по профилю XI—V.

Южнее указанного разлома в пределах Мизийской платформы сейсмическими исследованиями выявлено еще два разлома. Один из них, видимо, соответствует Капидава — Овидию, который ограничивает с юга зону зеленых сланцев (Центральная Добруджа). На основании геологических данных можно считать разлом Слобозия более древним (допалеозойским), представляющим собой западное продолжение разлома Капидава — Овидий.

На южном конце профиля кора становится более тонкой (в зоне р. Дунай мощность ее 27 км) в основном за счет «гранитного» слоя. На территории Болгарии получены такие же мощности земной коры.

**Зона Карей-Бая Маре.** Как указывалось выше, в этой зоне выполнен ряд сейсмических зондирований. Мощность земной коры здесь невелика (24—28 км) и соответствует толщине, установленной на территории Венгрии.

Данные, полученные по территории Румынии, коррелируемые с данными Международного профиля III, позволили объяснить шарьяжи карпатского орогена [24].

**Профиль XII (Бэилешть — Себеш).** В 1975 г. в небольшом объеме проведены сейсмические исследования по этому профилю. На сейсмическом разрезе (рис. 91) выявлено утолщение земной коры в платформенной зоне (южная часть) карпатской орогенной области. Если в зоне Бэилешть — Филиаш кора имеет мощность 30—32 км,

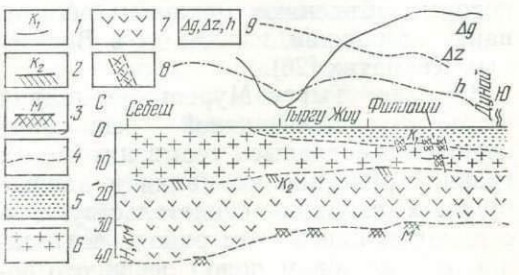



Рис. 91. Характеристика геофизических полей и сейсмологический разрез по профилю XII:

*1* — поверхность консолидированной коры; *2* — граница в консолидированной коре; *3* — поверхность M; *4* — условная граница; *5* — осадочный слой; *6* — «гранитный»; *7* — «базальтовый»; *8* — глубинные разломы; *9* — графики аномалии силы тяжести в редукции Буге, напряженности магнитного поля (в гаммах) и современного движения земной коры (в мм/год).

то под Южными Карпатами (г. Себеш) — порядка 40 км. Эти данные получены по исследованиям методом кругового зондирования, причем интерпретация проведена без учета наклонов отражающих горизонтов. Если учесть этот фактор, возможно, кора на профиле имеет мощность свыше 40 км. Мощность «базальтового» слоя больше, чем мощность «гранитного».

**Схема по поверхности Мохо.** Данные, полученные сейсмическими глубинным зондированием, в комплексе с гравиметрическими расчетами [27] позволили составить схему поверхности Мохо для всей территории Румынии. Точность этих построений невелика, так как многие важные структурные элементы не учитывались, однако эти построения позволяют составить представления относительно конфигурации основания земной коры в свете имеющихся геофизических данных.

Как видно из приведенной схемы (рис. 92), мощность земной коры на территории Румынии изменяется в пределах 25—50 км. Наибольшая мощность (42—50 км) находится под орогенами (альпийским и герцинским), подтверждая таким образом предположение о существовании «корней гор». Исключение составляют горы Апусени, где мощность коры 30—35 км.

Установлена некоторая закономерность — в северо-восточной части территории Румынии толщина коры больше, чем в юго-западной. Самые малые величины мощности наблюдаются в западной части страны, в зоне восточного обрамления Паннонской депрессии.

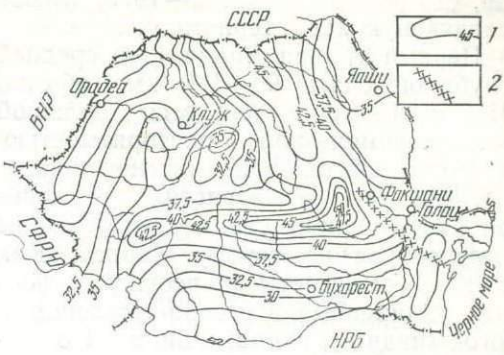



Рис. 92. Схема поверхности М по данным гравиметрии и сейсмометрии:
*1* — изогипсы; *2* — глубинные разломы.

## ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ В СВЕТЕ ТЕОРИИ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СЕЙСМОТЕКТОНИКИ ТЕРРИТОРИИ РУМЫНИИ

В отношении общей структуры и мощности земной коры в Румынии необходимо отметить тенденцию к уменьшению мощности под Трансильванским (до 28—30 км) и Паннонским (до 26—28 км) бассейнами; наличие «корней гор» под Карпатами и существование линеамента северо-западного простирания, пересекающего восточную часть Румынии, вдоль которого мощность коры изменяется приблизительно на 10 км.

Этот линеамент трассируется за пределы Румынии в северо-западном направлении (СССР и Польша) и в юго-восточном вдоль северного берега Черного моря. Поэтому он считается «линеаментом» глобального значения и расположен у границы древней Восточно-Европейской платформы, фундамент которой покрыт в краевой зоне более молодыми отложениями.

Вся континентальная геологическая структура Румынии и соседних стран характеризуется скоплением древних небольших плит или микроплит, расположенных между крупными плитами: Евроазиатской и Африканской.

Геологическая эволюция микроплит с точки зрения общей тектоники интерпретировалась по разному в глобальном (Дею и др., 1973) и в региональном аспектах (Рэдулеску, Сэдулексу, 1973; Бляху и др., 1973; Рэдулеску, 1973; Бокалетти и др., 1973; Рэдулеску и др., 1976).

Возникает вопрос, что происходило во время четвертичного периода? Для ответа на него необходимо привлечение материалов сейсмотектоники.

**Сейсмическая активность на территории Румынии.** Как известно, в Румынии регистрируются два типа землетрясений: сейсмические явления в изгибе Восточных Карпат (зона Вранча) и неглубокие землетрясения, известные под названием «молдавских» (И. Атанасиу) или «карпатских» (П. Константинеску, Д. Енеску, К. Раду и др.). Эти два типа землетрясений, по данным П. Константинеску, И. Кор-

ня, Д. Лэзэреску, 1972—1975, имеют следующую характеристику.

Первый (район Вранча) со средней глубиной очага 90—160 км (обычно 150 км) характеризуется большой микросейсмической повторяемостью, часто значительной интенсивностью ($M=7{,}4$ для землетрясения 10 ноября 1940 г.) при увеличении глубины гипоцентров в сторону Карпат. Как правило, изосейсты элипсовидной формы, удлиненные в северо-восточном и юго-западном направлениях. Что касается механизма в очаге (Константинеску, Енеску, 1962, 1964; Ристема, 1974а, 1974б), то направление разломов имеет два плана: один ориентирован на северо-восток с наклоном к северо-западу, касательный к Карпатскому изгибу и параллельный шарьяжным покровам, другой — на северо-запад с наклоном на юго-запад. Это указывает на наличие определенной связи с тектоническим линеаментом Печеняга — Камена и с подольским краем Восточно-Европейской платформы.

Второй тип — неглубокие землетрясения (10—30 км) с небольшой интенсивностью расположены в следующих районах:

1. Вдоль края Молдавской платформы (Рэдэуць, Бакэу, Аврэмень), где они связаны со ступенчатыми разломами, благодаря которым кристаллический фундамент погружается под Карпатский передовой прогиб.

2. В депрессии Бырлад, фундамент которой представлен частично Молдавской платформой и более молодой эпигерцинской.

3. У внешнего края депрессии Одобешти — Фокшаны, находящейся на периферии карпатской зоны погружения.

4. Вдоль разлома Кымпулунг — Плоешти — Фьербинць — Кэлэраш.

5. В центральной зоне Южных Карпат (горы Фэгэраш), связанной с разломами, проходящими вокруг межгорной депрессии (Ловиштя).

6. В юго-западной части Румынии (так называемые Дунайские и Банатские землетрясения) вдоль некоторых глубоких посторогенных разрывов (Молдова Ноуэ-Врсак, Терегова, Оравица, Тимишоара—Винга—Вариаш), происшедшие в фундаменте Южных Карпат.

7. У раздела между Паннонской депрессией и горами Апусени (зона Орадеа — Карей) или в Восточных Карпатах (Сигет Мармации—Окна Шугатаг), где сейсмическими исследованиями обнаружена система разрывов.

8. Вдоль береговой линии Черного моря (понтические землетрясения) от Констанцы до Мангалии (Добруджинская зона) и через государственную границу с НРБ (область Шабла). Они произошли, вероятно, в районе пересечения глубинных региональных разломов, связанных с окончанием шельфа. Изосейсты этих землетрясений имеют удлиненную форму и вытянуты в северо-западном направлении, обнаруживая существование глубоких разломов, параллельных Печеняга—Камена и Капидава—Овидий. Несколько землетрясений местного характера зарегистрировано в Трансильвании (окна Муреш — Тырнэвень — Жибоу), Северной Добрудже (Исакча — Тулча) и т. д.

**Выводы о сейсмотектонике.** Структурные данные о земной коре и расположение гипоцентров землетрясений указывают на существование в современный период, представляющий собой посторогенную фазу на континентах, на территории Румынии трех регионов, отличающихся по своим динамическим процессам.

Первым регионом является Восточно-Европейская платформа, которая находится в восточной части Румынии. Вдоль юго-западной границы платформы резко уменьшается толщина земной коры. Разница в мощности земной коры в районе «подольского линеамента» непостоянна, что привело к шарьированию краев древней платформы. Это относится и к механическим процессам на границах интраконтинентальных плит.

Ступенчатые разломы и неглубокие землетрясения в северо-восточной части Румынии могут представить фазу экспансии, а наблюдаемые разломы в районе Бырлад (указывающие на сдвиг плиты в юго-западном направлении) могут быть интерпретированы как активный «сдвиг», вызванный форландом. При этом необходимо учитывать некоторые процессы вращения микроплиты вправо, что вызвано древними процессами. Это подтверждается миграцией на юг к изгибу Восточ-

ных Карпат неогенового вулканизма (Д. Рэдулеску, М. Бляху, К. Морелли, И. Корня, В. Лэзереску),

Вторым и третьим регионами являются Мизийская и Интраальпийская микроплиты. Между ними происходят процессы субдукции, согласно положениям гипоцентров в районе Вранча, вдоль зоны Биньоффа. Это проявляется у изгиба Восточных Карпат, где происходит тройное пересечение глубинных разломов — «подольский», «Тетис» и Карпатский пересекаются между собой.

В результате этих подкоровых процессов образовалась новая третичная депрессия (Фокшаны — Одобешты). Аналогичные причины обусловили образование «корней гор», более развитых в Карпатском прогибе, чем в Восточных и Южных Карпатах. Поскольку зона Биньоффа, наблюдаемая в районе Вранча, имеет ограниченные горизонтальные размеры, следует считать, что процессы субдукции—это реликты тектонических процессов, происходящих в более древнее время.

Процессы субдукции между Мизийской и Интраальпийской микроплитами затухают к западу вдоль Восточных Карпат. Между ними активны только некоторые разломы, вдоль которых происходят местные землетрясения, гипоцентры их расположены на небольшой глубине. По направлению к Паннонской зоне эти плиты, видимо, уже спаены между собой. Вероятно, аналогичные рассуждения, действительны и в отношении Трансильванской и Паннонской зон, относящихся к Интеральпийской микроплите, отделенной зоной разрывов с неглубокими землетрясениями.

### ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ VI


1. *Гамбурцев Г. А. и др.* Корреляционный метод преломленных волн. М., Изд-во АН СССР, 1952.
2. *Гейко В. С.* Определение средней и эффективной скорости по годографу рефрагированной волны при произвольном нарастании скорости с глубиной. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1970, № 3.
3. *Константинеску П.* Способ улучшения методики точечных сейсмозондирований. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. К., 1977.
4. *Пузырев Н. Н., Крылов С. В., Потапьев С. В.* Точечные сейсмические зондирования. — В кн.: Методика сейсморазведки. М., 1965.
5. *Bleahu M., Boccaletti M., Manetti P., Peltz S.* Neogene Carpathian Arc: A continental arc displaying the features of an «Island Arc». — J. Geophys. Res., 1973, 78, N 23.
6. *Constantinescu P., Cornea I., Lăzărescu V.* An approach to the seismotectonics of the Roumanian Estern Garpathians. — Rev. Rum. Géol. Géophys. Géogr. Ser. Géophys., 1973, 17, N 2.
7. *Constantinescu P., Cornea I., Lăzărescu V.* Resent seismic information of the lithosphere in Romania. — Pros. of 14-th Sess. Europ. Seism. Commis., Trieste, 1974.
8. *Constantinescu P.* Metoda undelow reflectate (Cap III) din «Prospectiuni Geofizice» II, Editura tecniča, Bucuresti, 1965.
9. *Constantinescu P., Cornea I., Enescy D., Pătrut St., Rădulescu F., Spânoche S.* Evaluatienns préliminaires de l'epaisseur de la croute terrestre sur le territoire de Roumanie. — Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr. Ser. Géophys., 1970, 14, N 1.
10. *Constantinescu P., Mituch E., Posgay K., Rădulescu F.* Deep seismic sounding in the eastern part of the Pannonian basin along the international profile XI for the investigation of the Earth's crust, conducted by Hungarian and Rumanian parties in cooperation. — Geophys. Transactions of Hungarian Geophys. Inst. Roland. Eötvös, 1975, 23.
11. *Cornea I., Constantinescu P., Radulescu F., Pătrut St.* Structura scoartei tereste si a mantalei superioare în zona curfurii Carpatilor. — Stud. cerc. geol., geogr., geof. Ser. Geof., 1972, 10, N 1.
12. *Demetrescu G.* Cutremurul de la 18 mai 1845 din muntii Vrancei. Date provizorii asupra structurii scoartei terestre in regiunea Bucuresti. — Bul. St. Acad. PRP, 1953, N 5.
13. *Dumitrescu I., Săndulescu H., Lăzărescu V., Mirăută O., Pauliuc S., Georgascu C.* Mémoire à la Carte tectonique de la Roumanie. — Ann. Com. Geol., 1962, N 32.
14. *Enescu D., Cornea I., Constantinescu P.* Primele încercări de evaluare a grosomii scoartei terestre în Romănia prin sondaje seismice punctaule. Consideratii asupra structurii mantalei superiore. — Stud. cer. geol., geof., geogr. Ser. Geof., 1967, 5, N 2.
15. *Iosif T.* Structura scoartei terestre sub teritoriul RPR. — Stud. cerc. ostr. seismologie, 1958, 3, N 2.
16. *Iosif S.* Some tectonics aspects of Vrancea region (Roumania). — Proc. of 14-th Gen. Assem. Europ. Seism. Commis., Trieste, 1975.
17. *Morelli C. Cornea I., Lăzărescu V.* A seismotectonic comparison between the Eastern Carpathians and Calabrian — Sicilian Arc Bends. — Proc. of 14-th Sess. Europ. Seism. Commis., Trieste, 1974.
18. *Patrut St.* Probleme ale sondijului seismic de adîncime. — Stud. cerc. geol. geogr. Ser. Geof., 1970, 8, N 2.
19. *Radu C.* Data asupra scoartei terestre a RPR. — Stud. cecr. astr. seismologie, 1958, 2.
20. *Radu C.* Contribution a l'etude da la séismicité de la Roumania et comparaison avec du bassin méditerranéen et en particulier avec la séismicité du sudest de la France, Thèse, Strassbourg, 1974.

21. *Rădulescu D., Săndulescu M.* The plate tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. — Tectonophysics, 1973, N 16.
22. *Rădulescu D., Cornea I., Săndulescu M., Constantinescu P., Rădulescu F., Pompiliian Al.* Structure de la croute terrestre en Romanie — essai d'interpretations des études sismiques profonds. — An. Inst. Geol. er Geoph., 1976, 5.
23. *Ritsema A. R.* General trends of fault plane solutions in Europe. — Proc. of 14-th Gen. Assem. Europ. Seism. Commis., Trieste, 1975.
24. *Săndulescu M.* Problèmes structuraux des Carpates Roumaines et leur Avant — pays. — An. Com. Geol., 1968, N 36.
25. *Săndulescu M.* Harta tectonică o României. Bucuresti, Ed. Inst. Geol., 1970.
26. *Săndulescu M.* Essai de synthese structural des Carpates. — B. S. G. F. 1975, 17, N 3.
27. *Socolescu M., Popovici D., Visarion M., Rosca V.* Structure of Earth's crust in Romania as based on the gravimetic data. — Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr. Ser. Géophys., 1964, 8.

# ГЛАВА VII ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Территория европейской части СССР имеет очень сложное геологическое строение. Огромную площадь занимает Восточно-Европейская платформа, где поверхность кристаллического фундамента в большинстве регионов залегает на глубинах до 5—6 км и только в районе Днепровско-Донецкого авлакогена и Прикаспийской впадины мощность осадочного чехла увеличивается и на некоторых участках достигает 20 км. В пределах рассматриваемой платформы имеется два района, где кристаллическое основание выходит на дневную поверхность — Балтийский и Украинский щиты.

Восточно-Европейскую платформу обрамляют более молодые регионы. На востоке расположен Урал герцинского возраста с соответствующим передовым прогибом. На юге древняя платформа контактирует с более молодой скифской платформой, а последняя — с молодыми горными сооружениями Кавказа и Крыма.

Непосредственно с Восточно-Европейской платформой граничат сооружения Карпат с передовым прогибом.

На рассматриваемой территории в большом объеме проведены исследования методом ГСЗ с целью изучения структуры земной коры. К сожалению, профили ГСЗ распределены здесь неравномерно, менее всего изучена центральная часть Восточно-Европейской платформы.

В исследованиях участвовали многие геофизические организации, представители которых и являются авторами отдельных разделов настоящей главы.

В главе описывается структура земной коры, причем материалы распределены по историко-геологическому принципу: вначале приводятся данные по наиболее древним регионам (Балтийскому и Украинскому щитам), а затем по молодым орогенным структурам.

Заканчивается глава рассмотрением теоретических и методических вопросов проведения исследований методом ГСЗ.

## СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА *

**Краткий обзор зарубежных сейсмических работ на Балтийском щите.** Систематическое изучение строения земной коры Балтийского щита сейсмическими методами началось после 1950 г. с появлением более разветвленной сети сейсмологических станций и применением методов взрывной сейсмологии в связи с проектами Международного геофизического года.

Постановка задач и методика сейсмических исследований докембрийского щита развивались в эти годы по различным направлениям. В Скандинавских странах основное внимание обращалось на изучение общей мощности земной коры щита, внутреннее строение коры изучалось в меньшей степени. В советской части Балтийского щита (на Кольском полуострове и в Карелии) большинство работ преследовало основную цель — изучение структур земной коры (в основном ее верхних частей); мощность земной коры определялась попутно. Лишь в от-

* Раздел написан по материалам работ Западного геофизического треста Министерства геологии РСФСР, Ленинградского горного института, Кольского филиала АН СССР и зарубежных исследователей.

дельных случаях последняя задача решалась самостоятельно.

Отмеченные различия в постановке задач определили и различную методику исследований. При изучении зарубежной части щита основные методические положения во многом заимствованы из сейсмологии. Часть определений мощности коры выполнена с использованием поверхностных волн Релея, которые позволяют получить лишь осредненное для большой площади и скорее относительное значение мощности коры.

В другой части зарубежных работ для определения значений скорости продольных и поперечных волн в земной коре и в верхней мантии используются землетрясения в Фенноскандии. Результаты сейсмологических наблюдений представлены в многочисленных публикациях. В имеющихся обзорах [4] даны некоторые обобщения этих результатов. Земная кора щита традиционно разделена на два слоя («гранитный» и «базальтовый»). Определения мощности их и глубины до подошвы земной коры — поверхности Мохо, даются в виде осредненных значений для больших площадей.

В Скандинавских странах в последнее десятилетие в значительных объемах проводятся исследования методами взрывной сейсмологии с применением специальных взрывов. Преимущества таких работ очевидны: появляется возможность создания системы высокоточных наблюдений, достаточной для детального определения земной коры вдоль выбранного направления. Методика взрывной сейсмологии существенно отличается от аналогичных работ, проводимых в СССР. Обычно в Фенноскандии вдоль намеченного профиля большой протяженности (сотни километров) создаются лишь один-два (редко больше) пункта взрыва. Упругие волны регистрируются стационарными сейсмологическими станциями, дополняемыми сетью временных высокочувствительных станций. Последние располагаются чаще вдоль изучаемых профилей на расстояниях через несколько километров (или десятков километров) друг от друга. В результате таких точечных наблюдений получены протяженные, но схематические годографы основных групп волн. Характерным примером подобных работ являются исследования, проведенные в 1969 г. вдоль международного транскандинавского профиля, пересекающего Финляндию, Ботнический залив, Скандинавский полуостров и продолжающегося далее на северо-запад. В наблюдениях по этому профилю участвовало до 100 регистрирующих станций различных типов.

Основная часть работ по взрывной сейсмологии сосредоточена в центральной и южной частях Фенноскандии. Однако и здесь полученные результаты, несмотря на хорошую проработку материалов, дают в основном лишь осредненные параметры разрезов коры, которые не всегда могут полно охарактеризовать отдельные ее структуры. При этом основным затруднением оказывается дискретность самих наблюдений, из-за чего нельзя проследить слабые непротяженные волны, связанные с внутрикоровыми границами раздела.

Наряду с накоплением новых фактических сейсмических данных в Скандинавских странах приводятся обобщения, часть из которых упомянута выше. В одном из последних обзоров [84] дается сводка сейсмических данных для всего Балтийского щита.

Для «гранитного» слоя предполагается мощность в основном 15—20 км. В Юго-Восточной Финляндии она несколько увеличена, а в горной Норвегии, Дании и вблизи Ботнического залива — уменьшена.

Мощность «базальтового» слоя в среднем составляет также 15—20 км. Меньшие мощности этого слоя намечаются в Южной Финляндии, большие — в Дании и районах Ботнического залива.

Общая мощность земной коры Балтийского щита чаще находится в пределах 35—40 км. Максимальные ее значения (свыше 40 км) определены вблизи Ботнического залива. Предполагаемая изолиния глубин до поверхности М, соответствующая 30 км, расположена к западу от побережья Норвегии и Дании. Следующая изолиния 35 км почти совпадает на всем протяжении с береговой линией Скандинавского полуострова, начиная от Киркнеса на севере и до Мальме на юге. Изолиния 40 км примерно оконтуривает Ботнический залив, охватывая шведские и финские прибрежные

его районы. Таким образом, наметилась общая закономерность в увеличении мощности коры при переходе от краевых частей щита к его центральной части — району Ботнического залива. При этом предполагается, что мощность коры возрастает с увеличением толщины «базальтового» слоя.

Для слоев земной коры Фенноскандии приняты следующие средние значения скорости: «гранитный» слой — 6,6±0,05 км/с (продольные волны) и 3,4 км/с (поперечные волны); «базальтовый» слой — соответственно 6,65± ±0,05 и 3,8 км/с. Наблюдаемые отклонения от этих средних значений объясняются различной структурой коры.

Судя по результатам отечественных работ в Карелии и на Кольском полуострове, «гранитный» слой имеет переменные значения скорости, определяемые минералого-петрографическим составом пород. В этом слое наиболее распространены гранито-гнейсовые комплексы, для которых скорость вблизи дневной поверхности обычно не превышает 5,5—5,7 км/с.

Для «базальтового» слоя, как и для «гранитного», скорости также варьируют по площади. Более высокие ее значения (6,7÷6,75 км/с) отмечены в районах Ботнического залива, а меньшие (6,4÷6,5 км/с) — на западном побережьи Южной Норвегии и в Юго-Восточной Финляндии.

Положение границы Конрада — поверхности «базальтового» слоя, на щите варьирует в большом интервале глубин, что частично, по-видимому, следует объяснить трудностями ее выделения и малой детальностью проведенных работ. По этим причинам указанное выше разделение консолидированной коры на «гранитный» и «базальтовый» слои условно и отражает в первом приближении лишь увеличение значений скорости в разрезе коры с увеличением глубины.

По соотношению мощностей «гранитного» и «базальтового» слоев Пентилла (1972) выделяет три типа земной коры Балтийского щита.

Тип коры А характеризуется относительно увеличенной мощностью «гранитного» слоя (в среднем около 20 км) по сравнению с «базальтовым» (средняя мощность 10 км). Этот тип коры развит в Южной Финляндии и Дании, где к нему приурочены области положительных гравитационных аномалий.

Тип коры С отличается относительно увеличенной мощностью «базальтового» слоя (средняя мощность около 25 км) по сравнению с «гранитным» (средняя мощность 15 км). Данный тип коры предполагается для районов Ботнического залива и Белого моря.

Более распространенной в Фенноскандии скоростью для волн в верхней мантии по поверхности М является величина 8,1±0,05 км/с. Несколько меньшие значения ее отмечены в районе Ботнического залива — Белое море, а большие (8,15÷8,2 км/с) — в Норвегии и Юго-Восточной Финляндии. В верхней мантии Балтийского щита отмечены неоднородности не только в латеральном направлении, но и в вертикальном.

В Южной и Северной Финляндии, Южной Швеции, южной части Ботнического залива и в Норвегии, по данным Пенттила, Поркка, Селлевола и других, на разных глубинах в диапазоне 70—90 км намечается еще одна сейсмическая граница со скоростью продольных волн 8,4—8,5 км/с. Эти данные согласуются и с результатами отечественных работ в районе п-ва Рыбачьего [30].

При сравнении разрезов земной коры Балтийского и Канадского щитов, проведенном некоторыми исследователями, обращается внимание на несколько более высокие скорости в коре для Канадского щита.

Приведенный краткий обзор состояния изученности сейсмическими методами зарубежной части Балтийского щита показывает, что здесь в основном получены лишь осредненные характеристики строения коры. Более надежно определены глубины и скорости для поверхности М. В первом приближении, как уже подчеркивалось, намечается общее погружение этой поверхности от западного побережья Норвегии, Дании и Южной Финляндии к центральным частям Балтийского щита, тяготеющим к Ботническому заливу. Такое представление—лишь общая схема, не учитывающая возможных изменений мощности коры в отдельных структурных зонах, которые пока не выявлены из-за схематичности исходных данных, полученных как при

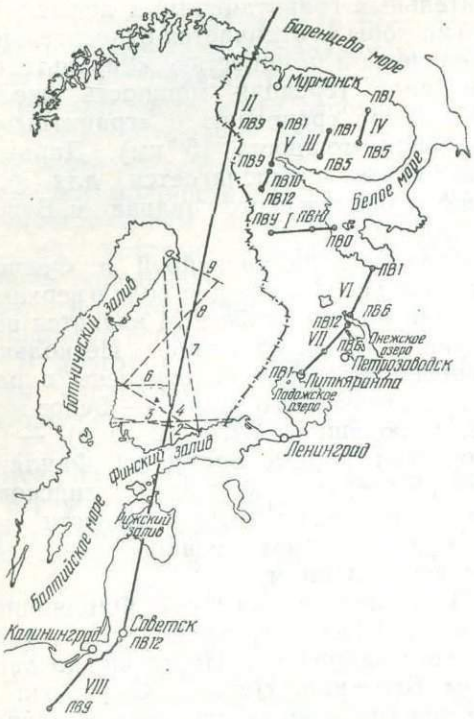



Рис. 93. Схема расположения региональных сейсмических профилей в Карелии, на Кольском полуострове и в Прибалтике, использованных для построения геотраверсов.

изучении волн от землетрясений, так и при взрывной сейсмологии.

Несмотря на малую детальность полученного фактического материала, наметились различные типы коры, характеризующиеся существенно разным соотношением мощности «гранитного» и «базальтового» слоев. Эти данные заслуживают внимания и требуют проверки, учитывая трудности выделения волн, связанных с поверхностью Конрада. После проведения более детальных исследований в эти представления будут внесены коррективы. Вероятно, появится ряд промежуточных типов коры, мало различающихся между собой по соотношению мощностей «гранитного» и «базальтового» слоев. Для последнего наметилось изменение скоростей в латеральном направлении. Дискуссионным остается вопрос о наличии в низах «базальтового» слоя (точнее в низах коры) высоких значений скорости (7,2÷÷7,5 км/с), которые могут указывать на наличие особого промежуточного слоя между корой и верхней мантией. Решение этого вопроса имеет принципиальное значение для выяснения процессов развития древней коры щитов.

**Сейсмические исследования коры в Карелии и на Кольском полуострове.** Исследования методом ГСЗ, проводимые в Советском Союзе в различных тектонических зонах восточной части Балтийского щита, потребовали пересмотра распространенного представления о слоистой модели земной коры, состоящей из «гранитного» и «базальтового» слоев с выдержанными значениями скорости. При первом же сейсмозондировании вдоль профиля Кемь-Ухта (Калевала) в разрезе коры выявлено вместо одной несколько промежуточных внутрикоровых границ. Количество таких границ, глубины их залегания и значения скорости для отдельных слоев неодинаковы в соседних структурно-фациальных зонах.

Слоистая модель с горизонтальными внутрикоровыми границами лишь при первом приближении оказалась пригодной для объяснения волновых полей, изучаемых при региональных системах наблюдений. Последние обычно рассчитаны на прослеживание протяженных опорных групп волн, формирующихся чаще на больших удалениях от источника.

При изучении щита, где консолидированная кора обнажается, появились дополнительные возможности для уточнения ее реальной модели. Исследования восточной части Балтийского щита представляют особый интерес, поскольку она относительно лучше других щитов в СССР структурно изучена различными геологическими и геофизическими методами. Здесь имеется больше возможностей для объяснения волновых полей, связанных с верхними частями консолидированной коры. К настоящему времени в восточной части Балтийского щита глубинные сейсмические исследования проведены вдоль ряда опорных профилей (рис. 93).

Первое сейсмозондирование в Северной Карелии (рис. 93, проф. I, 1958 г.) показало, что на щите, как и других регионах, прослеживаются сложные группы волн, связанные с внутрикоровыми границами и поверхностью М (рис. 94). На расстояниях менее 80—90 км на сейсмограммах реги-

стрируются группы волн различной интенсивности, протяженности и с различными значениями кажущейся скорости. Среди них иногда наблюдаются интенсивные, но обычно непротяженные волны, которые следует связывать с внутрикоровыми границами. На удалениях свыше 80—90 км при достаточной величине заряда на записях доминирует группа волн, связанная с поверхностью М, в которой можно выделить более ранние (слабые) головные волны и интенсивные закритические отраженные волны.

В разрезе коры при групповой корреляции волн намечены четыре слабоволнистые сейсмические границы (рис. 94). Верхняя из них определяется на небольших глубинах (6—8 км) и не согласуется с хорошо геологически изученными складчатыми сильно дислоцированными структурами, сложенными кристаллическими и метаморфическими породами. Подобные несоответствия между сейсмическими данными, основанными на предположении о выделении групп преломленных волн, и материалами других геофизических и геологических исследований верхних частей коры стали, наверное, правилом для большинства регионов. Однако уже при этом сейсмозондировании были отмечены возможности более широкого использования отраженных волн для детального изучения, по крайней мере, верхних частей коры. В ряде случаев на сравнительно небольших удалениях от ПВ выделялись волны, которые по форме годографов (прямых и встречных) и по интенсивности следует связывать с отражениями от наклонных границ в коре на глубине до 10 км и более. Такие волны еще в 1958 г. прослежены на участках протяженностью в десятки километров, годографы их криволинейны и характеризуются смещением минимума по отношению к ПВ. Встречные корреляционно увязанные годографы для них резко несимметричны: одни имеют очень большие значения кажущейся скорости и явно криволинейны, другие — почти параллельны годографам слабо рефрагированных волн, регистрируемых в начальной части записи.

Учитывая наметившиеся возможности изучения с помощью отраженных волн крутопадающих границ, методика ГСЗ на Балтийском щите в дальнейшем была существенно изменена. Для более детального изучения структур верхних частей коры основное внимание уделялось отраженным волнам (до- и закритическим). Широкое использование их, особенно вблизи ПВ, повысило не только точность определения отдельных сейсмических границ, но и позволило получить принципиально новые данные о строении верхних частей разрезов коры: здесь удается прослеживать складчатые структуры, сложенные комплексами кристаллических и метаморфических пород.

Системы наблюдений при более детальном изучении структур верхних

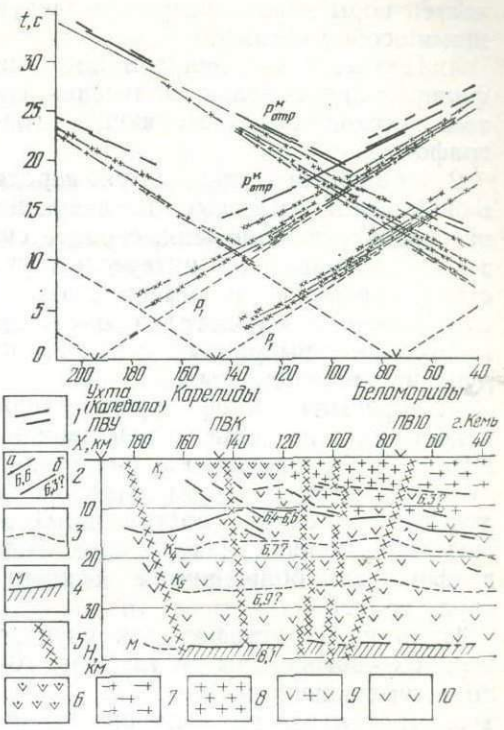



Рис. 94. Годографы основных сейсмических волн и сейсмогеологический разрез по профилю Кемь—Ухта (Калевала).

Сейсмические границы, построенные:

*1* — по основным отраженным волнам; *2* — по отраженным и преломленным волнам и установленные (*а*) и возможные (*б*) значения гранитной скорости (в км/с); *3* — вероятное положение границ по неполным или неточным данным; *4* — поверхность М; *5* — предполагаемые зоны глубинных тектонических нарушений.

Верхняя часть консолидированной коры — «гранитный» слой: *6* — эффузивно-осадочные образования среднего протерозоя; *7* — беломорские гнейсы; *8* — гнейсы, граниты, гранито-гнейсы архея; *9* — предполагаемый промежуточный слой коры со скоростью упругих волн около 6,3—6,6 км/с; *10* — нижняя часть консолидированной коры — «базальтовый» слой.

частей коры характеризуются следующими особенностями:

1. Применяется непрерывное профилирование с целью получения систем встречных и нагоняющих годографов.

2. Наблюдения проводятся нередко в 2-3 этапа. Каждый последующий этап развивает полученные ранее системы годографов на интересных участках профиля или имеет независимую новую более детальную систему наблюдений, выбранную с учетом полученных ранее данных.

3. Непрерывное профилирование проводится при нескольких неподвижных ПВ, расположенных на расстояниях 2—40 км друг от друга, с целью получения корреляционно увязанных систем нагоняющих и встречных годографов для большинства основных групп волн.

4. Длина годографов для изучения верхних частей коры до глубины 10—20 км уменьшена до 10—50 км.

5. Продольное профилирование обязательно сопровождается значительным объемом пространственных наблюдений для определения истинного положения основных сейсмических границ, многие из которых расположены не в вертикальной плоскости сейсмического разреза (создают «боковые» волны).

Принятые для детального изучения верхних частей коры системы наблюдений методом отраженных волн (МОВ) позволили выделять в разрезах различно ориентированные отражающие элементы. При наблюдениях одного ПВ разрез освещается МОВ неравномерно — избирательно. В средней части профиля на глубинах могут быть прослежены отражающие элементы с небольшими углами наклона, причем с увеличением глубины диапазон доступных изучению углов резко уменьшается. При переходе от центральной к краевым частям профиля появляется возможность прослеживать крутопадающие отражающие элементы, но также в очень узком диапазоне изменения углов падения.

Своеобразная характеристика направленности одиночного волнового поля отражений не играет существенной роли при изучении пологих нефтегазоносных структур, но исключительно важна при исследовании сложных структур, образуемых кристаллическими и метаморфическими породами консолидированной коры.

Непрерывное профилирование из одного ПВ не позволяет равномерно осветить строение среды, если в ней имеются различно ориентированные отражающие границы. При ГСЗ применяется непрерывное профилирование из нескольких ПВ, что дает возможность лучше изучать различно ориентированные отражающие элементы в широком диапазоне углов их наклона вдоль всего профиля.

Для подавления микросейсм и волнпомех, особенно интенсивных вблизи ПВ, глубинные полезные волны выделяются обычно при различных, но сравнительно узких полосах пропускания частот в области частот 5—30 Гц. Приборы и взрывы, производимые обычно в мелких заболоченных водоемах, группируются. Расстояние между центрами групп по профилю составляет 100—200 м, а при последующей детализации оно уменьшается до 25—50 м. Параметры группирования приборов выбираются в основном с целью повышения эффективной чувствительности канала за счет статистического эффекта и осреднения неравномерных условий установки приборов. При небольших удалениях от ПВ применяется автоматическая или программная регулировка усиления, используются также различные интерференционные системы (смещение, направленное группирование и др.). При более детальных работах для изучения небольших глубин полоса исследуемых частот сдвигается обычно в область 30—100 Гц и это существенно повышает детальность освещения разрезов за счет появления большого количества волн.

Для лучшего выделения докритических отраженных волн широко применяется лабораторный комплекс обработки первичных записей с помощью ЭВМ и различных аналоговых устройств, включающий и оптическую фильтрацию.

Примеры сложных и более простых волновых полей, полученных с помощью дополнительной лабораторной обработки первичных записей волн вблизи от ПВ, показаны на рис. 95, 96, а примеры сейсмогеологических

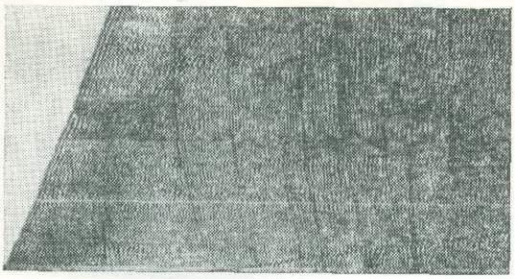


Рис. 95. Запись волнового поля вблизи ПВ при изучении моноклинальной структуры в верхней части разреза консолидированной коры.

разрезов, построенных по монтажам записей, аналогичным приведенным, — на рис. 97—99, которые включены в геотраверс III (профили: Кейвский, Имандра — Варзугский, Ладожское озеро — Онежское озеро — Белое море).

В наблюдаемых волновых полях установлены монотипные и обменные волны разных классов: рефрагированные, дифрагированные, отраженные и головные. Иногда отмечаются кратные волны. По волновым полям определена поверхность М и внутрикоровые сейсмические границы, которые можно условно разбить на два типа.

К первому типу отнесены глубинные границы, залегающие под небольшими углами, их можно выделить по предполагаемым преломленным и нередко по отраженным волнам, прослеживаемым на сравнительно больших удалениях от ПВ. При повторных более точных наблюдениях МОВ обычно отмечаются разрывы и изменения углов наклона отдельных элементов этих границ. Во многих случаях отраженные волны от таких предполагаемых преломляющих границ не удается прослеживать вблизи ПВ, что может указывать на возможность существования вместо резких сейсмических границ переходных слоев.

Вдоль верхних, возможно, преломляющих границ часто устанавливается изменение граничной скорости. Не исключено, что схематично построенные преломляющие границы первого типа могут сопоставляться с интервалами равных скоростей в разрезах коры вдоль профилей.

Данные, полученные по преломленным волнам, указывают на увеличение значений скорости в более глубоких частях коры. Иногда при наличии вблизи дневной поверхности протерозойских эффузивных толщ в коре имеются локальные по площади «волноводы», соответствующие гранитоидному архейскому фундаменту. Однако нет достаточных оснований считать, что волновод имеет региональное распространение в коре щита. Предполагается, что границы первого типа связаны с различными фациями регионального метаморфизма, однако, возможно, они имеют и иную геологическую природу.

Ко второму типу отнесены многочисленные крутопадающие сейсмические границы, выделенные по отраженным волнам. Они, как уже отмечалось, часто приближаются к дневной поверхности и хорошо согласуются с изученными складчатыми структурами. Такие границы обычно совпадают с отдельными геологическими контактами или тектоническими нарушениями. Границы второго типа в одних случаях пересекаются с границами первого типа, в других — выполаживаясь на глубине, залегают с ними согласно (рис. 97—99).

Благодаря выделению границ второго типа удалось выяснить принципиально важный вопрос о глубине залегания складчатых сильно дислоцированных докембрийских структур, картируемых у дневной поверхности. Оказалось, что в верхней трети или даже половине разреза консолидированной коры, т. е. до глубин не менее 10—15 км, на щите повсеместно наблюдаются крутопадающие сейсмические границы, имеющие различную

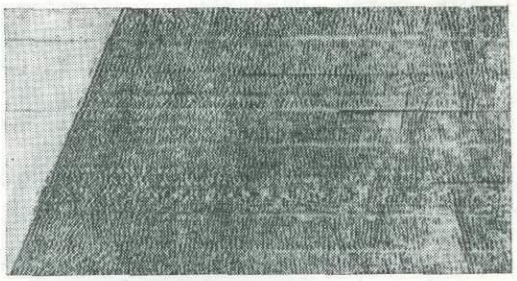


Рис. 96. Запись волнового поля вблизи ПВ при изучении сложной структуры с различными ориентированными отражающими границами в верхней части разреза консолидированной коры

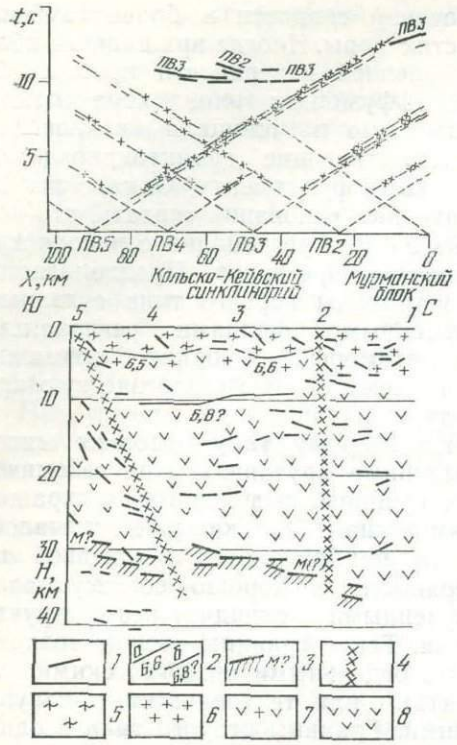



Рис. 97. Годографы основных сейсмических волн и сейсмогеологический разрез по Кейвскому профилю [2].

Сейсмические границы, построенные: *1* — по основным отраженным волнам; *2* — по отраженным и преломленным волнам и установленные (*а*) и возможные (*б*) значения граничной скорости (в км/с); *3* — предполагаемая поверхность М; *4* — предполагаемые зоны глубинных тектонических нарушений. Верхняя часть консолидированной коры — «гранитный» слой: *5* — щелочные граниты и гнейсы нижнего протерозоя; *6* — гнейсы, граниты, гранитогнейсы архея; *7* — предполагаемый промежуточный слой коры со скоростью упругих волн около 6,3—6,5 км/с; *8* — нижняя часть консолидированной коры — «базальтовый» слой.

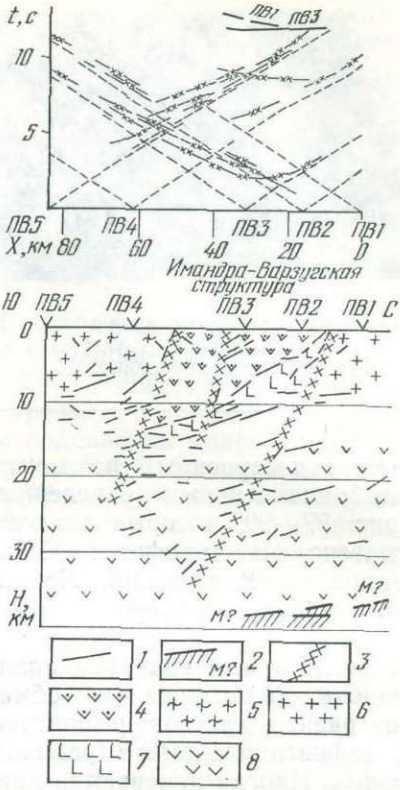



Рис. 98. Годографы основных сейсмических волн и сейсмогеологический разрез по профилю Имандра — Варзуга [2]:

*1* — сейсмические границы, построенные по основным отраженным волнам; *2* — предполагаемая поверхность М; *3* — предполагаемые зоны глубинных тектонических нарушений.
Верхняя часть консолидированной коры — «гранитный» слой: *4* — эффузивно-осадочные образования среднего протерозоя; *5* — гнейсы, сланцы, амфиболиты нижнего протерозоя; *6* — гнейсы, граниты, гранитогнейсы архея; *7* — габбро, габбро-нориты Панской интрузии; *8* — нижняя часть консолидированной коры — «базальтовый» слой.

ориентировку. Они нередко отмечены *на глубинах и более* 10—15 км. Следовательно, модели, которые можно принять для объяснения волновых полей, связанных с консолидированной корой, значительно сложнее, чем это представлялось ранее. В верхних частях коры до глубин не менее 10—20 км (1/3—1/2 мощность коры) достоверно установлено блоковое строение разрезов. Оно и определило формирование вблизи дневной поверхности различных структурно-фациальных зон. Блокировка разрезов, возможно, продолжается глубже 10—20 км, но здесь она пока менее доступна изучению.

Прослеживание границ второго типа позволило решить некоторые практически важные задачи. Например, в *Печенгском районе построен* ряд детальных глубинных разрезов (рис. 100, 101). Для этого же района по нескольким опорным горизонтам ранее построены структурные схемы [21, 30].

Установлено, что значения скорости, приписываемые «базальтовому» слою, характерны для многих изверженных и метаморфических докембрийских пород. В нескольких случаях по положению крутопадающих сейсмических границ можно говорить о своеобразных «обнажениях» на дневной поверхности среди «гранитного» слоя глубинных пород «базальтового» слоя.

Как уже отмечалось, определения «гранитный» и «базальтовый» слои не отражают основных особенностей разрезов коры — блочность и складчатую

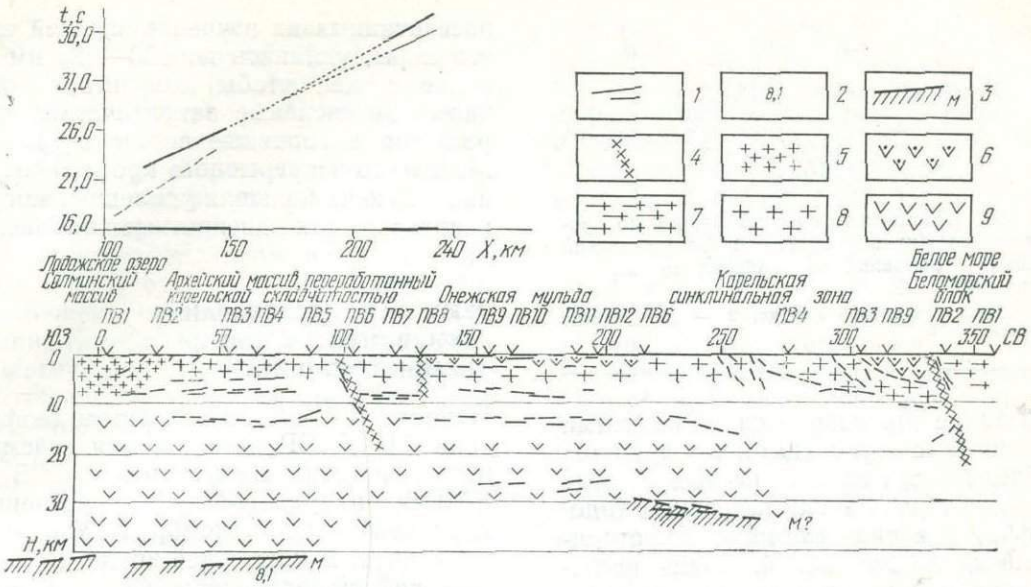



Рис. 99. Годографы волн $P^{м}_{отр}$ и $P^{м}_{прел}$ и сейсмогеологический разрез по профилю Ладожское озеро — Белое море (составлен С. А. Анкудиновым, Л. К. Кокориной, И. В. Литвиненко, Л. П. Платоненкова и др.).

Сейсмические границы, построенные: *1* — по основным отраженным волнам; *2* — по преломленным волнам, значения граничной скорости, км/с; *3* — поверхность М; *4* — предполагаемые зоны глубинных тектонических нарушений.
Верхняя часть консолидированной коры — «гранитный» слой: *5* — граниты рапакиви; *6* — эффузивно-осадочные и другие образования протерозоя; *7* — беломорские гнейсы; *8* — гнейсы, гранито-гнейсы архея; *9* — нижняя часть консолидированной коры — «базальтовый» слой.

структуру, по крайней мере, верхней ее половины.

Один из наиболее сложных вопросов — выделение глубинных зон разломов, устанавливаемых только по совокупности признаков (разрывы или изменения углов наклона глубинных границ, изменения скоростных разрезов и др.). Если разломы содержат основные интрузии или совпадают с контактами пород различного состава, они отмечаются непосредственно по крутопадающим отражающим элементам (рис. 98).

При выборе эффективной методики наблюдений, исходя из установленной сложной модели среды, свойственной верхней половине разрезов коры, важно оценивать разведочные возможности проектируемых систем наблюдений в отношении выделения различно ориентированных сложной формы отражающих границ, свойственных складчатым сильнодислоцированным структурам.

Попутно с детальным исследованием верхних частей коры при сравнительно небольших дополнительных затратах изучается поверхность М, в том числе и с использованием волн от взрывов в карьерах.

В отличие от традиционных для сейсморазведки способов возбуждения волн взрывными источниками в скважинах и водоемах, массовые взрывы на горно-рудных предприятиях производятся при сложных схемах заложения и коммутации зарядов, общий вес которых достигает многих сотен тонн.

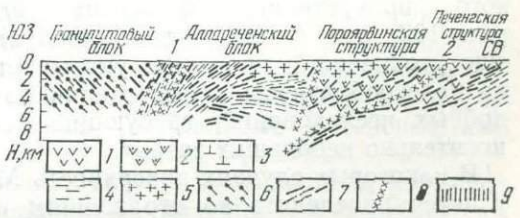



Рис. 100. Сейсмогеологический разрез по профилю Печенгская структура — Гранулитовый массив [1]:

*1* — осадочно-вулканогенные образования среднего протерозоя (печенгская серия); *2* — осадочно-вулканогенные образования нижнего протерозоя (тундровая серия); *3* — амфиболиты гранатовые, полевошпатовые и мигматиты по ним (архей, кольская серия); *4* — гнейсы с пропластками амфиболитов и мигматиты по ним (архей, кольская серия); *5* — граниты, гранодиориты и мигматиты по гнейсам; *6* — гнейсо-диориты, гнейсо-габбро-диориты; *7* — отражающие границы; *8* — тектонические нарушения, предполагаемые по данным сейсморазведки; *9* — зона углового несогласия сейсмических границ, предположительно связываемая с поверхностью надвига; *1* — Мохтьозерская зона разломов; *2* — Порьиташское нарушение; *3* — Вешъяурская зона смятия; *4* — Центральная аномальная зона.

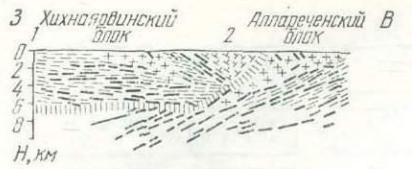



Рис. 101. Сейсмогеологический разрез по профилю через Хихнаярвинский и Аллареченский блоки [1]. Условные обозначения те же, что на рис. 100.

*1* — Вешъяруская зона смятия; *2* — Центральная аномальная зона.

Взрывание производится отдельными ступенями с задержками во времени.

*Наблюдения проведены профильные* (с получением иногда встречных годографов) и в виде массовых пространственных зондирований. Такие исследования выполнены в центральной части Кольского полуострова Геологическим институтом Кольского филиала АН СССР и Ленинградским горным институтом. Орографические условия и расположение действующих горнорудных предприятий, а также небольшой объем выполненных наблюдений определили отрывочный характер полученных сведений о положении поверхности М.

Схема изогипс рельефа поверхности М, составленная В. И. Павловским и Н. В. Шаровым по результатам пространственных зондирований с использованием взрывов из карьеров и рудников для центральной части Кольского полуострова, приведена на рис. 102. Эта схема, хотя и требует еще уточнения и проверки, указывает *на целесообразность продолжения* подобных исследований, требующих относительно небольших затрат.

В некоторых случаях поверхность М удается проследить по отражениям в непосредственной близости от ПВ (10—30 км) одновременно с волнами, связанными с внутрикоровыми границами. Однако при этом из-за недостаточной динамической выразительности глубоких отражений оказывается затруднительным однозначное отнесение обычно разрозненных отражающих элементов либо к поверхности М, либо к другим границам, расположенным в интервале глубин 30—50 км. Поэтому для более надежной привязки глубоких отражений к этой поверхности целесообразно некоторые из годографов, рассчитанных на изучение верхней части коры, удлинять до 100—120 км и более с тем, чтобы получить устойчивые интенсивные закритические отражения и головные волны в группе М. Вместо непрерывного профилирования на таких больших удалениях могут использоваться дискретные наблюдения.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Начиная с 1960 г. Институтом геофизики АН УССР выполняются сейсмические исследования методом ГСЗ и КМПВ, направленные на изучение глубинных зон докембрия Украинского щита. В настоящее время детальные работы проведены на Белозерс-

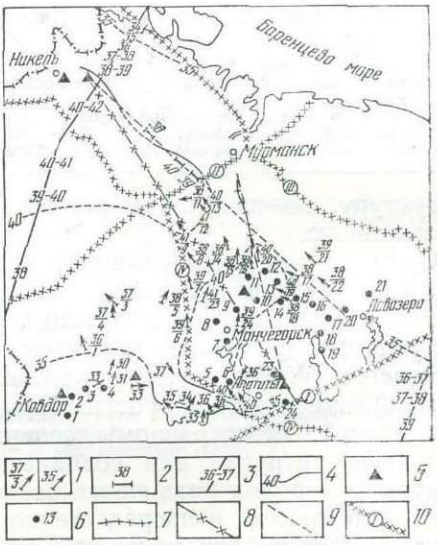



Рис. 102. Схема рельефа поверхности Мохоровичича центральной части Кольского полуострова (по результатам массовых пространственных зондирований [5]):

*1* — векторы падения отражающих элементов поверхности М: *а* — полученные при регистрации взрывов из Никеля, в числителе — глубина до М (км) в знаменателе — номер стоянки; *б* — на рекогносцировочном профиле Ковдор — Кировск; *2* — отражающие границы от М и глубина до них (км), построенные по линиям спрямления Центрально-Кольского профиля; *3* — профили ГСЗ и значения глубин до М (км) (Литвиненко и др., 1968); *4* — схематические изогипсы поверхности М (6 км); *5* — пункты промышленных взрывов; *6* — пункты пространственных зондирований; *7* — Центрально-Кольский профиль; *8* — линии сводного годографа Центрально-Кольского профиля; *9* — линии спрямления профиля на ПВ Кировск и Никель; *10* — тектонические нарушения разного порядка (по С. И. Макиевскому, 1973), в том числе: *I* — Хибинская зона разломов; *II* — Туломская зона разломов; *III* — зона разломов между Мурманским блоком и Кольским мегасинклинорием; *IV* — зона разломов по границе между Кольским мегасинклинорием и Беломорским мегантиклинорием.

ком железорудном месторождении [120], на территории Коростенского плутона [114], в районах Криворожской железорудной [117] и Орехово-Павлоградской полос магнитных аномалий [125]. В региональном плане изучен ряд профилей [115, 118, 124, 150, 151], пересекающих щит в широтном и меридиональном направлениях (рис. 1). В этих районах, благодаря применению сейсмического метода разведки, удалось выяснить их глубинное геологическое строение и решить многие принципиальные вопросы структуры земной коры.

В тектоническом отношении Украинский щит представляет собой сложную слоисто-блоковую структуру, ограниченную со всех сторон глубинными разломами, отделяющими ее от прилегающих Львовской, Припятской, Днепровско-Донецкой и Причерноморской впадин. Бóльшая часть территории щита сложена кристаллическими породами (граниты, гнейсы, мигматиты и др.), прорванными интрузиями различного состава и смятыми в складки преимущественно северо-западного и субмеридионального простирания. Многочисленными глубинными разломами, наиболее значительными из которых являются Кировоградский, Орехово-Павлоградский, Криворожско-Кременчугский, Одесско-Тальновский и др., Украинский щит разделен на ряд блоков.

Геофизические поля Украинского щита, как и большинство подобных геологических структур, характеризуются повышенным уровнем и субмеридиональной зональностью гравитационных и особенно магнитных аномалий. К наиболее значительным аномалиям силы тяжести относится Голованевский максимум. Интенсивные магнитные аномалии прослежены вдоль Криворожско-Кременчугского и Орехово-Павлоградского глубинных разломов субмеридионального простирания.

Сейсмические исследования выполнялись преимущественно по методике непрерывного продольного профилирования, предусматривающей получение корреляционно увязанной системы встречных и нагоняющих годографов основных волн. В случае необходимости производились наблюдения на непродольных профилях. В зависимости от поставленных задач работы носили как детальный [114, 120, 125], так и региональный [115—118, 150] характер. Для получения наиболее полной информации о глубинном строении Украинского щита на профилях ГСЗ одновременно отрабатывались две системы наблюдений: КМПВ — на мелкие горизонты; ГСЗ — на более глубокие. При работах ГСЗ длина годографов достигала 200—300 км. Применение такой методики позволило получить достаточный материал для изучения скоростных характеристик консолидированной коры и построения непрерывных сейсмических разрезов. Полевые сейсмические наблюдения осуществлялись с помощью сейсмостанций типа СС-30/60—КМПВ (фильтрации 1-1, 1-МК, 2-МК, 2-2) и сейсмостанций с параллельной магнитной записью типа «Поиск-48» — КМПВ (фильтрации ОК-БК-7, ОК-БК-10, ОК-БК-15 и ОК-БК-22), работающих в спаренном варианте. Применение станций с магнитной записью позволило получить дополнительные данные для воспроизведения сейсмограмм при различных фильтрациях и усилениях, что увеличило информативность материала. В качестве сейсмографа использовались сейсмоприемники НС-3, СПЭН-1, СП-15, С-210.

Волновая картина, зарегистрированная на сейсмограммах, в общих чертах типична для районов древних щитов. Ее особенностью, облегчающей интерпретацию, является почти полное отсутствие волн, связанных с границами в осадочной толще. Это позволяет предположить, что все осложнения волновой картины, обнаруженные при ее анализе (аномальные изменения амплитуды записи, «размыв» или почти полное затухание колебаний, интерференционные явления, незакономерные изменения кажущихся скоростей и др.), обусловлены исключительно особенностями строения консолидированной коры, включая ее поверхность и подошву.

В первых вступлениях (интервал 0—100—140 км от источника возбуждения) фиксируются интенсивные преломленно-рефрагированные волны $P_1$, связанные с консолидированным фундаментом ($v^* = 5{,}8 \div 6{,}4$ км/с) (рис. 103). Временами характер смены этих волн в конце области прослеживания (резкое затухание, регистрация

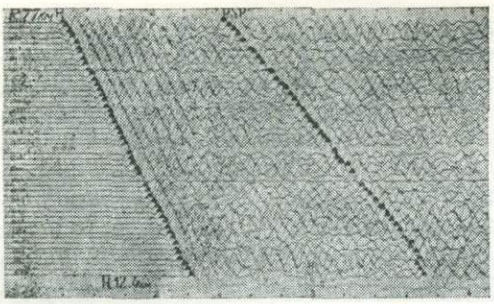


Рис. 104. Преломленно-рефрагированная $P_1$ и обменная $PSP$ волны от поверхности кристаллического фундамента вблизи пункта взрыва.

последующих волн в первых вступлениях со значительным смещением во времени и с той же кажущейся скоростью) указывает на наличие волновода в толще коры. На удалениях 100—140—170 км (иногда до 200—210 км) в первых вступлениях прослеживаются преимущественно рефрагированные волны средней интенсивности, распространяющиеся в более глубоких горизонтах земной коры.

На многих участках, кроме продольных преломленно-рефрагированных волн $P_1$, регистрируются поперечные волны $S_1$, интенсивность которых на небольших расстояниях от ПВ обычно значительно выше, чем у продольных волн. По мере удаления от источника амплитуды обоих типов волн становятся соизмеримы. Характерная сейсмограмма приведена на рис. 104.

Начиная с расстояний 170—210 км в первых вступлениях прослежены малоинтенсивные преломленные волны $P^м$ от границы раздела Мохоровичича (М) $v^*=8{,}0\div8{,}4$ км/с (рис. 105).

Типичной волны с $v^*=6{,}8\div7{,}0$ км/с, которую обычно связывают с поверхностью Конрада (поверхность «базальтового» слоя), на Украинском щите в первых вступлениях не прослеживается. Только на отдельных годографах (удаление 150—200 км) в первых вступлениях наблюдаются непротяженные участки с $v^*=6{,}8\div7{,}0$ км/с. Волны в районе Коростенского плутона ($v^*=6{,}6\div7{,}2$ км/с) связаны с габбро-лабрадоритами, залегающими у дневной поверхности [114] и не могут рассматриваться как волны от поверхности «базальтового» слоя.

Отраженные волны, связанные с промежуточными границами в толще коры, фиксируются в последующей части записи на удалениях 0—20—100 км. Наиболее полно они выражены в Белозерском железорудном районе и на некоторых участках профилей Шепетовка — Чернигов (профиль III) и Таганрог—Кировоград—Могилев-Подольский (профиль VIII). Так, на профиле VIII местами зарегистрирована интенсивная отраженная волна от горизонта, залегающего на глубинах 8—20 км. В целом для этих волн характерно прослеживание в виде многочисленных непротяженных осей синфазности (от 2 до 5—10 км) самой различной интенсивности, преимущественно малой и средней, которые по мере удаления от ПВ как бы сливаются с волнами, регистрируемыми в первых вступлениях.

Наиболее интенсивными и выдержанными из всех отраженных волн являются волны $P^м_{отр}$ от поверхности раздела М, которые прослеживаются в интервале от 70—80 до 180—240 км от источника возбуждения (рис. 106). Для этих волн, часто интерферирующих друг с другом, характерно большое количество осей синфазности. Временами волны прослеживаются в виде двух и более групп, связанных по-видимому с несколькими границами в толще переходного слоя кора—мантия. На разрезе этот «слой» характеризуется большим количеством отражающих площадок, залегающих согласно и под различными углами наклона. Толщина этого «слоя» изменяется от 2—3 до 5—10 км. Особенно большие нарушения в прослеживании отражающих площадок отмечаются на участках тектонических нарушений, где на некоторых профилях зарегистрированы ди-

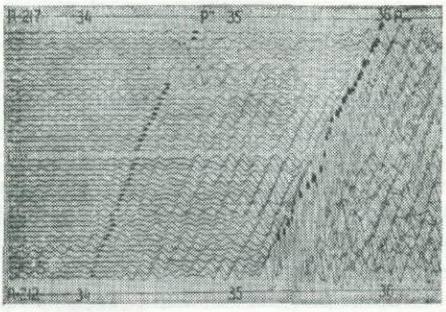


Рис. 105. Закритическая отраженная $P^м_{отр}$ и преломленная $P^м$ волны от поверхности М.

фрагированные волны, для которых характерно увеличение интенсивности в районе минимума и быстрое затухание в обе стороны от него. Кинематические характеристики волн, рефрагированных в толще коры, а также головных волн от границы раздела М использованы для определения скоростной модели земной коры Украинского щита. Для структурных построений использовались преимущественно отраженные волны.

В последнее время на территории Украинского щита и его склонов были проведены в небольшом объеме опытные исследования методом общей глубинной точки (ОГТ) [113]. Полученные данные свидетельствуют о существовании в толще консолидированной коры протяженных отражающих горизонтов различного характера. Так, на западном склоне Украинского щита в пределах Волыно-Подольского плато, где мощность осадочных отложений достигает 2 км, в толще консолидированной коры на глубине 8—9 км прослеживается четкий отражающий горизонт. На временном разрезе, полученном методом ОГТ, фиксируется несколько протяженных отражений, характеризующих стратиграфические горизонты в толще мезозойских и палеозойских отложений. Глубже (на временном разрезе) прослеживается четкий отражающий горизонт, расположенный в толще «гранитного» слоя на глубине 8—9 км, который в прослеживании соизмерим с рассмотренными выше отражениями от горизонтов осадочной толщи.

Временной разрез, полученный на северном борту Украинского щита, носит иной характер. Здесь отражающие горизонты представляют собой слой определенной мощности, в толще которого расположены отдельные, сравнительно непротяженные отражающие площадки. Очевидно, что этот слой представляет собой переходную зону между различными петрографическими комплексами. По-видимому, такое явление может иметь место не только на границе кора—мантия (граница раздела М), но и на небольших глубинах в толще «гранитного» слоя.

В результате исследований ГСЗ на Украинском щите было установлено, что осадочный чехол не влияет на формирование группы глубинных волн

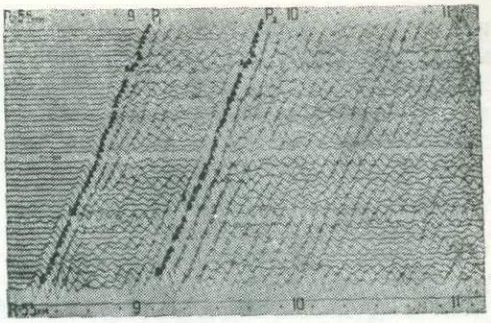


Рис. 106. Интенсивная отраженная волна от подошвы волновода ($P_2$).

[125]. Ранее предполагалось, что регистрация этих волн в виде групп может быть объяснена влиянием верхней слоистой части земной коры, особенно осадочного чехла. Существовали представления, что группа волн может быть создана кратными волнами, образовавшимися в осадочном чехле, обменными волнами, обменявшимися на различных границах раздела, некоторыми особенностями взрыва (повторные удары и волны, отраженные от поверхности), а также за счет прохождения глубинных волн через вертикальные контакты, зоны нарушений и т. д. Однако полученные данные сейсмических исследований ГСЗ на щите и прилегающих прогибах противоречат большей части этих предположений. При исследованиях на профиле Воронежский массив — Черное море и других были получены записи, при которых глубинные волны распространялись только в толще консолидированной коры или проходили часть пути через осадочный слой. Анализ результатов этих исследований показал, что групповой характер записи глубинных волн связан не с наличием осадочного чехла, а с особенностями глубинного строения консолидированной коры щита.

Скоростные характеристики земной коры Украинского щита изучались в двух направлениях: данные о верхней части разреза получены в результате обработки годографов преломленно-рефрагированных волн, прослеженных в первых вступлениях до удалений 100—140 км от источника возбуждения; информация о распределении скоростей во всей толще коры до ее подошвы получена из годографов глу-

бинных волн, прослеженных как в первых вступлениях до удалений 250—280 км, так и в последующей части записи. Скоростные разрезы верхней части консолидированной коры до глубин 5—8 км составлены в районах Коростенского плутона и Белозерского железорудного месторождения [54, 114], а также по профилю VIII на участке Таганрог — Днепропетровск — Кировоград — Могилев-Подольский (рис. 107).

Скоростной разрез Коростенского плутона хорошо согласуется с геологическими особенностями строения района. Повышенные значения скоростей соответствуют области распространения габбро-лабрадоритов коростенского комплекса, пониженные — гранитам, гранито-гнейсам и мигматитам. Точно так же на VIII профиле область распространения чарнокитов Подольского комплекса характеризуется несколько повышенными значениями скоростей по сравнению с гранитами и гнейсами. Здесь был рассчитан гравитационный эффект, который создавался породами верхней части коры. При сопоставлении с наблюдаемой кривой силы тяжести обнаружено их качественное соответствие, что свидетельствует о том, что верхняя часть коры создает основной гравитационный эффект.

В толще коры Украинского щита (глубина 5—15 км) на некоторых участках обнаружен волновод, в котором скорость на 0,2 км/с меньше, чем в выше- и нижележащих породах. В области распространения пород чарнокитового состава кровля волновода, по-видимому, ограничивает распространение этих пород на глубину, а в пределах Кировоградского блока подошва волновода представляет собой отражающую поверхность, от которой получены интенсивные и очень характерные отражения (рис. 108).

Для скоростной колонки всей толщи коры щита характерно следующее. До глубин 4—5 км как эффективные, так и истинные скорости возрастают достаточно интенсивно. От 5 до 10—15 км они возрастают медленнее или остаются постоянными (на некоторых участках щита в этом интервале глубин обнаружен волновод). На бóльших глубинах скоростной градиент резко увеличивается, оставаясь приблизительно постоянным до самой подошвы коры ( рис. 109). В последнее время установлено, что резкого перехода от так называемого «гранитного» слоя (интервальная скорость 5,6—6,7 км/с) к слою со скоростью 7,0 км/с («базальтовый») не существует. В интервале глубин 26—37 км наблюдается постепенное увеличение скорости от 6,7 до 7,0 км/с и, очевидно, на этих глубинах происходит постепенный переход от кислых пород к основным. Учитывая изложенное выше, можно сделать вывод, что нижний слой консолидированной коры, представленный основным составом, имеет незначительную толщу, а модель земной коры Украинского щита не типична и представляет собой многослойную и градиентно-слоистую среду с одним или двумя волноводами.

Основным результатом сейсмических исследований методом ГСЗ и КМПВ в рассматриваемом регионе явилось построение разрезов вдоль основных профилей. Условно их можно классифицировать следующим образом: разрезы, характеризующие верхнюю часть консолидированной коры (Белозерский железорудный район, Коростенский плутон); разрезы всей толщи земной коры до поверхности М включительно (профили I, III, VIII). Кратко остановимся на описании некоторых характерных профилей.

В Белозерском железорудном районе сейсмические исследования выполнялись по профилям I и VII, расположенным вдоль и вкрест простирания Белозерской синклинальной складки. На этих разрезах, освещающих строение земной коры до глубин 15—17 км, выделено четыре протяженные преломляющие границы — поверхность докембрийского фундамента и сейсмические горизонты II, III, IV [120]. Сейсмический горизонт II ($v_г$=6,2÷÷6,5 км/с) расположен внутри фундамента на глубинах 1,5—4,0 км, полого погружаясь в южном направлении, и характеризует собой древний фундамент осадочно-вулканогенной формации, которая выполняет Белозерскую синклинальную складку. Сейсмический горизонт III (значения граничной скорости 6,8—7,0 км/с) ранее был условно отнесен к поверхности «базальтового» слоя. Он залегает на глубине 5—9 км. Очевидно, большие граничные

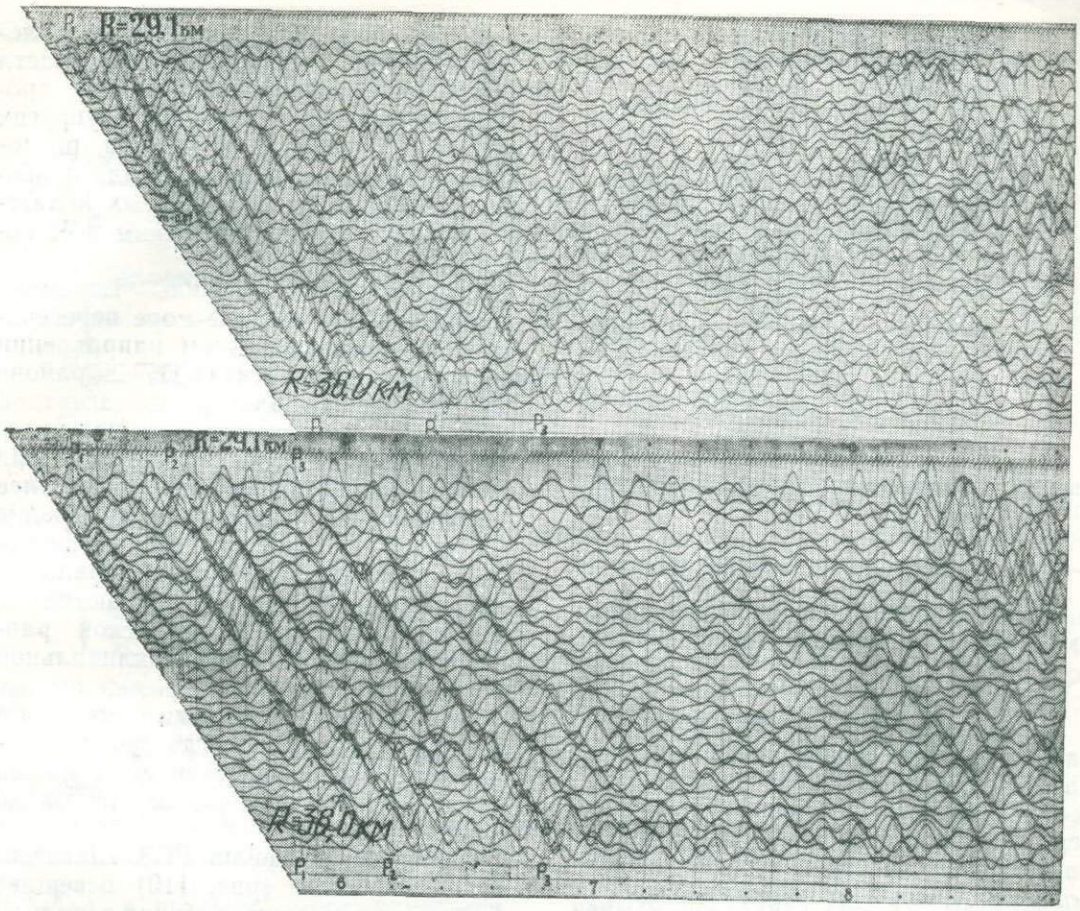



Рис. 107. Отраженные волны, зарегистрированные при различных фильтрациях.

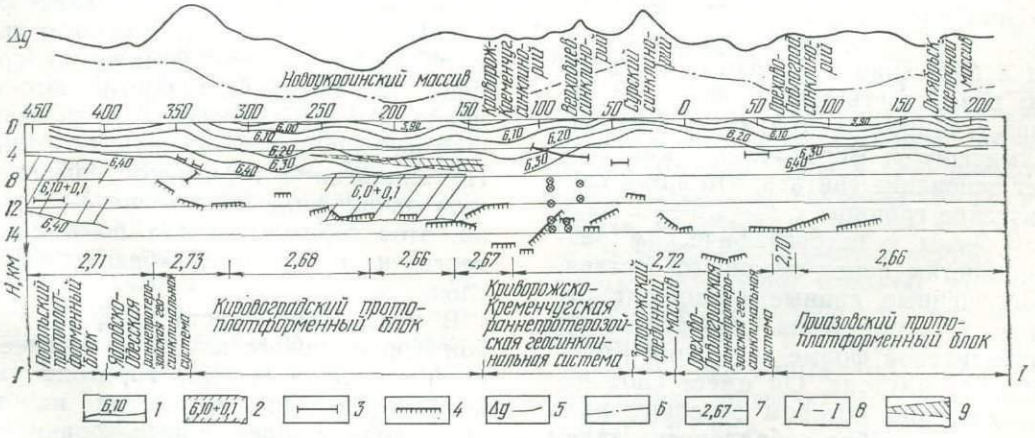



Рис. 108. Скоростной разрез верхней части земной коры по профилю VIII Таганрог — Могилев-Подольский (соотношение горизонтального и вертикального масштабов 1 : 5):

*1* — изолинии интервальных скоростей сейсмических волн, км/с; *2* — значение интервальной скорости в волноводе, км/с; *3* — отражающие площадки; *4* — отражающие элементы сейсмического раздела, от которого получены интенсивные отражения; *5* — кривая силы тяжести; *6* — расчетная кривая гравитационного эффекта, создаваемого верхней частью разреза, где определены интервальные скорости; *7* — значения средневзвешенной плотности кристаллических пород Украинского щита; *9* — одно из возможных положений слоя с повышенной проводимостью по данным магнитотеллурического профилирования (И. И. Рокитянский и др.).

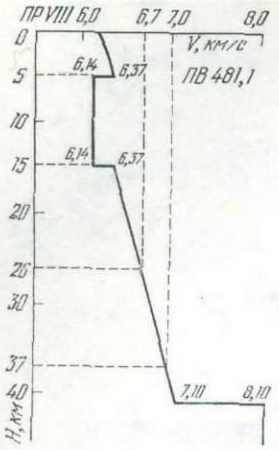



Рис. 109. Скоростная колонка консолидированной коры Западного склона Украинского щита по профилю VIII.

скорости, наблюдаемые в этом районе характеризуют интрузии основных пород, залегающих в виде сравнительно тонких пропластков.

Поверхность М в рассматриваемом районе залегает на глубине 30—35 км. Такие же глубины (до раздела кора — верхняя мантия) наблюдаются и к северу от Белозерского железорудного района, в частности на участке Запорожского срединного массива.

В районе Коростенского плутона в верхней части консолидированной коры в диапазоне глубин до 12—15 км отмечено несколько сейсмических границ с высокими скоростями распространения упругих волн (6,8—7,2 км/с) [114]. Неглубокое залегание этих границ в сочетании с выходами на дневную поверхность пород основного состава (габбро-лабрадоритов) в районе Волынского и Чеповичского массивов дает основание считать, что здесь сейсмические границы с $v_г = 6{,}8 \div 7{,}2$ км/с приурочены к петрографическим разновидностям пород основного состава.

Полученные данные позволяют отказаться от прежних представлений о батолитовой форме залегания Коростенского плутона. Он имеет сложное строение, при котором основные разности типа габбро-лабрадоритов залегают в земной коре, очевидно, в виде пластин, козырьков и линз мощностью в несколько километров, чередующихся с более кислыми породами гранитного состава. Все это указывает на сложное многоярусное строение Коростенского плутона.

Кроме того, установлено четкое блоковое подразделение верхней части консолидированной коры района, проявляющееся в различии упругих свойств в каждом из блоков, разделенных крупными разломами, наиболее значительным из которых является разлом между Волынским и Чеповичским массивами.

Региональный профиль Воронежский массив — Черное море пересекает в субмеридиональном направлении восточную часть щита [117] в районе Орехово-Павлоградской магнитной аномалии. На разрезе в толще консолидированной коры обнаружен ряд сейсмических горизонтов, но наиболее протяженный — подошва земной коры (граница М). Она залегает на глубинах 35—50 км, причем максимальные глубины (50 км) наблюдаются в районе Орехово-Павлоградской раннепротерозойской геосинклинальной зоны.

Минимальные отметки поверхности М встречены там, где профиль пересекает Днепровско-Донецкий грабен (на севере) и Белозерский участок на юге.

Разрез по профилю ГСЗ Шепетовка — Чернигов (рис. 110) освещает глубинное строение северо-западной части Украинского щита [115, 124]. Во всей толще коры прослежены пологие сейсмические границы, что свидетельствует о более дробной горизонтальной слоистости ее, чем предполагалось ранее. Наибольший интерес на этом профиле представляет сейсмическая граница, прослеженная только на юго-западном участке профиля и залегающая на глубине 16—25 км с $v_г$ 7 км/с. По аналогии с горизонтом, выделенным на профиле Шепетовка — Долина, этот горизонт может быть отождествлен с кровлей «базальтового» слоя.

В центральной части профиля (район Коростенского плутона) и далее к северо-востоку данный горизонт уже не прослеживается, несмотря на то, что методика полевых исследований на всех участках профиля Шепетовка — Чернигов была идентична. В районе Шепетовки, где по геологическим данным известны выходы базальтов на дневную поверхность (р. Горынь), рассматриваемый горизонт резко воздымается.

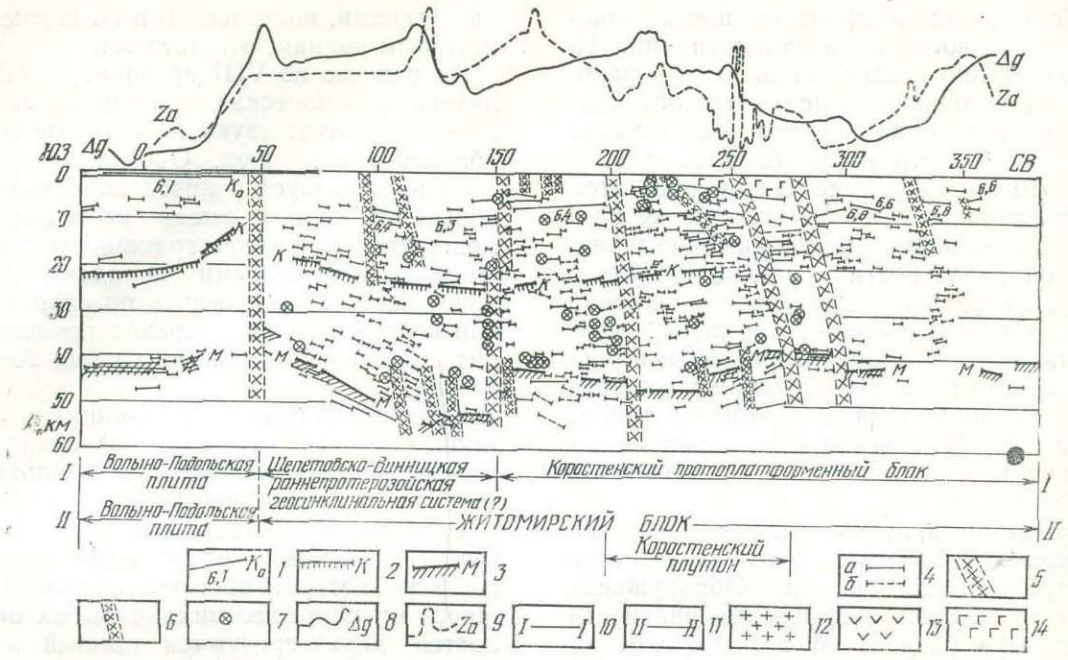



Рис. 110. Сейсмогеологический разрез по профилю III Шепетовка—Чернигов:

*1* — поверхность кристаллического фундамента с указанием значений граничной скорости ($v_г$, км/с); *2* — протяженный отражающий горизонт в кристаллической толще; *3* — отражающие границы раздела М; *4* — площадки в земной коре, построенные по закритическим (*а*) и докритическим (*б*) отраженным волнам; *5* — глубинные и другие крупные разломы, установленные по данным ГСЗ; *6* — менее значительные разломы; *7* — точки дифракции; *8* — кривая Δg; *9* — кривая Za; *10* — тектоническое районирование по данным ГСЗ; *11* — тектоническое районирование по геологическим данным; *12* — «гранитный» слой; *13* — «базальтовый» слой; *14* — основные породы Коростенского плутона. (*Скоростные колонки составлены Л. П. Ливановой*).

Район, в котором прослеживается поверхность с $v_г$=7 км/с, невелик. По-видимому, это единственный район на Украинском щите с уверенно фиксируемой поверхностью.

Граница раздела М на рассматриваемой территории залегает на глубинах 35—54 км и нарушена рядом глубинных разломов, пересекающих всю толщу земной коры. Наиболее устойчивыми по сейсмической записи, прослеживаемыми повсеместно, являются нижняя и верхняя границы консолидированной коры — поверхность фундамента и слой М.

Результатами исследований на профиле Шепетовка — Чернигов подтверждено высказанное ранее предположение, что земная кора докембрийских щитов характеризуется переменной толщиной [118]. Кроме того, участки с большой мощностью коры приурочены к древним раннепротерозойским геосинклинальным областям, а с небольшой толщиной коры — к средним массивам или древним платформам.

Наиболее полные данные о глубинном строении Украинского щита получены в последнее время в результате исследований ГСЗ по региональному профилю Таганрог—Днепропетровск—Кировоград — Могилев-Подольский, пересекающему в широтном и субширотном направлениях восточную, центральную и юго-западную части Украинского щита [115, 118, 119, 122—124, 131, 151] (рис. 111). В толще земной коры и верхней мантии прослежены две основные отражающие сейсмические границы. Первая ($K_2$) расположена в коре на глубинах 8—20 км, вторая (поверхность М) — на границе коры и верхней мантии в обширном диапазоне глубин (28÷60 км). От границы $K_2$ в районе Криворожско-Кременчугского и Тальновско-Мироновского глубинных разломов наблюдались интенсивные отражения. Предполагалось, что эта сейсмическая граница соответствует поверхности Конрада [114, 117, 118], но после выполнения более детальных исследований выяснилось, что упругие параметры коры на уровне этой границы недостаточны для отнесения ее к поверхности «базальтового» слоя, а поверхность

Конрада на профиле не прослеживается. С востока на запад граница $K_2$ постепенно воздымается. Если в районе Криворожско-Кременчугского синклинория она залегает на глубине 18—19 км, то на крайнем западе — 8—10 км. Геологическая природа этой поверхности пока не ясна, но не случайны ее подъем и приближение к дневной поверхности в районе Побужья, где на дневной поверхности широко развит чарнокитовый комплекс, представленный гранитизированными основными породами глубинных зон земной коры или даже верхов мантии. В районе Кировоградского блока горизонт $K_2$ сопоставляется с подошвой волновода.

Второй протяженный сейсмический горизонт (поверхность М) залегает на глубинах 28—60 км. Обнаружение столь резкой дифференцированности рельефа раздела М под Украинским щитом является одним из наиболее важных и неожиданных результатов исследований по VIII профилю, т. к. ранее считалось, что области древней дорифейской консолидации характеризуются простым строением земной коры с выравненным спокойным залеганием ее подошвы. Участки относительно приподнятого и опущенного положения границы М и соответственно утолщенной земной коры, как правило, разделены крупными разломами, наиболее значительными из которых являются Тальяновско-Мироновский, Кировоградский, Криворожско-Кременчугский и Орехово-Павлоградский, продолжающиеся в основном далеко на юг и север от рассматриваемого профиля в пределы прилегающих к Украинскому щиту геоструктур. В зонах этих разломов кора нарушена особенно сильно, а граница М раздроблена и образует ступени с суммарной амплитудой, достигающей иногда 15—20 км. Граница М была построена по закритическим отражениям. В последнее время на многих участках профиля при полевых исследованиях были получены головные волны от поверхности М (длина годографов достигала 250—320 км), что позволило определить граничные скорости от рассматриваемой границы и сопоставить глубины ее залегания, полученные по отраженным и головным волнам. Из разреза видно, что расхождения между площадками, построенными по первым и вторым волнам, отсутствуют.

На разрезе по VIII профилю не выделена сейсмическая граница с $v_г = 6{,}8 \div 7{,}0$, соответствующая поверхности «базальтового» слоя. Очевидно, этот слой присутствует в низах консолидированной коры и имеет небольшую мощность, но резкой границы между кислыми и основными породами не наблюдается. Если судить по скоростной колонке, то этот переход происходит постепенно (диапазон глубин 26—37 км).

Как отмечалось ранее, толщина земной коры по профилю подвержена значительным изменениям, в результате чего имеются участки с тонкой и толстой корой. В настоящее время известно, что существует закономерность, согласно которой орогены, образовавшиеся на месте геосинклинальных областей, характеризуются толстой корой («корни» гор) — 50—60 км, платформенные участки — корой нормальной толщины (35—40 км), а срединные массивы — сравнительно тонкой (30—35 км). В плане такой закономерности рассмотрим разрез по VIII профилю. Здесь наблюдаются три резких утолщения земной коры, расположенные западнее г. Голованевска, между Кривым Рогом и Верховцево, Днепропетровском и Ореховым.

Первое утолщение установлено на участке Голованевск — Винница (рис. 111), который расположен приблизительно под углом 30° к профилю Днепропетровск — Кировоград — Могилев-Подольский. Эти аномальные зоны выделяются на фоне средних малоизменяющихся значений мощности коры (40—45 км) в остальной преобладающей части разреза.

Сопоставление с данными геологии показало, что два последних утолщения земной коры приурочены соответственно к Криворожско-Кременчугской и Орехово-Павлоградской раннепротерозойским геосинклинальным системам, а разделяющий их участок утоненной коры — к Запорожскому срединному массиву. Подобная корреляция с геологическими данными служит основанием для предположения, согласно которому и остальные субмеридиональные утолщения земной коры в пределах Украинского щита и его склонов являются корнями размы-

тых в настоящее время эпигеосинклинальных орогенов раннего протерозоя.

Использование критерия глубинного строения земной коры в сочетании с данными магнитометрии, гравиметрии и геологии позволило не только уточнить тектоническое районирование Украинского щита в начале протерозоя [124], но и реконструировать раннепротерозойский структурный план [122] для юга европейской части СССР (рис. 112).

Структуры раннего протерозоя представлены двумя типами: геосинклинальные зоны (толстая кора), протоплатформенные или срединные массивы (нормальная или тонкая кора). На территории Украины первый тип структур (геосинклинали) широко распространен. В центральной части Украины обнаружены две геосинклинальные зоны субмеридионального простирания — Криворожско-Крупецкая и Орехово-Павлоградская, которые в направлении от юга на север пересекают горные сооружения Крыма, Украинский щит и его склоны, Днепровско-Донецкий авлакоген и на Воронежском массиве (севернее г. Сумы) сливаются в единую геосинклиналь.

Восточнее этих протяженных структур обнаружены две более узкие зоны северо-западного простирания (Донецко-Волгоградско-Михайловская и Оскольско-Щигровская), которые прослежены на Воронежском массиве и частично на юго-востоке Украины в пределах Донбасса и Приазовского массива.

Западнее Криворожско-Крупецкой зоны в последнее время выявлено еще несколько подобных структур.

Одесская геосинклинальная зона, выделенная впервые в пределах южного склона Украинского щита, в р-не г. Голованевска как бы раздваивается на две ветви, одна из которых протягивается в северо-северо-восточном направлении в сторону г. Канева, а другая — в северо-западном направлении в район гг. Винницы и Шепетовки.

И, наконец, наиболее западная раннепротерозойская геосинклинальная зона расположена в районе г. Львова. В пределах Восточно-Европейской платформы она характеризуется субмеридиональным простиранием, южнее уходит под альпийское сооружение Карпат. Переход от коры к мантии на этом участке пересечения двух разновозрастных «корней» гор сложный, «двухэтажный», он осуществляется через два расположенных друг над другом раздела М, нижний из которых, по-видимому, древний, раннепротерозойский, верхний — молодой, альпийский.

Рассмотрение результатов исследований методами ГСЗ и КМПВ, выполненных на территории Украинского щита, позволяет сделать следующие выводы:

1. Установлено, что групповой характер записи глубинных волн связан не с наличием осадочного чехла, а с особенностями глубинного строения земной коры Украинского щита.

2. Выработан ряд основных методических приемов выделения разломов земной коры. Разломы выделялись по целому комплексу особенностей сейсмической записи, а также косвенным признакам, важнейшими из которых являются различия физических характеристик блоков земной коры, разделенных разломом.

3. Земная кора Украинского щита имеет слоисто-блоковое строение, причем отдельные блоки разнятся между собой толщиной коры, количеством сейсмических границ, скоростными характеристиками и т. д.

4. Земная кора Украинского щита состоит из совокупности различных петрографических комплексов, разделенных сложными переходными зонами. Поверхность Конрада, как правило, не выделяется. Переход от «гранитного» к «базальтовому» слою происходит постепенно на глубинах 26—37 км. Породы основного состава, характеризующиеся повышенными значениями скоростей (6,8—7,0 км/с), залегают в обширном диапазоне глубин от дневной поверхности (Коростенский плутон) или небольших глубин (Белозерский железорудный район) до подошвы земной коры, при этом с глубиной их роль возрастает.

5. Верхняя часть консолидированной коры Украинского щита представлена ныне метаморфизованными, но первично очень разнообразными осадочно-вулканогенными и интрузивными породами кислого и основного состава. Их объединение в общий «гранитный» слой с близкими для всех разновидностей пород скоростями рас-

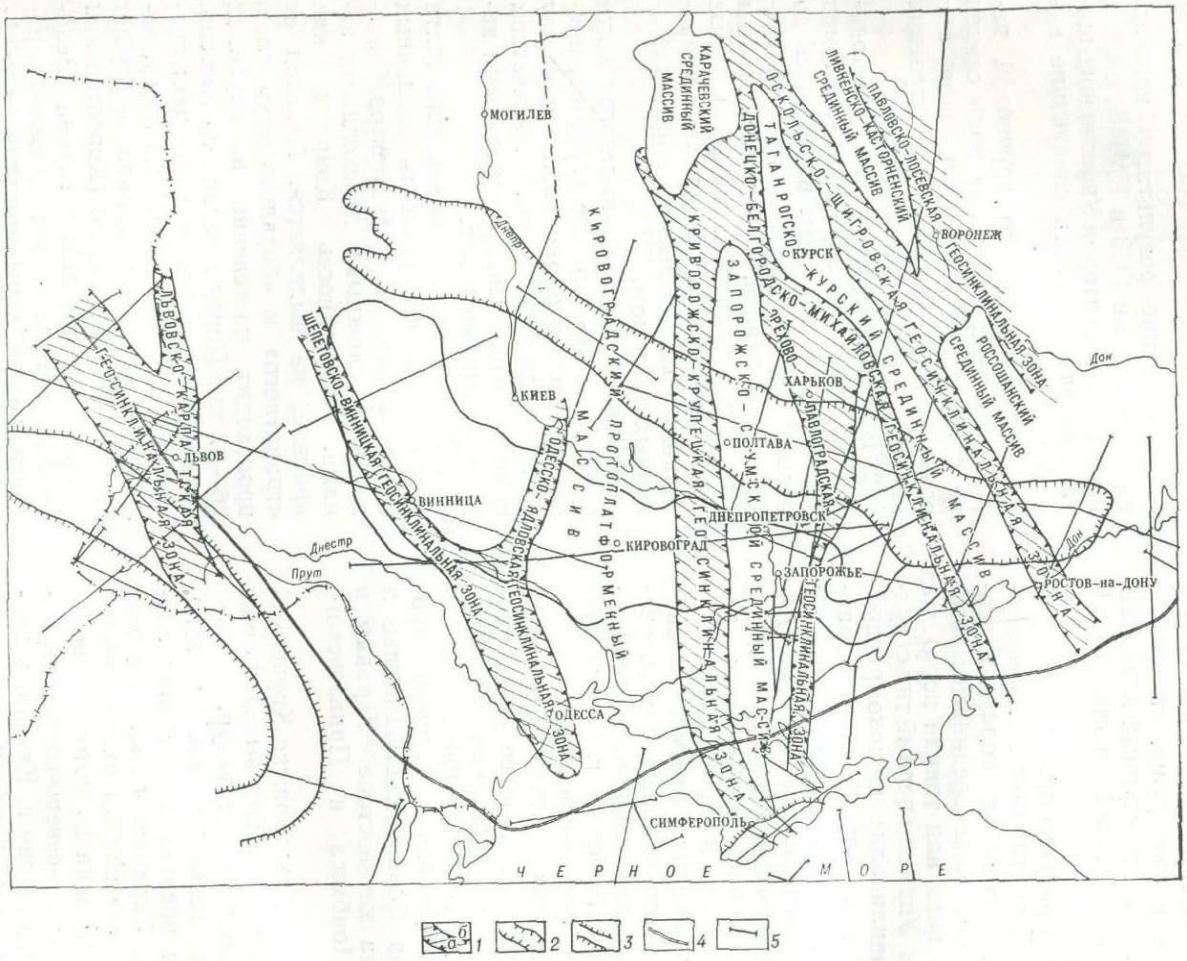



Рис. 112. Схема раннепротерозойских структур Украины:

*1* — (*а*) геосинклинальные зоны (заштриховано), (*б*) протоплатформенные и срединные массивы; *2* — *контуры* герцинского грабена *Днепровско-Донецкого* авлакогена; *3* — контуры альпийских складчатых систем; *4* — граница Восточно-Европейской платформы; *5* — профили ГСЗ.

пространения упругих волн произошло вследствие мощной гранитизации всей совокупности пород в завершающие стадии становления кристаллического субстрата.

6. На некоторых участках Украинского щита (VIII профиль) в толще коры на глубинах 5—15 км обнаружен волновод, скорость в котором на 0,2 км/с меньше, чем в окружающих породах. В области распространения пород подольского чарнокитового комплекса кровля волновода ограничивает распространение этих пород на глубину, а в пределах Кировоградского блока от подошвы волновода получены интенсивные отраженные волны.

7. Толщина коры изменяется в пределах 20—60 км, причем резкое изменение мощности коры приурочено к глубинным разломам. Максимальных значений мощность достигает на участке раннепротерозойских геосинклинальных областей (Ядловско-Одесской, Криворожско-Кременчугской и Орехово-Павлоградской), минимальных — на участках срединных массивов (Запорожский срединный массив).

8. По данным ГСЗ, в комплексе с результатами региональных геофизических и геологических исследований произведено геотектоническое районирование Украинского щита.

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Представление о глубинном строении земной коры на юго-востоке Восточно-Европейской платформы составлено в основном по материалам КМПВ и ГСЗ и дополнено данными, полученными с помощью аппаратуры «Земля» (рис. 113).

Работы по КМПВ и ГСЗ на юго-востоке исследуемой территории проводились с 1956 по 1959 гг. Туймазинской геофизической экспедицией ВНИИ Геофизики под руководством *Ю. Н. Година, (П. А. Блохин, Н. П. Иванова, И. В. Померанцева, М. В. Марготьева и др.)*.

В 1962 г. были выполнены работы с аппаратурой «Земля» *(А. Н. Мозженко, И. В. Померанцева, И. А. Соколова, Г. В. Егоркина* и др.).

При проведении этих работ, кроме решения геологических задач, разрабатывались и методические вопросы, направленные на развитие методики исследований и интерпретации материалов, получаемых при ГСЗ [90—93].

Использование при ГСЗ в основном одного класса продольных волн, сложность и неоднозначность интерпретации [86], трудоемкая методика исследований и большая стоимость работ стимулировали в те годы поиск новых, более эффективных путей и методов сейсмического изучения строения земной коры и мантии. Для этого на профилях ГСЗ были начаты исследования по разработке методики исследований с помощью аппаратуры «Земля».

Сейсмические записи регистрировались низкочастотной аппаратурой, разработанной во ВНИИГеофизики [86]. Упругие колебания отмечались одновременно двумя или тремя 60-канальными станциями, усилители которых имели фильтры в полосе частот 3—30 Гц.

В качестве приемников использовалась группа из четырех сейсмографов типа СП-15 с $f_p$ 13—15 Гц.

Изучение поверхности и внутренней структуры самой верхней части кристаллического фундамента проводилось с помощью продольного и частично поперечного профилирования. Наиболее плотная система наблюдений была получена на профиле VII (рис. 114), где расстояния между ПВ составляли 16—20, редко 30 км при длине годографов 90—130 км. При изучении консолидированной коры ПВ располагались через 50—70 км, а длина годографов составляла 230—270 км.

При работах по методике КМПВ в последующей части сейсмограммы наблюдались многочисленные волны, отраженные от границ внутри консолидированной коры (рис. 115).

Исследования на профилях I, II, V, проводившиеся по упрощенной системе наблюдений, позволяли проводить интерпретацию материала по методам ГСЗ, разработанным для головных волн. Полученная в 1957—1958 гг. сложная система наблюдений с многократным перекрытием нагоняющих годографов и непрерывной корреляцией показала, что волны, считавшиеся ранее головными, по своей природе — отраженные или рефрагированные.

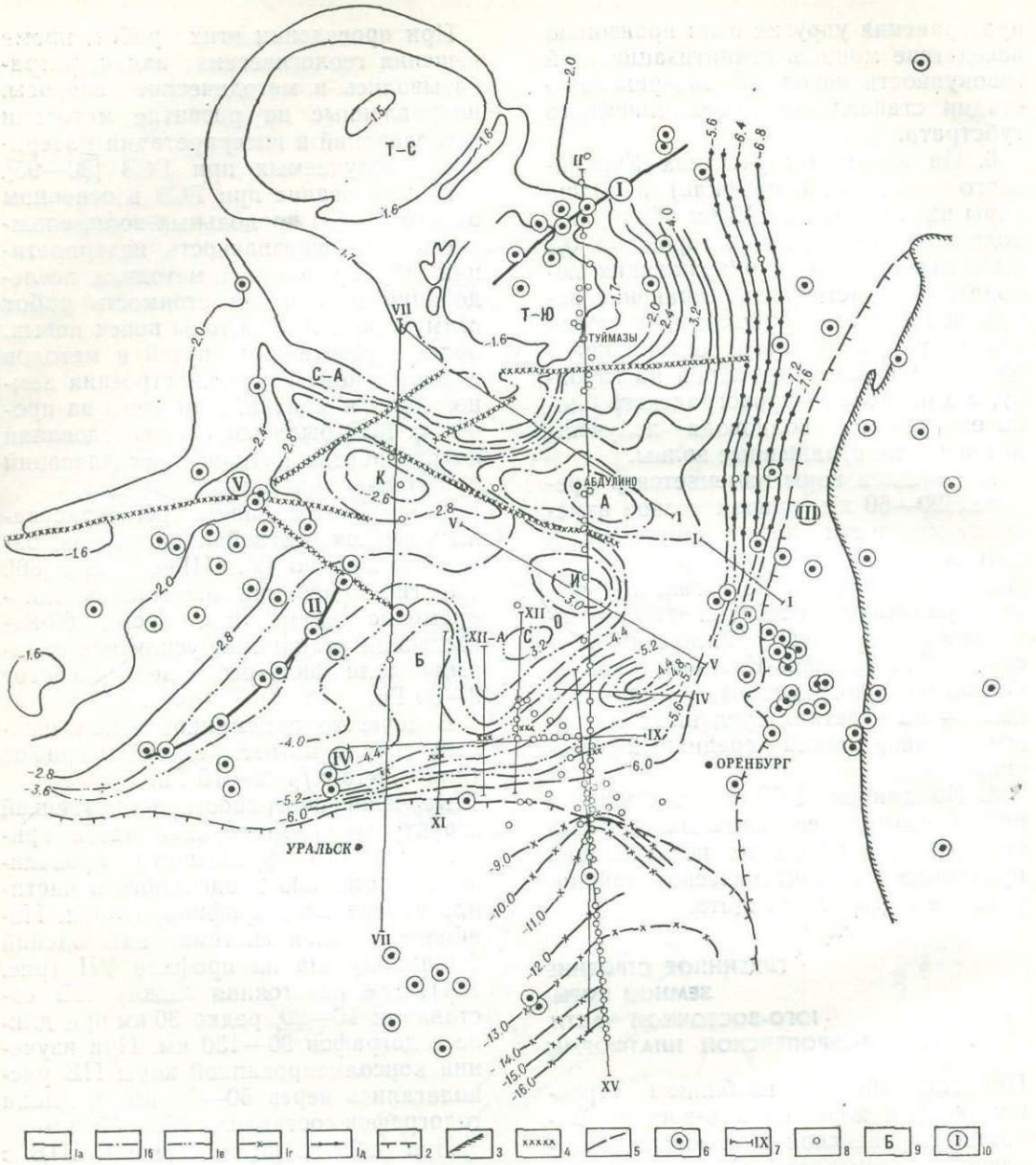



Рис. 113. Схема расположения профилей ГСЗ, КМПВ, станций «Земля» и эпицентров местных землетрясений на карте поверхности докембрийского фундамента юго-востока платформы и севера Прикаспийской впадины (составили И. В. Померанцева, Э. К. Кострова, И. А. Соколов и др.):

*1* — изолинии по поверхности докембрийского фундамента: *а*) по данным бурения (по *П. А. Блохину*); *б*) по данным КМПВ (по *Ю. Н. Годину, П. А. Блохину, Н. П. Ивановой, И. В. Померанцевой*); *в*) по данным переинтерпретации материалов КМПВ (по *И. А. Соколовой, Л. П. Егоровой* и др.); *г*) по данным станций «Земля» (по *И. В. Померанцевой, Л. П. Барской, Г. В. Егоркиной, Л. В. Егоровой*); *д*) по данным гравиметрии, магнитометрии, электроразведки (по *П. А. Блохину*); *2* — границы Прикаспийской впадины и Предуральского прогиба; *3* — граница складчатого Урала; *4* — зоны разломов по данным геологии (*а*) и КМПВ (*б*); *5* — зона разломов по данным станций «Земля»; *6* — эпицентры местных землетрясений по данным станций «Земля»; *7* — профили КМПВ и ГСЗ; *8* — места установок станций записи «Земля»; *9* — геологические регионы; *10* — зоны с эпицентрами местных землетрясений. Структурные элементы: Т—С — северная вершина Татарского свода; Т—ю — южная вершина Татарского свода; А — Абдулинская впадина; С—А — Серноводско-Абдулинская впадина; К — Кинельский свод; О — Оренбургский свод; И — Ивановский выступ; С — Сорочинский выступ; Б — Бузулукская впадина.

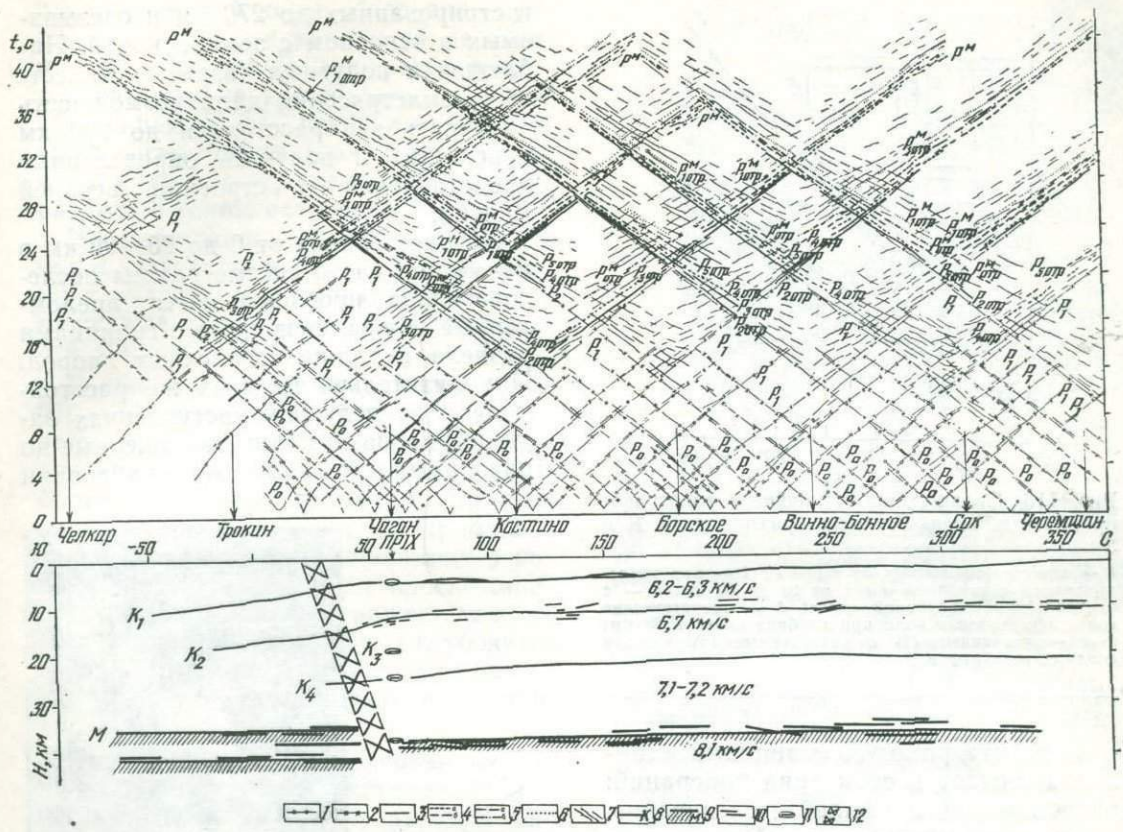



Рис. 114. Система наблюдавшихся и сводных годографов (*а*), связываемых с границами раздела коры, и глубинный разрез (*б*) по профилю VII (составили И. В. Померанцева, М. В. Марготьева, Е. Д. Тагай, А. П. Пакратов):

*а*) 1, 2 — наблюдавшиеся годографы рефрагированных продольных волн, образованных на границах в осадочном чехле ($P^0$) и поверхности докембрийского фундамента ($P_1$); *3*, *4* — б) сводные годографы рефрагированных и отраженных волн $P_1$, $P_2$, $P_3$, связываемых с сейсмическими границами в консолидированной коре ($K_2$ $K_3$, $K_4$); *5* — сводные годографы волн, отраженных за начальной точкой (*а*) $P^{м}_{отр}$ и преломленных (*б*) $P^{м}_{1}$ на поверхности М; *6* — сводные годографы волн, отраженных от границ в мантии $P^{м}_{2отр}$, $P^{м}_{3отр}$ и т. д.; *7* — наблюдавшиеся годографы отраженных волн; *б*) *8* — границы раздела коры, построенные по закритическим, рефрагированным, отраженным волнам: $K_1$ — поверхность докембрийского фундамента; $K_2$ — граница в консолидированной коре; $K_4$ — поверхность в низах коры; *9* — поверхность М; *10* — отражающие площадки; *11* — глубины до границ раздела коры на профилях, пересекающих профиль VII; *12* — зоны разломов.

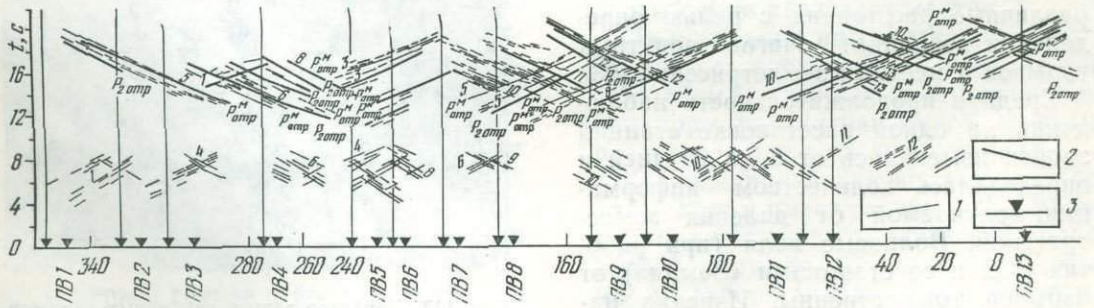



Рис. 115. Система наблюдавшихся (*1*) и сводных (2) годографов продольных отраженных волн.

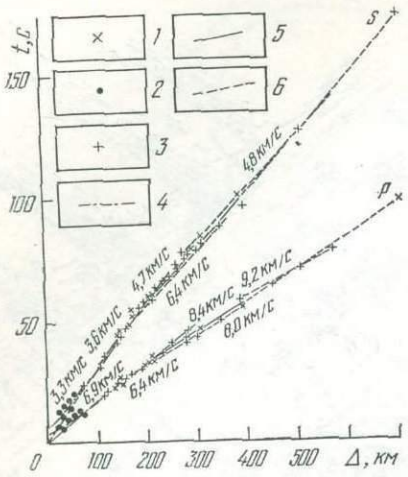



Рис. 116. Сводные наблюдавшиеся годографы продольных волн. Времена прихода волн $P$ и $S_1$:

*1* — зарегистрированных от взрывов; *2* — при землетрясениях с глубиной очага от 20 до 50 км; *3* — с неопределенной глубиной очага; *4* — теоретические годографы прямых волн при глубине очага в 23 км; *5—6* — уверенные (5) и неуверенные (6) участки сводных годографов.

Методика работ со станциями «Земля» включает в себя ряд операций: расположение профилей исследования, схему расстановки станций записи на местности, регистрацию землетрясений, производство и регистрацию взрывов, установку аппаратуры на точке наблюдения, ее настройку и калибровку, продолжительность наблюдений на стоянке и др. [71, 93].

Регистрация записей осуществлялась с помощью трех сейсмоприемников ВЭГИК.

Шаг между станциями записей в пределах исследуемой площади изменялся от 3 до 20 км. Несколько станций выносилось от линии профиля на различные расстояния с целью определения координат очагов попутных взрывов и местных землетрясений [63].

Средняя продолжительность наблюдений на одной расстановке станций записи изменялась от 8 до 20 дней и определялась количеством информации, получаемой от далеких землетрясений. Волновые поля (при работах ГСЗ и со станциями «Земля») от взрывов тождественны. Изредка наблюдались более четкие первые вступления с аппаратурой «Земля», чего не было при работах ГСЗ.

Данные ГСЗ позволили судить о волновом поле продольных волн, зарегистрированных до 270 км и связываемых в основном с земной корой. Наблюдения попутных взрывов и местных землетрясений дали возможность увеличить эти расстояния до 700 км (рис. 116) и получить определенные представления о строении верхней мантии.

На расстояниях от 0 до 25—90 км в начальной части сейсмограммы последовательно прослеживаются преломленные волны, связанные с границами раздела в толще осадочных пород. Приблизительно на этих же расстояниях в последующих вступлениях зарегистрированы волны, отраженные до начальных точек от глубоких границ

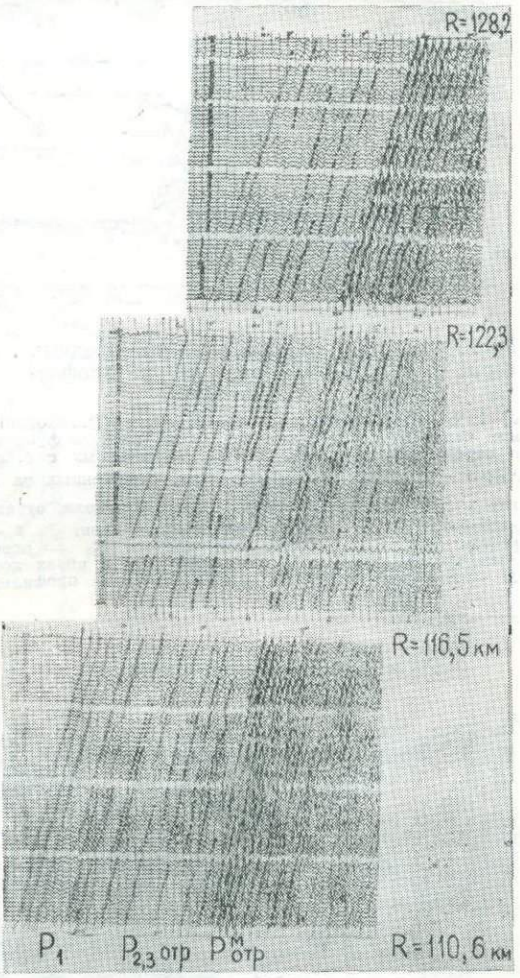



Рис. 117. Характер записи глубинных отраженных волн на расстояниях 110—128 км от ПВ Трокин (профиль VII): $P_1$, $P_{2,3\,отр}$ — волны, связываемые с «гранитным» слоем; $P^{м}_{отр}$ — волны от поверхности М.

раздела земной коры. Последние лучше всего прослеживаются на расстояниях 25—100 км. Расшифровка волновой картины на расстояниях 0—25 км с помощью РНП показала наличие здесь интенсивных волн-помех, в основном кратно-отраженных от границ раздела в толще осадочных пород.

На расстояниях до 900 км от ПВ четко выделяются преломленные волны в области первых вступлений и отраженные ($t_0 = 12 \div 13$ с) от поверхности Мохоровичича.

В области первых вступлений (90—270 км) прослеживаются рефрагированные волны, относимые к поверхности кристаллического основания $P_1$ и более глубоким границам раздела земной коры $P_2$, $P_3$ и т. д. Приблизительно на таких же расстояниях в последующей части записи прослеживается несколько групп отраженных волн (4—6), связанных также с глубокими границами раздела или целыми слоями кристаллической толщи земной коры.

Наиболее сложная волновая картина наблюдается на расстояниях 80—200 км, где почти все группы отраженных и рефрагированных волн регистрируются вместе, имеют близкие значения кажущихся скоростей и амплитуд, слабо разделены между собой по времени. Наиболее надежно здесь прослеживаются рефрагированные волны в области первых вступлений $P_1$ и отраженные за начальными точками от поверхности Мохо $P^{м}_{отр}$ (рис. 117).

Затем на расстоянии в 200 км волновая картина упрощается за счет затухания групп волн. Здесь прослеживаются две группы волн, отраженные $P^{м}_{отр}$ и рефрагированные $P^{м}$, резко различающиеся по кажущимся скоростям (7,0—7,1 и 8,1—9,0 км/с) и амплитудам (рис. 118). Поперечные волны были зарегистрированы только с помощью аппаратуры «Земля» как от попутных взрывов МОВ и КМПВ, так и от местных землетрясений. По характеру волновых полей эти записи разделены на две группы.

К первой группе относятся записи от глубокофокусных землетрясений с очагами, расположенными глубже 30 км, ко второй — записи взрывов и землетрясений с глубинами очагов менее 30 км [63].

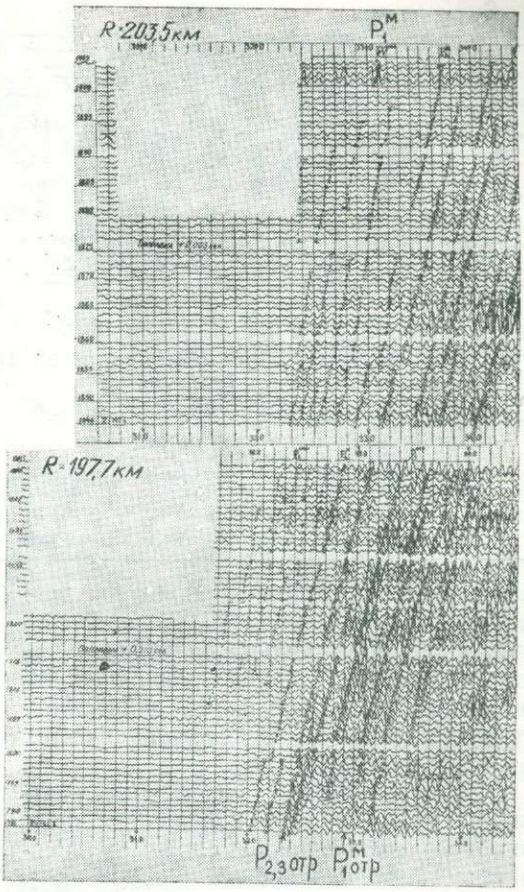



Рис. 118. Характер записи глубинных волн $P$ из ПВ Трокин: $P^м_1$, $P^м_{1отр}$ — волны, преломленные и отраженные от поверхности М; $P_{2,3отр}$ — волны, отраженные от границы внутри консолидированной коры.

Волны до расстояний в 25—100 км от ПВ связываются с горизонтами осадочного чехла, от 100 до 200 км — границами раздела консолидированной коры, более 200 км (до 700 км) — поверхностями раздела в мантии.

На основании интерпретации данных ГСЗ и исследований с аппаратурой ГСЗ «Земля» глубинное строение земной коры рассматриваемого региона представляется в следующем виде.

Консолидированная кора состоит из ряда слоев и имеет толщину 38—40 км. Верхняя часть кристаллической толщи земной коры представлена гнейсовыми и габбро-диабазовыми породами [88], характеризующимися скоростью распространения упругих продольных волн 6,2—6,3 км/с, поперечных волн — 3,3—3,4 км/с.

Анализ керна верхней части докем-

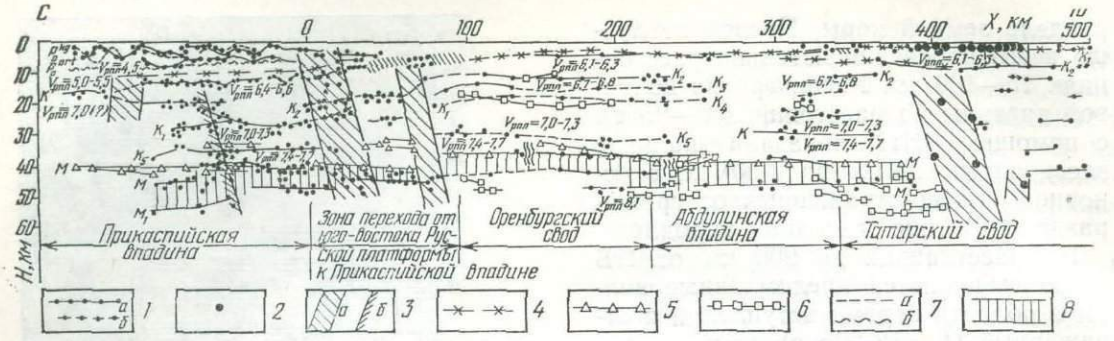



Рис. 119. Глубинный разрез земной коры по данным КМПВ, ГСЗ и станции «Земля» (составили И. В. Померанцева, Л. П. Барскова):

К-1 — поверхность докембрийского фундамента; $К_2$ — поверхность в консолидированной коре; $К_4$, $К_5$ — поверхность в низах коры; $М_1$ и $М_2$ — соответственно кровля и подошва зоны перехода кора — мантия. *1* — границы по волнам $P$, зарегистрированные станциями «Земля» (*а* — уверенные, *б* — предполагаемые); *2* — очаги близких землетрясений; *3* — зоны (*а*) и линии (*б*) разломов по данным станций «Земля»; *4* — поверхность докембрийского фундамента по данным КМПВ; *5, 6* — отражающие площадки, по докритическим (5) и закритическим (6) отраженным волнам, зарегистрированным при КМПВ и ГСЗ; *7* — границы по данным среднечастотного МОВ: *а* — $P_0^{кд}$; *б* — $P_0^{part}$ (подсолевые); *8* — зона перехода кора — мантия.

брия (*Т. А. Лапинская, Р. С. Князев*) и данные сверхглубокой Туймазинской скважины, пробуренной в пределах Татарского свода [92], показали, что породы представляют собой глубокометаморфизованные дислоцированные осадочные образования.

Второй границей раздела $К_2$, очевидно, является (рис. 114) поверхность «габбро-диабазового» слоя со скоростями продольных волн $v_{рпл}=6{,}6 \div 6{,}8$ км/с, поперечных — $v_{sпл}=3{,}8$ км/с; $К_{пл}=1{,}75—1{,}79$ и глубинами в 11—13 км.

Поверхность $К_4$ (рис. 114) характеризуется $v_{рпл}=7{,}0 \div 7{,}2$ км/с, поперечных $v_{sпл}=3{,}7$ км/с; $К_{пл}=1{,}89$; $H$ — 20—30 км.

Поверхность $К_5$ с $v_{рпл}=7{,}6 \div 7{,}8$ км/с; $v_{sпл}=3{,}9 \div 4{,}1$ км/с; $К_{пл}=1{,}95 \div 1{,}9$ км/с; $H=26 \div 32$ км. Поверхности $К_4$ и $К_5$ построены по отраженным волнам. Скорости для этих границ вычислены методом встречных годографов и имеют погрешность, но все же эти данные свидетельствуют о том, что указанные сейсмические границы характеризуют низы консолидированной коры, сложенные основными породами.

Поверхность Мохоровичича М имеет $v_{рпл}=8{,}0 \div 8{,}2$ км/с; $v_{sпл}=4{,}6$ км/с; $К_{пл}=1{,}73$; $H=38—40$ км.

Граница в верхней мантии $М_1$ характеризуется $v_{рпл}=8{,}4$ км/с; $v_{sпл}=4{,}7$ км/с; $К_{пл}=1{,}79$; $H=45 \div 47$ км.

Вторая граница $М_2$ в верхней мантии отмечается значениями $v_{рпл}=9{,}2$ км/с; $v_{sпл}=5{,}3$ км/с; $К_{пл}=1{,}73$; $H \approx 110 \div 120$ км.

Поверхность докембрийского основания на исследуемой территории имеет сложное блоковое строение (рис. 113). Здесь выделяются следующие крупные структуры: Татарский свод (Т), Серноводско-Абдуллинская впадина (С. А.), Кинельский свод (К), Бузулукская впадина (Б), Оренбургский свод (О) и два выступа — Ивановский и Сорочинский.

С востока исследуемой территории располагается система Урала, отделенная от платформы глубоким и узким Предуральским прогибом. С юга отмечается глубокая платформенная впадина Прикаспия.

Абсолютные отметки поверхности докембрийского основания изменяются от 1,6 км в пределах Татарского свода до 6 в Абдуллинской впадине и до 7,2 км — в Предуральском прогибе.

Татарский свод представляет собой крупное сводовое поднятие СЗ-ЮВ простирания с мощностью осадков 1,6—2,0 км. К югу от него расположена обширная и глубокая Абдуллинская впадина. Максимальная абсолютная отметка залегания в центре превышает 6 км.

Серноводско-Абдуллинская впадина осложнена рядом разломов, отделяет Татарский свод от более южных (также положительных), более погруженных структур Оренбургского свода, имеющих северо-восточное простирание с минимальными отметками залегания фундамента в районе Ивановского выступа (2,8—3,0 км).

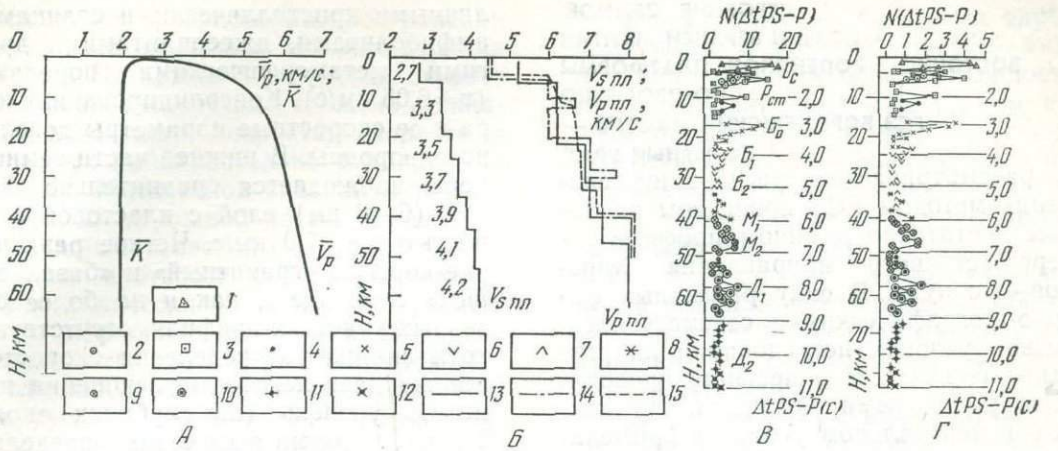



Рис. 120. Модели коры со статическими временными разрезами (составили И. В. Померанцева, Д. П. Барскова):

А — кривые средних скоростей продольных волн ($\bar{V}_p$) и коэффициенты $K=\frac{\bar{VP}}{4\bar{VS}}$; Б — графики пластовых скоростей волн *P* и *S*; В — временные статистические разрезы (модели) с наблюдавшимся количеством (*N*) волн PS; Г — временные статистические разрезы (модели) с относительным количеством волн PS: *1—12* — максимум количества волн *P*, связываемый с: *1* — горизонтами осадочного чехла; *2* — поверхностью подсолевых отложений; *3* — поверхностями докембрия; *4* — поверхностью в консолидированной коре; *5—7* — в низах коры; *8* — поверхностью *M*; *9* — первой; *10* — второй; *11* — третьей; *12* — четвертой границами в мантии; *13* — кривые скорости по данным станций «Земля»; *14, 15* — кривые скорости по данным ГСЗ (*интерпретация Ю. П. Година, А. В. Егоркина, И. В. Померанцевой*).

Структура поверхности Мохоровичича (по данным докритических отраженных волн при ГСЗ и проходящих обменных волн *PS*) имеет также сложное строение.

Глубины до поверхности М изменяются от 33 до 40 км. С переходом к Прикаспийской впадине они уменьшаются до 30 км (рис. 119), а к Предуральскому прогибу увеличиваются до 40 км и более. По поверхности М четко выделяются две крупные структурные зоны в районе Татарского и Оренбургского сводов, где мощность коры соответственно 40,0 и 35,5 км. Очертания обеих структур близки к очертаниям этих же структур по поверхности докембрийского фундамента.

Сейсмическая граница с $v_{рпл}=6{,}7\div6{,}8$ км/с [88] была условно отнесена нами к поверхности габбро-диабазовых отложений. Глубины до этой поверхности изменяются в пределах 9,0—12 км.

По материалам ГСЗ для исследуемой площади было составлено несколько вариантов моделей коры. Часть из них приведена на рис. 120. Наиболее оптимальной моделью является неоднородно-слоистая среда с границами раздела первого рода.

Нами проведено сопоставление данных о структуре земной коры с наблюдаемыми очагами землетрясений, зарегистрированных в исследуемом регионе (рис. 119). При этом было выделено пять зон.

1. Зона с очагами землетрясений в коре ($H=25\div50$ км) пересекает в юго-западном направлении Татарский свод.

2. В области, ограничивающей с юго-востока крутой склон Жигулевско-Пугачевского свода. Эпицентры здесь расположены в довольно узкой полосе, простирающейся с северо-востока на юго-запад.

3. В пределах восточного склона Урала и Предуральского прогиба, характеризуется большим количеством гипоцентров.

4. Расположена в области сочленения Русской плиты с Прикаспием, характеризуется очагами землетрясений, расположенными глубже подошвы коры.

5. Зона жигулевских дислокаций с очагами в основном в коре.

Совместная интерпретация материалов КМПВ, ГСЗ и станций «Земля» позволяет многосторонне осветить глубинное строение и скоростную характеристику земной коры исследуемой территории.

### СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО ПРОФИЛЮ ГСЗ ВОРОНЕЖСКИЙ МАССИВ — ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ

В рассматриваемом регионе исследования методом ГСЗ проведены на одном достаточно длинном профиле северо-восточного направления Харьков—Воркута. В силу различных физико-географических и сейсмогеологических условий исследования на разных участках этого профиля проводились различными методами. На южном и центральном участках применялась методика непрерывного профилирования ГСЗ с получением встречных и нагоняющих годографов продольных, преломленных и отраженных волн. В северной части профиля наблюдения проводились по методике точечных зондирований с получением годографов продольных, поперечных и обменных волн от больших взрывов.

Волновое поле, наблюдаемое в рассматриваемом регионе, является типичным для древних платформ. В первых вступлениях здесь выделяются три опорные группы волн, которые характеризуют осадочную толщу, поверхность консолидированной коры фундамента и границу Мохоровичича. В последующих вступлениях выделяются отраженные волны от поверхности Мохоровичича и от границ в консолидированной коре.

На участке Кинешма—Воркута в последующих вступлениях на вертикальных и горизонтальных приборах выделены также поперечные отраженные и преломленные волны от границы Мохо. На расстояниях 300—800 км от источника с запаздыванием на 1-2 с по отношению к волнам $P^{м}_{отр}$ зарегистрированы более низкочастотные (1,5 Гц) и интенсивные, чем $P^{м}_{отр}$ волны с кажущимися скоростями 5,8—6,2 км/с, физическая природа которых пока не ясна.

Строение земной коры в рассматриваемом регионе вдоль линии профиля показано на рис. 121.

Воронежский массив характеризуется небольшой мощностью осадочного чехла (приблизительно 1,0 км). В строении фундамента Воронежского массива участвуют породы раннепротерозойского возраста, сложенные различными кристаллическими сланцами, амфиболитами, джеспилитами и другими метаморфическими породами ($v$=6,05 км/с). Консолидированная кора и ее скоростные параметры довольно однородны. В нижней части земной коры наблюдается сравнительно тонкий (6—8 км) слой с пластовой скоростью 6,9—7,0 км/с. Четкое разделение коры на «гранитный» и «базальтовый» слои здесь, как и на более северных участках профиля, отсутствует, хотя анализ распределения скоростей все же дает некоторые основания наметить уровень (на глубинах около 20 км), который в известных пределах может соответствовать поверхности «базальтового» слоя. Поверхность Мохо располагается на глубинах свыше 45 км и характеризуется нормальными значениями граничных скоростей (8,0—8,15 км/с). Здесь она образует неглубокий прогиб, в пределы которого попадает не только Воронежский массив, но и Пачелмский авлакоген и сопредельные южные окраины Московской синеклизы. Общим для всех этих разнородных структур является широкое распространение в их фундаменте протерозойских комплексов, с формированием которых, по-видимому, и следует связывать характерные для всего этого района повышенные мощности земной коры. Структура довольно глубокого Пачелмского авлакогена не нашла отражения в рельефе поверхности Мохо. Она не проявляется и в гравитационном поле. Очевидно, первое связано с небольшими размерами авлакогена по линии профиля, а второе — с компенсирующим влиянием заполняющих авлакоген высокоскоростных осадочных пород. На северном борту Пачелмского авлакогена выделяется блок фундамента с самыми высокими значениями скорости (6,4 км/с). Кроме того, наблюдаются интенсивные положительные гравитационные и магнитные аномалии. Все это следует связывать с внедрением в земную кору масс основных и ультраосновных пород.

В пределах Московской синеклизы осадочный чехол характеризуется мощностью 3—5 км и скоростью распространения сейсмических волн 3,5 км/с. Только в пределах центрально-русских авлакогенов распространены рифейские и нижнепалеозойские

отложения, скорость распространения сейсмических волн в которых порядка 5 км/с. На крыльях синеклизы основание осадочного чехла сложено толщами девонского возраста, скорость в которых приблизительно 4 км/с. Фундамент Московской синеклизы гетерогенен. В ее южной части, в пределах Рязано-Саратовской и Московской систем протерозоид, он представлен кристаллическими сланцами, гнейсами, амфиболитами и гранитоидами. Вдоль этих систем простираются Пачелмский авлакоген и зона центрально-русских авлакогенов. Севернее последней расположен обширный Северо-Двинский архейский блок, сложенный преимущественно гнейсами и гранулитами. С севера он обрамлен гнейсовыми сериями, прорванными интрузиями гранитоидов, образующими Мезенско-Вычегодскую систему протерозоид. Границами между указанными элементами тектонической структуры служат разломы регионального значения. Особенности рельефа фундамента и его внутренней структуры находят в общем нечеткие отображения в распределении мощностей и скоростных параметрах консолидированной коры. Так, фундамент в области Северо-Двинского блока и Рязано-Саратовской системы протерозоид выделяется несколько повышенными значениями граничных скоростей (соответственно 6,25 и 6,30 км/с), тогда как для других указанных выше систем протерозоид характерны более низкие граничные скорости. Для Пачелмского авлакогена повышенные значения граничных скоростей вдоль фундамента коррелируются с высокими значениями средних скоростей в консолидированной толще земной коры (6,55 км/с) и магнитными аномалиями высокой интенсивности. Для Северо-Двинского массива консолидированная толща земной коры также характеризуется высокими значениями средних скоростей (6,45 км/с).

Здесь, как и в южных районах, в основании земной коры прослеживается слой с повышенными пластовыми скоростями (6,9—7,0 км/с). Его минимальные мощности 6—7 км отмечаются под Северо-Двинским архейским блоком, а максимальные (до 12 км)— подсистемами протерозоид. Последние в рельефе подошвы земной коры выделяются несколько большими глубинами до поверхности Мохо (40—43 км) и сравнительно большими мощностями консолидированной коры, чем под этим блоком (36—37 км). Граничные скорости вдоль поверхности Мохо под архейским блоком (8,3 км/с) больше, чем под системами протерозоид (8,0—8,2 км/с).

Тиманский кряж и Печорская синеклиза в фундаменте образуют обособленный блок, сложенный ранними байкалидами. Осадочный чехол в пределах Тиманского кряжа небольшой (менее 1 км), тогда как в Печорской синеклизе его мощность достигает 8—12 км. В районе Тимана фундамент характеризуется самыми низкими значениями скоростей (6,0 км/с) и слабо дифференцированными отрицательными гравитационными и магнитными аномалиями, что свидетельствует о преобладании в нем метаморфических пород. В центральной части Печорской синеклизы простираются параллельно Тиманскому кряжу Печорская гряда и Колвинское поднятие вместе с разделяющей их Денисовской впадиной.

Глубина залегания поверхности Мохо и мощность земной коры на всем протяжении рассматриваемых структур приближаются к 40 км. Под Тиманским кряжем поверхность Мохо располагается глубже 40 км, тогда как на отдельных участках Печорской синеклизы она нередко поднимается до 38—39 км. Вследствие малой расчлененности рельефа поверхности Мохо создается кажущееся представление о небольших различиях в строении земной коры в пределах разнородных элементов Восточно-Европейской платформы, пересеченных профилем. Рассмотрение особенностей распределения скоростных параметров и мощностей земной коры показывает, что для миогеосинклинальной зоны характерны меньшие значения граничных скоростей вдоль фундамента, чем в пределах эвгеосинклинальной зоны. Таким же образом распределяются и значения средних скоростей в консолидированной толще земной коры. Однако граничные скорости вдоль поверхности Мохо характеризуются обратными соотношениями. Так, для миогеосинклинальной зоны типичны значения $v = 8{,}4$ км/с, а для эвгеосинклинальной зоны — 8,0 км/с.

Сведения об особенностях скоростного строения верхней части мантии получены вдоль северной части профиля, на участке Кинешма — Воркута.

Различия в строении верхней части мантии в Московской и Печорской синеклизах, вероятно, связаны с различной историей геологического развития. Об этом свидетельствует изменение возраста пород складчатого фундамента от архея и протерозоя в Московской синеклизе до рифея — в Печорской. Приведенные факты указывают на глубинный характер заложения рассматриваемых структур и расположенного на стыке Тиманского кряжа, а также, возможно, свидетельствуют о влиянии на особенности развития земной коры процессов, происходящих в верхней мантии. Понижение значений скоростей в верхней мантии отмечается по мере приближения к северной окраине континента — Северному Ледовитому океану.

### ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Прикаспийская впадина характеризуется сложным геологическим строением, представляя собой глубокопогруженную юго-восточную часть Восточно-Европейской платформы.

На ее территории выполнены многочисленные профили, КМПВ—ГСЗ, МПОВ и наблюдения со станцией «Земля», которые позволили получить данные о глубинной структуре земной коры региона.

Сейсмические исследования МОВ начались еще в 1940 г. и с тех пор стали основным методом исследования, так как с его помощью изучалась конфигурация соляных куполов и межкупольных зон, а также строение над- и подсолевых отложений.

Платформенный чехол собственно Прикаспийской впадины и ее бортовых частей сложен осадочными породами рифейского, палеозойского, мезозойского и кайнозойского возрастов и отличается спокойным, близким к горизонтальному залеганием пород (за исключением соляно-купольных зон) с развитием в нем типичных платформенных структур.

В центральной части впадины, в верхней части разреза подсолевых отложений, выделяется также терригенный комплекс, который по восстанию пластов к бортам впадины замещается карбонатными осадками среднего карбона (нижней перми).

Основные представления о строении консолидированной коры и верхней мантии были получены в результате сейсмических исследований методом КМПВ и ГСЗ. Работы выполнялись многими организациями в течение более 20 лет. Взгляды исследователей на природу волн, методику интерпретации различны.

В 1958—1962 гг. ВНИИГеофизики была опробована методика КМПВ—ГСЗ в северной прибортовой и центральной частях впадины. Исследования показали, что в интервале глубин 12—42 км имеется ряд преломляющих и отражающих границ, из которых наиболее устойчивая (поверхность Мохо) соответствует глубине 40—42 км.

Начиная с 1963 г. трест «Спецгеофизика» проводит сейсмические исследования, в результате которых прослежена в прибортовых зонах впадины поверхность фундамента. На этих же участках прослежен и более глубокий горизонт ($v_г$=7,0÷7,4 км/с), который при переходе в центральную часть становится подошвой осадочного чехла. Таким образом, бортовые зоны характеризуются наличием «гранитного» и «базальтового» слоев, а в центральной части — утонение гранитного слоя ($v_г$=6,6 км/с) до 3,0—5,5 км. Глубина залегания поверхности Мохо изменяется в значительных пределах. В западной части впадины она равна 30—36 км, а в зоне Хобдинского максимума — всего 28 км.

Значительные данные о глубинном строении земной коры впадины были получены при работах ГСЗ по профилю Челкар — Волгоград. По мнению авторов (Циммер, Хрычев и др., 1967—1968 гг.), поверхность Мохо залегает на глубине 38—42 км и испытывает некоторое воздымание в районах Аралсорского и Хобдинского максимумов силы тяжести.

В работах треста «Спецгеофизика» (1973 г.) освещается характер строения карбонатного осадочного комплекса центральной части впадины. Авторами подтверждено сравнительно неглубокое залегание поверхности мантии в зонах западного ограничения Хобдинского регионального гравитационного максимума (30—32 км). В пе-

реходной области от центральной части впадины к Южно-Эмбенскому поднятию отмечено погружение поверхности Мохо по региональному разлому (амплитуда 10—14 км).

Тематической партией ВНИИГеофизики (Вольвовский, Краснопевцева, Разинкова, 1971 г.) получена сейсмическая модель земной коры по профилю Челкал — Волгоград, где на глубине 17—26 км имеется слой пониженной скорости (5,8 км/с).

В исследованиях КМПВ—МПОВ, проведенных трестом «Спецгеофизика» в междуречьи Волги и Урала, изучался осадочный разрез земной коры этого региона. Поверхность фундамента надежно построена только в центральной части исследуемой площади ($h$= =12÷15 км).

Регистрация сейсмических колебаний, возбужденных мощными промышленными взрывами, впервые была осуществлена в Прикаспийской впадине (трест «Спецгеофизика», 1972 г.) на профилях Элиста—Бузулук (900 км) и Саратов—Гурьев.

Можно отметить следующие общие моменты в результатах исследований глубинного строения Прикаспийской впадины, полученных разными исследователями.

1. Сокращение мощности консолидированной коры от бортовой зоны впадины к ее центральной части происходит за счет «гранитного» слоя от 15—18 (на бортах впадины) до 0—5 км (в центральной части).

2. Толщина «базальтового» слоя в бортовой зоне достигает 20 км. О ее величине в центральной части впадины нет единого мнения. Циммер и др. считают, что толщина «базальтового» слоя здесь достигает 25 км, по данным И. С. Вольвовского и др. — 8—12 км.

3. Общая мощность земной коры Прикаспийской впадины не превышает 40—42 км.

В волновом поле Прикаспийской впадины отмечается аномальный характер, что обусловлено как широким развитием соляных куполов, так и различным строением фундамента.

Общая схема волновой картины представляется в следующем виде: в прибортовых зонах в первых вступлениях последовательно регистрируются преломленные волны, образовавшиеся на сейсмических границах в осадочной

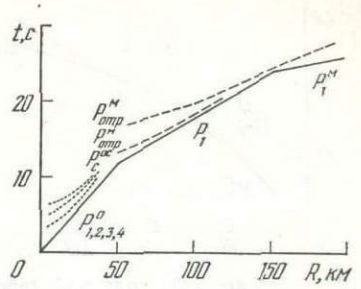



Рис. 122. Обобщенный годограф сейсмических волн для бортовых зон Прикаспийской впадины.

толще $P^0_{1,2,3,}$, в кровле консолидированной коры $P_1$ (фундамент) и поверхности Мохо $P^м$. На сводах соляных куполов вместо волн $P^0_{2,3}$ выделяется волна от кровли соли $P^0_c$.

Волны осадочного комплекса сменяются на расстояниях 50 км от ПВ волной $P_1$ — кровля фундамента $v^*$= =6,2÷6,6 км/с. При расстояниях от ПВ в 150—170 км в первые вступления выходит волна $P^м_1$, кажущиеся скорости которой составляют 7,7—8,6 км/с. (рис. 122).

В центральной части впадины увеличивается область прослеживания волн $P^0_{1,2,3}$ (рис. 123), за которыми на сейсмограммах в первые вступления выходят быстрозатухающие преломленные волны малой интенсивности, связанные с карбонатной толщей подсолевых образований.

На расстоянии 70—80 км в первых вступлениях прослеживается волна с $v^*$=6,8÷7,2 км/с, которая сменяется волной $P^м$ ($v_г$=7,8÷8,2 км/с).

Иная картина наблюдается при мощных источниках колебаний (рис. 124), при которых на расстояниях 35—120 км прослеживается волна с $v^*$=6,0 км/с ($P_1$), которая сменяется волной $P^м$ с $v^*$=—8,1 км/с, а волна $P_2$ не выделяется. Таким образом, при малых взрывах теряются истинные первые вступления, что приводит к неверной расшифровке волнового поля.

По этой причине вопрос о природе поверхности фундамента в центральной части впадины остается до сих пор дискуссионным. Одни исследователи считают, что поверхность фундамента представляет собой сейсмическую границу с $v_г$=7 км/с. Это соответствует

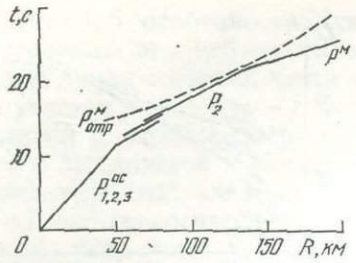



Рис. 123. Обобщенный годограф сейсмических волн для центральной части Прикаспийской впадины.

основным породам. Другие придерживаются мнения, что выше этой границы залегает поверхность с $v_г = 6$ км/с, а мощность пласта с $v = 6$ км/с небольшая (2—4 км).

При использовании трехкомпонентных систем регистрации сейсмических колебаний в построении сейсмических разрезов помимо продольных использовались поперечные и обменные волны.

Корреляция поперечных волн, как правило, осуществляется в условиях интерференции с обменными волнами типа *SP* или *SPS*. Однако на сейсмограммах горизонтальных компонентов достаточно надежно выделены вступления преломленных волн, которые аналогичны продольным. В бортовой части впадины — это преломленные волны, связанные с горизонтами в осадочной толще ($v^* = 2{,}4 \div 3{,}0$ км/с), поверхностью консолидированной коры ($v^* = 4{,}1$ км/с) и поверхностью Мохо ($v^* = 4{,}6 \div 4{,}8$ км/с). Кроме того, четко выделяется волна $S^{м}_{отр}$.

Отношения времен вступления поперечных волн и их продольных аналогов изменяются от 2 (для волн осадочной группы) до 1,71 у слаборефрагированной волны, распространяющейся в верхней мантии. Величина смещения для поперечных волн в 3—5 раз выше, чем у соответствующих им продольных. Частоты поперечных волн и коэффициенты поглощения близки к продольным.

В пределах различных участков Прикаспийской впадины на сейсмограммах горизонтальных компонент смещение почвы выделяется от 8 до 10 проходящих обменных волн типа $PS_1$.

В результате переинтерпретации нами построена схема поверхности консолидированной коры (рис. 125) и два геолого-геофизических разреза, пересекающие Прикаспийскую впадину в субширотном и меридиональном направлениях.

Так как вопрос о природе поверхности фундамента в центральной части впадины остается нерешенным, при составлении схемы поведения подошвы осадочного чехла на этом участке нами условно за кровлю консолидированной коры взята сейсмическая граница с $v_г = 7$ км/с ($K_2$).

Профили иллюстрируют оба варианта. На рис. 126 приведен сейсмогеологический разрез, на котором подошва осадочного чехла отождествляется с горизонтом $K_2$. Поверхность фундамента (рис. 127) отождествляется с горизонтом $K_1$ ($v_г = 6$ км), ниже которого залегает поверхность $K_2$, отождествляемая с поверхностью «базальтового» слоя.

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОГО АВЛАКОГЕНА

Днепровско-Донецкий авлакоген представляет собой сложную тектоническую структуру в теле Восточно-Европейской платформы. Основными тектоническими элементами авлакогена являются Припятско-Днепровско-Донецкий грабен и его бортовые час-

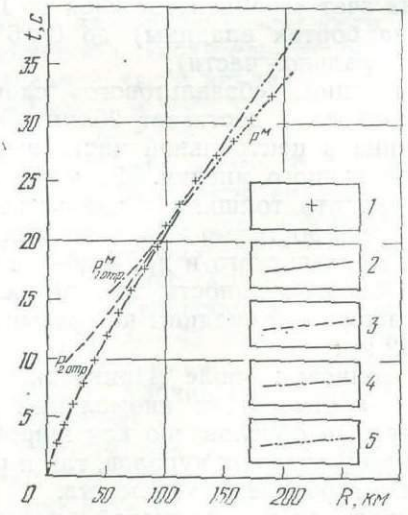



Рис. 124. Годографы сейсмических волн, полученные при взрывах различной мощности:

*1* — времена первых вступлений при малом взрыве; *2, 5* — времена первых вступлений при больших взрывах; *3—4* — годографы волн от границы в консолидированном слое и поверхности М.

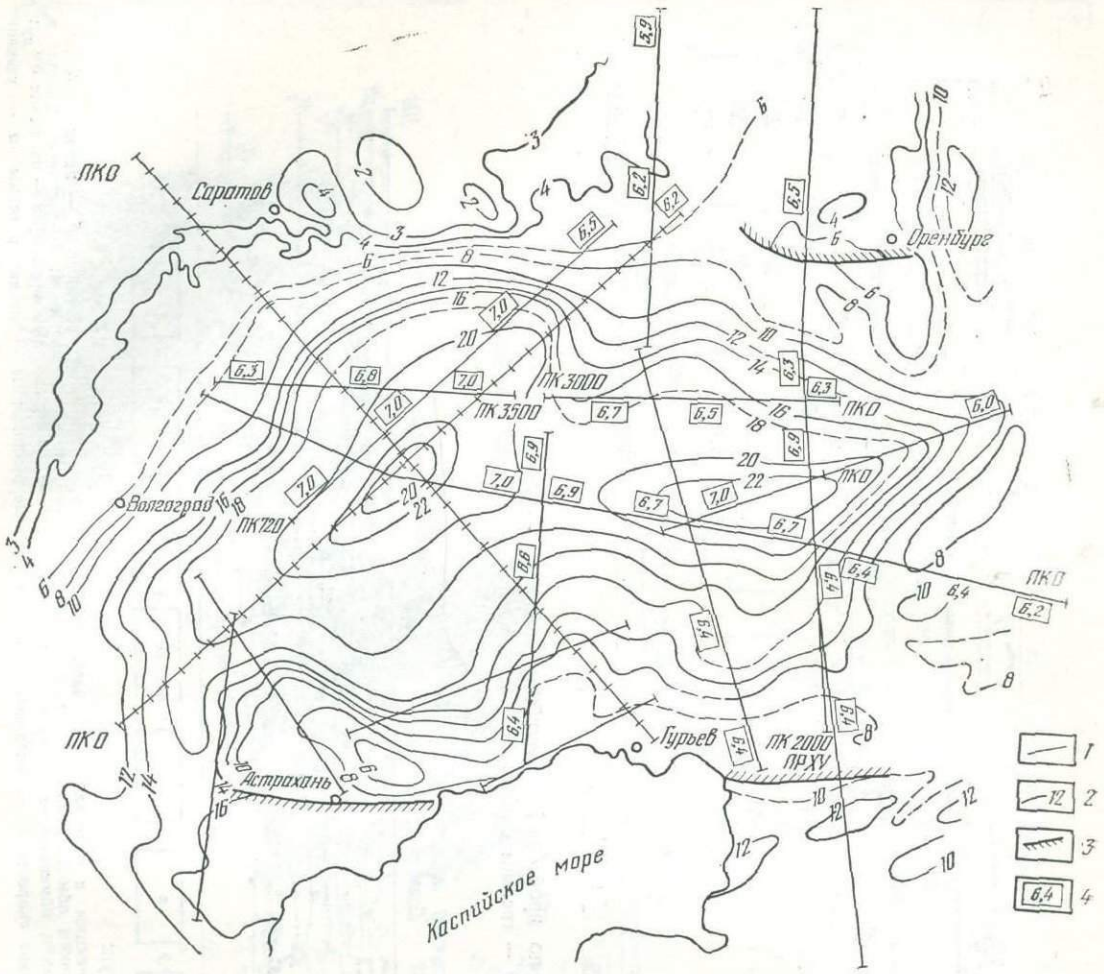



Рис. 125. Схема поверхности консолидированной коры Прикаспийской впадины:
*1* — профили ГСЗ; *2* — изогипсы кровли консолидированной коры; *3* — участки с крутыми падениями поверхности консолидированной коры; *4* — значения граничной скорости.

ти. Грабен подразделяется на центральную и краевые — южную и северную зоны, различающиеся по степени и характеру нарушенности фундамента и чехла. Внутри авлакогена выделяются структуры второго порядка: Припятский грабен, Черниговско-Брагинская седловина, Днепровский грабен и Донецкое складчатое сооружение.

Характерной чертой строения авлакогена является резкое изменение глубин залегания кристаллического фундамента: от 1 до 2 (на северо-западе структуры) до 20—23 км (на юго-востоке). Ширина грабена колеблется от 70 до 130 км. На северо-западе авлакогена между осадочным комплексами и фундаментом наблюдается значительный перепад скоростей (от 2—4 до 5,6—6,3 км/). По мере увеличения мощности и степени метаморфизации осадочных пород в юго-восточном направлении различия в скоростях уменьшаются. Эти отличия глубинных сейсмологических условий обусловливают разнообразие волновой картины в разных частях региона.

Строение земной коры Днепровско-Донецкого авлакогена в настоящее время изучено 12 профилями ГСЗ, пересекающими ее вкрест и вдоль простирания, выполненными Институтом геофизики АН УССР, трестами «Укргеофизразведка» и «Днепрогеофизика» в разные годы (рис. 128). В последнее время в связи с расширением исследований ГСЗ и совершенствованием их методики получены данные о строении кристаллического фундамента. Для изучения структуры глубоко залегающих границ в осадочной толще и

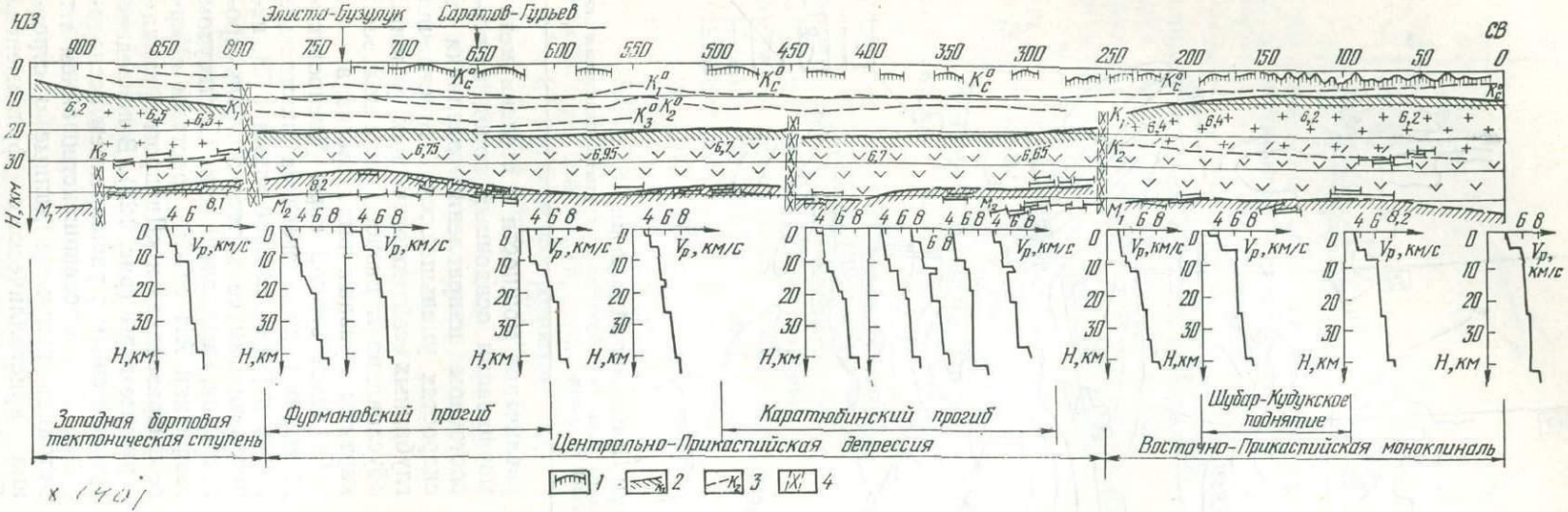



Рис. 126. Сейсмологический разрез и скоростные колонки по профилю Прикаспийская впадина — Урал:
*1* — поверхность соли; *2* — поверхность консолидированной коры; *3* — границы в консолидированной коре; *4* — глубинные разломы.

Рис. 127. Сейсмологический разрез по профилю Элиста—Бузулук:
*1* — поверхность М (*а* — уверенная, *б* — предполагаемая); *2* — границы в кристаллической части земной коры и мантии (*а* — уверенные, *б* — предполагаемые); *3* — условный горизонт в складчатом комплексе, построенный по точкам обмена, отождествляемый с одной границей; *4* — подошва соли; *5* — прочие границы в осадочном чехле (*а* — уверенные, *б* — предполагаемые, точки границ обмена); *6* — по преломленным волнам; *7* — по отраженным волнам; *8* — по волне $S_{Mпр}$; *9* — изменение скорости относительно границ раздела (+ — увеличение скорости, — — уменьшение); *10* — глубинные разломы; *11* — прочие разломы (*а* — уверенные, *б* — предполагаемые).

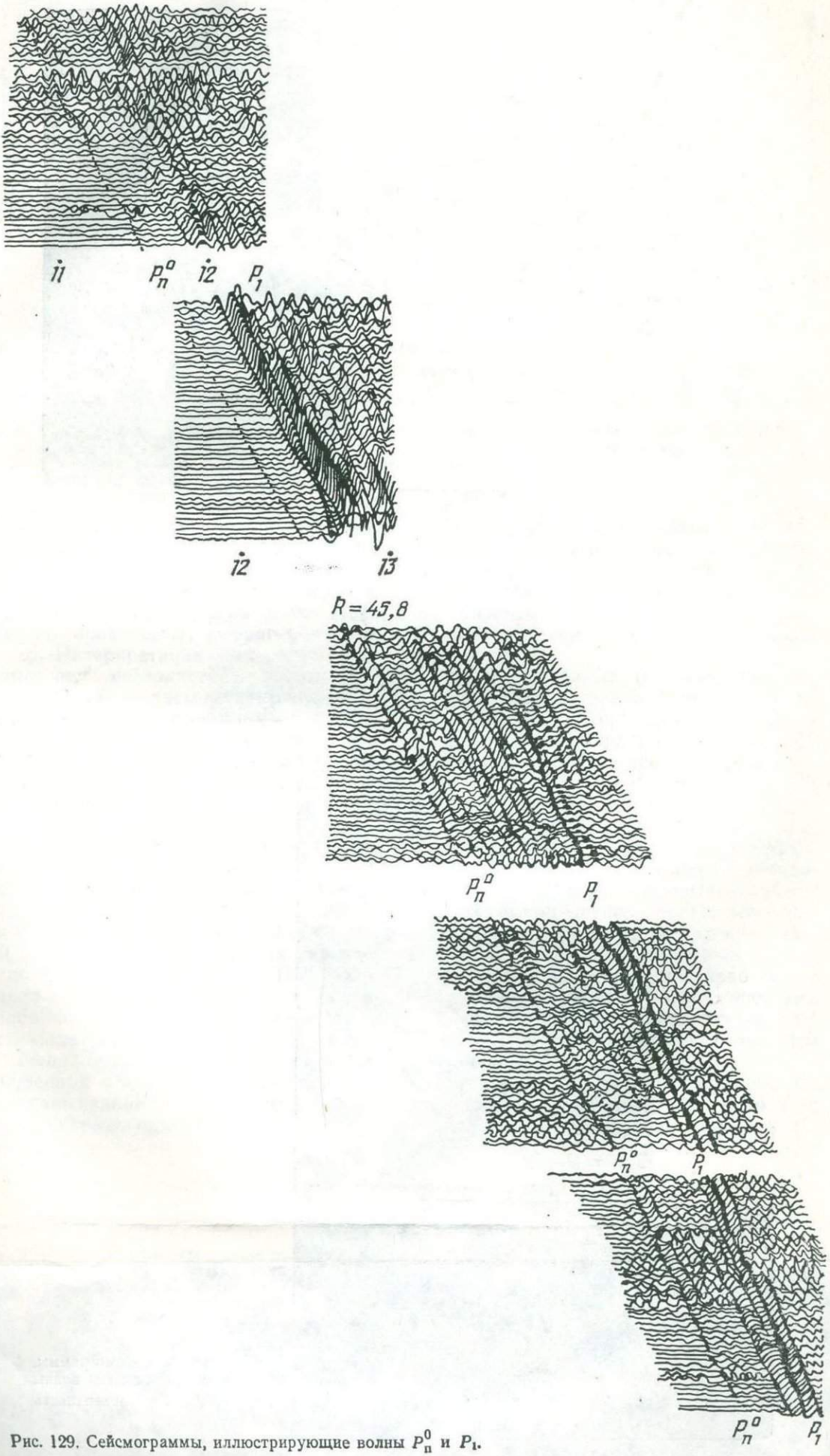



Рис. 129. Сейсмограммы, иллюстрирующие волны $P_n^0$ и $P_1$.

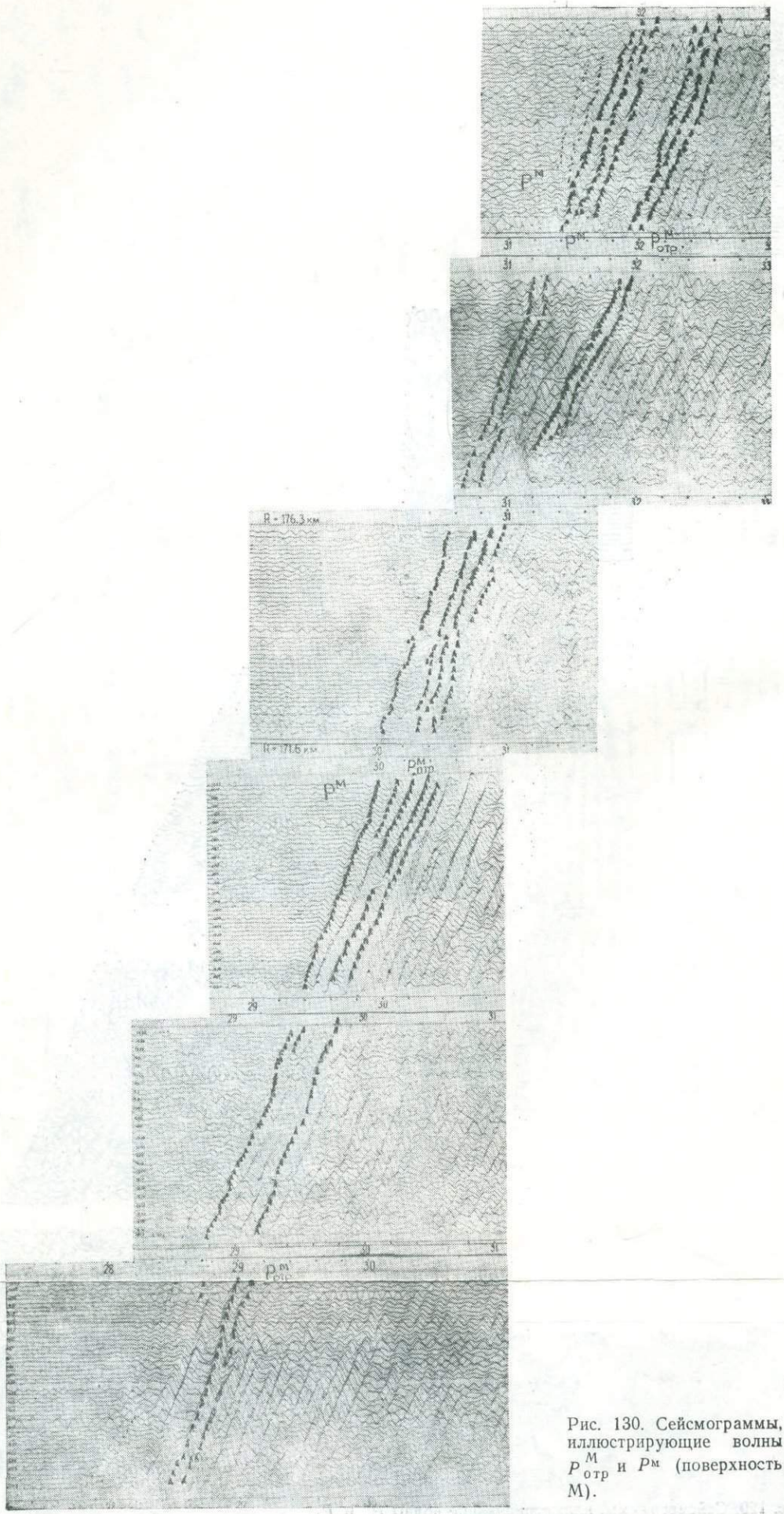



Рис. 130. Сейсмограммы, иллюстрирующие волны $P^{M}_{отр}$ и $P_{м}$ (поверхность М).

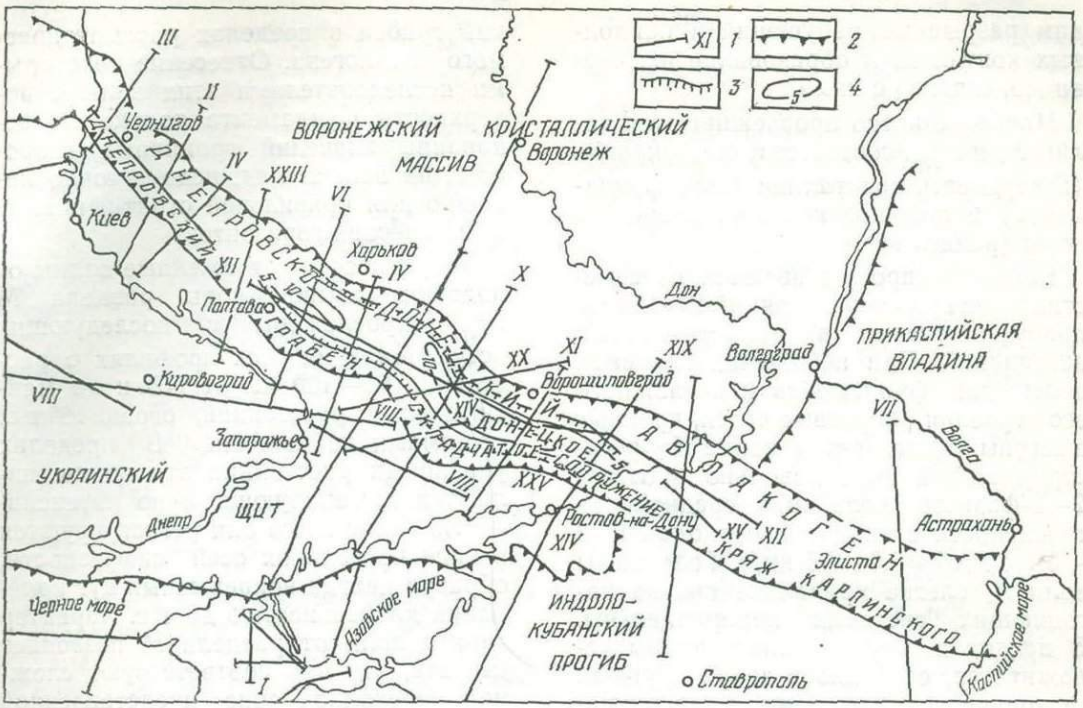



Рис. 128. Днепровско-Донецкий авлакоген и схема расположения профилей ГСЗ в его пределах:
*1* — профили ГСЗ; *2* — контуры геологических регионов; *3* — контур рифейского грабена внутри авлакогена; *4* — линии равной мощности рифейских отложений (км).

поверхности фундамента применяется новый подход, основанный на комплексном использовании волн различных типов: отраженных (докритических и околокритическких), преломленных (рефрагированных), дифрагированных и др. Интерпретация всех регистрируемых волн позволяет получать наиболее полную и достоверную информацию о структуре земной коры.

Схемы полевых исследований обеспечивали в основном непрерывное продольное профилирование по полным корреляционно увязанным системам встречных и нагоняющих годографов преломленно-рефрагированных волн в первых вступлениях и отраженных — в последующих. Максимальная длина годографов достигала 280 км. Взрывной интервал от 5—6 до 20—40 км. Для определения скоростных характеристик разреза из опорных ПВ проводилась непрерывная регистрация колебаний, начиная от источника упругих колебаний.

Выполняемые системы полевых наблюдений обеспечивали многократное прослеживание основных преломляющих и отражающих границ.

Волновое поле, регистрируемое при наблюдениях в авлакогене, характеризуется чрезвычайным разнообразием, сложностью и переменчивостью, обусловленными прежде всего неоднородным строением верхней части земной коры.

Кроме основных (преломленно-рефрагированные, преломленные и отраженные, регистрируемые от кровли и подошвы консолидированного фундамента, а также от протяженных горизонтов внутри него), регистрируется множество волн небольшой протяженности, прослеживающихся несистематически, неподдающихся идентификации по каким-либо признакам. Наиболее сложная волновая картина наблюдается в прибортовых частях впадины. Здесь в последующих вступлениях часто регистрируются локальные волны, характеризующиеся аномально высокими, резко меняющимися скоростями и значительной интенсивностью. Они часто как бы примыкают к опорным волнам, осложняя их запись, создают протяженные области интерференции, видимость частых смен волн и др. Как правило, эти волны приурочены к зо-

нам разрывных нарушений и наклонных контактов и образование их, очевидно, связано с ними.

Наиболее четко прослеживаются волны $P_1$ и $P^{м}_{отр}$, соответствующие кровле (поверхность кристаллического фундамента) и подошве консолидированной коры (раздел М).

Волны $P_1$ прослеживаются повсеместно в интервале расстояний 2—120 км преимущественно в области первых вступлений. При небольших глубинах залегания фундамента и несложного его строения (бортовые части, крупные выступы фундамента) волна $P_1$ регистрируется в виде довольно простого 2—3-фазного колебания средней интенсивности с видимым периодом 0,08—0,1 с и $v^* \approx 5{,}6$—6,5 км/с. Годографы волн $P_1$ слегка криволинейны, на нагоняющих системах непараллельны. В пределах грабена запись волны усложняется, особенно в зонах крупных тектонических нарушений солянокупольной тектоники и других особенностей строения осадочного чехла и фундамента.

Волнам $P_1$ предшествует ряд быстросменяющих друг друга волн с $v^* \approx \approx 2$—4—5 км/с от различных границ осадочного чехла. Годографы этих волн с некоторым приближением могут быть аппроксимированы непрерывным годографом с плавно нарастающей кажущейся скоростью, что позволяет использовать их совместно с годографом волны $P_1$ для изучения скоростных характеристик верхней части разреза.

В последние годы при исследованиях ГСЗ в юго-восточной части Днепровско-Донецкого авлакогена зарегистрированы очень интенсивные преимущественно отраженные волны от поверхности кристаллического фундамента, залегающего здесь на глубинах 15—20 км (рис. 129). На меньших временах как в первых, так и в последующих вступлениях прослеживаются менее интенсивные волны, напоминающие по кинематическим параметрам волны от фундамента северо-западных районов депрессии. Тщательный анализ наблюдаемого волнового поля позволяет считать, что эти волны характеризуют поверхность сильно метаморфизованных рифейских отложений, образующих узкий и достаточно глубокий грабен в пределах рассматриваемого авлакогена. Отнесение некоторыми исследователями этих волн к поверхности фундамента только на основании значений граничных скоростей, на наш взгляд, недостаточно надежно для правильной стратификации сейсмических горизонтов.

Закритические отраженные волны от подошвы земной коры раздела М $P^{м}_{отр}$ прослежены в последующих вступлениях на всех профилях с расстояний 65—100 км от ПВ и до максимальных расстояний, ограниченных системами наблюдений. В пределах указанных расстояний эти волны являются доминирующими по интенсивности. Чаще всего они регистрируются в виде нескольких осей синфазности, образуя иногда непрерывный цуг колебаний длительностью до 1 с. Характер записи волн от раздела М позволяет считать, что они соответствуют сложной переходной зоне, представленной часто в виде двух и более отдельных границ раздела.

С удалений 190—200 км на некоторых профилях в первых вступлениях зарегистрированы слабые колебания с $v^* = 8{,}0 \div 8{,}1$ км/с, соответствующие преломленным или слаборефрагированным волнам от раздела М ($P^{м}_{1}$). Создание систем для непрерывного прослеживания этих волн связано с большими трудностями и поэтому они используются лишь для ориентировочного определения положения преломляющей границы, как правило, совпадающей с отражающими горизонтами раздела М (рис. 130).

Кроме устойчивых волн $P_1$ и $P^{м}_{отр}$ в пределах авлакогена зарегистрированы волны от промежуточных границ раздела в земной коре.

Волна $P_2$ с $v^* = 6{,}8 \div 7{,}0$ км/с, увязываемая обычно с поверхностью Конрада, регистрируется неповсеместно, в большинстве случаев только в пределах авлакогена. Следует отметить интересную особенность этой волны, она прослежена на профилях, секущих впадину вкрест простирания, и не выделяется на профиле Полтава—Элиста по простиранию авлакогена. Такой необычный характер прослеживания волны $P_2$, возможно, связан с явлением анизотропии, при котором соответствующий волне сейсмический гори-

зонт $K_2$ по простиранию структуры имеет скорость, меньшую 6,8—7,0 км/с и вследствие этого не выделяется. Возможны однако и другие объяснения. Так, на профилях, секущих структуру вкрест простирания, волновое поле значительно сложнее. На различных удалениях от ПВ регистрируются отраженные волны с высокими $v^*$. При ошибочной трактовке этих волн как головных может быть получена фиктивная преломляющая граница со скоростями, свойственными разделу Конрада.

Таким образом, в настоящее время вопрос о существовании этого раздела в пределах Днепровско-Донецкого авлакогена не может быть решен однозначно. С большей вероятностью, очевидно, можно говорить о его отсутствии, так как наблюдаемые различия граничных скоростей от 6,4 до 7,0 км/с, измеряемые по разным направлениям, вряд ли могут объясняться только анизотропией.

Для иллюстрации рассмотренной волновой картины на рис. 131 приведен типичный годограф основных волн по Днепровско-Донецкому авлакогену.

Подошва земной коры — раздел М характеризуется ярко выраженной антиклинальной формой рельефа. Пологая вершина перегиба приурочена к центральной части авлакогена и располагается между двумя краевыми нарушениями на глубинах 34—35 км. Максимальная глубина раздела М порядка 48 км устанавливается в пределах северной бортовой части авлакогена (рис. 132). В пределах южной бортовой части выделяется относительно опущенный участок раздела М, ограниченный тектоническими нарушениями.

Как и на других профилях ГСЗ, через Днепровско-Донецкий авлакоген подошва земной коры на этом профиле характеризуется зоной перехода значительной мощности, достигающей на отдельных участках толщины 10 км.

Профиль Синельниково—Чугуев протяженностью 280 км выполнен Институтом геофизики АН УССР с целью изучения строения земной коры в юго-восточной части Днепровского грабена (рис. 133). Структура осадочного чехла на разрезе показана схематично, в основном по геологическим данным, опирающимся на материалы сейсмических исследований МОВ. Поверхность кристаллического фундамента (горизонт $K_1$) характеризуется сложной структурой. Глубина залегания его вдоль профиля изменяется от 0,4—1,5 (в пределах бортовых частей) до 15—18,5 км (в наиболее погруженной центральной части грабена). На юго-западе профиля южный краевой разлом Днепровского грабена выражен слабо и погружение фундамента к центру депрессии происходит плавно, хотя и весьма круто, лишь местами осложняясь небольшими по амплитуде разломами.

Фундамент в пределах северной части авлакогена осложнен рядом разрывных нарушений типа «сбросов», обусловивших ее резко наклонную ступенеобразную форму с суммарной амплитудой сбросов порядка 5 км. В центральной части грабена сейсмический горизонт $K_1$, характеризующийся $v_г = 6{,}4$ км/с, образует довольно сложную структуру, ограниченную с юга и севера системой разломов с суммарными амплитудами порядка 10 км.

В данном сечении внутри авлакогена выделяется еще один узкий и глубокий грабен, выполненный, очевидно, по аналогии с другими структурами Восточно-Европейской платформы образованиями рифея. Поверхность этих отложений $K_п^о$ залегает практически горизонтально на глубинах 11—12,5 км.

Внутри консолидированной части земной коры в пределах исследуемой территории прослежен еще один протяженный горизонт $K_2$. Этот горизонт располагается на глубинах 16—29 км, довольно резко наклонен в сторону Воронежского массива и осложнен разрывными нарушениями небольшой амплитуды. Достаточно надежно по преломленным и отраженным волнам он выделен лишь в пределах грабена. $v_г$ вдоль границы составлен 7,0—7,2 км/с. За пределами грабена, при той же системе наблюдений, горизонт $K_2$ не зарегистрирован. Подошва земной коры (раздел М) устанавливается на глубинах 32—46 км. Минимальными глубинами залегания раздела М характеризуется северный участок впадины, максимальными — Украинский щит. Сложный характер записи волн $P^м_{отр}$ свидетельствует о том, что подошва консолидированной коры в преде-

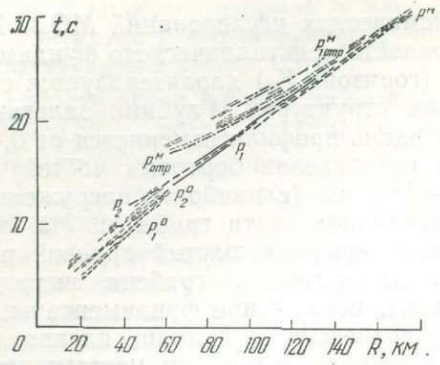



Рис.131. Типичный годограф основных волн ГСЗ и Днепровско-Донецком авлакогене.

лах впадины представляет собой сложную неоднородную по своему строению переходную зону значительной мощности. Общая мощность зоны перехода значительно изменяется вдоль профиля, достигая иногда 10 км и более.

Профиль ГСЗ Батайск — Милютинская протяженностью 310 км выполнен экспедицией треста «Днепрогеофизика» с целью изучения структуры земной коры Донбасса.

Результативный сейсмогеологический разрез по этому профилю показан на рис. 134. Как видно из разреза, структура коры имеет слоисто-блоковый характер, который определяется субвертикальными глубинными разломами. По структуре осадочной толщи поверхности кристаллического фундамента и консолидированной коры по профилю Батайск — Милютинская выделяются три основных блока: Приазовский массив, Донецкий прогиб, Воронежская антеклиза и другие более мелкие.

Рельеф фундамента является довольно расчлененным. По морфологии его поверхности в центральной части грабена выделяется наиболее погруженный участок, ограниченный разломами, рассекающими всю толщу земной коры, включая ее подошву (раздел М). Выделенный блок коры характеризуется практически горизонтальным залеганием фундамента на глубине порядка 20 км и увеличенной мощностью осадков за счет докарбоновых отложений, очевидно, девонско-рифейского возраста. К югу от него располагается блок резко наклоненного фундамента, глубина поверхности которого изменяется от 7 до 17 км.

В нижней части разреза по результатам структурных построений также предполагается наличие девонско-рифейских отложений значительно меньшей мощности. От южной бортовой части грабена блок отделен краевым разломом, амплитуда которого по фундаменту порядка 7 км. По структуре фундамента эти участки земной коры рассматриваются исследователями как блоки древнего авлакогена. В пределах южной бортовой части авлакогена фундамент залегает на небольших глубинах, значительно меньших 1 км, $v_г$ вдоль его поверхности равна 5,6—6,2 км/с. К северу от центрального грабена прогиб Донбасса ограничен краевым или передовым разломом. Этот участок фундамента характеризуется глубинами 10—16 км, разломами корового заложения он разбит на ряд более мелких блоков.

Севернее краевого нарушения, на южном склоне Воронежского массива, фундамент залегает на глубинах 4—2,5 км, $v_г$ вдоль фундамента 5,8—6,0 км/с.

Из разреза видно, что в пределах Донбасса, кроме осадочного чехла, выделяются два слоя: консолидированная кора и верхняя мантия. Анализируя структуру внутренней части консолидированной коры по профилю отметим следующее. Протяженные сейсмические горизонты внутри фундамента не установлены. В пределах южной бортовой части авлакогена (Приазовский массив) в интервале

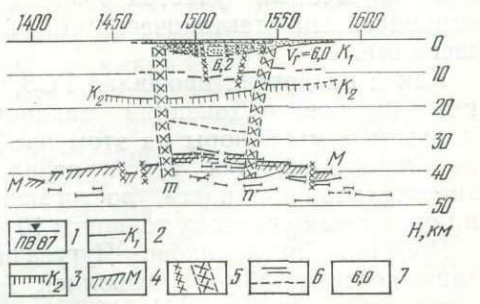



Рис. 132. Сейсмологический разрез по профилю Киев — Гомель:

*1* — пункты взрыва; *2* — поверхность фундамента; *3* — граница в консолидированной коре; *4* — поверхность М; *5* — разрывные нарушения и глубинные разломы; *6* — границы стратиграфических комплексов; *7* — граничные скорости.

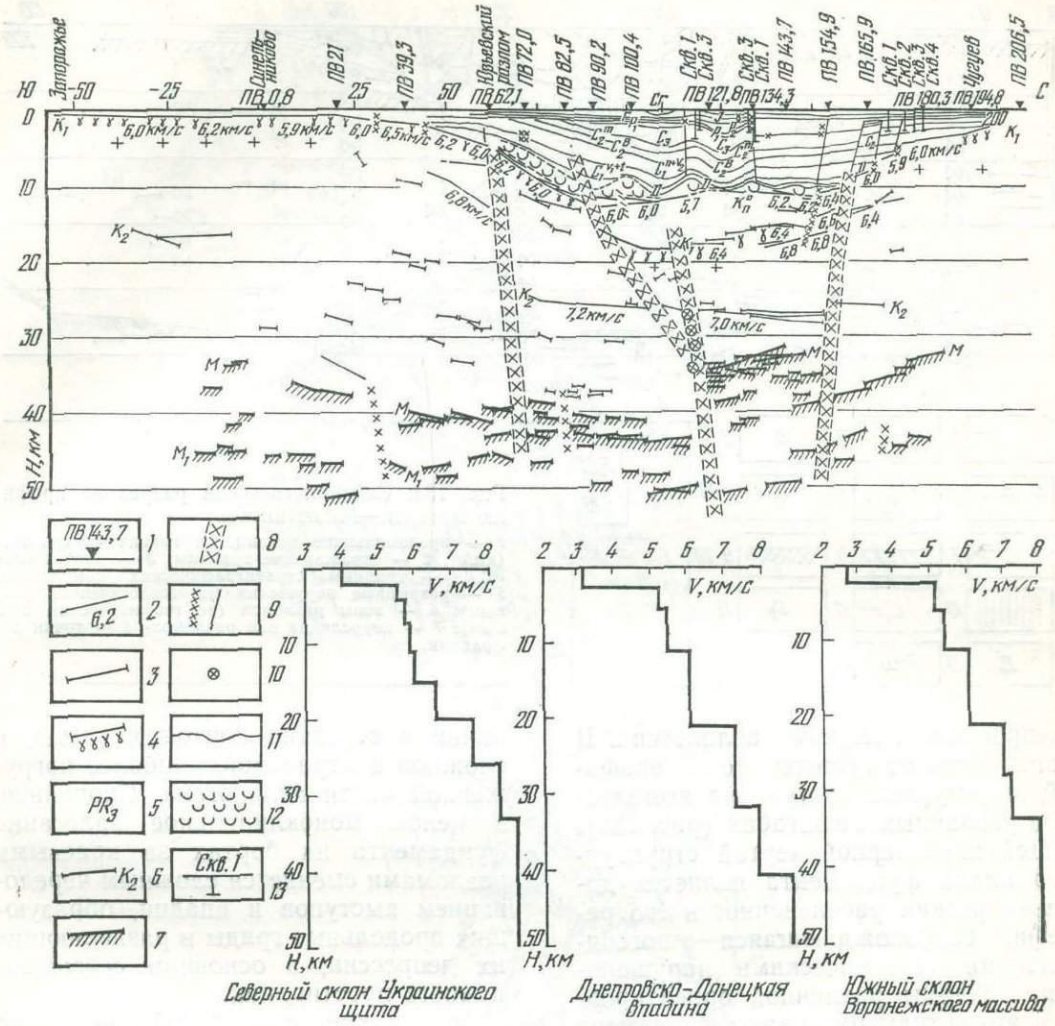



Рис. 133. Сейсмологический разрез по профилю Синельниково — Чугуев:

*1* — пункты взрыва; *2* — преломляющие границы; *3* — отражающие площадки; *4* — поверхность фундамента; *5* — отложения рифея; *6* — граница в консолидированной коре; *7* — отражающие площадки, соответствующие разделу М; *8* — глубинные разломы; *9* — тектонические нарушения по сейсмическим и геологическим данным; *10* — точки дифракции; *11* — границы стратиграфических комплексов; *12* — соль в девонских отложениях; *13* — буровые скважины.

глубин 12—30 км выделена группа четких отражений, резко наклонных в сторону Донбасса.

Выделенные в центральной и северной частях прогиба мощные группы отражений, располагающиеся на глубинах 31 км и более и приближающиеся вплотную к разделу М, очевидно, могут рассматриваться как отображающие одно из прежних положений этого раздела. Следует отметить, что подобная структура подошвы коры установлена и на других профилях через Донбасс (Ногайск — Сватово, Новоазовск — Титовка). По всем этим профилям отмечается относительный подъем поверхности М в районах южного и северного бортов Донецкого прогиба.

В целом мощность земной коры вдоль профиля Батайск — Милютинская заменяется от 30 до 50 км. В пределах центрального грабена мощность коры 45—47 км. В южном и северном направлениях от него отмечается подъем раздела М по шовным разломам с амплитудой 3—5 км, при этом подъем в южном направлении более интенсивный.

В результате исследований КМПВ составлены схемы рельефа поверхности кристаллического фундамента

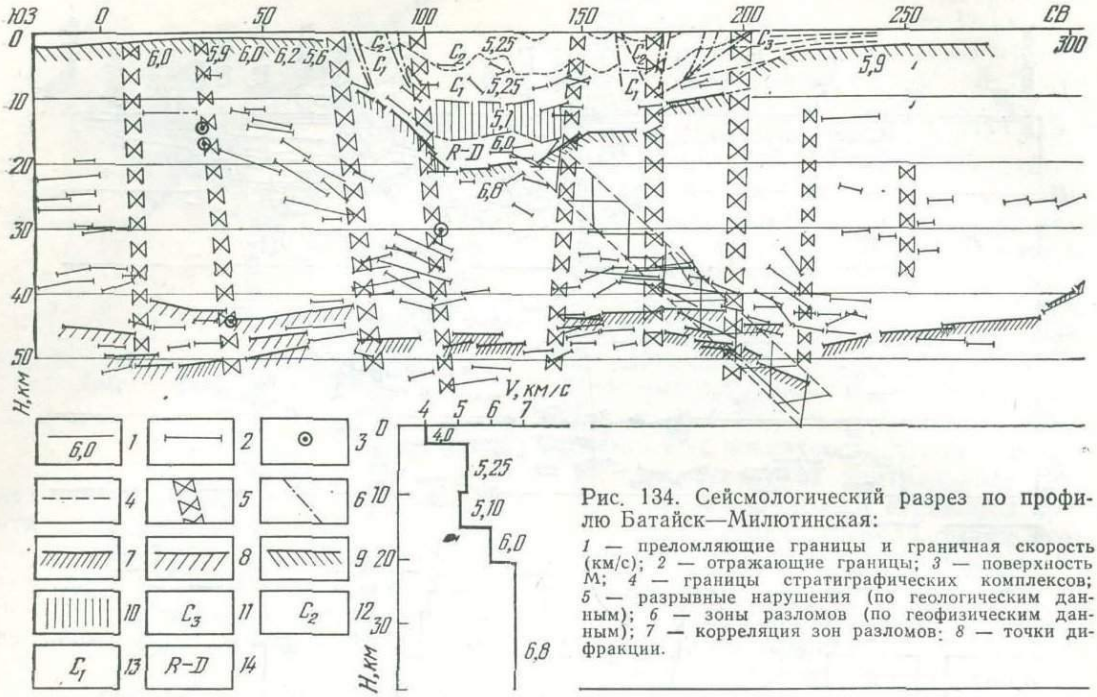



Рис. 134. Сейсмологический разрез по профилю Батайск—Милютинская:

*1* — преломляющие границы и граничная скорость (км/с); *2* — отражающие границы; *3* — поверхность *M*; *4* — границы стратиграфических комплексов; *5* — разрывные нарушения (по геологическим данным); *6* — зоны разломов (по геофизическим данным); *7* — корреляция зон разломов; *8* — точки дифракции.

Днепровско-Донецкого авлакогена. В зависимости от густоты сети профилей структурные построения выполнены в различных масштабах (рис. 135). Общей характерной чертой структурного плана фундамента является довольно резкая расчлененность его рельефа, сопровождающаяся многочисленными тектоническими нарушениями. Разломы различной ориентировки и амплитуды разбивают фундамент на различные по размеру блоки, что в сочетании с расчлененным рельефом определяется складчато-блоковый характер его строения. Для авлакогена характерно общее погружение кристаллического основания в юго-восточном направлении.

При составлении схемы возникли трудности, обусловленные различными в трактовке положения фундамента в северо-западной и юго-восточной частях авлакогена. Для последней в настоящее время составлено две схемы: по-верхнему горизонту, от которого получена волна $P_п^0$ и нижнему, создающему волну $P_1$. Первый горизонт, по нашему мнению, является поверхностью рифейских (или нижнепалеозойских) отложений, второй — поверхностью консолидированного фундамента.

На схеме гипсометрии кристаллического фундамента хорошо видны отличия в строении бортовых частей и сложной центральной, наиболее погруженной части авлакогена. Спокойное, в целом моноклинальное залегание фундамента на бортах за краевыми разломами сменяется сложным чередованием выступов и впадин, образующих продольные гряды и разделяющие их депрессии, в основном северо-западного простирания.

Внутри кристаллической толщи под авлакогеном прослежены преломляющие и отражающие горизонты, местами хорошо выраженные и протяженные. Так, на всех разрезах ГСЗ в интервале глубин 20—30 км прослеживается протяженная сейсмическая граница $K_2$. В некоторых районах эта граница охарактеризована в скоростном отношении $v_г = 6{,}8 \div 7{,}2$ км/с. Глубина залегания ее закономерно увеличивается в юго-восточном направлении от 20—22 км в районе Прилуки — Ромны до 30 км и более в складчатом Донбассе.

Строение очень сложное, оно меняется от участка к участку. В некоторых районах фиксируется не один, а два раздела *M*, по обоим из них составлены структурные схемы (рис. 136, 137). При их сопоставлении с данными по Украинскому щиту оказалось, что районы существования более глу-

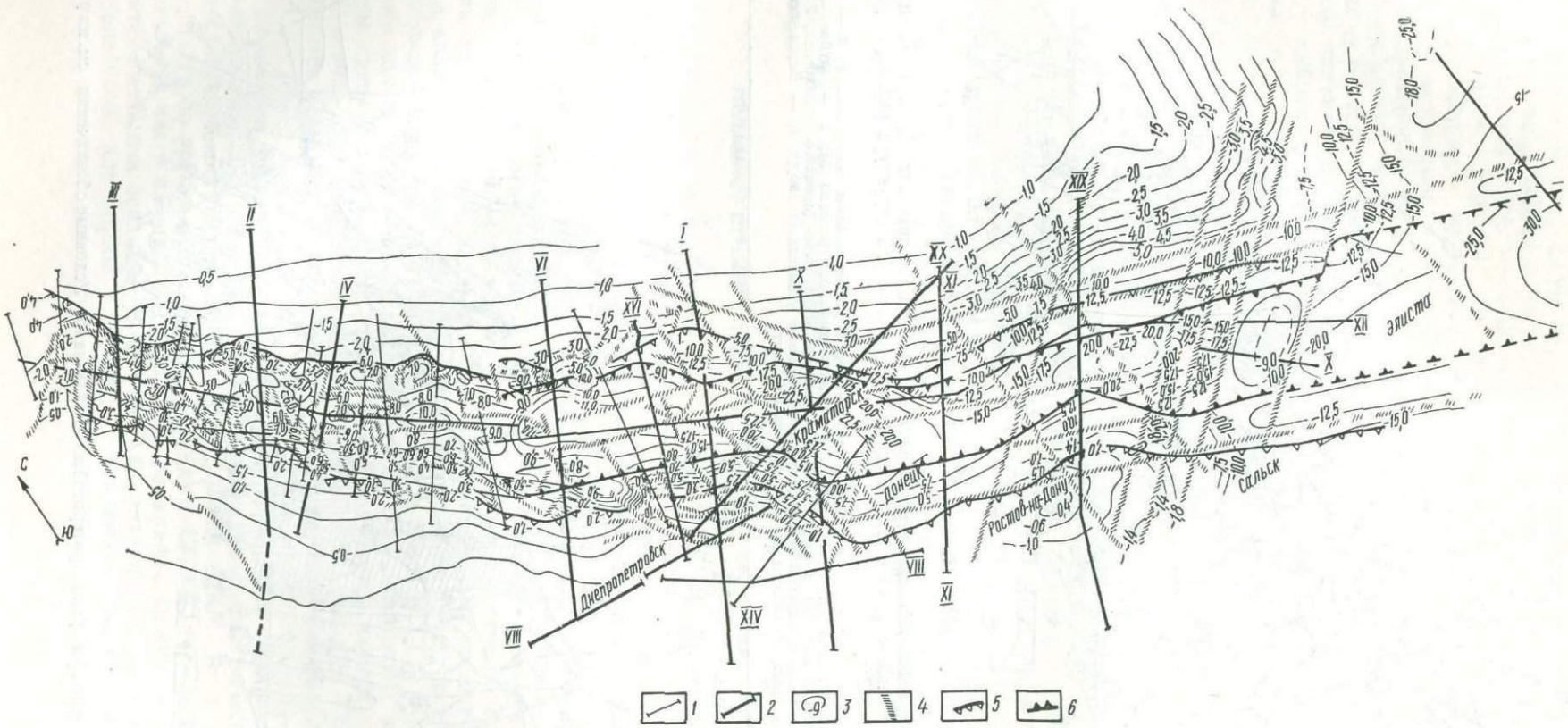



Рис. 135. Схема рельефа фундамента Днепровско-Донецкого авлакогена:
*1* — профили КМПВ; *2* — профили ГСЗ; *3* — изогипсы поверхности фундамента; *4* — краевые разломы; *5* — разрывные нарушения; *6* — контур рифейского грабена.

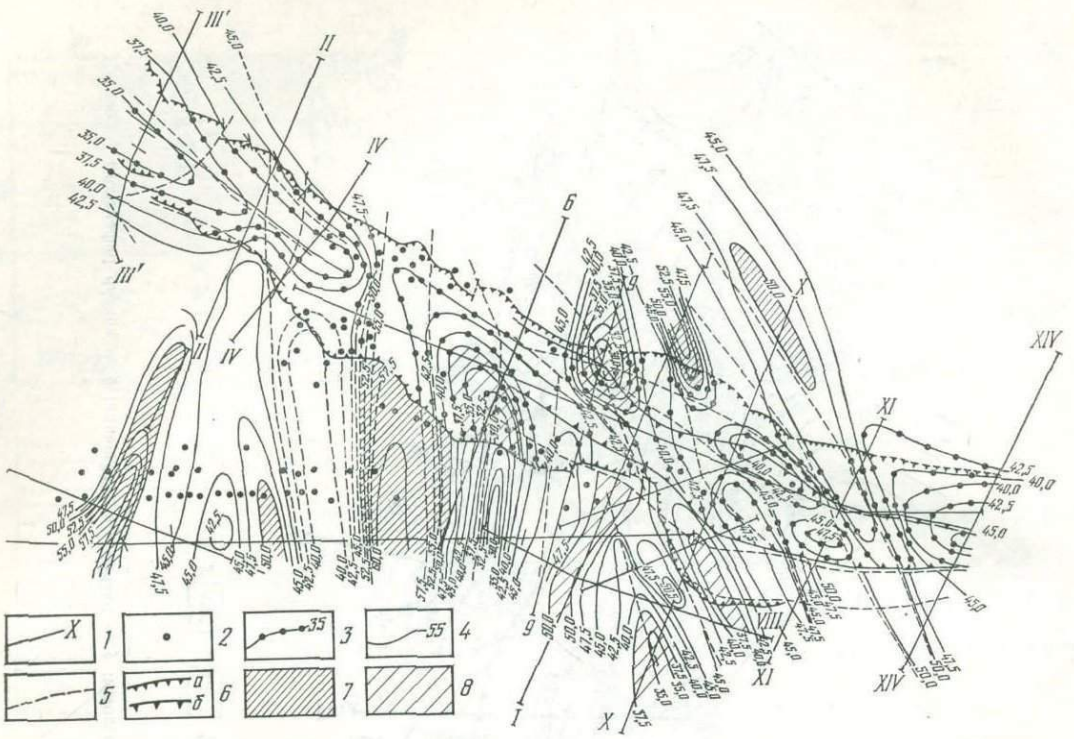



Рис. 136. Схема рельефа байкальско-герцинского раздела М в пределах Днепровско-Донецкого авлакогена (на Украинском щите и Воронежском массиве показана структура раннепротерозойского раздела; см. рис. 137):

*1* — профили ГСЗ; *2* — точки, где определена мощность земной коры по данным зондирований; *3* — изогипсы байкальско-герцинского раздела М; *4* — изогипсы раннепротерозойского раздела М; *5* — глубинные разломы; *6* — контуры герцинского (*а*) и рифейского (*б*) грабенов Днепровско-Донецкого авлакогена; *7* — зоны, характеризующие утолщенную кору; *8* — зоны, характеризующие утонченную кору: А — Воронежский массив; *Б* — Днепровско-Донецкий авлакоген; *В* — Украинский щит.

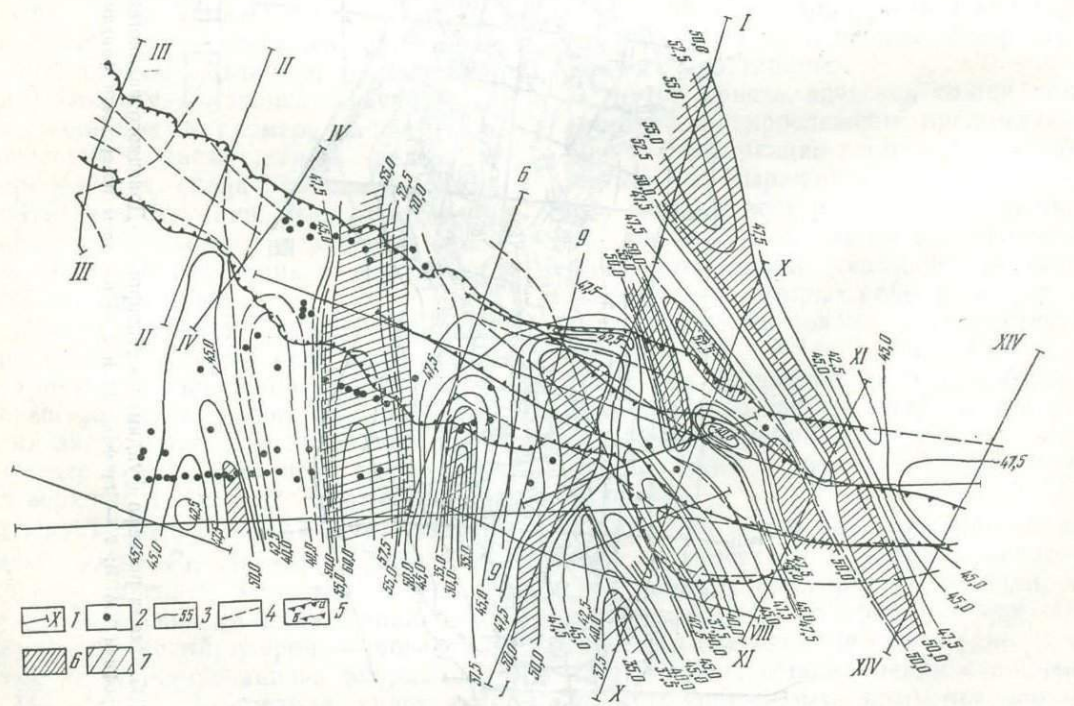



Рис. 137. Схема рельефа раннепротерозойского раздела М. Условные обозначения см. на рис. 136.

бокого раздела М под авлакогеном находятся на продолжении субмеридиальных утолщений коры Украинского щита и, таким образом, соответствуют их северным продолжениям, идущим на соединение с аналогичными раннепротерозойскими структурами Воронежского массива. По менее глубокому разделу М четко проявляется резко наложенный по отношению к древним субмеридиональным структурам северо-западный глубинный план, соответствующий положению и простиранию авлакогена.

Структурный план основания земной коры, таким образом, испытывал резкие изменения со временем. Наряду с этим на каждом этапе развития он был согласен с планом верхних приповерхностных геологических структур. Субмеридиональные зоны утолщенной коры коррелируются с раннепротерозойскими геосинклинальными зонами, они протягиваются от Украинского щита через Днепровско-Донецкий авлакоген в пределы Воронежского массива. Северо-западные зоны утоненной коры возникли одновременно и в связи с формированием Днепровско-Донецкого авлакогена, т. е. в рифее — палеозое.

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ УРАЛА

Урал представляет собой старейшую горнорудную провинцию нашей страны и сравнительно хорошо исследован геологически. Поэтому здесь имеются большие возможности для изучения связи поверхностных структур с глубинными (сопоставление геофизических данных с геологическими). Краткие сведения о геологии Урала представляются в следующем виде.

Урал является герцинским складчатым сооружением. Среди геосинклинального комплекса здесь выделяются выступы древних структур. На границе с Восточно-Европейской платформой имеется Предуральский краевой прогиб.

На Урале и в сопредельных регионах развиты породы, разнящиеся как по литологии, петрографии, метаморфизму, так и по времени образования. Значительная часть площади перекрыта платформенными осадками Восточно-Европейской платформы и Зауралья.

В последние годы появились новые взгляды на природу Уральской геосинклинали, обосновывающие ее заложение на коре океанического типа [53, 83]. При этом габбровый и габбро-амфиболитовый комплексы отождествляются с «базальтовым» слоем современных океанов. Гранитогнейсы Мугоджар и других площадей считаются отторженцами фундамента Восточно-Европейской платформы.

Разделы по обобщению сейсмических данных для Урала и сопредельных площадей в целом, а также данные об исследованиях с промвзрывами составлены *Н. И. Халевиным,* раздел Свердловского профиля ГСЗ — *В. С. Дружининым* и *Н. И. Халевиным.* Раздел Темиртау-Куйбышевского профиля ГСЗ — *Б. А. Хрычевым,* раздел Мугоджар и Актюбинского профиля ГСЗ — *А. Н. Антоненко.*

Кроме указанных авторов, в исследованиях по сейсмическому изучению региона принимали участие многие исследователи. Так, значительный вклад в развитие метода промвзрывов внесли *А. М. Буньков, В. С. Ломакин, Э. А. Незбленова, В. А. Панюшкин, А. М. Постникова,* в исследования на Свердловском профиле ГСЗ — *В. М. Рыбалка, Л. Н. Чудакова,* на Темиртау-Куйбышевском профиле — *И. С. Вакулин, В. Н. Толманов,* в Мугоджарах — *Г. Д. Дубровин, А. А. Попов, О. В. Сергеев.*

**Методики работ и волновые поля при профильном ГСЗ.** Урал пересечен тремя субширотными профилями ГСЗ: Свердловским, Темиртау-Куйбышевским и Актюбинским (рис. 138—141) [77, 95]. Исследования на них проведены соответственно Уральским геологическим управлением МГ и ОН РСФСР при участии Института геофизики УФАН СССР, Казахским геофизическим трестом МГ и ОН КазССР и Институтом геологических наук АН КазССР [1, 41, 134, 139]. Из этих трех маршрутов ГСЗ наиболее полные системы применены на Свердловском профиле. Как правило, наблюдения проводились сейсмическими станциями СС—30—60КМПВ с сейсмоприемниками СПЭН-1 ($l$=100 м) при длине годографов до 320 км. Методика работ направлена на регистрацию как преломленных, так и отраженных волн от основных границ раздела в земной ко-

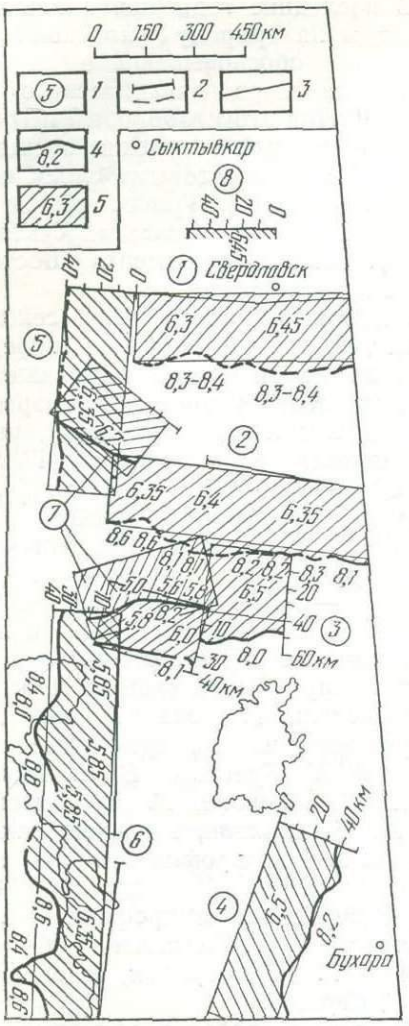



Рис. 138. Схематические данные ГСЗ о земной коре Урала и сопредельных регионов:

*1* — номера профилей; *2* — линии наблюдения на местности; *3* — нулевые линии разреза; *4* — поверхность *M* со значением граничной скорости; *5* — земная кора со значениями средней скорости; профили: *1* — Свердловский [41]; *2* — Темиртау—Куйбышев [139]; *3* — Актюбинский [1]; *4* — Копет-Даг—Аральское море (Рябой, 1966); *5* — Кама—Уральский [41] (Померанцева, 1969); *6* — Артек—Сагиз (*Резанов, Чамо, 1969*); *7* — *Прикаспийские* (*Атлас* глубинного строения, 1972); *8* — Среднеуральский (Институт геофизики УФАН СССР).

ре. Уделялось особое внимание регистрации отраженных волн вблизи ПВ ($l=0\div70$ км). На части профиля регистрировались упругие колебания от промышленных взрывов, максимальные расстояния при этом достигали 530 км.

Основные элементы волновой картины на Свердловском профиле представляются в следующем виде. По кинетическим и динамическим признакам волны объединяются в группы, наиболее представительные из которых связаны с залегающим на глубинах 3—11 км древним фундаментом (поверхность «гранитогнейсового» слоя) и находящимся на глубинах 34—47 км разделом Мохоровичича (поверхность мантии). На глубинах 15—25 км устанавливается сейсмическая граница, от которой регистрируются выдержанные отраженные волны. Условно мы принимаем ее за поверхность Конрада.

Для раздела Мохоровичича форма регистрируемых отражений меняется на различных участках профиля от простой однофазной до сложной групповой записи. В последней могут быть как 2—3 самостоятельные волны с близкими характеристиками, так и пакеты неустойчивых колебаний с разнящимися интенсивностями и наклонами осей синфазности.

Для земной коры Урала и прилегающих регионов установлено возрастание скоростей с глубиной. На Свердловском профиле выделено три крупных блока, увеличение скоростей с глубиной в которых происходит по различным законам. При этом для Среднего Урала отмечен наименьший, а для Зауралья — наибольший градиент. На Среднем Урале установлены существенные изменения скоростных характеристик не только по вертикали, но и по горизонтали. Особенно это касается упругих свойств пород до глубины 4—6 км.

Выявлено значительное число разломов земной коры, многие из которых отображаются и в верхах мантии. Основными параметрами их выделения служат точки дифракции, смены волновых особенностей на участках, расположенных по обе стороны от нарушения, резкое изменение рельефа опорных границ, появление отражающих площадок с крутыми углами наклона и др. Кроме того, разломы отображаются аномальными содержаниями гелия в водах.

Результаты ГСЗ по отдельным профилям и Свердловскому пересечению представляются в следующем виде [42, 43].

**Свердловский профиль.** Для востока Восточно-Европейской платформы преобладающие глубины залегания границы Мохоровичича — 38—39 км. Большое поднятие приурочено к Калтасин-

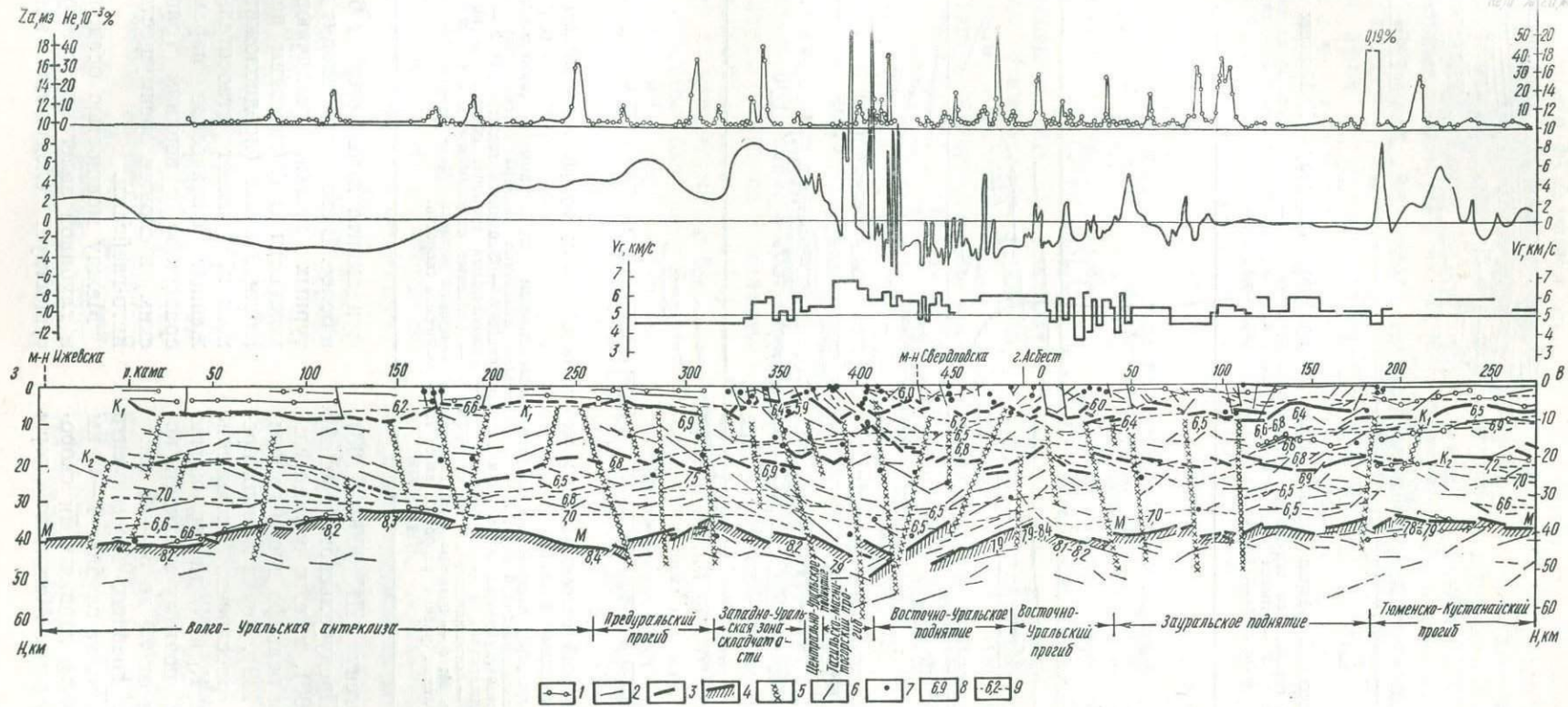



Рис. 139. Сейсмический разрез земной коры по Свердловскому профилю:
*1* — преломляющая граница; *2* — отражающие границы; *3* — основные границы раздела земной коры; $K_0$ — поверхность складчатого основания; $K_1$ — поверхность древнего фундамента; $K_2$ — поверхность в нижней части коры; *4* — М — поверхность Мохоровичича; *5* — предполагаемые глубинные разломы; *6* — точки дифракции; *7* — тектонические нарушения в верхней части разреза; *8* — средняя и граничная скорости; *9* — линии равной скорости.

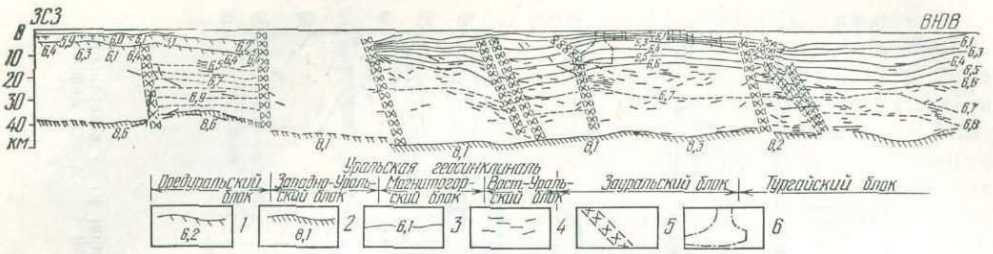



Рис. 140. Сейсмический разрез земной коры по профилю Темиртау — Куйбышев:

*1* — преломляющие границы со значением граничной скорости, км/с; *2* — поверхность М со значением граничной скорости, км/с; *3* — линии равной скорости, км/с; *4* — отражающие границы; *5* — глубинные разломы; *6* — контуры геологических тел по данным комплексной интерпретации.

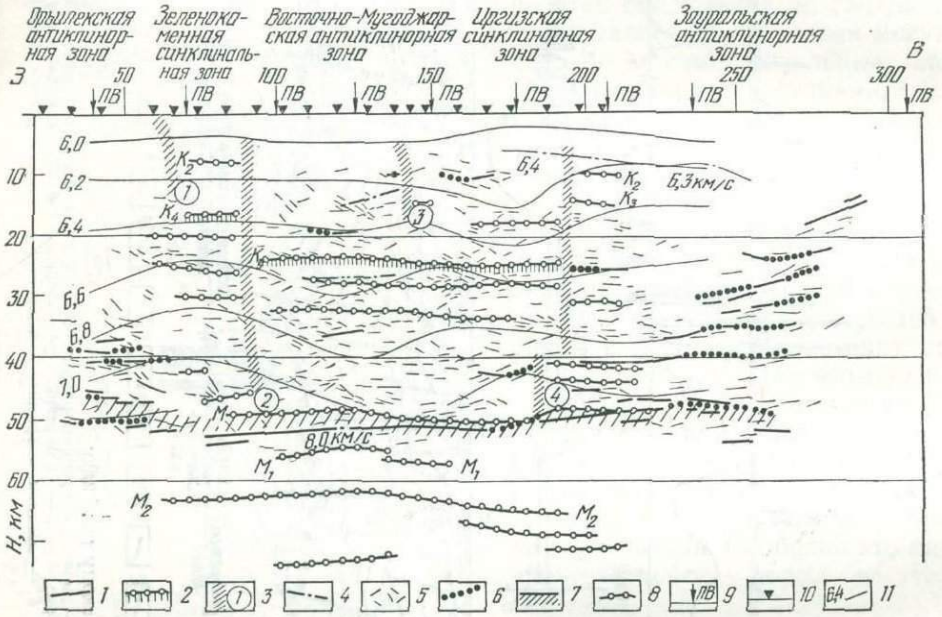



Рис. 141. Сейсмический разрез земной коры по Актюбинскому профилю по данным ГСЗ и метода обменных волн землетрясений:

*1* — сейсмические границы, построенные по уверенно выделенным отраженным и преломленным волнам; *2* — граница в консолидированной коре; *3* — зоны резкого изменения рельефа сейсмических границ, интерпретируемые как зоны глубинных тектонических нарушений: *1* — Западно-Мугоджарский; *2* — Бормлинский; *3* — Восточно-Мугоджарский; *4* — Саркольский; *4* — преломляющая граница, построенная по волнам первых вступлений; *5* — отражающие площадки (ГСЗ); *6* — условные отражающие и преломляющие горизонты; *7* — поверхность М; *8* — границы обмена (МОВЗ); *9* — пункты взрыва; *10* — пункты сейсмогеологических наблюдений; *11* — линия равной скорости, км/с; *12* — граничные скорости.

скому авлакогену (ПК 8000—1700), меньшее — к Предуральскому прогибу (ПК 2700—3400), т. е. к отрицательным элементам рельефа древнего фундамента (рис. 139). Верхи мантии преимущественно расслоены. Положение верхних границ $K_1$ и $K_2$ дисгармонично поверхности М, поэтому мощность коры изменяется от 23 до 38—40 км.

Поверхность древнего фундамента ($K_1$) расположена на глубине 4—10 км и характеризуется граничными скоростями 6,5—7,0 км/с. Мощность коры фундамента изменяется от 6 до 13 км и более. В его состав входят два структурных этажа, различающиеся по мощности и физическим параметрам. Нижний этаж (предположительно архейский) имеет относительно пониженные физические параметры по сравнению с верхним (раннекарельским) и сложен преимущественно гранито-гнейсами.

Между мощностью осадочного слоя и глубиной залегания поверхности М существует следующая зависимость:

поднятиям древнего фундамента отвечает увеличенная мощность коры, впадинам и прогибам, наоборот, — уменьшенная; одновременно изменяется состав осадочного слоя. Известные антиклинальные структуры в платформенных отложениях приурочены к участкам глубинных разломов.

Средний Урал имеет увеличенную мощность и максимальную сложность строения земной коры. Проявляется это в значительной дифференциации последней по строению в горизонтальном и вертикальном направлениях. Здесь выделяются участки шириной 30—50 км с различной глубинной структурой. Наиболее существенные отличия имеются между зонами прогибов, с одной стороны, и зонами гранитизации — с другой. Глубина залегания подошвы земной коры колеблется от 47 до 38 км; условно мощность «базальтового» слоя изменяется от 35 км в Тагило-Магнитогорском прогибе (ПК 3950—4150) до 15—17 км и менее в краевой восточной зоне (ПК 1300—1900). Выделяемые В. С. Дружининым (рис. 139) протяженные слои пониженных скоростей в нижней части коры усложняют истолкование понятия «базальтового» слоя. Глубинные границы характеризуются значительной нарушенностью, сложными формами рельефа и смещениями до 5—8 км по зонам глубинных разломов; на границе раздела земная кора — верхняя мантия наблюдается переходная зона мощностью 2—10 км. Наиболее рельефно черты строения Уральской геосинклинальной системы выражены в центральной части Урала (ПК 3860—4560), где установлено также понижение скорости по границе М.

Для миогеосинклинальной области (западный склон Урала) установлен промежуточный характер строения: с одной стороны, сохраняются черты платформы (наличие древнего фундамента, четкая расслоенность нижней части коры, относительно высокие скорости границы М), с другой — проявляются черты строения эвгеосинклинальной области, особенно в пограничной структуре (ПК 3600—3860). На восток от центральной части происходит постепенное затухание типично уральских черт глубинного строения.

Для крупных гранитоидных комплексов восточного склона Среднего Урала характерны следующие особенности: двухэтажность строения, подъем поверхности массива и увеличение мощности древнего «гранитогнейсового» слоя, уменьшенная мощность коры за счет некоторого подъема раздела М, сложная структура кристаллической коры, проявляющаяся в падении под массив отражающих площадок, существенно кислый и средний состав пород кристаллической коры. Породы с повышенными скоростями выделяются в основании массивов и в самых низах коры [42].

Наиболее вероятными границами Среднего Урала являются: на западе — глубинный разлом (ПК 3100), совпадающий с восточным бортом Предуральского прогиба, на востоке — глубинный разлом на ПК 1850, отграничивающих глубинную структуру Урала от структур Северного Казахстана.

**Профиль Темиртау — Куйбышев.** Общая структура земной коры по этому профилю представлена в виде трехслойной модели: осадочный слой, консолидированная кора, где проведены линии равной скорости и верхняя мантия (рис. 140). На разрезе выделяются блоки, характеризующиеся относительно стабильным распределением скорости — субгоризонтальным залеганием линий равной скорости, сравнительно небольшими изменениями мощности осадочного слоя и всей коры. Эти области, имеющие протяженность 100—200 км, разделены узкими переходными зонами, где многие особенности коры резко меняются. Часто вблизи этих переходных зон фиксируются крутопадающие отражающие площадки. Блоки, как правило, совпадают с мегасинклинориями и мегантиклинориями, переходные зоны — с крупными региональными разломами. Все выделяемые блоки земной коры обладают индивидуальными особенностями, но среди них выделяются группы, имеющие некоторое сходство. В Магнитогорском и Зауральском блоках, слагающих основную часть Уральской эвгеосинклинали, наблюдается резкое увеличение скорости в верхней части коры и очень небольшие — в нижней. Скорость увеличивается от 6,0 до 6,8 км/с. Градиент скорости резко изменяется на глубине 9—14 км. По геологическим и гравимагнитным

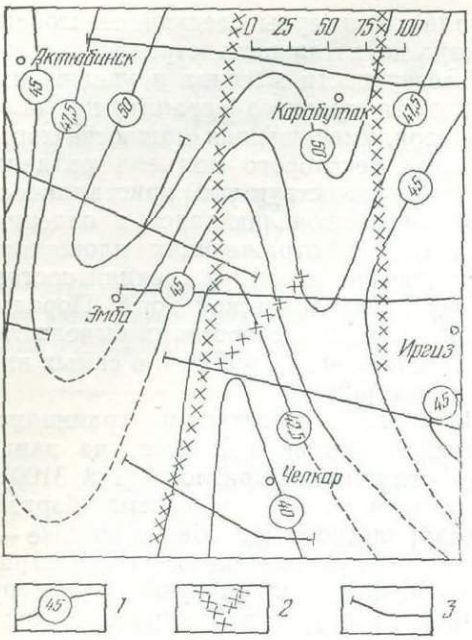



Рис. 142. Схема рельефа поверхности Мохоровичича в Мугоджарах:

*1* — линии равных глубин раздела М; *2* — главнейшие зоны глубинных тектонических нарушений; *3* — сейсмические профили.

данным верхняя часть коры этих блоков насыщена магматогенными образованиями среднего, основного и ультраосновного составов.

Восточно-Уральский блок характеризуется плавным увеличением скорости по глубине в пределах 6,0—6,9 км/с. Мощность земной коры характеризуется средними значениями 41—44 км. По геолого-геофизическим данным в Восточно-Уральском блоке сильно развит гранитоидный магматизм.

Предуральский блок характеризуется повышенными значениями скорости в консолидированной коре (7—7,1 км/с), большой мощностью осадочного чехла и минимальными мощностями консолидированной коры (26—28 км).

Приведенное описание блоков свидетельствует о существовании тесной связи скоростных параметров с литолого-фациальным составом пород. Если в блоке наблюдаются высокие скорости в верхней части коры, то в ее нижней части они имеют небольшие значения, и наоборот. Это обусловливает относительную стабильность значения средней скорости для всей коры при существенных колебаниях скорости в различных ее частях. Связывая характер распределения скоростей с вещественным составом, можно сделать вывод об относительной стабильности среднего литолого-фациального состава пород коры, при резких его изменениях как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях.

**Мугоджары.** Как и на рассмотренных выше профилях ГСЗ, блоковое строение района Мугоджар (рис. 142) обусловило сложное волновое поле, представленное преломленными, отраженными, рефрагированными и обменными проходящими волнами.

По материалам сейсмологии устанавливается, что наиболее резкие и четкие вступления имеют волны типа *PS*, связанные с неглубоко залегающими границами раздела. Однако регулярные обменные волны *PS* приурочены к наиболее резким границам раздела на глубинах 16—24 и 46—52 км.

Особенностью земной коры Мугоджар является выраженное блоковое строение. Отличительными признаками каждого блока можно считать степень расслоенности среды, глубины залегания границ раздела, толщину коры и др. Наибольшая расслоенность и резкость глубинных границ отмечается в пределах Зеленокаменной и Иргизской синклинорных зон (рис. 142). Блоки ограничены зонами тектонических нарушений, которые, как правило, трассируются на всю толщу коры. В пределах отдельных блоков наблюдается различная расслоенность. Основные поверхности раздела выделяются на глубинах 18—24 и 43—52 км и условно интерпретируются как кровля «базальтового» слоя и подошва земной коры.

При общей оценке мощности земной коры обращает на себя внимание резкое ее изменение в меридиональном направлении от 50—52 км (на севере) до 42—44 км (на юге).

По степени расслоенности коры Мугоджары четко разграничиваются на две области: западную (миогеосинклинальную) и восточную (эвгеосинклинальную). Своеобразие приповерхностного геологического строения Мугоджар распространяется на всю толщу земной коры. По характеру изменения глубин залегания основных поверхностей раздела и мощностей отдельных слоев в земной коре исследуемой территории выделяются четыре меридио-

нальных блока: Западно-Мугоджарский, Центральный, Восточно-Мугоджарский, Зауральский. В целом они согласуются со структурно-формационными зонами, выявленными на дневной поверхности. Западно-Мугоджарский блок соответствует миогеосинклинальной части Мугоджар. Центральный блок расположен к востоку от Главного Уральского разлома и занимает узкий, линейно вытянутый участок между Западно-Мугоджарским и Восточно-Мугоджарским блоками. В плане этот блок согласуется с Зеленокаменной синклинорной зоной.

Восточно-Мугоджарский блок соответствует Восточно-Мугоджарской и Иргизской структурно-формационным зонам. Восточным ограничением блока служит сложная система глубинных разломов, которые уступообразно нарушают все слои коры и на значительных участках проникают в верхнюю мантию. В пределах блока мощность коры составляет 42—50 км.

Глубинные структуры Зауральского блока, соответствующего Зауральской и, возможно, Тюменско-Кустанайской зонам, изучены частично. Однако имеющиеся данные позволяют говорить об особой структуре этого блока, которая проявляется в изменении характера расслоения и сокращения мощности пород основного состава.

**Методика площадного изучения земной коры упругими волнами промышленных взрывов и волновые поля.** В последние годы в Институте геофизики УНЦ АН СССР разработана методика площадного изучения пространственных элементов строения земной коры упругими волнами промышленных взрывов, производимых в карьерах и шахтах [134]. Создан комплекс аппаратуры, включающий в себя как серийные станции, так и специально сконструированные приборы: кодирующий отметчик момента взрыва (КОМВ), компенсатор электромагнитных помех на каналы сейсмостанции (КЭПС), автомат включения лентопротяжного механизма сейсмостанции (АВСС), станция контроля взрыва (СКВ), азимутальная установка (АУ-9) и низкочастотная станция для анализа упругих волн (СНЧ-3).

«Огневой» способ взрывания с помощью запального шнура не обеспечивает требуемую в ГСЗ точность отметки момента взрыва [134]. Поэтому разработан и применен кодирующий отметчик момента, срабатывающий от сейсмоприемника станции контроля взрывов, расположенной в ближней от очага зоне (300—500 м). Для повышения точности интерпретации данных аппаратуры «Земля» в комплект станции СКВ входит хронометр 6М-Х, позволяющий фиксировать время взрыва на той же ленте, где трехкомпонентной установкой приборов НСП-3 регистрируется волновое поле.

Компенсатор электромагнитных помех от ЛЭП и других источников часто необходим в связи с наличием на участках вблизи карьеров и шахт различных помех, затрудняющих, а иногда исключающих наблюдения многоканальными сейсмическими станциями. Применение компенсатора снижает уровень помех на 80—90% и позволяет устанавливать станции даже на отвалах действующих карьеров.

Автомат включения лентопротяжного механизма сейсмостанции нужен также в связи с «огневым» способом взрывов. При относительно небольших расстояниях от ПВ необходим автоматический пуск станции, так как оператор не успевает сделать это из-за малого промежутка времени между переданным по радио первым кодом КОМВ и вступлениями упругих волн. Разработанный аппарат позволяет автоматически запустить лентопротяжный механизм по радио с ПВ первым пакетом кодированной отметки момента взрыва. Благодаря применению АВСС были обеспечены наблюдения на расстояниях в 3—5 км от ПВ.

Азимутальная установка АУ-9, состоящая из восьми наклоненных под углом 30° к горизонту приборов и одного вертикального, регистрировала волновое поле на каждой стоянке сейсмостанции. Благодаря этому имелась возможность выяснить типы волн, их поляризацию и другие характеристики. В благоприятных условиях эти наблюдения позволили также определять элементы залегания отражающих границ.

При разработке методики полевых работ было обосновано коплексирование многоканальных сейсморазведочных станций «ПОИСК» и трехкомпонентных точечных наблюдений аппаратурой «Земля» [71]. Установками

первого типа при пространственных сейсмических зондированиях изучалась «тонкая» структура земной коры: глубины залегания отражающих элементов, углы их наклона, азимуты и другие характеристики. Азимутальные наблюдения позволили при этом разделять волны на продольные, поперечные, поверхностные и сложнополяризованные. Данные более низкочастотной аппаратуры «Земля» дают сведения об опорных отражающих границах. Для характеристики граничных скоростей и глубин до поверхности Мохоровичича производились одновременная регистрация преломленных и закритических отраженных от нее волн при удалениях более 220 км от ПВ.

Волновое поле изучалось по площади в основном при расстояниях от ПВ от 2-3 до 120—150 км. Регистрирующая аппаратура располагалась в различных азимутах по отношению к направлению на ПВ. Это позволило исследовать пространственное положение отражающих элементов в земной коре, определить ее объемные характеристики.

Как и в методе точечных сейсмических зондирований, для изучения каждой из опорных границ применялись свои оптимальные интервалы расстояний. Определяли их, в основном исходя из данных близрасположенных профилей ГСЗ. На первом рекогносцировочном этапе регистрирующие станции располагались по возможности через равные расстояния, по трем окружностям, радиусы которых заключены в интервалах 20—30, 40—60 и 80—100 км. Центрами являлись основные карьеры, расположенные на изучаемой площади. Таким образом обычно обеспечивается оптимальное проявление на сейсмограммах волн, соответственно отраженных от поверхностей древнего фундамента и Мохоровичича. Значительное количество карьеров и шахт Урала позволяет при этом получать довольно детальные системы, иногда со взаимными точками и частичными перекрытиями. На каждой стоянке регистрируются волны от взрывов в 2—3 и более карьерах и шахтах.

Анализ волнового поля взрывов, регистрируемого вблизи карьеров и шахт, показал, что это поле имеет особенности, отличающие его от волнового, регистрируемого при специальных взрывах ГСЗ. Обусловлено это в основном замедлениями, рассредоточенностью и положением зарядов на бортах карьеров. Исследованиями установлено также, что характер промышленного взрыва хотя и создает волновые поля различной структуры, но при использовании оптимальных фильтраций и соблюдений некоторых других требований большинство промышленных взрывов может быть индентифицировано. Установлено также, что взрывы на бортах карьеров благоприятны для возбуждения поперечных волн.

При построении опорных сейсмических разрезов учитывалась поляризация волн, а для интерпретации использовались только простые продольные и поперечные волны. Изучение их велось с помощью аппаратуры типа «Земля» в диапазоне 2—7 Гц, т. е. в области более низких частот, чем при пространственных зондированиях. Благодаря этому и оптимальным расстояниям до ПВ получены сведения об опорных горизонтах.

**Некоторые результаты площадного изучения земной коры Урала упругими волнами промышленных взрывов.** Рис. 143 иллюстрирует результаты работ на Среднем Урале (площадь 10 000 км²) участка Асбест — Первоуральск, находящегося к северу от Свердловского профиля ГСЗ. Рациональный комплекс площадного изучения земной коры упругими волнами состоял из пространственных зондирований многоканальными сейсморазведочными станциями и точечных трехкомпонентных наблюдений более низкочастотной аппаратурой типа «Земля». Пространственные зондирования позволяют изучать отраженными волнами «тонкую» структуру земной коры Волны, регистрируемые аппаратурой «Земля», дают сведения об опорных отражающих границах.

Результаты работ показывают существенную изменчивость структуры земной коры во всех направлениях и, в частности в меридиональном, т. е. вдоль уральских структур. К северу и северо-востоку от г. Свердловска выделяется ограниченная разломами 20-километровая субширотная полоса нарушенной осложненной земной ко-

ры. Севернее и южнее ее преобладают соответственно северные и южные наклоны отражающих площадок, тогда как в самой полосе чаще выражены их западные и восточные падения. В пределах этой зоны наблюдаются и более мелкие блоки земной коры. По данным сейсмических исследований выделены разломы, часть из которых совпадает с краями структурно-тектонических зон, другие же не обнаруживают этой тенденции (рис. 143).

Площадными сейсмическими данными подтверждается единая глубинная структура земной коры Урала, включающая Тагильское погружение и западную часть Восточно-Уральского поднятия. Во всей этой зоне преобладают восточные падения отражающих площадок, что является основной особенностью ее «тонкой» структуры. Кроме того, в ней одинакова характеристика опорных горизонтов.

Мощность зеленокаменных пород и соответственно глубина до древнего фундамента в изученной восточной части Тагильского погружения оцениваются в 8—10 км. Ложе этих пород имеет желобообразную структуру северо-восточного простирания. Последняя существенно расширяется в северной части после пересекающего мегасинклинорий субширотного разлома.

Наибольшие по объему и разнообразию аппаратурного комплекса и методических приемов исследования выполнены на площади 15 000 км² Южного Урала — в Магнитогорском погружении и его обрамлении (рис. 144, 145) [134, 135 и др.]. Методом пространственных зондирований многоканальными станциями «ПОИСК» здесь регистрируется значительное количество в большинстве динамически слабовыраженных отраженных волн. В более низкочастотном диапазоне аппаратурой «Земля» выделяются опорные отражения от основных границ. По данным метода пространственных зондирований земная кора Магнитогорского погружения характеризуется сложным гетерогенным строением (рис. 144). Отражающие площадки нередко имеют существенно разнящиеся азимуты и углы наклона даже при сравнительно небольшом удалении друг от друга. Углы наклона границ изменяются от 0 до 50° при преобладающих величинах на различных участках от 10—15 до 20—30°. Кинематические и динамические характеристики отражений позволяют выделить ряд блоков земной коры, форма которых в плане чаще всего трапецеидальная или ромбовидная. Разделяются блоки нарушениями и глубинными разломами. Последние имеют как субмеридиональное простирание, местами совпадая с границами структурно-тектонических зон, так и субширотную и диагональную ориентировку. Для меридиональных разломов характерно крутое восточное падение. Выделяются также зоны сложного строения, соответствующие участкам максимальных дислокаций земной коры.

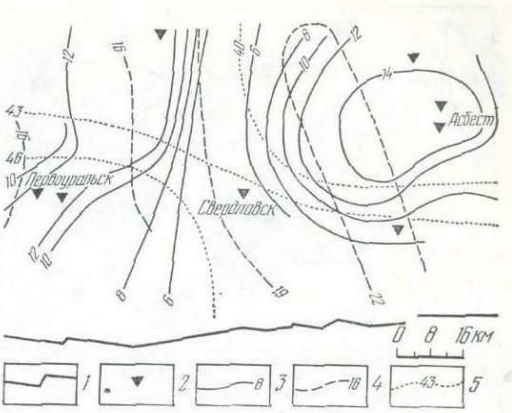



Рис. 143. Результаты площадных сейсмических исследований на участке Асбест — Первоуральск:

*1* — профиль ГСЗ (Свердловский); *2* — пункты взрыва; *3* — изогипсы I опорного отражающего горизонта (км); *4* — изогипсы II опорного отражающего горизонта (км); *5* — изогипсы поверхности М (км).

По преобладающим пространственным характеристикам отражающих площадок подтверждается синклинальный характер Магнитогорского погружения.

Регистрируемыми аппаратурой «Земля» опорными отражениями изучены границы, отождествленные с ложем зеленокаменных пород, или древним фундаментом (поверхность «гранитогнейсового» слоя), границей Конрада в консолидированной коре и границей Мохоровичича (поверхность мантии). Глубина до них соответственно находится в интервалах 5—13, 15—25 и 40—55 км (рис. 145). В Магнитогорском участке, выше раздела Мохоровичича, выделяется дополнительная опорная граница, которой нередко со-

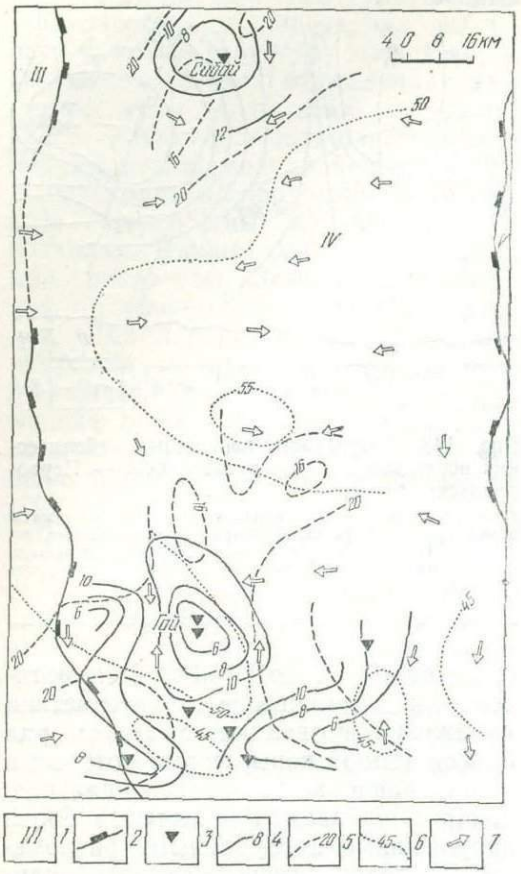



Рис. 145. Структурные элементы земной коры Магнитогорского мегасинклинория Урала по геологическим и сейсмическим данным:

*1 — структурно-фациальные зоны; 2 — границы структур I порядка: 3 — пункты взрыва; 4 — изогипсы I опорного сейсмического горизонта (поверхность «гранитогнейсового» слоя); 5 — изогипсы II опорного горизонта; 6 — изогипсы (по поверхности М); 7— преобладающие падения отражений в блоках земной коры.*

ответствуют интенсивные отраженные волны. Для Магнитогорского прогиба, как и для Тагильского, характерны обратные формы рельефа основных сейсмических границ. Мощность земной коры рассматриваемого участка больше, чем на соседних структурах. Установлено, что изменения глубин до опорных сейсмических границ в меридиональном направлении иногда больше, чем в широтном.

Для района Гайского и Сибайского медноколчеданных месторождений в рельефе первого опорного горизонта установлены куполовидные поднятия с амплитудой 5—7 км при минимальных глубинах (от дневной поверхности) 4—6 км (рис. 145). Предполагается генетическая связь между глубинной структурой и рудоносностью и, как следствие, обосновывается новый признак локализации участков при поисках крупных колчеданных оруденений. При оценке этого критерия учитывается, что на Урале известно лишь 4—5 крупных медноколчеданных месторождений, и под обоими из двух изучавшихся обнаружены куполовидные поднятия опорного горизонта.

В результате комплексной интерпретации для Магнитогорского мегасинклинория получена повышенная до 2,9—2,95 г/см³ средняя плотность земной коры против 2,8—2,85 г/см³ вне этой структуры. В основном это обусловлено свойствами верхней половины коры, так как плотность «базальтового» слоя выдержана и близка к 3 г/см³. Существенно отличным оказался «гранитогнейсовый» слой. Если в обрамляющих Магнитогорское погружение Центрально-Уральском и Восточно-Уральском поднятиях его плотность равна 2,7 г/см³, то в погружении она возрастает до 2,8—2,85 г/см³. Таким образом, в последней структуре за счет основных и ультраосновных пород происходит резкое изменение состава, поэтому понятие «гранитогнейсовый» и тем более «гранитный», может быть применено к нему условно.

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ СОВЕТСКИХ КАРПАТ

Карпаты по простиранию делятся на три основных сегмента, в определенной степени отличающихся по структуре и истории формирования: Западные, Восточные и Южные Карпаты. Вкрест простирания Карпаты делятся на Внешние и Внутренние.

Внешние Карпаты образованы мощной толщей теригенного мел-палеогенового флиша, деформированного в неогене в складчато-покровную структуру. В строении Внутренних Карпат принимают участие метаморфический комплекс рифея — палеозоя и карбонатный триасово-юрский чехол. Внутренние и Внешние Карпаты разделены узкой Пьенинской зоной, тянущейся вдоль Перипьенинского глубинного разлома.

На территории Украины вкрест простирания Карпат проходят три профиля КМПВ-ГСЗ; Чоп — Рудки, Долина — Берегово (III) и Рахов —

Тлумач. Связующие профили отработаны по простиранию Предкарпатского и Закарпатского прогибов.

Сейсмические исследования выполнялись по методике непрерывного продольного профилирования, максимальная длина годографа достигала 210 км. В большем объеме проводились площадные точечные зондирования с целью определения общей мощности земной коры и непродольные наблюдения.

Исследования показали, что мезозойско-палеогеновый флишевой комплекс Карпат в поле низкочастотных колебаний представляет собой в целом градиентную среду с постоянным нарастанием скорости с глубиной. Волна $P_0$, связанная с этим комплексом, является рефрагированной, кажущаяся скорость ее плавно нарастает от 3,0 (вблизи источника) до 5,4—5,6 км/с на удалениях 70—80 км.

На профилях Чоп—Рудки и Рахов—Тлумач в верхней части разреза построены преломляющие границы (соответствующие волне $P_0$), характеризующиеся довольно низкими скоростями распространения упругих волн (5,2—5,6 км/с). На профиле Долина—Берегово построены изолинии скорости 5,4 и 5,5 км/с, которые можно считать эквивалентными соответствующим преломляющим границам и в приближении рассматривать как один сейсмический горизонт.

В последующих вступлениях на расстоянии 40—50 км от источника регистрируется волна $P^1_{0отр}$, характеризующая метаморфизованное основание Карпат. В видимых первых вступлениях эта волна прослеживается до 70—

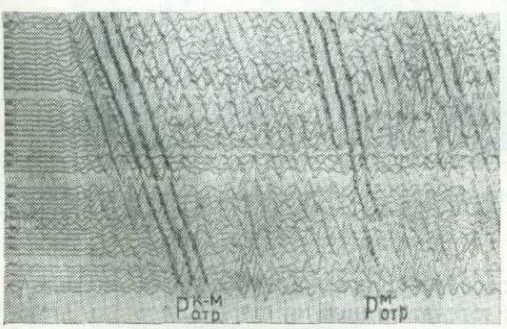



Рис. 147. Сейсмограмма, иллюстрирующая запись волны $P^{к-м}_{отр}$ и $P^{м}_{отр}$ в Складчатых Карпатах.

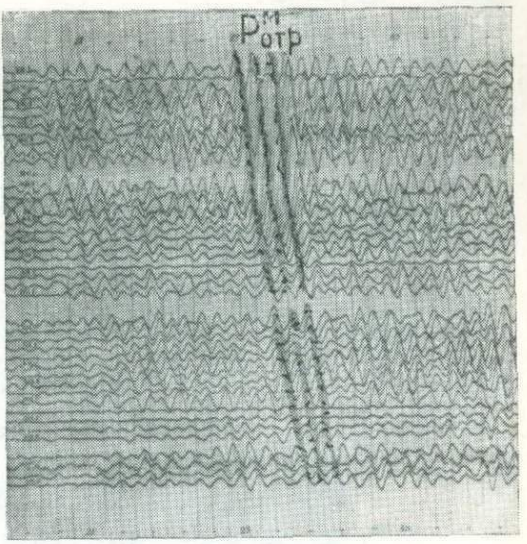



Рис. 146. Сейсмограмма, иллюстрирующая запись волн $P^{м}_{отр}$ в Складчатых Карпатах.

80 км от ПВ и обладает высокими значениями кажущихся скоростей (6,2—6,8 км/с). По своей природе она является отраженной (при расположении пунктов взрывов в Складчатых Карпатах). При регистрации из источников, расположенных на приподнятых блоках земной коры (Закарпатье), природа этой волны иная.

Раздел Мохо охарактеризован только отраженными волнами $P^{м}_{отр}$ (рис. 146), зарегистрированными как при продольных, так и непродольных наблюдениях. Преломленную волну от подошвы коры зарегистрировать не удалось из-за небольших размеров этой структуры.

В Карпатах регистрируются две группы волн: $P^{к-м}_{отр}$ и $P^{м}_{отр}$, разделенных большим временным интервалом и обладающих одинаковой амплитудной выразительностью. Первая группа волн $P^{к-м}_{отр}$ регистрируется с удалений 60—80 *км* от источника упругих колебаний, вторая группа ($P^{м}_{отр}$)зарегистрирована на больших удалениях (рис. 147). Запись волны $P^{к-м}_{отр}$ осложнена протяженными зонами интерференции, обусловленными сложной формой и крутыми углами наклона соответствующей отражающей границы. Запись второй группы волн $P^{м}_{отр}$ проста.

В исследуемом регионе прослежена еще одна четкая отраженная волна

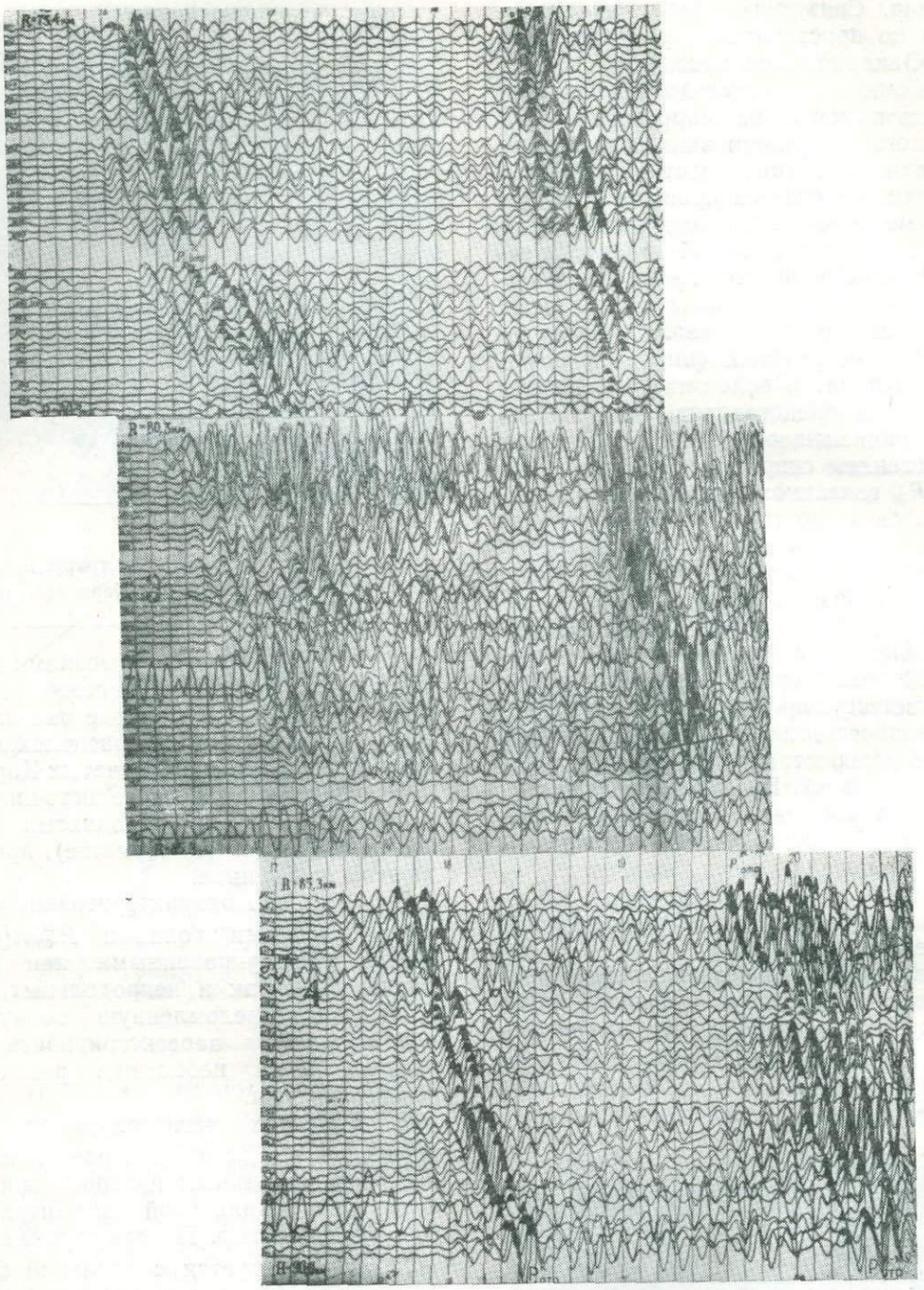


Рис. 148. Сейсмограмма, иллюстрирующая запись волн $P^{к}_{2отр}$ и $P^{к-м}_{отр}$ в Складчатых Карпатах.

($P^{к}_{2о\,тр}$), причем по амплитудным характеристикам возможно выделить ряд тектонических нарушений. На рис. 148 приведена сейсмограмма, где зарегистрированы две волны $P^{к}_{2отр}$ и $P^{к-м}_{отр}$. Построенный горизонт по волне $P^{к}_{2отр}$ прослежен как под Карпатами, так и в юго-западной части Восточно-Европейской платформы, где этот горизонт представляет собой подошву волновода.

В районе Закарпатья в связи с небольшой мощностью земной коры на

удалениях всего 120—140 км регистрируются головные и закритические отражения от поверхности Мохо, причем амплитуды их соизмеримы (рис. 149).

В пределах Восточно-Европейской платформы (вблизи Карпат) в первых вступлениях (5—30 км от ПВ) регистрируется преломленно-рефрагированная волна ($P_1$) с кажущейся скоростью 5,9—6,3 км/с до удалений 80—90 км от источника. Соответствующая ей преломляющая граница отождествляется с поверхностью древнего дорифейского фундамента платформы. После затухания волны $P_1$ преломленная волна появляется только на расстоянии 130—140 км от источника. В диапазоне расстояний 80—140 км первые вступления формируются за счет интерференции отраженных волн, образовавшихся на границах внутри волновода и средней части «гранитного» слоя. Кажущаяся скорость суммарной интерференционной волны не превышает 6,2—6,3 км/с. Рефрагированная волна $P_2$, освещающая нижнюю часть «гранитного» слоя, прослеживается в интервале 140—200 км от источника и характеризуется кажущимися скоростями 6,3—6,5 км/с. Ее сменяет волна $P_3^к$, освещающая нижнюю часть коры вплоть до раздела Мохо. Непосредственно перед ней выделяется область второго волновода. Волна $P_3^к$ прослеживается в диапазоне расстояний 140—280 км, в первые вступления выходит на удалениях 190—200 км с кажущейся скоростью 6,7—7,2 км/с.

По профилям, секущим Советские Карпаты вкрест простирания, невозможно получить полный годограф рефрагированных волн, освещающих всю толщу земной коры, включая и ее подошву, так как ширина Карпат составляет всего 80—90 км. Сопредельные с Карпатами структуры резко отличаются по тектоническому строению и физическим параметрам. Глубинные волны, переходя из одного блока в другой, распространяются сложными путями, которые не всегда поддаются учету.

Таким образом, отсутствие полного годографа рефрагированных волн в однородном блоке и значительное искажение годографов глубинных волн, распространяющихся из блока в блок, не позволяет определить скорости во всей коре по кинематике рефрагированных волн. По имеющимся данным скорости можно определить только в верхней части коры.

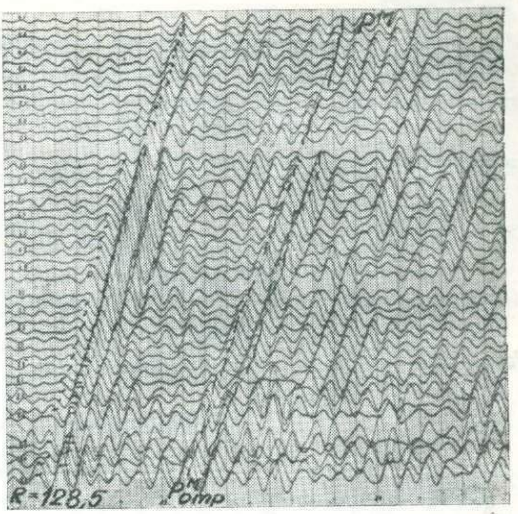



Рис. 149. Сейсмограмма, иллюстрирующая запись волн $P^м_{отр}$ и $P^м$ в Закарпатском прогибе.

Для Восточных Карпат характерно общее согласное залегание всех основных границ земной коры, начиная от подошвы флишевого комплекса и кончая разделом Мохо. Все эти границы погружаются от Закарпатья к Предкарпатскому прогибу, достигая под ним максимальных глубин — профиль III (рис. 150).

На глубинах 2—8 км в Карпатах выделяется преломляющий горизонт с невысокими скоростями распространения упругих колебаний (5,2—5,6 км/с). Этот горизонт, очевидно, связан с подошвой мезозойско-палеогенового флишевого комплекса и, таким образом, характеризует его вертикальную мощность. Этот сейсмический горизонт не может быть метаморфизованным основанием Восточных Карпат, как полагают некоторые исследователи, поскольку он характеризуется низкими значениями граничных скоростей, не свойственными образованиям подобного рода. Соответственно он не может быть и поверхностью «гранитного» слоя. Этот горизонт наиболее опущен под Скибовой зоной Карпат и внутренней зоной Предкарпатского прогиба. На профиле Чоп — Рудки он находится на глубине около 9 км, на профиле Долина—Берегово — 6—8 км (рис. 150), на профиле Рахов—Тлу-

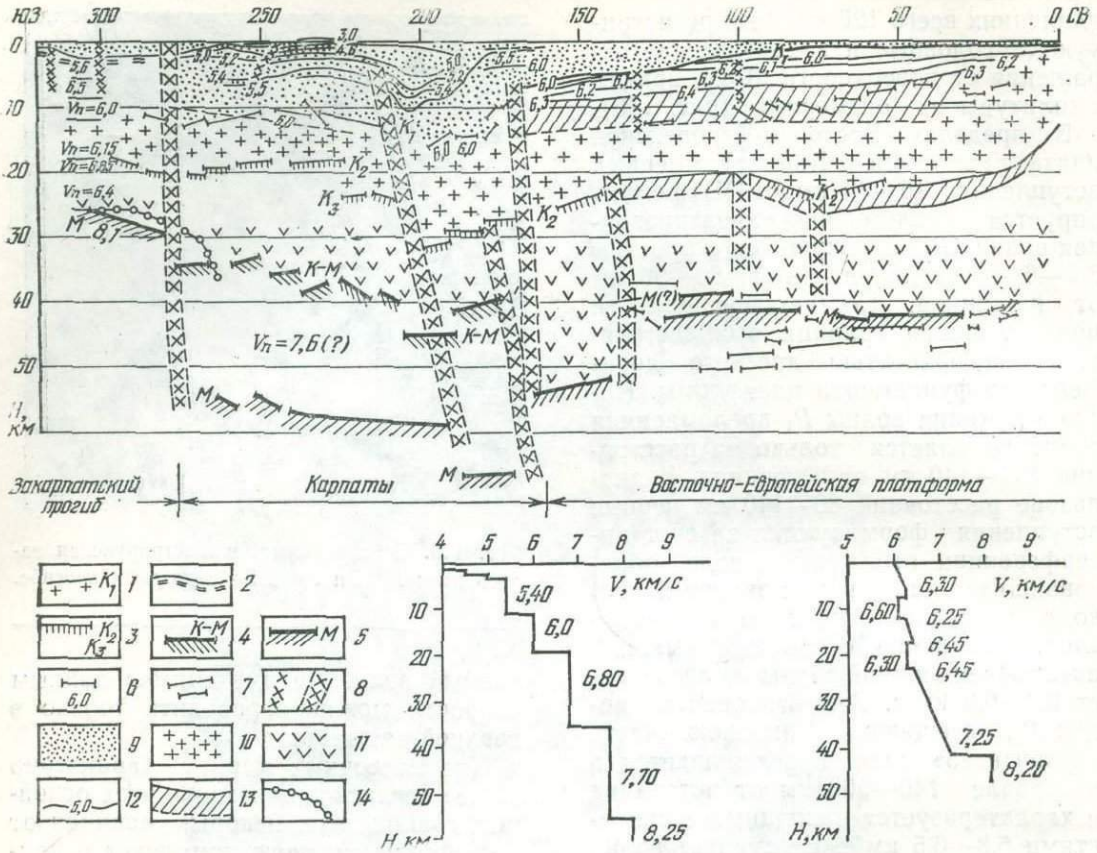



Рис. 150. Сейсмологический разрез земной коры по международному профилю III (Берегово—Долина—Кременец):

*1* — поверхность кристаллического фундамента; *2* — поверхность молодого складчатогофундамента; *3* — отражающие поверхности в консолидированной коре; *4* — молодая граница К—М в районе горных Карпат; *5* — поверхность М; *6* — преломляющие горизонты; *7* — отражающие площадки; *8* — разломы верхней части земной коры (*а*); наиболее крупные, в том числе и глубинные разломы (*б*); *9* — осадочный слой; *10* — «гранитный» слой; *11* — «базальтовый» слой; *12* — изолинии скорости; *13* — волновод; *14* — раздел М по данным непродольных наблюдений.

мач — около 5 км. По направлению к Закарпатью происходит общий подъем этого горизонта до 1,7—1,8 км (на профиле Чоп—Рудки) и 0,2—1,7 км вблизи Раховского кристаллического массива на профиле Рахов—Тлумач.

Сопоставление разрезов по трем профилям свидетельствует об общем погружении основания флишевых толщ и увеличении их мощности к северо-востоку от Раховского кристаллического массива вдоль простирания Карпатского складчатого сооружения.

Метаморфизованным основанием Карпат является сейсмический горизонт $K_1$ с высокими значениями граничных скоростей (5,8—6,4 км/с), характерными для пород «гранитного» слоя. Данные абсолютной геохронологии по Раховскому массиву, а также материалы по геологии окружающих районов Карпат показывают, что этот горизонт должен быть сложен дислоцированными и достаточно высоко метаморфизованными образованиями рифея — нижнего палеозоя, т. е. байкалидами (Галицийская складчатая область рифеид и каленоид по Н. П. Семененко). Глубина до байкальского фундамента Восточных Карпат составляет в среднем 12—16 км. Это хорошо совпадает с результатами анализа дисперсии короткопериодных поверхностных волн от землетрясений, согласно которым усредненные значения толщины осадочного слоя под Карпатским хребтом равны 12—15 км.

Метаморфическое основание наиболее опущено под Скибовой зоной и Внутренней зоной Предкарпатского прогиба, где глубина до него достигает 15 км. К юго-западу по направле-

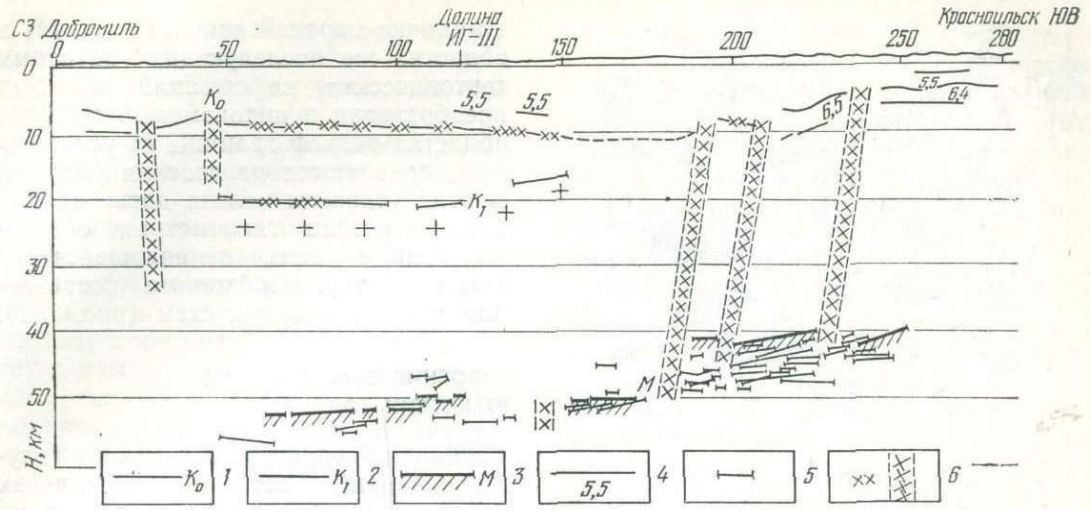



Рис. 151. Сейсмологический разрез по профилю вдоль Карпат Добромиль — Красноильск (по данным Х. Б. Заяц):

*1* — поверхность палеозойско-складчатого комплекса; *2* — граница, отождествляемая с поверхностью кристаллического фундамента; *3* — поверхность М; *4* — преломляющие границы; *5* — отражающие площадки; *6* — разломы.

нию к Закарпатью наблюдается подъем фундамента, хорошо выраженный на профиле Чоп — Рудки.

В Карпатах на глубине 18—20 км отраженными волнами прослеживается четкая сейсмическая граница $K_2$. Ее поверхность в целом погружается от Закарпатья к Предкарпатскому прогибу, под которым глубина залегания максимальна (30 км). На территории Европейской платформы, прилегающей к Карпатам, этот горизонт залегает на глубинах 18—22 км. Стратификация основана на данных скоростной зависимости, полученной для западной части Восточно-Европейской платформы, по которым эта граница соответствует подошве второго волновода.

Ниже горизонта $K_2$ залегают две границы с приблизительно одинаковыми физическими параметрами.

Первая из них — раздел К—М, который прослежен на профилях Чоп — Рудки и Берегово—Долина. Он наиболее приподнят в центральной части Карпат, образуя антиклинальное поднятие. Глубина его залегания 30—45 км.

Рельеф раздела К—М имеет сложную форму. Сводовая часть и оба крыла нарушены разломами. Этот горизонт был прослежен также при непродольных наблюдениях, проведенных таким образом, чтобы проследить эту поверхность в плоскости профиля Берегово—Долина. Последнее дало возможность провести стратификацию этого раздела по значениям граничных скоростей преломленной волны, зарегистрированной в Закарпатье ($v_г$ = =8,1 км/с). В связи с тем, что от горизонта К—М получены характерные закритические отражения, аналогичные отражениям от М, а в пласте, ограниченном горизонтами К—М и М, пластовая скорость составляет 7,6—7,7 км/с, мы считаем, что граница К—М является молодой границей Мохо, возникшей в альпийское время в результате процессов преобразования вещества на контакте коры и мантии. По физическим параметрам и, по-видимому, по составу комплекс пород, заключенных между горизонтами К—М и М, является промежуточным между «базальтовым» слоем и мантией и представляет собой своеобразную коромантийную «смесь», что и отражено в индексации его кровли (К—М).

Поверхность М залегает на глубинах 53—65 км. При переходе от Закарпатья к Карпатам она резко погружается по Закарпатскому разлому. Далее к северо-востоку погружение продолжается, завершаясь максимальными значениями глубин под Предкарпатским прогибом и захватывает прилегающую часть Восточно-Европейской платформы (рис. 150).

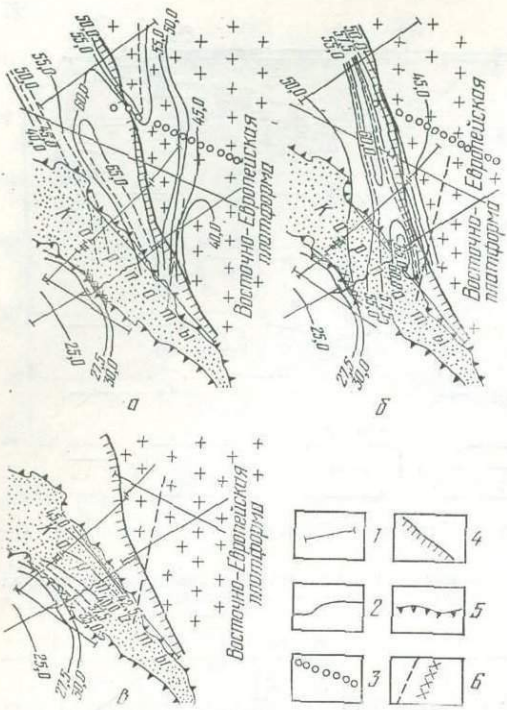



Рис. 152. Структурные схемы трех разноглубинных разделов М в зоне сопряжения Восточно-Европейской платформы и Карпат (*а* — раннепротерозойского (?); *б* — байкальского (?); *в* — альпийского (?):

*1* — профили ГСЗ; *2* — линии изоглубин (км); *3* — точечные зондирования; *4* — область древней дорифейской консолидации (Восточно-Европейская платформа) и ее граница; *5* — область Флишевых Карпат; *6* — глубинные разломы.

Под Предкарпатским прогибом разделы К—М и М залегают на максимальных глубинах. Тем самым вырисовывается асимметричный карпатский «корень» земной коры, смещенный к северо-востоку от Карпатского горного сооружения и захватывающий часть прилегающей Восточно-Европейской платформы. «Корень» этот «двухэтажный», он образован двумя разделами, из которых более глубокий — раннепротерозойский (М), менее глубокий—молодой (альпийский) К—М.

Нижний, древний корень имеет субмеридиональную ориентировку, в северном направлении он постепенно отходит от Карпат в район Львовского палеозойского прогиба, отражая положение погребенной раннепротерозойской геосинклинальной системы.

Субмеридиональный план раздела М, возникший в раннем протерозое, сохранился на консолидировавшихся в конце раннего протерозоя участках (Восточно-Европейская платформа), в областях же последующих активных тектонических деформаций он был преобразован и видоизменен. В таких областях рельеф границы М усложняется, появляются раздвоения раздела. В этих условиях нельзя дать единой характеристики гипсометрии основания земной коры, изменявшейся от этапа к этапу. Необходимо составление серии поэтапных схем (рис. 152).

## СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ КРЫМСКИХ ГОР

Глубинная структура Крымского полуострова привлекает внимание многих исследователей в связи с тем, что на относительно небольшой территории здесь, как известно, расположены различные по строению и возрасту четыре крупных тектонических элемента.

На крайнем севере полуострова трассируется южное окончание Восточно-Европейской платформы, которое граничит с так называемой Скифской платформой, последняя на юге примыкает к горному сооружению Крыма и, наконец, на юго-востоке полуострова расположено западное окончание Индоло-Кубанского прогиба.

В 1974—1975 гг. Институтом геофизики АН УССР были проведены исследования методом ГСЗ по профилю Керчь — Севастополь и многочисленные точечные зондирования в районе Степного Крыма с целью освещения глубинного строения земной коры и верхней мантии Крымского мегантиклинория и прилегающих к нему участков. Исследования проводились по методике непрерывного продольного профилирования с получением ряда прямых и обратных годографов для регистрации упругих волн от основных сейсмических горизонтов в консолидированной коре.

В результате была получена сложная волновая картина, по особенностям которой можно разделить профиль на два участка — западный и восточный. Это обусловлено тем, что на востоке профиль проходит в районе Индоло-Кубанского прогиба, где установлена мощная толща мезо-кайнозойских отложений, в то время как на западе (район Горного Крыма) мощность осадков указанного возраста резко сокращается.

Отождествление волн вдоль профиля контролировалось общим для всех типов волн принципом увязки во взаимных точках. Однако непрерывную увязку всех типов волн обеспечить не удалось из-за дискретности наблюдений на особо сложных участках профиля (пересеченный рельеф), а также из-за сложной волновой картины, которая обусловлена разрывными нарушениями по тому или иному сейсмическому горизонту. Несмотря на эти трудности интерпретации, принадлежность определенного типа волн, основываясь на динамической характеристике последних, в различных блоках истолковывается однозначно и не вызывает сомнений.

Анализ волновой картины, регистрируемой на рассматриваемом профиле, позволяет выделить следующие волны (рис. 153):

1) волны, характеризующие осадочные отложения Индоло-Кубанского прогиба ($P^0_{1+2}$);

2) волны, характеризующие фундамент Скифской платформы на востоке или кровлю таврической серии на западе профиля ($P^0_3$);

3) волны, связанные с кровлей земной коры — докембрийским фундаментом ($P_{1отр}$);

4) волны, характеризующие промежуточные границы в земной коре ($P_{2отр}$, $P_{3отр}$);

5) волны, характеризующие границу раздела земная кора — верхняя мантия ($P_{0тр}^{м}$).

Волна $P^0_{1+2}$ прослежена в первых вступлениях, вблизи пунктов взрыва на восточном окончании профиля. Годографы волны близки к прямолинейным, кажущаяся скорость изменяется от 3,5 до 3,7 км/с.

Волна $P^0_3$ выделена из всех ПВ. Природа этой волны достаточно сложная: в последующих вступлениях она является отраженной, а в случае выхода ее в первые вступления — преломленной или слабо рефрагированной. Запись волны простая — это двухфазное маловыразительное колебание, кажущаяся скорость изменяется от 5,0 до 5,8 км/с (рис. 154).

Волна $P_{1отр}$ характеризует поверхность докембрийского фундамента. Форма годографов гиперболическая, на отдельных участках почти прямолинейная, кажущаяся скорость колеблется от 5,8 до 6,8 км/с. Это четкое двух-трехфазное колебание с большой амплитудой, которая с удалением от ПВ несколько уменьшается. Форма записи этой волны, выразительность позволяют легко опознать ее в различных блоках вдоль всего профиля (рис. 154).

Зарегистрированные волны $P_{2отр}$ и $P_{3отр}$ характеризуют сейсмические границы в консолидированной коре. Волна $P_{2отр}$ представляет собой интенсивное колебание, резко выделяющееся на фоне других волн, и прослежена вдоль всего профиля. Волну $P_{3отр}$ удалось выделить повсеместно только в восточной части профиля, а в западной — частично.

На профиле зарегистрированы закритические отраженные волны от поверхности Мохоровичича на удалении 90—180 км от ПВ и в пределах указанных расстояний являются доминирующими по интенсивности. Это очень характерные колебания, легко рассматриваемые на сейсмограммах, имеющие яркую амплитудную выразительность и выделяющиеся на фоне других волн (рис. 155). Годографы волн $P^{м}_{отр}$ характеризуются гиперболической формой и непараллельностью на нагоняющих системах. Кажущиеся скорости изменяются в пределах 8—12 км/с и закономерно уменьшаются с удалением от ПВ. Из некоторых ПВ удалось выделить на сейсмограммах отраженные волны от двух границ Мохо — $P^{м}_{отр}$ и $P^{м}_{1отр}$.

В результате интерпретации волнового поля построен разрез вдоль профиля Керчь—Севастополь, характеризующий структурные особенности строения земной коры (рис. 156). На разрезе прослежены пять сейсмических горизонтов: горизонт $K_0$, характеризующий палеозойский фундамент Индоло-Кубанского прогиба; горизонт $K_1$, приуроченный к докембрийскому фундаменту; горизонты $K_2$ и $K_3$, характеризующие границы в толще консолидированной коры, и горизонт М, характеризующий переходный слой земная кора — верхняя мантия.

Первый сейсмический горизонт $K_0$ в восточной части профиля (Индоло-Кубанский прогиб) отождествляется с поверхностью фундамента Скифской

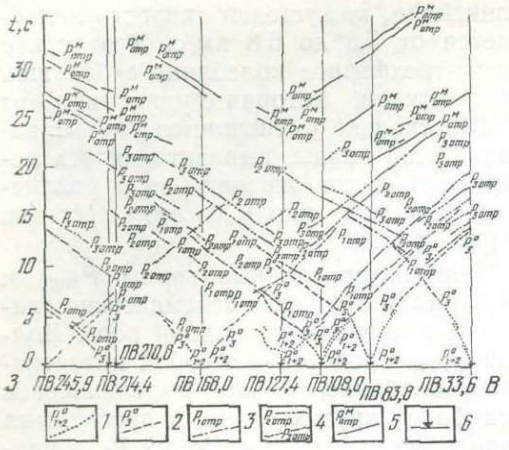



*Рис. 153. Годографы основных типов сейсмических волн вдоль профиля Керчь — Севастополь:*

*1 — годографы сейсмических волн, характеризующие осадочную толщу; 2 — годографы сейсмических волн от поверхности (докембрийского) фундамента Скифской платформы; 3 — годографы сейсмических волн от поверхности докембрийского фундамента; 4 — годографы сейсмических волн от границ в консолидированной коре; 5 — годографы сейсмических волн от поверхности М; 6 — пункты взрыва.*

платформы и характеризуется $У_г = 5{,}4 \div 5{,}6$ км/с. Здесь этот горизонт образует довольно глубокую синклиналь с максимальной глубиной до 9,0 км. В пределах Индоло-Кубанского прогиба горизонт $К_0$ осложнен многочисленными нарушениями, амплитуда которых достигает иногда 2,0 км. В западном направлении поверхность фундамента постепенно воздымается и в районе пос. Старого Крыма (ПК 130), как бы выходит на дневную поверхность. В западной части профиля на участке Ялта—Орлиное (ПК 220—243) также наблюдается аналогичный сейсмический горизонт ($У_г = 5{,}4$ км/с), который залегает на глубине 1—3 км. Здесь этот горизонт отображает кровлю таврических отложений.

Второй сейсмический горизонт $К_1$ характеризует поверхность докембрийского фундамента. Этот горизонт прослежен вдоль всего профиля: в восточной части он залегает на глубине 22 км, а на западе — 7—9 км. Оба фундамента (горизонт $К_0$ и $К_1$) залегают приблизительно согласно, во многих местах осложнены тектоническими нарушениями, амплитуда которых достигает 2,0—2,5 км.

Таким образом, мощность дислоцированных юрско-триасовых и палеозойских отложений в районе Керченского полуострова достигает 13 км и постепенно уменьшается в западном направлении до 6—7 км в районе Качинского антиклинория (Горный Крым).

Горизонт $К_2$ залегает ниже поверхности докембрийского фундамента в интервале глубин 11—31 км и уверенно прослежен вдоль всего профиля. На востоке в районе Индоло-Кубанского прогиба он залегает на глубине 31 км и постепенно воздымается в западном направлении, причем в районе Качинских скважин (ПК 220—230) глубина его уменьшается до 10—11 км. Этот протяженный горизонт нарушен во многих местах разломами с максимальной амплитудой, достигающей 6 км. По мощности пород толщи, заключенной между горизонтами $К_1$ и $К_2$, весь профиль можно разделить на два блока: западный, характеризующийся небольшой мощностью указанных отложений (4 км) и восточный, где она составляет 9—10 км. Резкое изменение мощности происходит по глубинным разломам $II^б$ и $III^а$ в районе Алушты и Приветного. Описываемая толща (верхи «гранитного» слоя) характеризуется не только изменениями мощности вдоль профиля, но и изменением пластовых скоростей от 6 до 7 км/с.

В центральной части профиля, ограниченной разломами $III^а$ и $IV^а$, наблюдаются нормальные скорости для гранитного слоя ($v_{пл} = 6{,}2$ км/с), а в западной части Горного Крыма и районе Индоло-Кубанского прогиба пластовые скорости аномально увеличены, что косвенно может свидетельствовать об

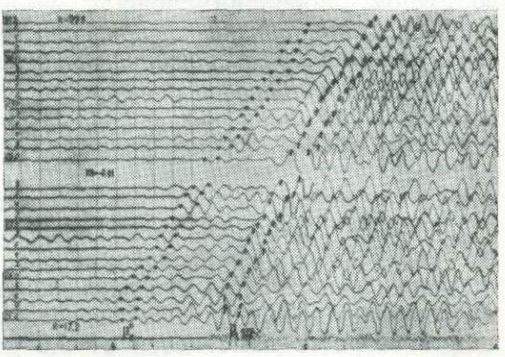


*Рис. 154. Сейсмограмма, иллюстрирующая запись волны $P_3^0$ (поверхность фундамента Скифской платформы) и волны $P_{1отр}$ (поверхность докембрийского фундамента).*

изменении состава пород верхней части консолидированной коры (кислые породы, очевидно, замещаются более основными).

Можно предположить, что гравитационный максимум в западной части Горного Крыма объясняется присутствием на небольшой глубине (7—9 км) пород более основного состава.

Горизонт $K_3$, характеризующий границу в консолидированной коре на глубине 20—33 км, залегает согласно с горизонтом $K_2$. При интерпретации для горизонта $K_3$ были получены эффективные скорости несколько ниже, чем для горизонта $K_2$, что может косвенно свидетельствовать о некотором уменьшении скорости в толще между этими горизонтами. Изменение мощности этой толщи имеет несколько иную закономерность, чем вышележащей. В восточном блоке минимальная мощность наблюдается в Индоло-Кубанском прогибе (2 км), затем она постепенно увеличивается к западу до 4—5 км (в районе Приветного) (ПК 170) и в западном блоке достигает 8 км.

Сейсмический горизонт М (ряд отражающих площадок), построенный по характерным закритическим отражениям, отождествляется с переходной зоной земная кора — верхняя мантия.

В первую очередь необходимо отметить, что на различных участках профиля прослеживается или одна граница М, или две (М и $M_1$). Так, в восточной части профиля (район г. Феодосии) (ПК 90—110) наблюдается две поверхности Мохоровичича, залегающие на глубинах 57 и 58 км. Далее на запад имеется протяженный участок от Старого Крыма до Приветного, где прослежена только одна граница М, залегающая на глубинах 44—46 км. В районе Приветного (ПК 170) поверхность М резко опущена по разлому на глубину 52—54 км, причем на этом же участке появляется вторая граница $M_1$, залегающая на глубине 58 км.

Указанный глубинный разлом фиксируется и по более мелким сейсмическим горизонтам, в частности по горизонту $K_2$, хотя в верхней части разреза консолидированной коры опущенным является восточное крыло, в то время как по поверхности Мохо оно приподнято.

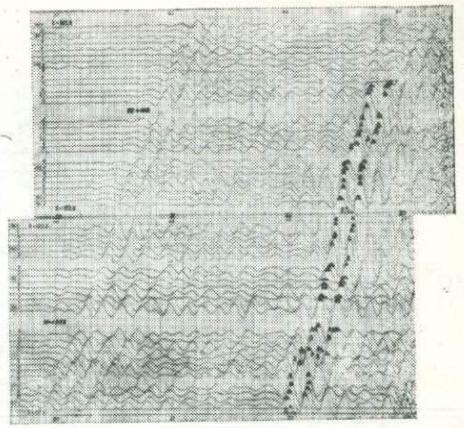


Рис. 155. Сейсмограммы, иллюстрирующие запись волны $P^{м}_{отр}$.

Далее в западном направлении прослеживаются уже две поверхности Мохо, которые воздымаются к западу, причем примерно (ПК 180) между Приветным и Алуштой наблюдается небольшое нарушение по амплитуде (порядка 4 км), в результате чего в районе Алушты (ПК 190) глубина до первой границы М равна 46 км, а до второй $M_1$ — 50 км.

Таким образом, по поверхности Мохо на рассматриваемом профиле можно выделить три блока: два погруженных (50—58 км) — западный и восточный; один приподнятый (44—46 км) — центральный, ограниченный глубинными разломами.

На основании анализа поведения сейсмических горизонтов и мощности толщ, заключенных между ними, нами выделено четыре крупных глубинных разлома и несколько второстепенных.

Первый разлом (I), названный нами Качинским, наклоненный в восточном направлении, проведен на основании разрывов сейсмических горизонтов $K_1$ и $K_2$ и условно по поверхности Мохо ($M_1$), так как в районе Ялты глубина до поверхности горизонта $M_1$ составляет 46 км, а восточнее — 52 км.

Второй глубинный разлом ($II^а$ и $II^б$) — Салгирско-Октябрьский, который некоторые исследователи именуют Симферопольским, проявляется по всем сейсмическим горизонтам. Этот разлом (зона разломов) также накло-

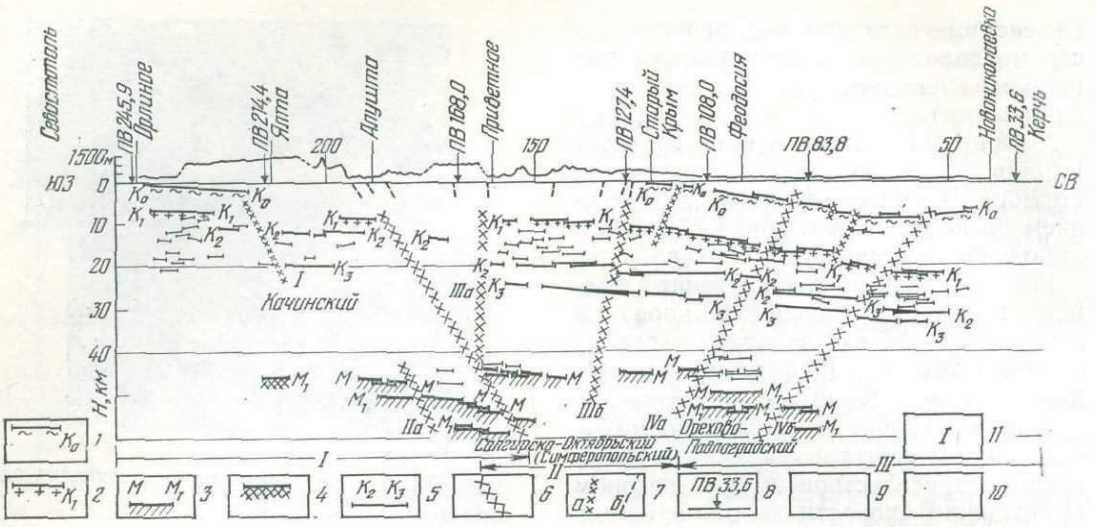



Рис. 156. Сейсмический разрез земной коры вдоль профиля Керчь — Севастополь:

*1* — поверхность фундамента Скифской платформы в Горном Крыму — кровля таврической толщи; *2* — поверхность докембрийского фундамента; *3* — поверхность М; *4* — залегание поверхности $M_1$ по данным сейсмозондирования; *5* — сейсмические горизонты в консолидированной коре; *6* — глубинные разломы; *7* — разломы по данным: *а*) КМПВ и ГСЗ; *б*) геологии; *8* — пункты взрыва; *9* — рельеф дневной поверхности, где проводились сейсмические наблюдения; *10* — условный рельеф на проектной линии профиля; *11* — тектоническое районирование: I — Криворожско-Крупецкая геосинклинальная зона; II — Запорожско-Сумской срединный массив; III — Орехово-Павлоградская геосинклинальная зона.

нен в восточном направлении, причем в самой зоне поверхность Мохо погружена на глубину 52—58 км.

В верхней части консолидированной коры по горизонтам $K_1$, $K_2$ и $K_3$ фиксируется почти вертикальный разлом $III^а$.

По данным геологической съемки (В. И. Славин и др.), на дневной поверхности здесь фиксируются многочисленные нарушения, которые очень хорошо согласуются с выявленной глубинной зоной разломов по сейсмическим исследованиям.

В районе пос. Старый Крым проходит глубинный разлом $III^б$, который фиксируется на сейсмическом разрезе несколько иначе, чем описанные ранее.

Так, по поверхности Мохо здесь наблюдается разрыв, несмотря на примерно одинаковую в обоих блоках глубину залегания до Мохо. По горизонтам $K_1$ и $K_2$ фиксируются нарушения с амплитудой, достигающей 2 км. Зона разлома расположена здесь почти вертикально или несколько наклонно к западу.

И, наконец, четвертая зона разломов ($IV^а$ и $IV^б$), которая является южным окончанием Орехово-Павлоградской нарушенной зоны, имеет значительный наклон в западном направлении и проявляется по всем сейсмическим горизонтам в земной коре. Эта зона вблизи дневной поверхности приурочена уже к Индоло-Кубанскому прогибу.

Таким образом, земная кора вдоль рассматриваемого профиля представляет собой сложную слоисто-блоковую структуру. Согласно выявленным глубинным разломам, исследуемая территория может быть представлена в виде трех самостоятельных блоков.

Первый блок характеризуется толстой корой 50—58 км (наиболее западный участок Горного Крыма), ограничен с востока глубинным разломом $II^б$ (Салгирско-Октябрьским). Здесь наблюдается минимальная глубина до поверхности докембрийского фундамента (7 км), минимальная мощность (4 км) пласта (между горизонтами $K_1$ и $K_2$) с повышенной пластовой скоростью и максимальная толщина (8 км) слоя (между горизонтами $K_2$ и $K_3$) с пониженной пластовой скоростью.

Второй блок характеризуется тонкой корой 44—46 км, ограниченный глубинными разломами $III^а$ и $IV^а$, приурочен к восточному замыканию Горного Крыма и небольшого участка (самого западного) Индоло-Кубанского прогиба. В этом блоке поверхность

докембрийского фундамента залегает глубже, чем в первом (на глубинах 10—16 км). Толща, заключенная между горизонтами $K_1$ и $K_2$, характеризуется скоростями, свойственными гранитному слою ($v_{пл}=6{,}2\div6{,}3$ км/с). Слой с пониженными скоростями (между горизонтами $K_2$ и $K_3$) имеет мощность меньше, чем в первом блоке — 5—6 км. Толща пород, заключенная между горизонтом $K_3$ и поверхностью Мохо, характеризуется в среднем пластовой скоростью порядка 7 км/с.

Третий блок, ограниченный с запада разломом IV$^а$, характеризуется толстой корой (50—58 км) и приурочен к Индоло-Кубанскому прогибу. Здесь наблюдается максимальная мощность мезо-кайнозойских осадков, которые отсутствуют в описанных ранее двух блоках, и максимальное прогибание всех сейсмических горизонтов в консолидированной коре. Толща, заключенная между горизонтами $K_1$ и $K_2$, характеризуется повышенными пластовыми скоростями и мощностью 9—10 км. Слой с пониженной пластовой скоростью (между горизонтами $K_2$ и $K_3$) залегает на глубинах 30—33 км и имеет минимальную мощность 2 км.

Данные о поведении поверхности Мохо по профилю Керчь — Севастополь и результаты дискретных наблюдений в Степном Крыму позволили построить структурную схему по указанной поверхности для всего Крымского полуострова (рис. 157).

Западная зона утолщенной коры (блок I) простирается в северо-северо-западном направлении и соединяется на Украинском щите с подобной (по толщине коры) структурой — Криворожско-Крупецкой раннепротерозойской геосинклинальной областью. В южном направлении — в районе Горного Крыма и далее в прибрежной зоне эта структура простирается в юго-восточном направлении.

Восточная утолщенная область (блок III) связана с Орехово-Павлоградской геосинклинальной зоной и трассируется с севера на юг в район Мелитопольских магнитных аномалий, Федотовой косы, Новоцарицынской гравитационной аномалии и западного замыкания Индоло-Кубанского прогиба.

Описанные две субмеридиональные

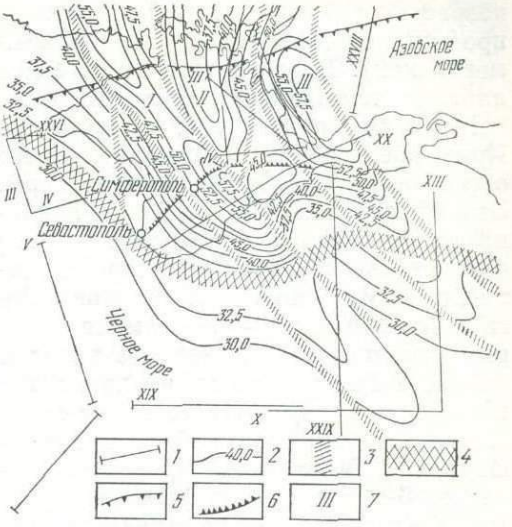



Рис. 157. Схема поверхности Мохоровичича:
*1* — сейсмические профили ГСЗ; *2* — изогипсы поверхности М; *3* — глубинные разломы; *4* — глубинный разлом, разделяющий зоны с тонкой и толстой корой; *5* — южная граница Восточно-Европейской платформы; *6* — контур Горного Крыма; *7* — тектонические блоки; I — Криворожско-Крупецкая раннепротерозойская геосинклиналь; *II* — Запорожско-Сумской срединный массив; III — Орехово-Павлоградская раннепротерозойская геосинклиналь.

полосы (блоки I и III) с толстой корой разделены зоной с относительно тонкой корой (37—46 км) — блок II, который имеет то же простирание и соединяется на Украинском щите с Запорожско-Сумским срединным массивом.

В восточной части Горного Крыма, где мощность коры 44—46 км, вырисовывается овальная структура, имеющая одинаковое простирание с самым горным сооружением. Этот участок приподнят по сравнению с ранее описанными субмеридиональными зонами с утолщенной корой, но по отношению к южному окончанию Запорожско-Сумской полосы (с мощностью коры 37—40 км) и акватории Черного моря (30—35 км) этот район представляет собой погруженный блок. Можно предположить, что впадина по поверхности Мохо под восточной частью Горного Крыма связана с существованием «корней» гор, образовавшихся в период возникновения самого горного сооружения Крыма — в киммерийское время. В западной части Крымских гор и восточнее наложились две системы геосинклиналей-субмеридионалей (раннепротерозойского

возраста) с более молодой широтного простирания (альпийской, вернее, киммерийской). В результате этого здесь наблюдается две поверхности Мохо.

Крымский полуостров, в частности Крымское горное сооружение, имеет очень сложное строение земной коры. Это объясняется несколькими причинами. Во-первых, южнее Крымского полуострова на акватории Черного моря проходит в широтном направлении глубинный разлом — линеамент, который протягивается далеко на запад в районе Карпат и разграничивает два типа земной коры. На север от этого разлома толщина земной коры превышает 40—45 км и более, а на юг — менее 30—35 км. Во-вторых, на территории Крымского полуострова трассируются две субмеридиональные структуры (Криворожско-Крупецкая и Орехово-Павлоградская), характеризующиеся утолщенной корой. Они представляют собой «корни» гор раннепротерозойского возраста.

При образовании Крымских гор также возникли «корни» гор, но уже субширотного направления (по аналогии с районом Карпат), но, очевидно, в альпийское время под горами происходило не такое значительное утолщение коры, как в раннепротерозойское.

Данные о структуре земной коры вдоль профиля Керчь — Севастополь и структурные построения по поверхности Мохо для всего Крымского полуострова свидетельствуют о сложной истории развития исследуемого региона. Различный наклон глубинных разломов, изменение мощности отдельных пластов консолидированной коры и др. позволяет предположить в Горном Крыму наличие горизонтальных подвижек отдельных блоков земной коры в северо-восточном направлении. Так, восточная часть Горного Крыма (блок II — Приветное — Старый Крым) как бы надвинута на западную (блок I), или последний пододвинут под второй блок. Не исключено, что весь Горный Крым сдвинут по отношению к Степной части полуострова в северо-восточном направлении.

### ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КАВКАЗА

Глубинному строению Кавказа посвящено большое количество работ, освещающих различные аспекты: тектонику, строение земной коры и верхней мантии, сейсмичность, физику глубоких слоев, петрографию и др. Наиболее эффективным путем изучение глубинного геологического строения являются исследования коры сейсмическими методами. К настоящему времени одним или несколькими сейсмическими профилями пересечены все наиболее крупные тектонические элементы Кавказа.

Полученный в разнообразных сейсмогеологических условиях, разный по полноте и качеству, обработанный различной методикой, сейсмический материал необходимо было тщательно проанализировать с единой позиции, единой методикой, с использованием современных возможностей машинной интерпретации материалов в одномерном и двумерном вариантах.

В настоящее время представлены результаты анализа, в основу которого положен сейсмический материал, полученный на Кавказе до 1975г. разными организациями: ВНИИГеофизики, МГ СССР, трестом «Спецгеофизика» МГ СССР, Институтом геофизики АН ГССР, ВИРГ Азгеологоуправления, трестами «Грузнефтегеофизика» МНП СССР и «Азморнефтегеофизика» МНП СССР и др. В получении и обработке сейсмических данных принимали участие: *Г. К. Твалтвадзе, М. С. Иоселиани, Р. К. Махарадзе, М. М. Раджабов, Р. Р. Ригер, Н. Х. Бахчиева, О. Бабазаде, М. Я. Дехнич, Л. Б. Кибалов, Е. А. Попов, Ю. Г. Юров, Б. Д. Требукова, Г. В. Егоркина, И. В. Гаретовская, И. А. Соколова и др.*

В связи с большим разнообразием сейсмологических условий применялась разная методика полевых наблюдений: непрерывное и кусочно-непрерывное профилирование, точечные зондирования ГСЗ, КМПВ, осуществлялась регистрация больших промышленных и специальных взрывов, профильные сейсмологические наблюдения и др. В настоящее время на рассматриваемой территории отработано около 3000 км профилей ГСЗ, более 4500 км профилей КМПВ, около 2000 км профилей с аппаратурой «Земля». Наиболее полная система годографов получена на профиле Волгоград — Нахичевань. Здесь получено несколько систем годографов. Для изучения границ раздела в осадочной толще длина

взрывного интервала составляла 7—15 км, а длина годографа 20—45 км. При изучении поверхности фундамента ПВ располагались через 10—20 км, длина годографов достигала 100—120 км. Строение кристаллической части земной коры изучено по системе годографов длиной 280—300 км, в отдельных случаях 400 км и более, при взрывном интервале 40—60 км. В районе вала Карпинского в более поздние годы осуществлена регистрация больших взрывов (Е. А. Попов, В. А. Кун) по серии увязанных профилей, отработанных как продольные и непродольные.

Практически весь сейсмический материал зарегистрирован стандартной аппаратурой с максимумом частотной характеристики в области 5—20 Гц.

Волновое поле земной коры сложное и разнообразное. Благодаря хорошей изученности территории сейсмическими методами, наличию на большинстве профилей полных систем годографов и опорных волн удалось выделить и прокоррелировать продольные докритические и закритические отраженные волны, преломленные (рефрагированные) и дифрагированные, в некоторых районах поперечные и обменные.

Наиболее изменчивой является группа волн, связанная с горизонтами в осадочной толще и поверхностью фундамента. Количество первых волн на разных участках изменяется от 1 до 8, кажущиеся скорости от 1,7—1,9 до 4,0—4,5 км/с и более. По своей природе эти волны близки к преломленным.

Рассматриваемая территория характеризуется сложным строением фундамента. Глубины его залегания изменяются от 0 до 20 *км* и более. Возраст и петрографический состав изменчивы. В связи с этим выделить по сейсмическим данным единую стратиграфическую поверхность невозможно. Для отдельных районов некоторые исследователи эту поверхность отождествляют с поверхностью кристаллического, доальпийского, доюрского фундамента [105, 127, 129]. Очевидно, для отдельных участков региона такая стратификация этой сейсмической границы справедлива. Для всей рассматриваемой территории нами построена условная сейсмическая поверхность, которая в большинстве случаев проявляется как первая резкая сейсмическая граница со значением кажущейся скорости от 3,6—4,5 до 5,6—6,7 км/с. В Предкавказье эта сейсмическая поверхность строго стратифицируется как кровля триасово-юрского дислоцированного фундамента, в Рионской низменности — как кровля докембрия или нижнего палеозоя. Сейсмические волны, связанные с этой поверхностью, резко отличаются от волн осадочной группы.

Выделение в разрезе земной коры Кавказа границы Конрада (или поверхности «базальтового» слоя) до сих пор остается дискуссионным, как и в других регионах [18]. Эта поверхность рассматривается обычно как условная граница, разделяющая кору на более низкоскоростной слой в верхней части и более высокоскоростной в нижней, но не как резкая сейсмическая, подобная границе Мохоровичича. Анализ данных ГСЗ, полученных на Кавказе, показал, что здесь в волновом поле волны, связанные с разделом Конрада, надежно выделяются и отождествляются практически непрерывно на всей территории. Их отличает четкая динамическая выразительность, большая область непрерывного прослеживания, сложная и своеобразная форма записи. На разных участках эти волны являются или закритическими отраженными, или сложными отраженно-преломленными, или преломленными волнами. Различие природы волн от раздела Конрада связано с особенностями перехода от «гранитного» слоя к «базальтовому» и величиной скачка скорости на этой границе. Регистрация волн границы Конрада зависит от геологического строения региона. Зоны, в пределах которых от границы Конрада получена интенсивная отраженная волна, — это антиклинальные структуры с повышенной мощностью «гранитного» слоя; наличие преломленных (рефрагированных) волн характерно для отрицательных, сейсмически активных структур. Во впадинах крупного размера типа Куринской от границы Конрада наблюдаются как отраженные, так и преломленные волны одинаковой интенсивности.

Волны $P^{м}_{1отр}$ и $P^{м}_{1}$ являются опорными среди волн, связанных с глубинными границами раздела в земной коре

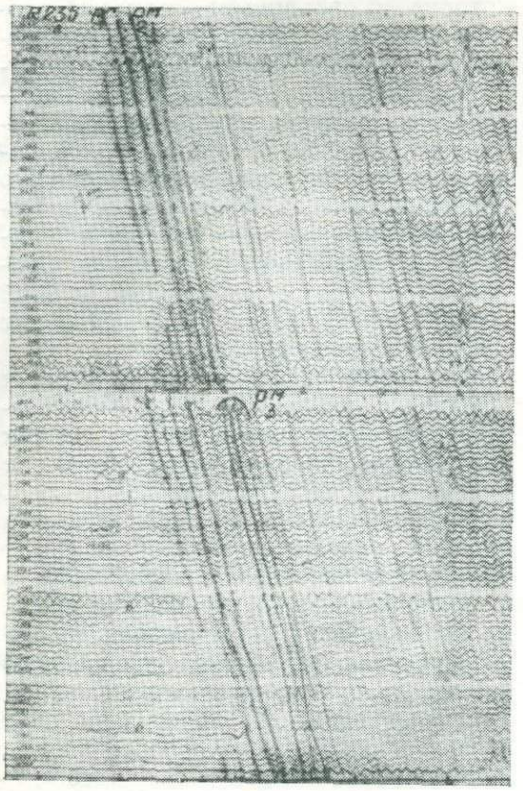


Рис. 158. Сейсмограммы, иллюстрирующие записи «мантийных» волн.

и верхней мантии. Первые надежно выделяются на всех профилях, имеют доминирующую амплитуду, сложную форму записи, вторые — наибольшие кажущиеся скорости в первых вступлениях. Как особенность волновой картины Кавказа следует отметить регистрацию сильных и протяженных волн $P_1^м$ в Предкавказье и в пределах Большого Кавказа. Соотношение амплитуд волн $P_{1отр}^м$ и $P_1^м$ здесь близко к единице. Интересной особенностью волнового поля является здесь наличие очень сильной группы «мантийных» волн. При длине годографа до 400 км выделено три отдельные группы волн в первых вступлениях: волны $P_1^м$ имеют ограниченную область прослеживания (50—70 км), затем они затухают, и в видимые первые вступления выходит следующая группа волн с кажущейся скоростью на 0,1—0,2 км/с больше, чем у волн $P_1^м$. Следующая группа волн также имеет кажущуюся скорость, большую, чем у предыдущей. Эти «мантийные» волны более четко разделяются по динамическим особенностям записи (рис. 158). Такая смена годографов первых волн свидетельствует о расслоенности верхней части мантии, причем ее характер, вероятно, подобен расслоенности земной коры, что проявляется в сходстве закономерностей регистрации как «коровых», так и «мантийных» групп волн: скорости «коровых» волн, сменяющих в первых вступлениях волны от поверхности фундамента, приближаются на асимптоте к значениям 6,6—6,8 км/с, а с расстояний 150—180 км первыми уже прослеживаются волны второй группы, которые сменяют в первых вступлениях волну $P_1^м$, их скорости на асимптоте стремятся к значению 8,2—8,4 км/с. Первые волны всех групп по своей природе слаборефрагированные, последующие — ближе к закритическим отражениям.

Кроме рассмотренных основных глубинных волн, на сейсмограммах выделено большое количество менее протяженных докритических и закритических отраженных волн, дефрагированных волн от прерывистых границ раздела.

**Методика интерпретации.** В результате обобщения материалов ГСЗ обнаружилось, что сейсмические разрезы и скоростные зависимости по профилям, проведенным в пределах одноименных структур, могут существенно различаться. Одной из причин такого расхождения разрезов является неправильный выбор методики интерпретации материалов. Сейчас, когда мы практически не имеем способов полного решения обратной сейсмической задачи для сложных сред, применяемые при ГСЗ приближенные способы интерпретации, основанные на предположении «идеальности» среды, вносят в разрезы значительные погрешности. В связи с этим первоочередной задачей при обобщении данных ГСЗ является оценка точности и сопоставимости получаемых результатов, которую с развитием методов машинного анализа проще всего сделать путем решения прямой задачи для моделей, составленных по экспериментальным материалам. Эта задача уже решена для широкого класса сложных многослойных моделей среды с плоскопараллельными и криволинейными границами раздела

в одномерном, двумерном и трехмерном вариантах [7]. При переборе моделей по кинематическим параметрам волнового поля возможности оценки построений очень велики и тем выше, чем большее количество волн (или классов волн) используется.

Интерпретация сейсмических материалов по Кавказкому региону осуществлялась следующим образом.

1. В волновом сейсмическом поле выделялись волны, по которым была проведена интерпретация. При этом непременным условием было привлечение к обработке всех наиболее стабильных и выразительных волн, зарегистрированных в первых и последующих вступлениях.

2. По полученным разрезам с вариантами составлялись осредненные модели земной коры, для которых по программам (Т. Б. Яновская, Н. Н. Матвеева) [94] рассчитывались теоретические годографы и амплитудные графики для продольных рефрагированных и отраженных волн.

3. Полученное теоретическое волновое поле сравнивалось с экспериментальным годографом из каждого ПВ или осредненным по встречной системе. Анализ такого сравнения позволял оценить правильность первоначальных предположений о природе регистрируемых волн и выявить неточности построений.

4. По результатам такого анализа проводилась корректировка параметров, принятых для расчета скоростных моделей. Серией многократных просчетов подбиралась модель (или несколько ее вариантов), удовлетворяющих кинематике и (качественно) динамике волн.

Анализ теоретических годографов, рассчитанных для большого числа моделей земной коры Кавказа, позволили определить в общих чертах, какие сейсмические параметры и каким образом больше всего влияют на волновое поле: *а*) несовпадение во времени одноименных годографов глубинных волн свидетельствует прежде всего о неправильном определении глубины залегания границы; *б*) о неправильном выборе параметров осадочной толщи; *в*) несовпадение формы годографов может служить указанием на неправильное определение природы волн или скоростных параметров слоя, в частности, возможен пропуск слоев с пониженными или повышенными скоростями, причем ввод новых слоев или границ раздела необходимо строго контролировать наличием на сейсмограммах соответствующих им волн, в то же время надежно выделяемые в волновом поле волны не должны оставаться необъясненными в рамках новых моделей, при определении природы волн необходима хотя бы качественная оценка их амплитуд и сравнение с теоретическим амплитудным графиком.

5. На основании перечисленных операций составлялась вероятностная модель земной коры, после чего границы раздела строились обычными в ГСЗ способами, причем на Предкавказком участке профиля Волгоград — Нахичевань построение границ раздела осуществлялось с помощью ЭВМ по программе Н. Г. Марциновской [94].

6. Выбранные таким образом вероятностные скоростные модели служили основой для построения поля равных пластовых скоростей в одномерном варианте, с выявлением латеральных скоростных неоднородностей, которые уточнялись решением обратной сейсмической задачи в двумерном варианте по программе «Луч» (В. Н. Пилипенко) [85].

Результативный разрез содержит также качественные характеристики регистрируемых волн и их типы, чем подчеркиваются особенности разреза (градиентное распределение скоростей по вертикали, разрывы границ, изменение их четкости и т. д.).

Обработка сейсмических годографов в одномерном варианте в общем процессе интерпретации материалов ГСЗ имеет большее значение, чем в двумерном, поскольку полученное теоретическое поле в первом случае наглядно и четко сопоставляется с экспериментальным, в результате чего очень быстро выявляются неточности первичных экспериментальных моделей. Кроме того, при этом легко опознается природа волны, особенно регистрируемой в последующих вступлениях, и четко определяется природа наблюдаемых в эксперименте смен волн.

**Глубинное строение Кавказского региона.** Для характеристики особенностей глубинного строения Кавказа на

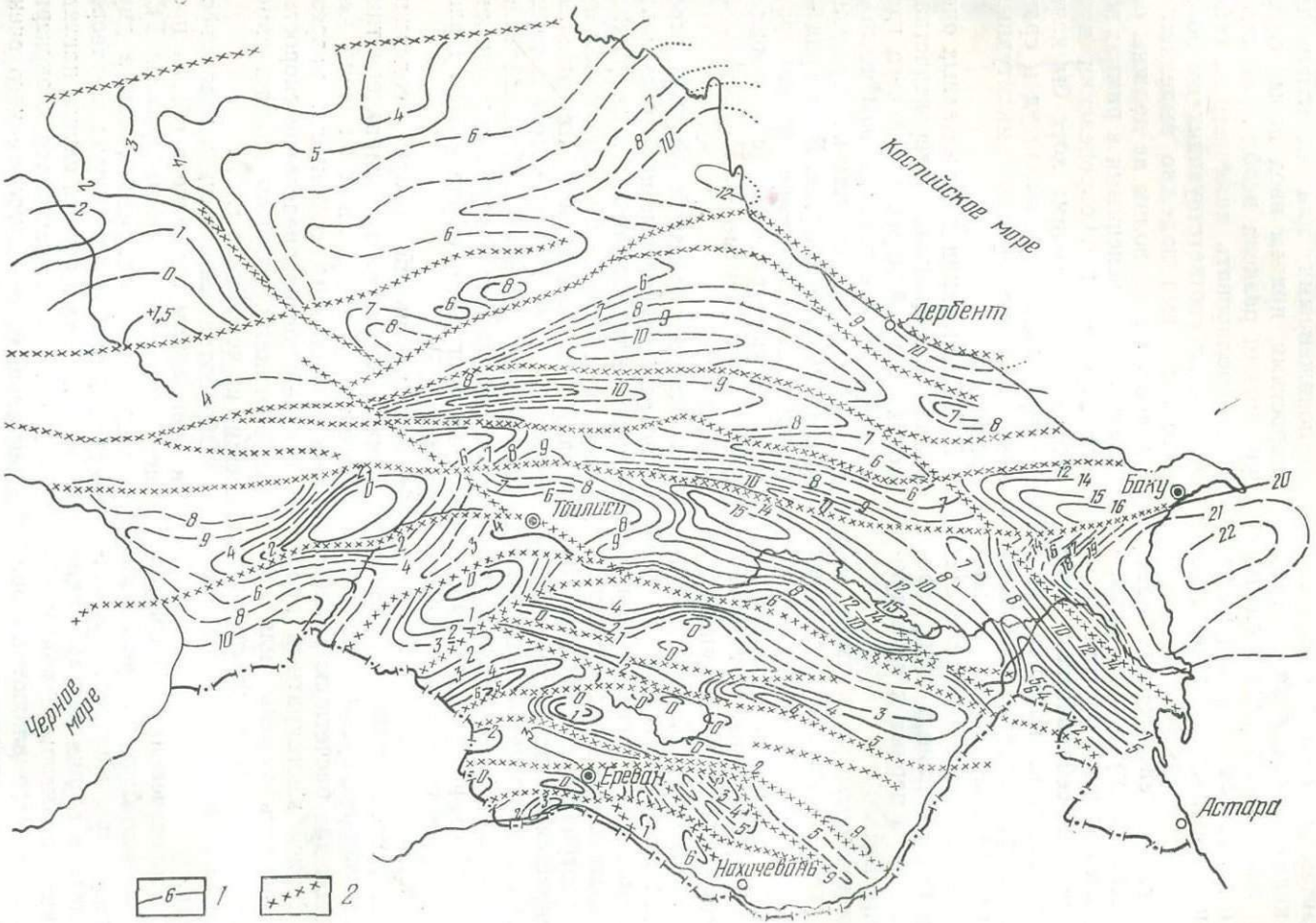



Рис. 159. Схема рельефа опорного сейсмического горизонта верхней части консолидированной коры:
*1* — изогипсы; *2* — зоны глубинных разломов.

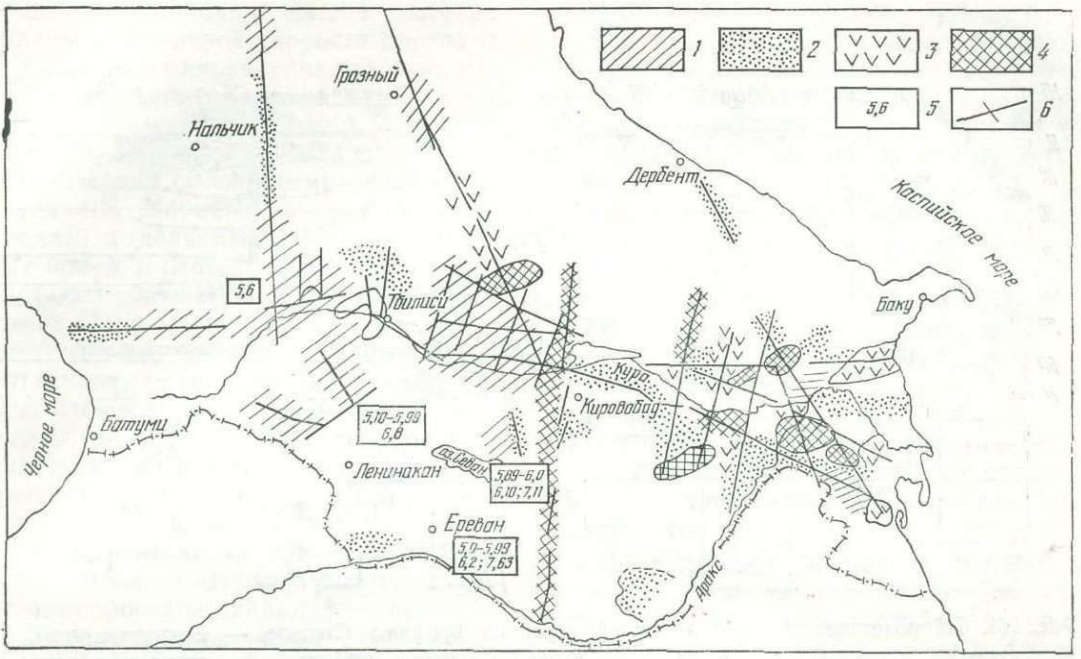



Рис. 160. Схема распределения граничной скорости по кровле опорного сейсмического горизонта:

*1* — участки со значениями граничной скорости $V_г = 5{,}6 \div 5{,}9$ км/с; *2* — то же, $V_г = 6{,}0 \div 6{,}7$ км/с; *3* — то же, $V_г = 6{,}4 \div 6{,}5$ км/с; *4* — то же, $V_г = 6{,}5$ км/с; *5* — значения скорости, определенные по образцам пород, отобранным в различных тектонических зонах Кавказа; *6* — линии сейсмических профилей.

рис. 159, 160 показаны схемы рельефа подошвы альпийского комплекса и мощности земной коры вдоль трехмеридиональных профилей ГСЗ (рис. 161—163).

Схема мощности альпийского комплекса (рис. 159) построена по опорному сейсмическому горизонту с $v_г = 5{,}5 \div 6{,}5$ км/с. На отдельных участках эта граница совпадает с поверхностью докембрийского фундамента, на других (районы складчатых сооружений Большого и Малого Кавказа, зона развития офиолитовых поясов) природа ее с геологической точки зрения представляется более сложной. Однако построение схемы рельефа такого сейсмического горизонта, где происходит резкая смена физических свойств пород, может иметь определенное значение при анализе других геофизических полей, при общей оценке тектонической активности региона, истории его развития и т. д.

Изолинии проведены по сейсмическим данным КМПВ, ГСЗ, сейсмологии; учтены выходы кристаллического фундамента на поверхность и результаты бурения. В местах отсутствия всех перечисленных данных изолинии проводились по результатам количественного анализа гравитационного и магнитного полей и геологических съемок. Очень резкое колебание отметок глубин залегания данного горизонта и отмечающиеся аномалии сейсмической записи свидетельствуют о наличии в рассматриваемом регионе серии глубинных разломов (они проведены с учетом данных карты разломов Н. А. Беляевского).

Схема рельефного опорного сейсмического горизонта в общих чертах отражает тектонические представления, сложившиеся в настоящее время об этом регионе [68]. Район характеризуется блоково-складчатой структурой. Его формируют блоки пород различного состава, находящиеся на разных глубинах и сложно соприкасающиеся между собой по зонам глубинных разломов. Складчатость внутри блоков подчинена в основном общекавказскому направлению. В южной, юго-западной и юго-восточной окраинных частях отмечается влияние простирания складчатости, характерной для прилегающих районов Турции и Ирана. По име-

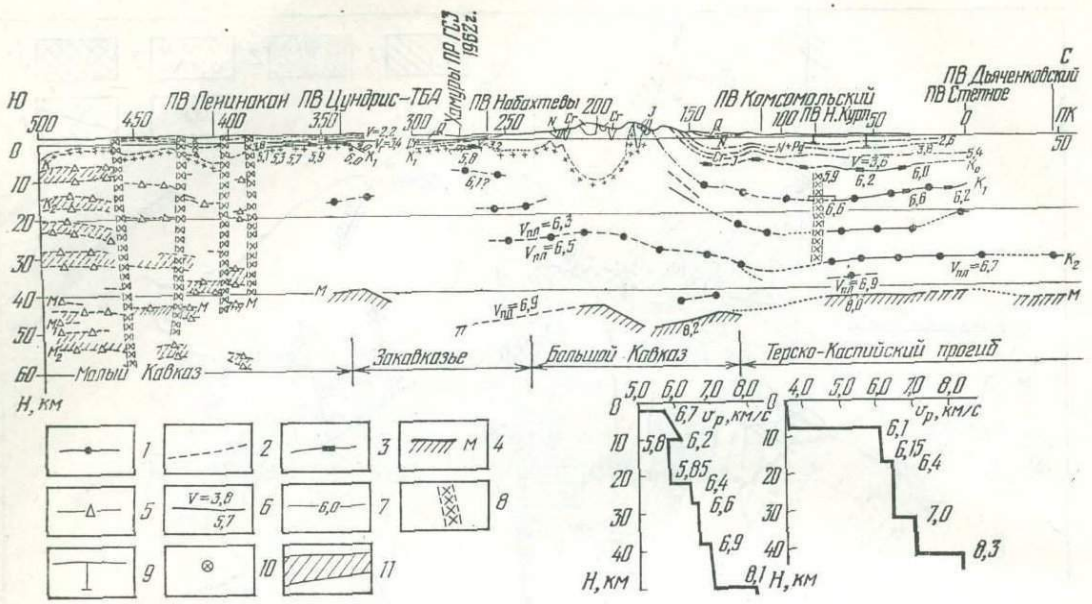



Рис. 161. Сейсмологический разрез земной коры по профилю Степное — Бакуриани:

*1* — отражающие площадки по данным интерпретации закритических отражений; *2* — отражающие площадки по данным МОВ; *3* — границы по данным интерпретации рефрагированных волн; *4* — поверхность М по данным обработки преломленных волн; *5* — граница раздела по данным обработки записей станций «Земля»; *6* — значения средней и граничной скоростей; *7* — изолинии равной пластовой скорости; *8* — зоны глубинных разломов; *9* — скважины; *10* — точки дифракции; *11* — переходные зоны в коре и верхней мантии.

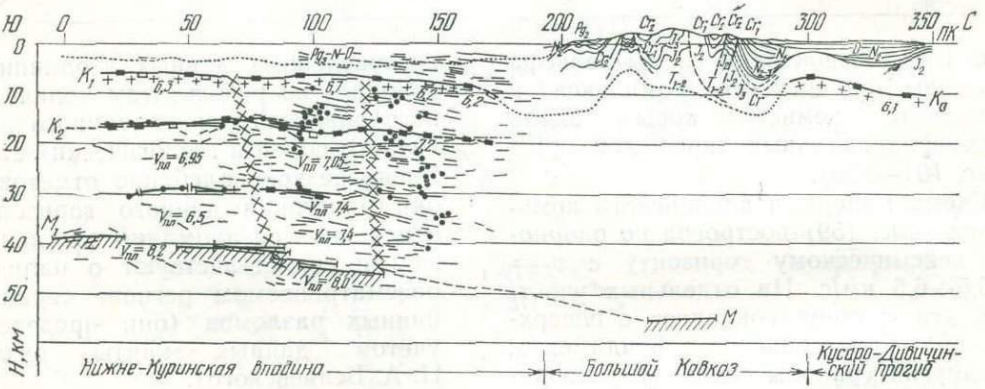



Рис. 163. Сейсмологический разрез земной коры по профилю Астара — Дербент. Условные обозначения см. на рис. 161.

ющимся сейсмическим данным удалось выделить 18 блоков, различающихся особенностями волнового поля.

На рис. 160 показана схема распределения граничной скорости вдоль рассмотренного опорного сейсмического горизонта. Значения ее изменяются в широких пределах от 5,5 до 6,5 км/с и более. На этой схеме отчетливо выявляются отдельные блоки с различными значениями граничной скорости. Четко выраженных закономерностей изменения величины скорости в зависимости от глубины залегания границы, направления складчатости и типа структуры не наблюдается. Можно лишь отметить, что восточная часть Кавказского региона более высокоскоростная по сравнению с западной и граница между этими участками четко фиксируется полосой наибольших значений граничной скорости, проходящей с юга на север от г. Нахичевань, через восточную часть оз. Севан, Мирзаанскую и Алазанскую впадины и достигающей южного склона Большого Кавказа.

Очевидно, подобная полоса высоких значений граничной скорости проходит в широтном направлении по южному склону Большого Кавказа, отделяя его более низкоскоростную северную часть от более высокоскоростной южной. «Блоки» со сходными значениями граничных скоростей не соответствуют блокам, выделяемым по типам волновых полей, и пересекают участки выделенных геологами зон глубинных разломов. При сопоставлении схемы с другими геофизическими полями (гравитационным и магнитным) обнаруживается приуроченность «блоков» с определенной граничной скоростью к участкам магнитных аномалий различного знака и конфигурации. Кроме того, более высокоскоростной восточной части Кавказа соответствует отрицательное магнитное поле, более низкоскоростной западной — преобладающее положительное.

Полосы высоких значений граничной скорости вдоль опорного сейсмического горизонта включают участки развития Вединского и Севанского офиолитовых поясов и зону глубинного регионального разлома вдоль южного склона Большого Кавказа.

Связь между зонами определенных значений граничных скоростей с гравитационным полем и сейсмичностью не обнаружена.

**Схема мощности земной коры.** Схема рельефа поверхности Мохо составлена на основании данных ГСЗ, сейсмологии и результатов профильных наблюдений с аппаратурой «Земля». На участках, где сейсмические исследования проведены не были, глубины до границы Мохо определялись на основании корреляционных связей между значениями $\Delta g$ и мощностью земной коры, определенной по профилям ГСЗ [44]. Данные по прилегающим районам Турции и Ирана взяты из работ [144, 145].

Мощность земной коры Кавказского региона изменяется в пределах 40—55 км и более. Наибольшие глубины границы Мохо отмечены в пределах мегантиклинория Большого Кавказа.

Строение границы Мохо сложно и неоднородно. В ее рельефе выделяется ряд крупных блоков: Предкавказский Большой Кавказ, Закавказская межгорная впадина, Малый Кавказ. В пределах этих крупных блоков выделяются более мелкие структурные единицы. Предкавказский блок, в целом характеризующийся мощностью коры 40—45 км, состоит из двух зон — западной и восточной. Граница между ними проходит на широте Ставрополя. То же наблюдается в наиболее мощном блоке Большого Кавказа.

Закавказская межгорная впадина оконтуривается изолинией, равной 45 км. Но в ее пределах обособляются резко различные зоны: западная Рионская, более мощная, и восточная — Куринская, внутри которой выделяется несколько прогибов поверхности Мохо, отвечающие в тектоническом плане Алаанской, Средне- и Нижнекуринской впадинам, Сомхето-Карабахской антиклинали.

По сравнению с блоком Большого Кавказа блок Малого Кавказа характеризуется отметками глубин до границы Мохо 40—45 км и построен более мозаично. В западной его части (Ереванская зона) располагается крупное поднятие, на востоке — опущенный участок ($H \approx 47{,}5$ км).

Полученные данные свидетельствуют о том, что структуры Предкавказья, Большого Кавказа и Закавказской межгорной впадины имеют общекавказское региональное направление и связаны единым структурным планом.

Малый Кавказ отличается от Большого не только значительно меньшей мощностью земной коры и большей ее раздробленностью, но и наличием структур антикавказского направления, сходного с простиранием структур Турции. Поэтому формирование Малого Кавказа происходило в иных условиях, чем Большого, и под большим влиянием тектонического режима Аравийской плиты. Не исключено также, что Малый Кавказ является северной граничной зоной этой плиты.

Граничная скорость вдоль поверхности Мохо изменяется в пределах 8,0—8,3 км/с. В северной части региона граница Мохо более резкая, граничная скорость здесь несколько выше( 8,2—8,3 км/с), в пределах Закавказской межгорной впадины и Малого Кавказа эта граница менее резкая. Воможно, что на некоторых участках здесь контакт кора — мантия представлен переходной зоной (Рионская впадина, Малый Кавказ).

Внутреннее строение консолидированной коры иллюстрируется сейсмическими разрезами, приведенными на рис. 161—163.

Из их рассмотрения следует, что строение земной коры Кавказа очень сложное. Наблюдается резко выраженная слоисто-блоковая структура. Отдельные блоки отличаются не только уровнем залегания главных границ раздела, но и скоростными параметрами слоев, их количеством, типом перехода от слоя к слою, наличием или отсутствием слоев пониженных и повышенных скоростей и т. д. Как отмечалось выше, переход от одного блока к другому отчетливо проявляется в изменении волновой картины (например, переход от Прикаспийской впадины к Скифской платформе или переход от Терско-Каспийского прогиба к Большому Кавказу и др.). Зоны, где резко изменяется структура волнового поля, а следовательно, и строение земной коры и мантии, мы связываем с зонами глубинных разломов. Внутри крупных блоков отмечается изменение характера записи глубинных волн меньшего масштаба, принципиально не изменяющих общую структуру волнового поля. Такие участки внутри блоков, вероятнее всего, связаны с нарушениями типа «швов».

Одной из особенностей глубинного строения Кавказского региона является выделение в составе консолидированной коры слоев пониженных и повышенных скоростей. Волноводы в земной коре обнаруживаются не повсеместно, не всегда их можно сопоставить и прокоррелировать. Выделены волноводы в пределах вала Карпинского (рис. 162), Куринской впадины (рис. 163), Малого Кавказа (рис. 162). Предполагается наличие волновода в пределах Большого Кавказа. Первый слой пониженной скорости располагается в «гранитном» слое на глубинах от 10—15 до 18—23 км. Пластовая скорость в нем 5,6—5,8 км/с (рис. 162), т. е. перепад скорости сравнительно невелик — 0,2—0,3 км/с.

Этот слой, расположенный над границей Конрада, вероятно, создает значительно больший скачок скорости на этой границе, что и обусловило четкость и выразительность преломленной волны от нее. Волновод, выделяемый в Нижнекуринской впадине (рис. 163) на участке Саатлинского максимума силы тяжести, в низах «базальтового» слоя непосредственно над границей Мохо также имеет резкий перепад скорости на своих границах: от 6,8—7,0 до 5,5—5,6 и ниже, до 8,0 км/с.

Слой с высокой пластовой скоростью (до 7,5—7,8 км/с), достигающий кровли кристаллического фундамента, выделен в пределах Среднекуринской впадины (рис. 162). Он занимает практически всю Мирзаанскую впадину и, вероятно, связан с интрузией основного или ультраосновного состава.

Внутреннее строение этого высокоскоростного «тела» по имеющимся материалам надежно не определяется. Можно лишь сказать, что в его пределах фиксируется большое количество разрозненных отражающих площадок, расположенных горизонтально; протяженных границ внутри «тела» не обнаруживается, скорость распространения сейсмических волн внизу «тела» существенно меньше, чем вверху. В то же время здесь четко фиксируется граница Мохо. Это, вероятно, связано со значительным скачком скорости на этой границе. Повышенный скачок скорости образовался в результате понижения скорости в низах «тела», что и подтверждается расчетами двумерной скоростной модели.

Отсюда следует, что обнаруженное высокоскоростное «тело» не имеет своего продолжения в мантии.

Можно также предположить, что «тело» продолжается далее на восток, хотя в пределах профиля Астара—Дербент (рис. 163) оно имеет несколько иные характеристики — значительно меньшие, хотя и повышенные значения скорости (7,0—7,2 км/с) и четкую подошву, совпадающую с кровлей выделяемого здесь волновода. Установить, распространено ли это «тело» по всей площади, пока не представляется возможным. Кроме того, следует отметить, что западному его участку соответствуют нормальные и отрицательные значения гравитационного поля в аномалиях Буге, а восточному — положительные (Саатлинский максимум силы тяжести).

Не менее интересной особенностью Кавказского региона являются офиолитовые пояса (Севанский, Вединский и др.). Тектоника верхних горизонтов этого участка и петрографический со-

став слагающих их пород достаточно хорошо изучены (А. Л. Книппер, А. В. Арутюнян).

Из анализа поля продольных волн от взрывов следует, что глубинное строение этого участка можно представить в виде мощного массива, неоднородного по структуре, сложно расслоенного, уходящего корнями в мантию. Севанский пояс распространяется на глубине в сторону Куринской впадины. Его кровля, залегающая на глубине 0,5—5,0 км, характеризуется граничной скоростью 6,0—6,7 км/с (преобладает 6,5—6,7 км/с) и разбита на несколько блоков. С глубиной скорость возрастает, а от 14—16 км уменьшается, образуя слой низкой скорости, кровля и подошва которого отмечаются регистрацией достаточно интенсивных отраженных волн и резким изломом годографа первых вступлений. Других более четких границ раздела внутри консолидированной коры Севанского офиолитового пояса не наблюдается. Подошва коры, вероятно, тоже нарушена, в связи с чем в волновом поле сильно ослаблены обычно интенсивные закритические отраженные волны ($P^{м}_{отр}$).

По характеру изменений скоростей распространения упругих волн в породах офиолитового пояса Армении при давлениях установлено, что для некоторых типов пород (габбро, пироксениты, некоторые базальты), имеющих при начальных давлениях значение 6,3—6,5 км/с, при давлении около 5 кбар наблюдается уменьшение скорости продольных волн на 0,1—0,2 км/с [7]. Сопоставление этих результатов с данными ГСЗ показывает их сходство: для Севанского пояса в целом скорость составляет 6,5—6,7 км/с, волновод внутри массива выделяется на глубинах, соответствующих примерно давлению 15 кбар, т. е. появление волновода здесь скорее всего следует связывать с влиянием на сейсмические параметры слоя физических условий, а не с петрографией. В то же время большое количество отражающих площадок, построенных по докритическим отражениям, указывает на наличие тонкой чешуйчатой расслоенности всего массива, которая продолжается и в верхнюю мантию; граница Мохо на этом участке профиля сильно нарушена.

Севанский офиолитовый пояс отделен от Вединского хребтом, строение земной коры которого отлично от земной коры Севанского пояса. В его пределах кровля и подошва коры выражены более резко, а внутренняя расслоенность характеризуется наличием отражающих площадок, наклоненных не на север, как в пределах Севанского пояса, а на юг.

Внутренняя структура Вединского офиолитового пояса сходна со структурой Севанского пояса.

Таким образом, можно утверждать, что офиолитовые пояса Армении, вероятнее всего, связаны с интрузиями мантийных пород.

Интерпретация мантийных волн для Предкавказья и Большого Кавказа показывает, что закон изменения скорости в мантии аналогичен наблюдаемому в коре (рис. 162): ниже кровли коры и мантии выделяются слои с низкими скоростями. Это явление позволяет предположить возможную «ритмичность» скоростной расслоенности верхней части Земли.

## СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ МАЛОГО КАВКАЗА (АРМЕНИЯ) ПО ДАННЫМ ОБМЕННЫХ ВОЛН

С 1968 г. на территории Армении и граничных с ней областей ВНИИГеофизики проводились исследования аппаратурой типа «Земля» с целью изучения глубинного строения и сейсмичности. В полевых работах и интерпретации материалов принимали участие: *Г. В. Егоркина, И. Гаретовская, И. Н. Соколова, Л. М. Егорова, Т. Д. Двоскина, В. А. Ракитов, И. Ф. Мамедов, С. В. Смирнов, Н. А. Байбарза* и др.

При полевых наблюдениях использовалось 10—12 станций, расстояние между пунктами регистрации в среднем составляло около 5 км. На наиболее интересных с точки зрения геологического строения участках шаг между пунктами приема сокращался до 0,5—2,0 км. Запись колебаний на магнитную пленку осуществлялась круглосуточно в полосе частот 0,5—10 Гц. Использовалась трехкомпонентная установка сейсмографов типа ВЭГИК ($f$=1 Гц). Общая протяженность профилей, отработанных на территории Малого Кавказа со станциями «Зем-

ля», составила 1400 км. Региональные профили субмеридионального направления пересекают вкрест простирания основные тектонические зоны: Приараксинскую, Армянскую, Сомхето-Кафанскую и Куринскую [81]. Профили субширотного направления расположены примерно по простиранию Приараксинской и Армянской зон.

Основой для решения поставленных задач являлись сейсмограммы далеких ($\Delta$=1000 км), близких ($\Delta$=0—1000 км) землетрясений и взрывов ($\Delta$=0—150 км). Анализ этих данных дает возможность получить глубинный разрез земной коры, скоростные характеристики разреза, распределение очагов землетрясений по площади и глубине, местоположение разломов [25, 48, 49].

Построение глубинных разрезов земной коры производилось в основном по обменным проходящим волнам типа *PS*, зарегистрированным на сейсмограммах землетрясений с эпицентральными расстояниями 1,5—145°. Для построения поверхности фундамента в отдельных точках наблюдения использовались записи преломленных волн от взрывов. Данные о характере залегания поверхности Мохо дополнены результатами обработки преломленных и отраженных волн от близких землетрясений.

Выделение и корреляция волн *PS* осуществляется по совокупности критериев, сформулированных в работах [4, 16, 89]. Наиболее уверенно прослеживаются обменные волны, регистрирующиеся первыми на горизонтальных компонентах записи и связанные с поверхностью метаморфического фундамента. Выделение волн в последующей части записи сложнее, так как в большинстве случаев они регистрируются в зоне интерференции. Во вторых вступлениях прослеживаются волны от границ раздела в кристаллической части земной коры и верхней мантии.

В условиях территории Армении наблюдается обычно 5—7 устойчивых границ обмена, приуроченных к поверхности фундамента ($\Delta tps-p$=0,2—1,6 с), границе в «гранитном» слое ($\Delta tps-p$=1,8—2,2 с), поверхности «базальтового» слоя ($\Delta tps-p$=2,8—3,4 с), границам внутри «базальтового» слоя ($\Delta tps-p$=4,0—4,6 с), поверхности Мохоровичича ($\Delta tps-p$=5,5—6,4 с) и границам в мантии ($\Delta tps-p$=7,0—10,0 с). Кроме того, на участках глубокого залегания поверхности фундамента (свыше 3 км) иногда прослеживается граница обмена в осадочной толще.

В результате наблюдений с аппаратурой «Земля» была построена структурная схема поверхности фундамента территории Армении и определено пространственное положение глубинных разломов (рис. 164).

Вопрос о стратиграфической приуроченности границы обмена в земной коре достаточно сложен, в частности и поверхности фундамента. Эта сейсмическая граница, вероятно, в разных тектонических зонах соответствует разным стратиграфическим горизонтам. Наиболее древними породами на территории Армении считают кристаллические сланцы, переслаивающиеся пачками карбонатных пород и прорванные интрузиями. Их относят к верхнему протерозою — кембрию.

В районе Присеванского ультрабазитового пояса трудно говорить о возрасте фундамента, поскольку картируемая граница обмена здесь связана, по-видимому, с кровлей интрузивных образований [48]. Об этом же свидетельствует изменение величины граничной скорости: на большей части территории Армении величина $v_г$ составляет 5,8—6,2 км/с, и лишь в районе Присеванского офиолитового пояса она увеличивается до 6,4—7,2 км/с. Это согласуется с представлением о том, что картируемая граница связана с интрузивными образованиями основного состава.

В пределах Приараксинской тектонической зоны, как показало сравнение с результатами бурения скважин, картируемая граница обмена связана с кровлей метаморфизованных пород верхнего мела.

Проведенные исследования позволили выделить и проследить на территории Армении систему разломов. При выделении зон тектонических нарушений использовались критерии, обычно применяемые в ГСЗ [38]. Особенности методики работ с аппаратурой «Земля» позволяют изучать современную тектоническую деятельность, характер анизотропии скоростей поперечных волн и т. д. Это дает возможность использовать дополнительно еще

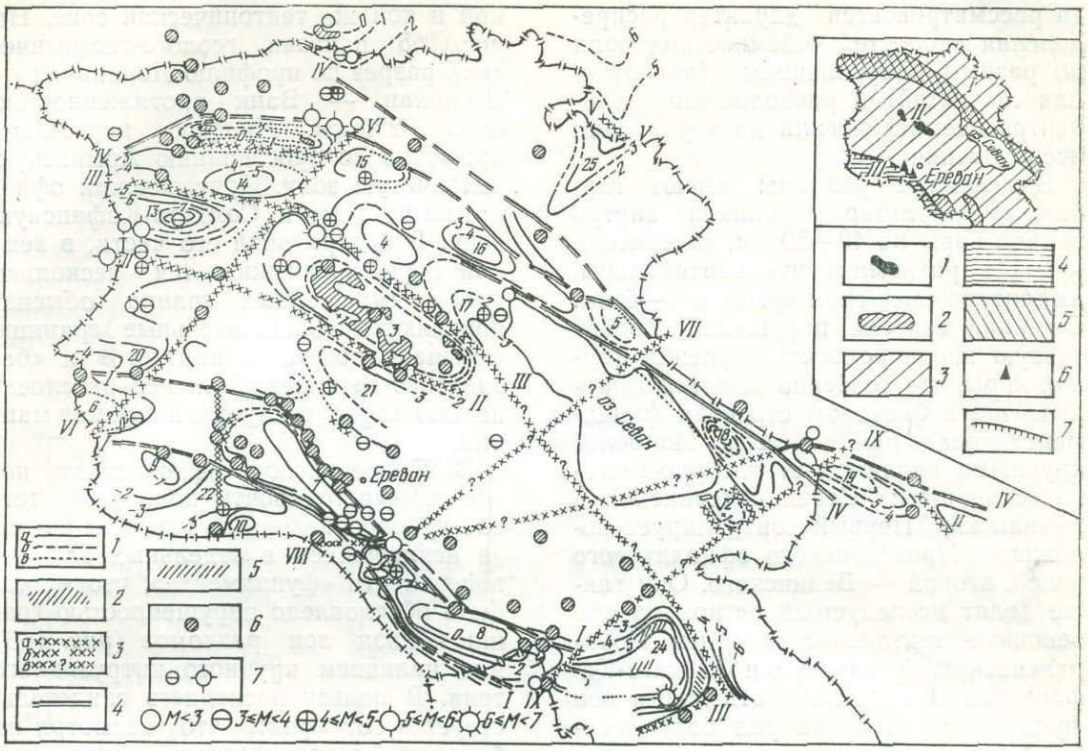



Рис. 164. Схема строения поверхности фундамента территории Армении (составлена Г. В. Егоркиной, Л. М. Егоровой, Л. М. Соколовой по материалам Г. В. Егоркиной, Л. М. Егоровой, И. А. Соколовой, Т. Д. Двоскиной, В. А. Ракитова, И. А. Гаретовской, Н. Байбарзы):

*1* — изогипсы поверхности фундамента: *а* — по уверенным данным; *б* — по менее уверенным данным; *в* — предполагаемое поведение изогипс; *2* — выходы кристаллического фундамента на дневную поверхность; *3* — глубинные разломы: *а* — по уверенным данным; *б* — по менее уверенным данным; *в* — предполагаемое направление зоны разлома; *4* — структурно-тектонические швы; *5* — разломы в осадочной толще и поверхности фундамента; *6* — эпицентры слабых землетрясений с K<10; *7* — эпицентры землетрясений с K>10. Выступы фундамента: *1* — Локский; *2* — Базумский; *3* — Апаран-Арзаканский; *4* — Кировоканский; *5* — Красносельский; *6* — Анийский; *7* — Тазагюхский; *8* — Урцский; *9* — Кармрашенский; *10* — Маркаринский; *11* — Черектарский; *12* — Басаргечарский. Прогибы: *13* — Ленинаканский; *14* — Спитакский; *15* — Туманянский; *16* — Дилижанский; *17* — Присеванский; *18* — Мазринский; *19* — Сейдлярский; *20* — Сабунчинский; *21* — Фонтанский; *22* — Лукашинский; *23* — Араратский; *24* —Вайоцдзорский; *25* — Иджеванский. I—IX — структурно-тектонические швы. Условные обозначения на карте-врезке:
*1* — выходы докембрийского фундамента на поверхность; *2* — выходы палеозойских отложений на поверхность; *3* — области развития докембрийского фундамента; *4* — области развития фундамента мелового возраста; *5* — области интрузивных массивов Присеванской офиолитовой зоны; *6* — скважины, вскрывшие докембрийский фундамент; *7* — границы тектонических зон: I — Сомхето-Кафанская зона; II — Армянская зона; III — Прираксинская зона.

ряд критериев, которые были названы сейсмотектоническими [49]. Эти критерии в основном отражают современную активность разломных зон.

Среди волновых критериев рассматриваются случаи аномального поведения кинематических и динамических характеристик обменных волн *PS*. К кинематическим характеристикам относятся случаи резкого изменения времен запаздывания обменных волн относительно продольных и разброс времен $\Delta tps—p$ по вертикали. Из динамических характеристик обменных волн анализируется изменение интенсивности и поляризации волн *PS* вдоль профиля наблюдения. Зоны тектонических нарушений характеризуются или резким возрастанием интенсивности обменной волны, связанным с увеличением угла наклона границы обмена, или с уменьшением интенсивности, которое проявляется в отсутствии записи обменных волн. Последнее вызвано либо сильным поглощением энергии сейсмических волн, либо нарушенностью границы обмена. Вблизи зон тектонических нарушений наблюдается аномальная поляризация волны *PS*, выражающаяся в отклонении вектора смещения от азимута на источник колебания.

К структурным критериям относятся резкие изменения рельефа сейсмических границ.

Среди сейсмотектонических критери-

ев рассматривается характер распределения скоростей сейсмических волн по разным направлениям (анизотропия скоростей) и расположение эпицентров землетрясений на территории исследования.

Выделенные разломы имеют глубинный характер, проникая внутрь земной коры на 40—50 км, сместители крыльев разлома почти вертикальны, амплитуда смещения крыльев 1—5 км. Сложная система нарушений создает резкую неоднородность строения земной коры, что особенно отчетливо проявляется в блоковом строении фундамента осадочной толщи. Наиболее крупными являются структурно-тектонические швы: Севано-Акеринский и Ереванский. Первый контролирует положение Присеванского офиолитового пояса, второй — Вединского. Они также делят исследуемый регион на три основные тектонические зоны: Приараксинскую, Армянскую и Сомхето-Кафанскую. В пределах отдельных зон фундамент разбит на ряд более мелких блоков.

Глубже поверхности фундамента картируется граница обмена, расположенная на глубинах 10—11 км. Сопоставление со скоростным разрезом, полученным по результатам обработки преломленных волн от близких землетрясений, показывает, что она соответствует кровле слоя с $v_p = 6{,}3 \div 6{,}8$ км/с и поперечных $v_s = 3{,}3 \div 3{,}6$ км/с. Поверхность «базальтового» слоя выделяется на глубинах от 1,7 до 2,3 км, где $v_p = 6{,}8 \div 7{,}4$ км/с и $v_s = 3{,}7 \div 3{,}9$ км/с. Внутри «базальтового» слоя выделяются одна-две границы обмена на глубинах 26—30 и 32—39 км. Поверхность Мохоровичича на территории Армении прослежена не повсеместно. Это может быть связано с трудностью выделения волн *PS* с последующей части записи, а также со слабой динамической выразительностью обменной волны от поверхности Мохо. Глубина залегания поверхности Мохо изменяется от 40 до ~47, а в отдельных точках до 50—55 км. Для верхней мантии характерна субгоризонтальная расслоенность. Прослеживаются границы обмена на глубинах 60 км, 70—75 и 80—85 км.

Земная кора в пределах исследованной части Малого Кавказа очень сложная и может изменяться даже в одной и той же тектонической зоне. На рис. 165 показан геолого-геофизический разрез по профилю Ленинакан — Дилижан — Ванк протяженностью около 250 км. Профиль пересекает примерно по простиранию Армянскую складчатую зону, Присеванский офиолитовый пояс и Сомхето-Кафанскую зону. В центральной его части, в земной коре, прослеживается несколько четко выраженных границ обмена: появляются дополнительные границы обмена в толще «гранитного» и «базальтового» слоев. Большей расслоенностью характеризуется и верхняя мантия.

В Присеванском офиолитовом поясе отмечается почти полное отсутствие границ раздела до глубины 50 км, за исключением в отдельных случаях поверхности «фундамента», что может быть обусловлено нарушенностью границ вблизи зон разломов (рис. 166) или наличием крупного интрузивного тела. В пользу последнего свидетельствует и тот факт, что несмотря на близость тектонического нарушения, верхняя граница обмена прослеживается довольно устойчиво.

В Армении известны два пояса развития пород основного и ультраосновного составов: Присеванский и Вединский [56, 64]. Эти пояса непосредственно связаны с офиолитовыми зонами Анатолии. Вединский офиолитовый пояс проявляется в сейсмическом разрезе не так четко, как Присеванский. Если сравнивать между собой типы сейсмических разрезов, развитых в пределах Присеванской и Вединской зон, то можно предположить, что в первом случае породы офиолитовой формации расположены достаточно близко к поверхности Земли, либо выходят на поверхность, а во втором случае находятся на некоторой глубине (10—20 км). Присеванский и Вединский офиолетовые пояса образуют протяженные зоны шириной 10—20 км и сопровождаются серией глубинных разломов, доходящих до мантии.

Исследования со станциями «Земля» в сейсмических областях позволяют изучать также современную тектонику региона. Изучение механизма очагов землетрясений дает возможность определять характер напряжений, действующих в разных сейсмоактивных зонах территории Армении.

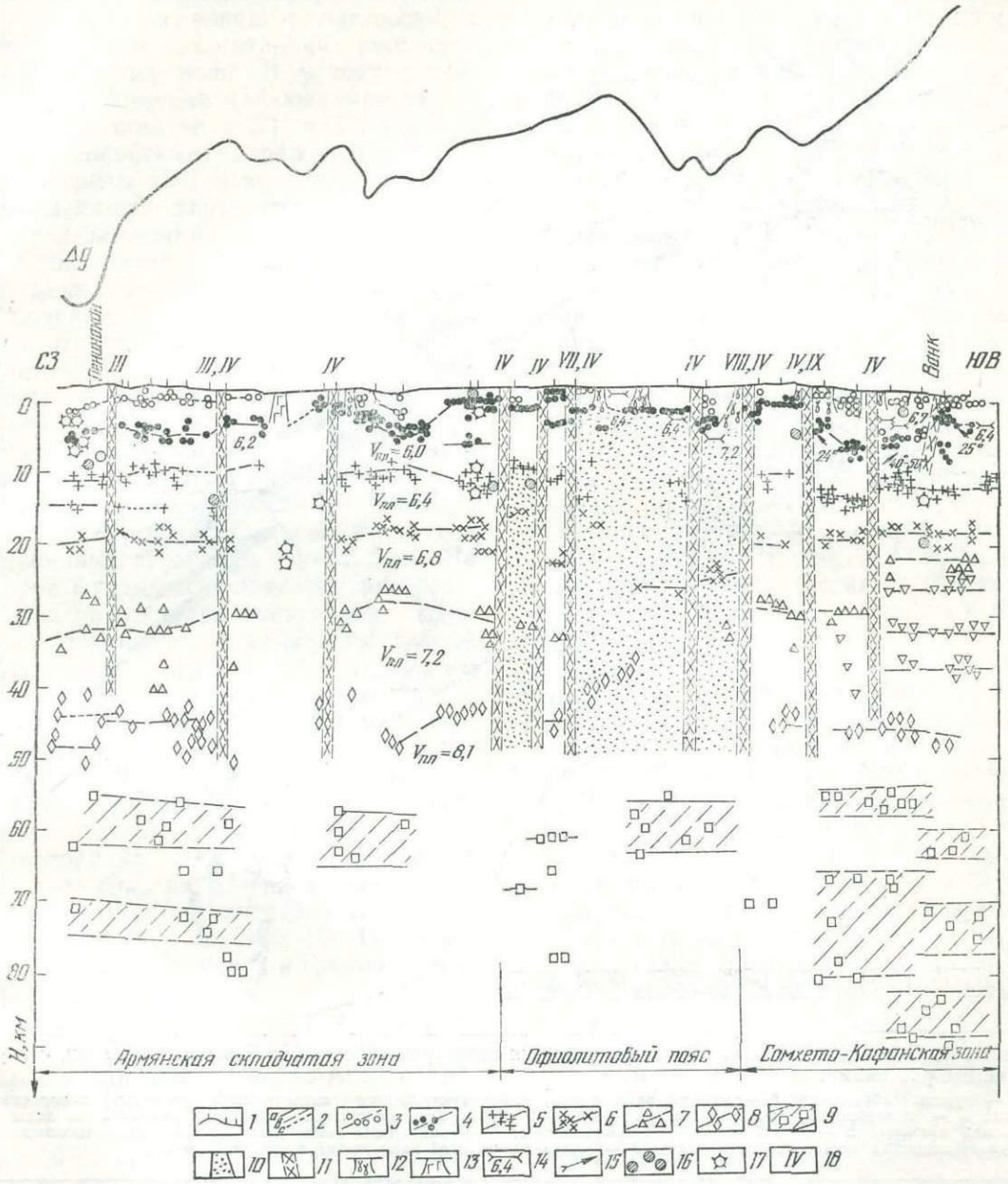



Рис. 165. Геолого-геофизический разрез по профилю Ленинакан — Дилижан — Ванк (по данным Г. В. Егоркиной, Л. М. Егоровой, И. А. Соколовой, В. А. Ракитова, И. В. Гаретовской, Т. Д. Двоскиной):

*1* — рельеф земной поверхности и пункты наблюдения; *2* — сейсмические границы: *а* — по уверенным данным; *б* — по неуверенным данным; *в* — предполагаемое поведение границ; *3* — границы в осадочной толще; *4* — поверхность фундамента; *5* — границы в «гранитном» слое; *6* — поверхность «базальтового» слоя; *7* — граница внутри «базальтового» слоя; *8* — поверхность Мохоровичича; *9* — границы в мантии; *10* — зоны отсутствия записей обменных волн; *11* — глубинные разломы; *12* — выходы пород офиолитовой формации на поверхность; *13* — выходы на поверхность интрузивных формаций; *14* — величина граничной скорости продольной волны от фундамента; *15* — угол наклона поверхности фундамента, определенный по поляризации волн; *16* — эпицентры землетрясений с К<10; *17* — эпицентры землетрясений СК>10, зарегистрированные станциями «Земля»; *18* — номера разломов.

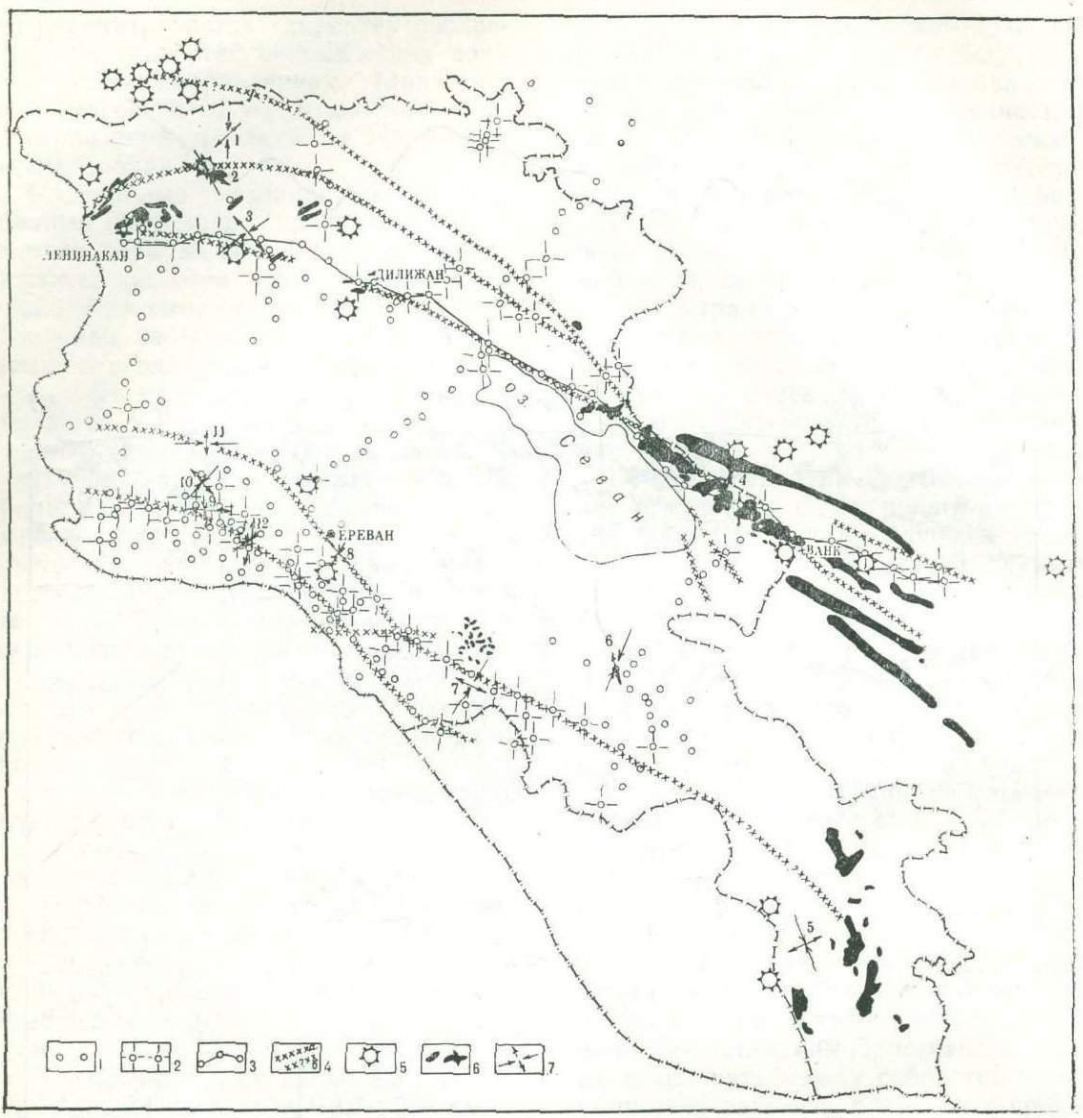



Рис. 166. Сопоставление зон, характеризующихся анизотропией скорости сейсмических волн, с глубинными разломами:

*1* — пункты наблюдения; *2* — пункты наблюдения, характеризующиеся анизотропией скорости поперечных волн; *3* — положение профиля Ленинакан—Дилижан—Ванк; *4* — положение глубинных разломов по данным станций «Земля»: *а* — уверенное; *б* — предполагаемое; *5* — эпицентры землетрясений; *6* — выходы основных и ультраосновных пород на поверхность; *7* — направление осей напряжений в очаговых зонах.

Для определения ориентации главных осей напряжений были использованы знаки вступлений продольных волн от сильных и слабых землетрясений. При обработке сильных землетрясений использовались оперативные сейсмологические бюллетени, при обработке слабых землетрясений интерпретировались сейсмограммы станций «Земля». Характер напряженного состояния, по данным наших исследований, сейсмоактивных областей на территории Малого Кавказа различен Результаты сопоставления с картой неотектонических движений [22] показывают следующее. 1. В областях, испытывающих поднятие, ось сжатия ориентирована субгоризонтально, ось растяжения — субвертикально. 2. В областях, испытывающих погружение, картина обратная. 3. В некоторых областях, испытывающих погружение, и ось сжатия и ось растяжения ориентированы почти горизонтально. Учитывая сложное неоднородное строение земной коры Малого Кавказа и различный характер напряженного состояния, можно ожидать наличия об-

ластей с аномальным характером упругих свойств пород, в частности, с проявлением анизотропии скоростей сейсмических волн. В условиях территории Армении наблюдаемое различие скоростей волн *SV* и *SH* связано с особенностями напряженного состояния среды [89] и во многих случаях определяется характером неотектонических движений.

Сопоставление схемы разломной тектоники с расположением пунктов наблюдения, вблизи которых отмечена анизотропия скоростей волн, показывает, что эти аномальные зоны приурочены в основном к двум разломам: Севано-Акéринскому и Ереванскому, а также вблизи пересечения с разломами антикавказского направления.

Характер сейсмичности Малого Кавказа имеет непосредственную связь с глубинным строением земной коры. На карте фундамента показано распределение по площади эпицентров, которые приурочены к контактам блоков фундамента, ограниченных глубинными разломами. Это свидетельствует о том, что движение по разломам, создавшим структуру фундамента, продолжаются и в настоящее время.

Очаги землетрясений, как правило, сосредоточены в земной коре до глубин порядка 20 км. В большинстве случаев они приурочены к границе обмена внутри «гранитного» слоя, расположенной на глубине 10—11 км поверхности фундамента и границам внутри осадочной толщи.

Наиболее сейсмически активны в настоящее время два крупнейших разлома: Ереванский и Севано-Акеринский. На рис. 166 показаны эпицентры землетрясений с энергетическим классом $K>10$ за последние 20 лет. Отчетливо видно, что все они вытягиваются вдоль этих разломов.

## ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ АЗЕРБАЙДЖАНА ПО ДАННЫМ ГСЗ И КМПВ

Исследования земной коры Азербайджана и прилегающих частей акватории Каспия сейсмическими методами ГСЗ и КМПВ начались в конце 50-х гг. [130]. Основной район работ на суше находится в пределах обширной межгорной Куринской впадины. До настоящего времени наиболее достоверные данные о глубинной структуре земной коры получены лишь по низменной части территории Азербайджана. Сведения же о глубинной структуре земной коры на остальной территории получены главным образом по результатам интерпретации материалов гравиметрии.

До получения первых результатов региональных геофизических исследований представления о глубинном строении земной коры Азербайджана базировались в основном на осредненных данных малодетальных сейсмологических наблюдений [106]. По этим данным кора представлялась трехслойной, состоящей из примерно однородных слоев: осадочного, «гранитного» и «базальтового». К этим же представлениям приводили результаты интерпретации материалов как промышленных взрывов [57], так и ГСЗ, полученных на прилегающих к Кавказу внутренних морях [79], а также в Куринской впадине.

Принимая первые сейсмические данные за исходные, по материалам гравиметрии была оценена толщина земной коры Кавказа, включая и Азербайджан. В дальнейшем данные ГСЗ, полученные в Куринской впадине до 1962 г. преимущественно по преломленным волнам, на основе карты аномалии гравитационного поля были экстраполированы по всему Азербайджану и в первом приближении построены схемы в изолиниях по границе Мохо, по поверхности «базальтового» слоя и по кровле консолидированной коры.

Таким образом, по материалам региональных геофизических исследований представления о строении земной коры Азербайджана и прилегающих частей акватории Каспия основывались на оценках суммарной мощности земной коры и мощностей слагающих ее осадочного, «гранитного» и «базальтового» слоев. Главными моментами в этих оценках, с которыми связывалась особенность внутреннего строения коры, считались форма и гипсометрическое положение так называемой границы Конрада, как будто бы отбивающей поверхность «базальтового» слоя. Новые исследования, связанные с распознаванием природы первых волн и в особенности волны, на основе которой строилась граница Конра-

да и возможность использования прерывистого поля отраженных волн для определения скоростных параметров, приводят к иным представлениям о структуре консолидированной коры и о поверхности «базальтового» слоя.

**Экспериментальные данные о волновом поле.** Сейсмические наблюдения методом ГСЗ и КМПВ выполнялись в основном методикой непрерывного продольного профилирования. Системы наблюдений предусматривали получение встречных и нагоняющих, корреляционно увязанных годографов волн от кровли и подошвы консолидированной коры. В волновом поле выделяется много регулярных волн, среди которых отраженным волнам принадлежит главенствующая роль. Опорные отраженные волны и волны преломленного типа, связанные с поверхностями М и консолидированной корой, обладают более стабильными признаками по сравнению с волнами от внутрикоровых границ. Отличительной чертой поля отраженных волн от этих границ является его прерывистость. Статистическая оценка интервалов их коррелируемости показывает, что в волновом поле после первых вступлений преобладают короткие оси синфазности с протяженностью 1—4 км. Они наиболее уверенно начинают регистрироваться с расстояний 15—20 км от ПВ. По мере увеличения расстояний от ПВ их количество возрастает и достигает максимума в критических и закритических областях.

В структуре прерывистого поля отраженных волн выделяются две группы осей синфазности. Одна из них хорошо выражена и значительно преобладает по количеству. Система осей синфазности этой группы достаточно отчетливо укладывается в кривые, близкие к гиперболе. Кажущиеся скорости их по мере удаления от ПВ постепенно уменьшаются. Форма годографов и характер изменения кажущихся скоростей свидетельствуют о субгоризонтальном залегании отражающих границ. Оси синфазности второй группы малочисленны. Они характеризуются «аномальными» кажущимися скоростями. Эти волны наиболее уверенно выделяются в области, близкой к первым вступлениям. Их количество резко уменьшается с увеличением расстояния от ПВ и с возрастанием глубины. По-видимому, эти волны являются отраженными от наклонных границ. Выделение и прослеживание в волновом поле этих волн на фоне многочисленных осей синфазности первой группы сопряжено с большими трудностями. Из всех зарегистрированных отраженных волн наибольшей стабильностью отличаются волны $P^{м}_{отр}$, связанные с границей М. Они регистрируются в виде группы волн, начиная с удалений 80—100 км, т. е. в области, близкой к начальной точке преломленной волны $P^{м}$. Характерной особенностью этих волн является изменчивая интенсивность [98]. Длительность записи группы волн $P^{м}_{отр}$ также изменяется по мере удаления от ПВ. На расстояниях $x>150$ км она достигает 0,33 с. Внутри каждой группы удается осуществить фазовую корреляцию на протяжении 20—30 км (50—80 км). По данным профиля Черное море — Каспийское море значения кажущихся скоростей этих волн уменьшаются от 9,9 (при $x=100$ км) до 8,0 км/с (при $x=240$ км).

Преломленные волны $P_1$ и $P^{м}$, соответственно связанные с поверхностями консолидированной коры и верхней мантии, являются устойчивыми. Волна $P_1$ регистрируется, начиная с удалений 15—20 км от ПВ и в области первых вступлений имеет протяженность 35—40 км. Волна $P^{м}$ регистрируется с удалений 180 км. Поэтому она прослеживается на профилях, где длина годографа составляла 280—330 км.

Для указанных волн отмечаются характерные особенности в форме их годографов и в ходе графиков кажущихся скоростей. Годографы в начальной части до некоторого расстояния $x$ являются заметно криволинейными с увеличивающимся кажущимися скоростями, а затем принимают прямолинейную форму.

Результаты исследований динамических особенностей волн $P_1$ и $P^{м}$, в первую очередь их спектральных характеристик [99], а также кинематических особенностей [100] приводят к выводу, что модель коры с грабиситными переходными слоями может качественно объяснить природу этих волн как сложных головных волн интерференционного типа. Переходные слои для разных границ имеют разную

толщину Δ2. Грубые оценки по волнам $P_1$ и $P^м$ соответственно показывают, что $\Delta 2 < 1$ *км* и $\Delta 2 \sim 10$ км.

Возможные преломленные волны $P_{2,3}$ от внутрикоровых границ должны выделяться в интервалах расстояний ~60—180 км, т. е. между областью затухания волн $P_1$ и началом прихода волны $P^м$. В этих интервалах в области последующих вступлений, близкой к началу записи, как указывалось выше, основную роль играют отраженные от внутрикоровых границ волны. На расстояниях $x > 50$ км они еще до выхода на свою асимптоту постепенно сближаются с началом записи и, сливаясь, образуют область видимых первых вступлений. Возможные преломленные от внутрикоровых границ волны с относительной малой интенсивностью теряются на фоне последовательно подходящих из области последующих вступлений более интенсивных отраженных волн, которые и определяют особенности группы волн $P_2$. Сложность ее регистрации более наглядно проявляется на особенностях амплитудных графиков $A(x)$ [99]. Графики $A(x)$ для этих волн в отличие от аналогичных графиков для волн $P_1$ характеризуются нарушением нормального хода затухания амплитуд с расстоянием, увеличением их абсолютных величин и контрастности локальных разрастаний и уменьшений.

Годограф группы волн $P_2$ расчленяется на отдельные сравнительно протяженные участки (рис. 167). В пределах каждого участка они характеризуются как бы признаком годографов простых отраженных волн. Кажущаяся скорость по годографу уменьшается с увеличением расстояния от ПВ. Однако изменение кажущейся скорости более резкое, чем в случае простых отраженных волн, когда наблюдается более плавное изменение кажущейся скорости с расстоянием.

Таким образом, данные амплитудных графиков, особенности формы годографов и характер изменения кажущихся скоростей указывают на то, что волны группы $P_2$ формируются в основном разными отраженными волнами. Следовательно, эти волны не могут быть отнесены к волнам преломленного типа: ни к волнам головного типа, ни тем более к рефрагированным волнам.

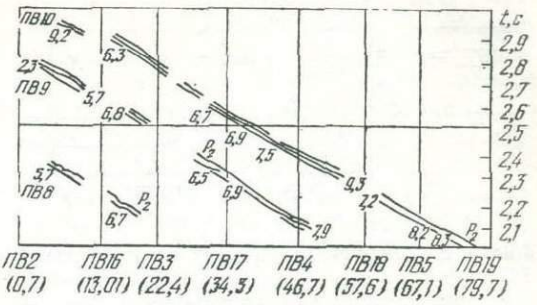



Рис. 167. Годографы сейсмических волн $P_2$ из разных пунктов взрыва по профилю (ГСЗ) Ахсу — Масаллы.

**Характер сейсмического разреза консолидированной коры.** Сейсмический разрез, как указывалось, построен в основном по данным отраженных волн. Волны преломленного типа формируют первые вступления и связаны, главным образом, с кровлей и подошвой консолидированной коры. Трактовка природы группы волн $P_2$ как головных [99] приводит к получению фиктивных несуществующих границ внутри коры. По форме они близки к границе по поверхности консолидированной коры — фундаменту. К ним, в частности, относится и граница Конрада [99]. Непрерывность этих границ не согласуется с данными по отраженным волнам. Трактовка природы группы волн $P_2$ как волн отраженного типа приводит к получению отдельных отражающих площадок, залегающих на разных глубинах. Форма их или совпадает, или находится в близком соответствии с формами отражающих площадок, построенных по отраженным волнам, выделенным в последующих вступлениях. Вместе с тем отмечаются площадки, которые характеризуются большими углами наклона и секут преобладающую массу почти горизонтально залегающих отражающих площадок (рис. 168). Такой характер расположения отражающих площадок также свидетельствует о том, что в формировании волны $P_2$ участвуют разные группы отраженных волн.

Таким образом, по данным отраженных волн консолидированная кора характеризуется тонкослоистостью с преимущественным преобладанием субгоризонтальной кусочно-прерывистой расслоенности. Количество, протяженность и резкость прерывистых сей-

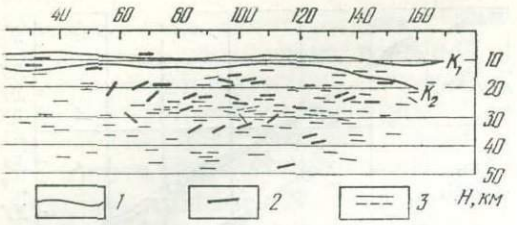



Рис. 168. Сейсмический разрез по профилю 4 ГСЗ:

*1* — границы, построенные по головным волнам; *2* — то же, по отраженным волнам; *3* — площадки, соответствующие отраженным волнам, выделенным в последующих вступлениях. $K_1$ — поверхность консолидированной коры; $K_2$ — граница в консолидированной коре.

смических границ, а также толщина слоев изменяются от участка к участку. Использование такого разреза для геолого-геофизической интерпретации малорезультативно. Информативность подобного сейсмического разреза может быть значительно повышена, если его дополнить физическими параметрами, более полно характеризующими особенности строения среды. Из различных физических параметров наибольшее значение имеют скоростные.

**Определение скоростных параметров и модели среды.** Анализ волнового поля показывает, что прерывистые отражения регистрируются с разной степенью интенсивности. Очевидно, отражения с наибольшей интенсивностью соответствуют резким границам. В пределах интервалов разреза, ограниченных такими границами, среда менее дифференцирована по скоростям и, следовательно, по упругим свойствам. Поэтому она может быть осреднена. Это приводит к понятию пластовой или интервальной скорости, величина которой является одним из физических параметров среды. Для определения величины этой скорости по волновому полю отраженных волн используется методика, описанная в работе [101]. Она основана на определении двумерного поля лучевых скоростей по всей совокупности кусочных годографов отраженных волн и его пересчете в поле распределения пластовых или интервальных скоростей. Аппроксимация тонкослоистой среды этими скоростями приводит к построению скоростной модели со ступенчатым графиком изменения скорости. Такая модель содержит меньшее число слоев. В процессе ее получения скоростной разрез упрощается за счет исключения всех мелкомасштабных неоднородностей среды, которые не сказываются на главных характеристиках волнового поля. При изменчивости пластовых или интервальных скоростей в двух измерениях тонкослоистая среда аппроксимируется слоисто-блоковой моделью. Слоистость повсеместно проявляется в основном субгоризонтальной кусочно-прерывистой расслоенностью. Блоковость выражается изменениями пластовых или интервальных скоростей, величины которых в пределах данного блока осредняют свойства многих тонких пропластков и прослоев.

Класс слоисто-блоковых моделей, как показывает анализ наблюдавшихся волновых полей, является хорошим приближением реальной среды. Он наиболее полно соответствует особенностям полей отраженных волн. Для полноты этот класс моделей дополняется еще переходными слоями выше основных или опорных преломляющих границ с целью объяснения возникновения первых волн преломленного типа и согласования их результатов с данными по отраженным волнам.

Граничная скорость по системе годографов преломленных волн, обусловленных переходным слоем, с наименьшим искажением ($\sim 2\%$) опреде-

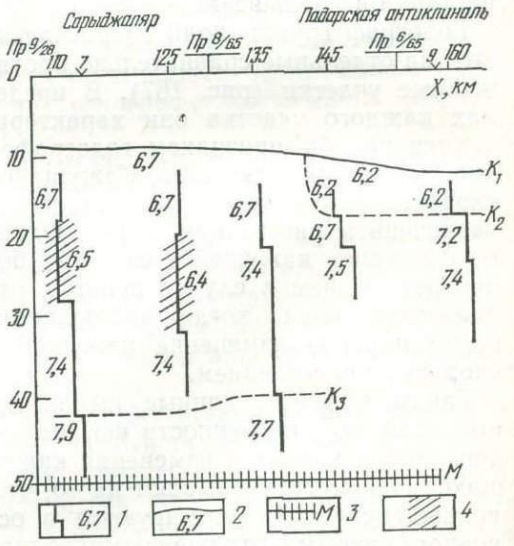



Рис. 169. Скоростные модели консолидированной коры по профилю 4 ГСЗ:

*1* — пластовая скорость; *2* — граничная скорость по поверхности консолидированной коры; *3* — поверхность М; *4* — зона пониженной скорости.

ляется лишь в области половины длины разностного годографа. Однако возможность определения величины скорости имеется далеко не для всех границ земной коры. Поэтому для полной характеристики свойств среды основное значение будет иметь распределение пластовых (интервальных) скоростей.

На рис. 169 в качестве примера показана другая форма представления сейсмической модели коры, основанная только на распределениях скоростных параметров — пластовых (интервальных) и граничных скоростей по продольным волнам. Такое представление, в дальнейшем называемое двумерной скоростной моделью, является содержательным и достаточным, чтобы удовлетворять решению прямой кинематической задачи. Однако подобная модель могла бы быть более представительной, если бы удалось ее дополнить и данными по поперечным волнам.

Вопрос о соотношении граничной и пластовой (интервальной) скоростей является одним из важных моментов методики построения скоростной модели. От его правильного решения зависят возможность количественной оценки внутреннего соответствия результатов по данным используемых волн и, как следствие этого, достоверность определения скоростной модели. Это соотношение определяется характером скоростного строения среды и может быть различным. В большинстве случаев скорость $v_{пл}$ равна или близка к скорости $v_г$, что вытекает из условия единственности скоростной модели реальной среды.

**Структура консолидированной коры.** Рассмотрение полученных двумерных скоростных моделей коры показывает, что по пластовым (интервальным) скоростям структура консолидированной коры расчленяется на скоростные блоки (6,0—7,9 км/с), параметры которых изменяются как с глубиной, так и вдоль профиля. Изменение величины скорости происходит по ступенчатому закону с тенденцией к возрастанию скорости при увеличении глубины. На этом фоне выделяются также зоны инверсии скоростей — локальные блоки с пониженными и повышенными скоростями. Толщина скоростных блоков колеблется в пределах от 4—5 до 15—17 км. Коэффициенты преломления на границах блоков больше, чем 0,75.

Достоверность расчленения разреза по пластовым скоростям устанавливается путем решения прямой кинематической задачи для главных характеристик волнового поля. Оно заключалось в сравнении вычисленных значений эффективных скоростей, а также времен прихода по данным параметров построенных моделей с наблюдавшимися значениями этих величин по опорной волне $P^{м}_{отр}$. В работе [101] приведены примеры, указывающие на достаточно удовлетворительную их сходимость, что подтверждает справедливость построенных моделей.

Граничные скорости по поверхности консолидированной коры $K_1$ *изменяются в пределах 6,0—6,8 км/с. Сопоставляя* величины граничных скоростей с результатами лабораторных измерений скоростей продольных волн для разных типов интрузивных пород при высоких давлениях и температурах [107], можно сделать вывод о том, что наблюдаемые различия в граничных скоростях связаны в основном с составом пород, слагающих поверхность консолидированной коры. По ее поверхности можно выделить четыре области с различными граничными скоростями: 1) 5,8—6,0 км/с; 2) 6,1—6,3; 3) 6,4—6,5; 4) 6,6—6,8 км/с.

Площадная корреляция этих областей позволяет выявлять скоростные неоднородности в горизонтальном направлении. По имеющейся сети профилей в центральной части Куринской впадины уверенно трассируется зона повышенных значений скорости 6,7—6,8 км/с, совпадающая с наиболее приподнятой поверхностью консолидированной коры. В плане это поднятие соответствует Саатлинскому локальному гравитационному максимуму и рекомендовано как объект для постановки сверхглубокого бурения.

Сопоставление скоростных параметров показывает, что граничные скорости по поверхности консолидированной коры в основном совпадают с пластовыми скоростями блоков, выделяемых в ее верхней части. Контактовые и приконтактовые зоны стыков различных блоков по поверхности консолидированной коры характеризуются резкими скачками в граничных скорос-

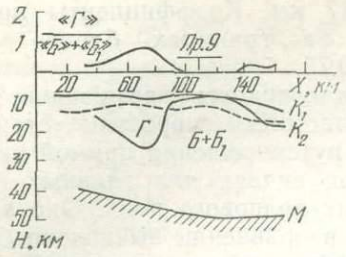



Рис. 170. Обобщенная скоростная модель земной коры по профилю 4 ГСЗ:

Г — мощность слоя $v=6{,}0\div6{,}5$ км/с; Б+Б$_1$ — то же, $v=6{,}6-7{,}9$ км/с; *пунктир* — прежнее положение границы в консолидированной коре. Обозначения см. на рис. 169.

тях, а внутренняя структура отдельных блоков осложняется дифрагирующими элементами [107]. В целом отмечается изменение параметров скоростных моделей, т. е. особенности структуры консолидированной коры как по вертикали, так и в горизонтальном направлении.

Изучение характера распределения скоростных параметров показывает, что в верхней части коры, как правило, отмечается тенденция к преобладанию скоростных блоков $v=6{,}0\div6{,}5$ км/с (аналоги кислых пород), а в нижней части — $v=6{,}6\div7{,}6$ км/с (аналоги основных или близких к ним пород). Подстилается земная кора толщей с $v=7{,}7\div7{,}9$ км/с мощностью в среднем около 10 км. Эта толща в низах коры залегает непосредственно над границей Мохо. Сейсмические данные дают основание отнести ее к переходной зоне между корой и мантией. Вместе с тем в верхней части коры наблюдаются исключения, когда начиная с ее поверхности, выделяются блоки, характеризующиеся скоростями $v\geqslant6{,}7$—6,8 км/с. Пример такого строения выявлен на площади Саатлов.

На основе параметризации двумерных скоростных моделей внутри консолидированной коры можно выделить две опорные границы, характеризующие поверхность слоев с определенным скоростным составом (рис. 169). Первая из них $K_2$ разграничивает кислые от основных или близких к ним пород, вторая $K_3$ — последние от пород базито-эклогитового комплекса. Эти границы носят структурно-физический характер. Поскольку они разделяют комплексы пород, существенно отличающиеся по своему скоростному (вероятно, и по вещественному) составу, то их можно отождествить со структурно-формационными или структурно-петрографическими границами. Такой подход приводит к слоистым моделям коры. Однако эти обобщенные модели (рис. 170) принципиально отличаются от прежних слоистых моделей. Последние для коры основывались на особенностях разрезов, полученных по первым волнам в предположении, что волны группы $P^2$ являются головными. Ошибочность такой трактовки была показана в работе [99]. Поэтому можно полагать, что слоистые модели коры, основанные на данных двумерных скоростных моделях, будут давать более ценную информацию о коре, чем та, которую возможно было получать по прежним моделям.

Из приведенных данных (рис. 170) следует, что вдоль заданного профиля соотношение толщин выделенных комплексов пород с преобладанием скоростных аналогов кислых и основных и близких к ним пород значительно изменяется, принимая значения как меньше, так и больше единицы.

На рис. 171 дано качественное сопоставление формы рельефа полученной поверхности «базальтового» слоя с аномалиями гравитационного поля и с прежней поверхностью, известной под названием «границы Конрада». Для сопоставления с аномалиями гравитационного поля использованы наблюдавшаяся кривая силы тяжести в редукции Буге и ее трансформанта, в виде схемы $\Delta g$ остаточных аномалий в слое мощностью 6 км. При этом наи-

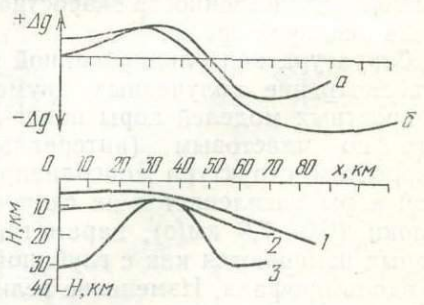



Рис. 171. Сопоставление рельефа границы в консолидированной коре с кривыми силы тяжести по профилю АВ:

*а* — наблюдавшаяся кривая силы тяжести; *б* — трансформанта кривой силы тяжести: *1* — рельеф границы в консолидированной коре по данным [4]; *2* — то же, по данным Н. И. Давыдовой; *3* — новая граница в консолидированной коре, построенная по данным параметров двумерных скоростных моделей.

большая согласованность формы кривых силы тяжести отмечается только для новой границы.

Таким образом, выявлена более сложная структура консолидированной коры межгорной Куринской впадины, чем она представлялась раньше.

Ее сложность обусловлена особенностями мозаичной или блоковой структуры коры с комбинациями различных перемежающихся скоростных блоков, по-видимому, разного петрографического состава. В свете полученных результатов становится несостоятельным широко распространенный взгляд на природу границы Конрада как границы, отбивающей поверхность «базальтового» слоя.

## НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ МЕТОДИКИ НАБЛЮДЕНИЙ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ГСЗ В СВЯЗИ С ЭВОЛЮЦИЕЙ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Метод ГСЗ занимает ведущее место в комплексе геофизических исследований строения земной коры ввиду высокой информативности сейсмических данных. Расчленение сейсмического поля на отдельные типы волн, изучение их кинематических и динамических характеристик при достаточно полной и совершенной системе наблюдений открывает широкие возможности для выяснения закономерностей дифференциации земной коры по физическим свойствам и прослеживании отражающих и преломляющих границ.

Необходимым условием перспективности и эффективности методики исследований является ее соответствие новейшим представлениям о свойствах и структуре изучаемого объекта. В этом аспекте методика наблюдений и интерпретации ГСЗ должна разрабатываться с учетом современных представлений о модели литосферы.

Скоростная модель земной коры, составленная на основании обобщения имеющихся экспериментальных данных, характеризуется сложной функциональной зависимостью скорости от глубины [39] и представлена неоднородными слоями с квазилинейным изменением скорости, границы раздела слоев соответствуют разрывам указанной функции или ее производной. Особенностью рассматриваемой модели является неравномерная по мощности слоистость и тонкая дифференциация участков разреза, с которыми связано образование доминирующих по интенсивности опорных волн. Структура тонкослоистых пачек, как правило, нестабильна по площади, что обусловливает неустойчивость формы записи реперных волн. Однако интегральные характеристики разреза в пределах блоков остаются практически постоянными и испытывают существенные изменения лишь при переходе через области субвертикальных нарушений, секущих всю кору. Поэтому пространственная модель земной коры рассматривается как слоисто-блоковая со случайной структурой тонкорасслоенных зон, с которыми связываются наиболее интенсивные компоненты регистрируемого волнового поля. В первом приближении структура отражающих границ в консолидированной коре может быть аппроксимирована пачками слоев переменной мощности.

Эволюция представлений о закономерностях строения земной коры стимулирует развитие классических методов интерпретации данных ГСЗ, ранее базировавшихся на эффективной однослойной модели. В этом отношении большие возможности для дальнейшего совершенствования методики интерпретации кинематических характеристик сейсмических волн в ГСЗ возникают в связи с разработкой и обоснованием корректных способов обращения сейсмических годографов в слоистой среде.

В методическом плане принципиально новые задачи появляются в связи с тонкой субгоризонтальной расслоенностью земной коры, экспериментально установленной в результате обработки данных ГСЗ методом РНП [62]. Важнейшая из них по значимости — проблема надежности сейсмологических построений в ГСЗ с точки зрения возможности выделения полезных волн, отраженных от глубинных границ, на фоне суммарных многократных помех, образующихся в многослойной среде. Для области регистрации докритических отраженных волн этот вопрос не только решен положительно, но и определены условия дифференциации разреза по упругим свойствам, при которых допустимо пренебрежение влиянием многократных отражений

при решении динамических задач [65]. Теоретическое моделирование волновых полей для многослойной коры со случайным распределением акустических свойств [65] свидетельствует о том, что суммарные многократные колебания создают устойчивый фон, не препятствующий выделению на сейсмической записи опорных волн, но, несомненно, существенно ограничивающий возможности выделения и корреляции отражений от слабых границ. Поэтому с точки зрения дальнейшего повышения эффективности исследований ГСЗ в докритической области актуальной является разработка новых принципов выделения полезных колебаний малой амплитуды на фоне волн-помех с определенными статистическими закономерностями и применение интерференционных систем, положительно зарекомендовавших себя в сейсмической разведке осадочных отложений.

В последние годы в ГСЗ апробируется метод общей глубинной точки (ОГТ). Достигнуты положительные результаты, свидетельствующие о повышении детальности освещения строения земной коры при использовании систем наблюдений ОГТ. Суммирование записей при различных частотных характеристиках аппаратуры позволило установить, что временные разрезы ОГТ существенно зависят от выбора фильтраций [113]. Отмеченное явление свидетельствует о сложности строения отражающих границ и зависимости их свойств от частоты. С этих позиций нетрудно объяснить причины появления отрицательных аномалий в значениях эффективного коэффициента поглощения сейсмической энергии, определяемого по экспериментальным данным.

В последние годы изучение спектральных свойств тонко расслоенных геологических сред выделилось в особое направление динамической сейсмики, имеющее непосредственный выход в методику наблюдений и интерпретации [10—13, 39, 65, 102—104].

Для рассматриваемой обобщенной модели земной коры необходимо выяснить возможность расчета спектральных характеристик слоисто-неоднородных инверсионных зон, обусловливающих возникновение аномалий волнового поля в ГСЗ матричным способом, достоинством которого является комплексирование с лучевым методом при исследовании динамических характеристик сейсмических волн в неравномерно слоистых средах большой суммарной мощности [104, 136].

Важным направлением сейсмической разведки слоисто-блоковой коры следует считать разработку методики выделения зон разломов, выяснение особенностей их проявления в кинематике и динамике различных типов регистрируемых волн. Детальные исследования земной коры повышают достоверность выделения областей нарушений по сейсмическим записям. Дальнейшее развитие методики интерпретации в этом направлении может быть достигнуто благодаря математическому моделированию волновых полей в окрестностях зон разломов.

Изложенные методические вопросы тесно связаны с представлением о слоисто-блоковом строении земной коры и, по-видимому, представляют определенный интерес с точки зрения перспектив развития исследований ГСЗ. Перечисленные методические направления более подробно обоснованы и освещены в последующих статьях сотрудников Института геофизики АН УССР.

## ОБРАЩЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ГОДОГРАФОВ

Условимся, что Земля под профилем наблюдений сферически симметрична. Пусть $R$ — радиус круга $K$ (центрального сечения Земли); $r$ и $\delta$ — полярные координаты; начало координат совмещено с центром круга. Конформное отображение круга $K$ на полуплоскость $x$, $z$, $z \geqslant 0$ записывается в виде [32]

$$x = \delta\,(x = \Delta),\ z = \ln \frac{R}{r}.$$

При этом скорость

$$v(z) = \frac{\breve{v}(r)}{r} = \frac{\breve{v}(Re^{-z})}{Re^{-z}}.$$

Пусть функция $v(z)$, $z \geqslant 0$ (Гервер и Маркушевич, 1965; Гейко, 1972):

*а*) положительна; *в*) ограничена на каждом конечном отрезке и неограничена на всей полуоси $z \geqslant 0$; *с*) равна функции $\varphi(z) = \sup\{v(z^\circ) : z^\circ \in [0,\ z]\}$ всюду, кроме конечного числа волно-

водов $L_i=\{z:\varphi(z)=p_i^{-1}>\inf v(z),$ $z\in[z_i, \bar{z}_i]\}$, $i\in I$; $d$) кусочно дважды гладкая вне волноводов и измерима в волноводах.

Через $z_i$ и $\bar{z}_i$ обозначим верхний и нижний концы волновода $L_i$, $p_i=\text{const}$, $I=\{0,1,\ldots,k\}$. Условимся, что $0=z_0=\bar{z}_0<z_1<\bar{z}_1<\ldots<z_k<\bar{z}_k<\infty$ и $p_0>p_1\ldots>p_k>p_{k+1}=0$.

Пусть

$W_i=\{z:\varphi(z)=p_i^{-1}$ почти всюду больше $v(z)$, $z\in[z_i, \bar{z}_i]\}$, $i\in I$.

Ясно, что

$$L_i\setminus W_i=\{z:\varphi(z)=p_i^{-1}=v(z),\ z\in[z_i, \bar{z}_i]\},\ i\in I.$$

Если множество $L_i\setminus W_i$ имеет меру 0, то множества $L_i$ и $W_i$ совпадают.

Договоримся рассматривать только преломленные волны, распространяющиеся согласно закону Снеллиуса

$$\sin\alpha(p, z)=pv(z),$$

где $\alpha(p, z)$ — угол, образованный лучом с осью $z$ в точке $(x, z)$; $p$ — параметр этого луча. Очевидно, $p\in(0, p_0]$, $p_0=v^{-1}(0)$.

Пусть $Z$ — глубина максимального погружения луча. Условимся, что $Z(p)=\inf\{z:p=v^{-1}(z)\}$, $p\in(0, p_0]$. Обозначим через $X$ абсциссу точки выхода луча на поверхность, а через $T$ — время пробега вдоль луча. Кривую $\Gamma=\{(x, t):x=X(p),\ t=T(p),\ p\in(0, p_0]\}$ будем называть годографом преломленной волны от поверхностного источника. Отметим, что некоторые ветви кривой $\Gamma$ могут быть годографами закритических отраженных волн, поскольку последние кинематически не отличаются от преломленных волн. С функциями $X(p)$ и $T(p)$ связана функция $\tau(p)=T(p)-pX(p)$, $p\in[0, p_0]$.

Введем также функции $x(s, p)$ и $t(s, p)$, $p\in[0, p_0]$, $s\in[0, p]$. Здесь $x$ — расстояние, пробегаемое волной на интервале $0\leqslant z\leqslant Z(p)$ вдоль луча с параметром $s$; $t$ — время пробега волны вдоль этого отрезка луча.

Формула обращения уравнения годографа преломленной волны имеет вид [27, 32, 33, 146]

$$Z(p)=\frac{1}{\pi}\int_p^{p_0}\frac{X(q)dq}{\sqrt{q^2-p^2}}+\sum_{j=0}^{i}\frac{2}{\pi}\times$$

$$\times\int_{W_j}\arcsin\sqrt{\frac{v^{-2}(z)-p_j^2}{v^{-2}(z)-p^2}}\,dz, \qquad (1)$$

$$p\in[p_{i+1}, p_i],\quad i\in I.$$

Кроме того, В. С. Гейко [27] получены следующие формулы:

$$x(s, p)=\frac{s}{\pi}\sqrt{p^2-s^2}\int_p^{p_0}\frac{X(q)dq}{(q^2-s^2)\sqrt{q^2-p^2}}+$$

$$+\sum_{j=0}^{i}\frac{2}{\pi}s\int_{W_j}\frac{K_j(s, p, z)dz}{\sqrt{v^{-2}(z)-s^2}}; \qquad (2)$$

$$t(s, p)=\frac{1}{\pi}\sqrt{p^2-s^2}\int_p^{p_0}\frac{qT(q)dq}{(q^2-s^2)\sqrt{q^2-p^2}}+$$

$$+\sum_{j=0}^{i}\frac{2}{\pi}\int_{W_j}\frac{K_j(s, p, z)dz}{v^2(z)\sqrt{v^{-2}(z)-s^2}}, \qquad (3)$$

$$p\in[p_{i+1}, p_i],\ i\in I,\ s\in[0, p],$$

где

$$K_j(s, p, z)=\arcsin\sqrt{\frac{(p^2-s^2)(v^{-2}(z)-p_j^2)}{(p_j^2-s^2)(v^{-2}(z)-p^2)}}.$$

Для того чтобы найти функцию $v(z)$ вне волноводов из соотношения $Z(p)=\inf\{z:p=v^{-1}(z)\}$, необходимо и достаточно, учитывая выражения

$$Z(p_i+0)=z_i,\quad Z(p_i-0)=\bar{z}_i$$

и

$$\tau(p_i-0)-\tau(p_i+0)=$$

$$=2\int_{W_i}\sqrt{v^{-2}(z)-p_i^2}\,dz,\quad i\in I,$$

так задать положение волноводов и скорость $v(z)$ при $z\in\bigcup_{i\in I}L_i$, чтобы функция $Z(p)$ не возрастала на интервале $0<p\leqslant p_0$.

Возникающая при этом неоднозначность определения функции $v(z)$ при $z\geqslant z_1$ подробно исследована М. Л. Гервером и В. М. Маркушевичем [33, 146]. Укажем, что в некоторых случаях может быть найдена наибольшая толщина волновода. Если функция

$$z^*(p)=\frac{1}{\pi}\int_p^{p_0}\frac{X(q)dq}{\sqrt{q^2-p^2}}+$$

$$+\frac{2}{\pi}(\bar{z}_1^*-z_1)\arcsin\sqrt{\frac{v_1^{-2}-p_1^2}{v_1^{-2}-p^2}},$$

где

$$\bar{z}_1^*-z_1=\frac{X(p_1-0)-X(p_1+0)}{2}\times$$

$$\times\sqrt{\frac{T(p_1-0)-T(p_1+0)}{p_1(X(p_1-0)-X(p_1+0))}-1}$$

и

$$v(z)=v_1=\sqrt{\frac{X(p_1-0)-X(p_1+0)}{p_1(T(p_1-0)-T(p_1+0))}},$$

$$z\in[z_1,\ \bar{z}_1^*]$$

не возрастает на интервале $p_2\leqslant p\leqslant p_1$, то $\bar{z}_1^*-z_1=\sup\{\bar{z}_1-z_1\}$.

Формулы (2), (3) вместе с формулой (1) позволяют найти траектории лучей и положение волновых фронтов непосредственно по годографу от поверхностного источника.

М. Л. Гервер и В. М. Маркушевич [33, 146] доказали, что если наряду с годографом от поверхностного источника имеются годографы от источников, расположенных между каждыми двумя соседними волноводами, то положение волноводов и скорость вне волноводов определяется точно, а неоднозначность определения скорости в волноводах существенно уменьшается. Такой же результат достигается при использовании годографов отраженных волн, образующихся на границах между волноводами.

В последнее время найдена формула обращения уравнения годографа отраженной волны [28], благодаря чему эта задача находит окончательное решение. Основные результаты работы [28] сводятся к следующему. Пусть скорость $v(z)$, $z\geqslant 0$ положительна, ограничена и измерима, $a=\inf\limits_{z\in[0,\,h]} v^{-1}(z)$, $b=\sup\limits_{z\in[0,\,h]} v^{-1}(z)$; линия $z=h$, $0<h<\infty$, где $z\in[0,\,h]$;

$v(h-0)\neq v(h+0)$ — отражающая граница; функция $\sigma_h(u)=\mathrm{mes}\{z:z\leqslant h,\ v^{-1}(z)\leqslant u\}$, $u\geqslant 0$ не убывает, равна нулю при $u\in(-\infty,\,a]$ и равна $h$ при $u\in[b,\,\infty)$. Тогда параметрическое уравнение годографа отраженной волны $\Gamma_h=\{(x,\,t):x=X_h(p),\ t=T_h(p),\ p\in[0,\,a]\}$ будет иметь вид

$$X_h(p)=2p\int_{-\infty}^{\infty}\frac{d\sigma_h(u)}{\sqrt{u^2-p^2}},$$

$$T_h(p)=2\int_{-\infty}^{\infty}\frac{u^2d\sigma_h(u)}{\sqrt{u^2-p^2}},\quad p\in[0,\,a].\qquad (*)$$

Функции $X_h(p)$ и $T_h(p)$ монотонно возрастают на интервале [0, a], непрерывно дифференцируемые всюду на $[0,\,a)$; $T_h'(p)-pX_h'(p)=0$; $X_h'(p)>0$.

Теорема единственности. *Пусть функции $X_h(p)$, $T_h(p)$ и $\sigma_h(u)$ обладают указанными свойствами, причем $X_h(p)$ и $\sigma_h(u)$ связаны преобразованием*

$$X_h(p)=2p\int_{-\infty}^{\infty}\frac{d\sigma_h(u)}{\sqrt{u^2-p^2}}.\qquad (A)$$

*Тогда обратным преобразованием, однозначно почти всюду определяющим функцию $\sigma_h(u)$ по $X_h(p)$, является*

$$\frac{\sigma_h(\mathrm{Re}\,\zeta-0)+\sigma_h(\mathrm{Re}\,\zeta+0)}{2}=$$

$$=\lim_{\mathrm{Im}\,\zeta\to 0}\mathrm{Im}\frac{1}{\pi}\int_0^{\zeta}\frac{X_h(p)dp}{\sqrt{\zeta^2-p^2}},\quad \mathrm{Re}\,\zeta\geqslant 0.\qquad (B)$$

Следствие 1. *Глубина отражающей границы, $h$, а также наименьшее $b^{-1}$ и наибольшее $a^{-1}$ значение скорости на интервале $[0,\,h]$ по годографу $\Gamma_h$ определяются однозначно.*

Обозначим через $V_h$ множество решений $\{v(z)\}$. Под решением будем понимать такую функцию $\tilde{v}(z)$, после подстановки которой в систему (*) в каждой точке $p\in[0,\,a]$ определяются значения $\tilde{X}_h(p)$ и $\tilde{T}_h(p)$, тождественные заданным $X_h(p)$ и $T_h(p)$.

Следствие 2. *Для того чтобы $\tilde{v}(z)\in V_h$, необходимо и достаточно, чтобы $\tilde{\sigma}_h(u)=\mathrm{mes}\{z:z\leqslant h,\ v^{-1}(z)\leqslant u\}\equiv\sigma_h(u)$, $u\geqslant 0$, где $\sigma_h(u)$ определяется по формуле* (B).

Теорема существования. *Для того чтобы кривая $\Gamma_h$ была годографом отраженной волны, необходимо и достаточно, чтобы функции $X_h(p)$, $T_h(p)$ и функция $\sigma_h(u)$, определенная*

*по формуле* (В), *обладали указанными свойствами.*

Очевидно, годограф от источника, расположенного на глубине $h$ (для лучей, выходящих из источника не вниз)

$$\Gamma_{h\uparrow} = \{(x, t): \quad x = X_{h\uparrow}(p),$$

$$t = T_{h\uparrow}(p), \quad p \in [0, a]\}$$

после равномерного расширения так, что $2X_{h\uparrow} = X_h$ и $2T_{h\uparrow} = T_h$ окажется тождественным годографу отраженной волны от поверхностного источника, которая возникла бы, если на той же глубине $h$ находилась бы отражающая граница. Тем самым описанные результаты справедливы и в случае годографа от глубинного источника.

## МНОГОКРАТНЫЕ ВОЛНЫ И ПРОБЛЕМА НАДЕЖНОСТИ ГЛУБИННЫХ СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЙ

Настоящий раздел посвящен проблеме надежности сейсмогеологической интерпретации глубинных отражений в связи с насыщенностью реального волнового поля на больших временах многократными волнами с близкими временами прихода. Проблема надежности глубинных сейсмогеологических построений в указанном смысле впервые была осознана и сформулирована Г. А. Гамбурцевым в период заложения основ метода глубинного сейсмического зондирования [24] и является актуальной сегодня не только для ГСЗ, но и для сейсмического метода разведки в целом.

Г. А. Гамбурцев считал преждевременной и ненадежной сейсмогеологическую интепретацию отражений с большими временами прихода до тех пор, пока их глубинность теоретически не доказана [24].

В обосновании надежности глубинных сейсмогеологических построений и ее количественном прогнозе сегодня заинтересована не только практика геолого-геофизических исследований, но и самые общие разделы современной геологической теории, так как сейсмические данные о строении и физическом состоянии глубинных зон Земли стали сегодня общепризнанной основой новейших глобальных геодинамических гипотез.

В качестве меры надежности сейсмогеологической интепретации отражений с большими временами прихода резонно принять вероятность того, что глубинное однократное отражение окажется интенсивнее суммарной многократно отраженной волны, накладывающейся на данное глубинное отражение [65].

Ранее [65] было показано, что в случае многослойной коры, характеризующейся параметрами $n = 1500$ и $\sigma = 0{,}03$ ($n$ — количество слоев в модели коры; $\sigma^2$ — дисперсия коэффициентов отражения в толще коры, покрывающей исследуемую отражающую границу), надежность, определяемая в указанном выше смысле, составляет не менее 83%. При переходе к коре с аномальной скоростной дифференциацией ($n = 1500$, $\sigma \geqslant 0{,}04$) надежность может уменьшиться до 55 %. Теоретически и моделированием на ЭВМ удалось также доказать, что в ГСЗ в низкочастотном диапазоне в докритической области, несмотря на наличие огромного количества интерферирующих многократных волн, все отраженные волны на больших временах с высокой надежностью кинематически можно интерпретировать как однократные [65].

При решении динамических задач сейсмики горизонтально-слоистых сред учет влияния многократных отражений в многослойной среде является одной из наиболее трудоемких и неустойчивых операций. Поэтому в практике сейсморазведки и ГСЗ как при расчете синтетических сейсмограмм, так и при решении обратных задач, в ряде случаев пренебрегают явлением многократности отраженных волн, причем нередко без должного обоснования, исходя из недостаточно четких интуитивных соображений.

Авторы всех многочисленных работ, посвященных динамике многократно-отраженных волн [65], считают, что суммарные многократные волны в многослойных средах на сегодняшнем уровне развития теории сейсмических исследований можно рассматривать исключительно как помехи. Во всяком случае нам пока неизвестны какие-либо конструктивные идеи об использовании этих интерференционных волн

для получения дополнительной полезной информации о структуре и физическом состоянии изучаемой геологической среды.

Отсюда следуют два интересных в практическом отношении вывода:

1. При аналитическом решении задачи об интенсивности суммарных многократных волн можно ограничиться получением простых, но достаточно строгих и тонких *оценок* изучаемой величины (например, типа $\frac{A_{мн}}{A_{одн}} < 0{,}1$), что может заметно упростить задачу, особенно в случае существенно многослойных сред.

2. В свете сказанного задачу изучения интенсивности суммарных многократных волн в многослойных геологических средах можно поставить более радикально, приблизив ее к практике сейсмических исследований.

В новой постановке эта задача формулируется следующим образом: для всего множества многослойных плоскопараллельных моделей геологических сред произвольной (случайной) акустической структуры необходимо указать то определенное подмножество, в пределах которого суммарные многократные волны настолько малоинтенсивны, что волновое поле на дневной поверхности с достаточной точностью может быть описано без их учета.

В основу решения этой общей задачи положено введенное Л. М. Брехов-ских понятие входного импеданса системы слоев [14]. Воспользовавшись этим понятием, мы выводим сначала (с учетом всех многократных волн) рекуррентную зависимость для расчета коэффициента отражения $R_{n+1}$ упругой системы, состоящей из $n$ слоев [66],

$$R_{n+1} = \frac{K_{n+1} + R_n e^{2i\varphi}}{1 + R_n K_{n+1} e^{2i\varphi}}. \qquad (1)$$

Здесь $\varphi$ — набег фазы в одиночном слое; $K_{n+1}$ — коэффициент отражения на кровле $n$-го слоя. Детальный анализ этой зависимости позволил обнаружить определенные физические ограничения, в рамках которых волновое поле в $n$ слойной среде со случайным распределением коэффициентов отражения можно описывать однократными волнами без учета влияния многократных отражений на границах слоев

$$n < \frac{\sqrt{\frac{\pi}{2}}}{\sigma + |m| \sqrt{\frac{\pi}{2}}}, \qquad (2)$$

где $m$ и $\sigma^2$ — соответственно математическое ожидание и дисперсия $k$.

Анализ зависимости (1) позволил обнаружить также тот интересный факт, что в многослойных средах многократные волны выполняют роль того своеобразного механизма, с помощью которого природа обеспечивает соблюдение закона сохранения энергии. Именно включение этого механизма гарантирует конечность коэффициента отражения слоистой среды ($R_{n+1} \leqslant 1$) при неограниченном увеличении числа слоев. В реальных сейсмогеологических ситуациях критерий (2) гарантирует десятикратное превалирование однократных отражений над суммарными многократными

$$\left[ \frac{A_{мн}}{A_{одн}} \right] \leqslant 0{,}1. \qquad (3)$$

Формула (2) позволяет оценить границы области, в пределах которых допустимо пренебрежение многократными отражениями в среде при решении динамических задач (рис. 172). Анализ данных, приведенных на рисунке, указывает на то, что в ГСЗ при решении динамических задач (определение, например, тонкой структуры глубинной отражающей границы или параметров поглощения глубокозалегающих слоев по спектрам отраженных волн и т. п.) пренебрежение явлением многократности отражений в покрывающей среде допустимо только на щитах ($\sigma \leqslant 0{,}01$).

Замечание о модели геологической среды, заданной статистически. Геологическая среда — твердое тело с неизменяющимися в течение геофизического эксперимента физическими свойствами. Утверждение о *случайности* распределения физических свойств пород вдоль одной скважины, пересекающей эту неизменяющуюся во времени среду, поэтому неверно. В

рассматриваемой ситуации случайность физических свойств пород может возникнуть лишь при переходе к измерениям в *нескольких* достаточно разобщенных скважинах.

В строгой постановке статистический анализ физических свойств геологической среды должен производиться не по вертикали вдоль одной скважины, а горизонтально — вдоль каждого пласта. Предположение о статистической однородности и стационарности как по горизонтали, так и по вертикали (от слоя к слою) трехмерного геологического процесса формирования в земной коре слоев различной литологии и физических свойств, уравнивает моменты горизонтального и вертикального распределений свойств геологической среды, создавая возможность содержательного, а не только формального вероятностного подхода к анализу физических свойств горных пород вдоль одной скважины.

Именно поэтому правомерно широко распространенное утверждение о случайности распределения упругих параметров геологической среды вдоль одного вертикального сечения (ствол скважины, сейсмограмма), открывающее возможность широкого применения аппарата теорий вероятности и информации к анализу сейсмического и сейсмоакустического материала.

Из изложенного можно заключить, что задавая модель многослойной горизонтально-слоистой геологической среды статистически (например, моментами распределения коэффициентов отражения на границах слоев), мы одновременно определяем эту горизонтально-слоистую среду и как неоднородную по горизонтали. Последнее означает, что результаты приведенного в данном разделе исследования динамики многократно-отраженных волн выходят за рамки горизонтально-однородной среды и в пределах заданной дисперсии упругих свойств $\sigma^2$ справедливы также и для слоистых сред, неоднородных в горизонтальном направлении.

## ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ ВОЛНОВОГО ПОЛЯ

Раздел посвящен построению оптимального оператора обнаружения измерения параметров сейсмических волн, принимаемых в смеси с шумом.

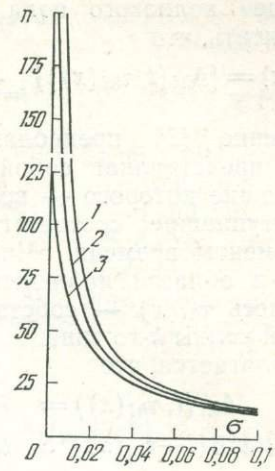



Рис. 172. Оценка границ области, свободной от влияния многократных отражений. Кривые: *1*—$m=0$; *2*—$m=0{,}004$; *3*—$m=0{,}008$.

Актуальность такой задачи определяется тем, что оптимальные фильтры позволяют получать оценки параметров волн по сложному интерференционному волновому полю, зашумленному помехами. Это позволяет существенно повысить глубинность сейсмических методов, поскольку представляется возможность оценивать даже очень слабые волны, энергия которых соизмерима с энергией шума.

Модель волнового поля. Будем считать, что волновое сейсмическое поле имеет следующий вид:

$$y(t,x) = \sum_{k=1}^{N} \Delta_k(t,x) + n(t,x), \qquad (1)$$

где $y(t, x)$ — волновое поле, зависящее от временной и пространственной координат; $\Delta_k(t, x)$ — составляющая волнового поля, полученная за счет волн $k$-го типа; $n(t, x)$ — случайная функция помех.

Из выражения (1) видно, что волновое поле моделируется $N$ типами волн. Координата в реальных случаях принимает лишь дискретные значения, так как поле регистрируется лишь в конечном множестве точек. В дальнейшем не будем оговаривать факт только дискретного задания $x$, так как полученные ниже результаты будут справедливы и для непрерывных $x$.

Подробнее остановимся на $k$-й со-

ставляющей волнового поля $y(t, x)$. Будем считать, что

$$\Delta_k(t, x) = \{\Delta_{ki}(t, \tau_{ki}(x))\}_{i=\overline{1,Q_k}}. \quad (2)$$

Выражение (2) предполагает, что $\Delta_k(t, x)$ представляет собой вектор, составляющие которого — волны $k$-го типа, вступившие соответственно в $\tau_{ki}(x)$ моменты времени. Число этих волн $Q_k$ в области наблюдения случайно. Здесь $\tau_{ki}(x)$ — собственно годограф $i$-й волны $k$-го типа.

Предполагается, что

$$\Delta_{ki}(t, \tau_{ki}(x)) = \Theta_{ki}(x)\delta(t-\tau_{ki}(x)) * S_k(t, x), \quad (3)$$

где символом * обозначена операция свертки волны $k$-го типа $S_k(t, x)$ по переменной $t$ с $\delta$-функцией; $\Theta_{ki}$ — значение амплитуды волны $k$-го типа, которая предполагается нормально флуктуирующей, причем

$$\int_{R_t} S(t, x)\,dt = 1, \quad (4)$$

где $R_t$ — область определения $S_k(t, x)$ по $t$.

Из формулы (4) следует, что все флуктуации амплитуд волн отнесены к коэффициентам $\Theta_{ki}(x)$. Считают априорно известным распределение $P_k(\vec{\Theta}_k(x))$ флуктуацией. Здесь $\vec{\Theta}_k(\mathbf{x}) = \{\Theta_{ki}(x)\}_{i=\overline{1,Q_k}}$. Также предполагаем, что при фиксированном значении $x$ вектор $\vec{\tau}(x) = \{\tau_{ki}(x)\}_{i=\overline{1,Q_k}}$ представляет собой реализацию потока точек с априорно заданными вероятностными характеристиками. Из физических соображений есть основания полагать, что кривые $\tau_{ki}(x)$ достаточно хорошо могут аппроксимироваться частью ряда разложения $\tau_{ki}(x)$ по некоторому ортогональному базису $\{\varphi_s(x)\}_{s=1,\infty}$, т. е. можно считать

$$\tau_{ki}(x) = \sum_{s=0}^{m} a_{kis}\varphi_s(x). \quad (5)$$

Полагаем известными априорные распределения $P(\vec{a}_{ki})$ вектора коэффициентов $\vec{a}_{ki} = \{a_{kis}\}_{s=\overline{0,m}}$.

И еще два допущения, завершающие перечень требований к априорным описаниям случайных величин и функций, входящих в модель процесса формирования волнового поля. Будем считать априорно известными формы волн всех $N$ типов. Шум $n(t, x)$ — нормальная случайная функция с функционалом плотности вероятности $F[n(t, x)]$

$$F[n(t_1, x_1), n(t_2, x_2)] = h\exp\left\{-\frac{1}{2}\int n(t_1, x_1)\times \right.$$

$$\left.\times W_{x_1,x_2}(t_1, t_2)n(t_2, x_2)dt_1dt_2\right\}. \quad (6)$$

В выражении (6) интегрирование ведется по всей области наблюдения. Постоянная $h$ не определена, но ее значение не важно, поскольку в дальнейшем мы будем строить отношение функционалов плотности вероятности [3]. Функция $W_{x_1,x_2}(t_1, t_2)$ обратная корреляционной функции процесса $K_{x_1,x_2}(t_1, t_2)$, т. е. удовлетворяющая уравнению

$$\int K_{x_1,x_2}(t_1, t_2)\,W_{x_1,x_2}(t_1, t_2)\,dt = \delta(t_1-t_2). \quad (7)$$

Модель волнового поля (1) с учетом всех принятых допущений принимает вид

$$y(t, x) = \sum_{k=1}^{N}\sum_{i=1}^{Q_k}\Theta_{ki}(x)\delta(t-\tau_{ki}(x)) * S_k(t, x) + n(t, x). \quad (8)$$

Следует отметить достаточную общность модели (1), так как она предполагает наличие $N$ типов волн, формирующих волновое поле. Волнам позволено флукдуировать по априорно заданному распределению, а к годографам волн предъявлено требование лишь в возможности их хорошей аппроксимации конечным рядом разложения по ортогональному базису с априорно известной плотностью распределения коэффициентов этого ряда.

Если предположить, что мы имеем наблюдение в одной фиксированной точке, то модель (8) принимает вид

$$y(t) = \sum_{k=1}^{N}\sum_{i=1}^{Q_k}\Theta_{ki}\delta(t-\tau_{ki}) * S_k(t) + n(t). \quad (9)$$

Этот случай моделирует одну трассу, содержащую $N$ типов волн, вступивших в моменты $\tau_{ki}$. В этом случае годограф $\tau_{ki}(x)$ стягивается в точку — момент вступления данной волны. Это типичная ситуация для сейсмологических наблюдений.

Важный частный случай модели (8) при $N=1$

$$y(t,x)=\sum_{i=1}^{Q}\Theta_i(x)\delta(t-\tau_i(x))\ *$$
$$*\ S(t,x)+n(t,x). \qquad (10)$$

При дискретных значениях $x=x_1,\ldots,x_L$ эта модель соответствует сейсмограмме отраженных волн, содержащей $L$ трасс с аддитивным шумом.

Шум принят гауссовым потому, что можно считать известными первые два момента, т. е. он имеет не бесконечную энергию, и предположив его нормальным, выбираем распределение с максимальной энтропией для этих моментов. Всякое уточнение функции распределения шума повысит точность и нашего результата.

Требование наличия известных форм всех $N$ типов волн — самое уязвимое в рассмотренной модели. Это является специфическим для геофизических задач. О волнах, формирующих волновое поле, есть только некоторые гипотетические предположения, но тем не менее приходится строить оценки параметров этих волн. Вообще задача может ставиться и так — по известным параметрам волн, формирующих волновое поле, нужно оценить их форму. Такая постановка также имеет смысл, как и формулируемая ниже. Формы регистрируемых волн будем считать заданными.

**Постановка задачи.** Для модели (8) с априорно заданными распределениями случайных функций $\Theta_{ki}(x)$, $\tau_{ki}(x)$, $n(t,x)$ построить оценки параметров $\hat{\Theta}_{ki}(x)$, $\hat{\tau}_{ki}(x)$, минимизирующие средний риск.

**Построение оптимального оператора оценки.** Записываем функционал условной плотности для шума при условии, что имеют место векторы

$$\tau(x)=\{\vec{\tau}_k(x)\}_{k=\overline{1,N}};$$

$$\vec{\tau}_k(x)=\{\tau_{ki}(x)\}_{i=\overline{1,\Theta_k}}$$

и

$$\Theta(x)=\{\vec{\Theta}_k(x)\}_{k=\overline{1,N}};$$

$$\Theta_k(x)=\{\Theta_{ki}(x)\}_{i=\overline{1,\Theta_k}};$$

$$F[n(t,x)\,|\tau(x),\ \Theta(x)]=$$

$$=h\exp\left\{-\frac{1}{2}\int_{R_t R_x}\left(\left[y(t_1,x_1)-\right.\right.\right.$$

$$\left.-\sum_{k=1}^{N}\Delta_k(t_1,x_1)\right]W_{x_1,x_2}(t_1,t_2)\left[y(t_2,x_2)-\right.$$

$$\left.\left.\left.-\sum_{k=1}^{N}\Delta_k(t_2,x_2)\right]\right)dt_1dt_2dx_1dx_2\right\}. \qquad (11)$$

Строим коэффициент правдоподобия $\Lambda=\Lambda(\tau(x),\ \Theta(x))$ как отношение функционалов (11) и (6)

$$\Lambda(\tau(x),\theta(x))=$$

$$=\exp\left\{-\frac{1}{2}\int_{R_x R_t}\left(\sum_{k\ s}\Delta_k(t_1,x_1)\times\right.\right.$$

$$\times W_{x_1,x_2}(t_1,t_2)\Delta_s(t_2,x_2)-2\sum_{k}y(t_1,x_1)\times$$

$$\left.\left.\times W_{x_1,x_2}(t_1,t_2)\Delta_k(t_2,x_2)\right)dt_1dt_2dx_1dx_2\right\}. \qquad (12)$$

Формула (12) для коэффициента правдоподобия позволяет рассмотреть ряд частных случаев. Для реальных ситуаций имеем волновое поле, зарегистрированное только в конечном наборе фиксированных точек $x_1,\ldots,x_L$. Тогда интегрирование по $R_{x_1}$ и $R_{x_2}$ заменяется суммированием по $i$, $j$.

Рассмотрим случай, когда шум на соседних трассах некоррелируем:

$$\Lambda(\tau(x),\theta(x))=$$

$$=\exp\left\{-\frac{1}{2}\sum_{k,s,i}\int_{R_t}\Delta_k(t_1,x_i)\,W_{ii}(t_1,t_2)\times\right.$$

$$\times\Delta_s(t_2,x_i)-2y(t_1,x_i)\,W_{ii}(t_1,t_2)\times$$

$$\left.\times\Delta_k(t_2,x_i)dt_1dt_2\right\}. \qquad (13)$$

В этом случае коэффициент правдоподобия представляет собой произведение коэффициентов правдоподобия для отдельных трасс.

Еще один важный частный случай, когда $L=1$, т. е. имеется одна трасса

$$\Lambda(\tau,\Theta)=\exp\left\{-\frac{1}{2}\int\limits_{R_t}\sum_{k,s}\Delta_k(t_1)\times\right.$$

$$\times W(t_1,t_2)\,\Delta_s(t_2)-2y(t_1)\,W(t_1,t_2)\times$$

$$\left.\times\Delta_k(t_2)\,dt_1dt_2\right\}. \qquad (14)$$

В этом случае коэффициент правдоподобия определяется произведением правдоподобий параметров каждого из типов волн.

Вводим функцию потерь $L=L(\tau,\hat{\tau},\Theta,\hat{\Theta})$, где $\hat{\tau},\hat{\Theta}$ — оценка параметров: $\tau$, $\Theta$ — истинные значения параметров. Выберем прямоугольную функцию потерь

$$L=\varphi(x)\psi(x)=$$

$$=\sum_{ij}\varphi_{ij}(\tau_{ki}(x))\,\psi_{ij}\;(\Theta_{ij}(x)); \qquad (15)$$

$$\varphi_{ij}(\tau_{ij}(x))=$$

$$=\begin{cases}\alpha, \text{ при } \max\limits_x|\tau_{ij}(x)-\hat{\tau}_{ij}(x)|\geqslant\varepsilon_1;\\ 0, \text{ в противном случае}\end{cases}$$

$$\psi_{ij}(\theta_{ij}(x))=$$

$$=\begin{cases}\beta, \text{ при } \max\limits_x|\theta_{ij}(x)-\hat{\theta}_{ij}(x)|\geqslant\varepsilon_2.\\ 0, \text{ в противном случае.}\end{cases} \qquad (16)$$

Запишем выражение для среднего риска $r(\tau,\Theta,\hat{\tau},\hat{\Theta})=r$, где

$$r=\int\limits_R\varphi(x)\psi(x)\Lambda(\tau(x),\Theta(x))\times$$

$$\times P(\tau(x),\Theta(x))\,\delta\tau\delta\Theta, \qquad (17)$$

а $P(\tau(x),\Theta(x))$ — функционал априорной плотности $\tau$ и $\Theta$.

Здесь интегрирование ведется по функциональному пространству $R$.

Учитывая вид функции потерь (16), средний риск принимает вид

$$r=\int\limits_{R-\varepsilon}\Lambda(\tau(x),\Theta(x))P(\tau(x),\Theta(x))\times$$

$$\times\delta\tau\delta\Theta=\int\limits_R\Lambda(\tau(x),\Theta(x))\times$$

$$\times P(\tau(x),\Theta(x))\,\delta\tau\delta\Theta=$$

$$=\int\limits_\varepsilon\Lambda(\tau(x),\Theta(x))P(\tau(x),\Theta(x))\times$$

$$\times\delta\tau\delta\Theta. \qquad (18)$$

Здесь $\varepsilon$—$\varepsilon$ — окрестность в функциональном пространстве оценок, определенная выражением (16). Как видно из формулы (18), первое слагаемое не зависит от оценок $\hat{\tau}$ и $\hat{\Theta}$ и для минимизации среднего риска по множеству функций $\hat{\tau}(x)$ и $\hat{\Theta}(x)$ достаточно максимизировать второе слагаемое выражения (18), *обозначенные через* $R$. Итак, оптимальными оценками $\hat{\tau}^*(x)$ и $\hat{\Theta}^*(x)$ будут те, на которых достигается *глобальный экстремум* $R$.

$$\max_{\hat{\tau},\hat{\theta}}R=\max_{\hat{\tau},\hat{\theta}}\int\limits_\varepsilon\Lambda(\tau(x),\Theta(x))\times$$

$$\times P(\tau(x),\Theta(x))\,\delta\tau\delta\Theta. \qquad (19)$$

Если область $\varepsilon$ достаточно мала, т. е. если значения $\varepsilon_1$ и $\varepsilon_2$ в выражении (16) достаточно малы, то максимума $R$ достигает одновременно с глобальным максимумом подынтегрального выражения. Значит, для такой функции потерь оптимальными оценками $\hat{\tau}^*$, $\hat{\Theta}^*$ будут значения $\tau$, $\Theta$, при которых достигается глобальный максимум апостериорной вероятности $\tau$ и $\Theta$, так как под интегралом в (19), если учесть (12), как раз и находится апостериорная вероятность $\tau(x)$ и $\Theta(x)$.

Выше отмечалось, что при различных упрощающих модель (8) допущениях мы можем получить различные модели реальных практических ситуаций. В частности, простейший случай, *когда* $L=1$, $N=1$ *и шум белый*, рассмотрен в работах [72, 73]. Полученные в работе [74] результаты свидетельствуют о высокой помехоустойчивости оператора апостериорной вероятности.

При реализации оптимального оператора (19) для общей модели (8) (ГСЗ) следует ожидать определенных вычислительных трудностей, но для частных случаев $N=1$ или $L=1$ применение оптимального оператора представляется не очень сложным.

Случай экспоненциально коррелированного шума и $L=1$ рассмотрен в работе [74]. Эта модель достаточно хорошо аппроксимирует процесс получения данных в акустическом каротаже.

## ЭЛЕМЕНТЫ МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЯ И ОБРАБОТКИ НА ЭВМ ДАННЫХ ГСЗ В ДОКРИТИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ

Глубинные сейсмические зондирования занимают ведущее место в комплексе методов, применяемых при изучении земной коры, поскольку дают возможность судить не только о мощности коры в целом, но и о строении ее слоев и переходных зон, о глубинных разломах, относительных физических свойствах вещества коры.

Однако несмотря на большое количество наблюдений и важность полученных научных и прикладных результатов, имеется еще ряд неясных и дискуссионных вопросов, касающихся строения кристаллической коры, а также геологического и физического смысла сейсмических границ. Выяснение этих вопросов невозможно без усовершенствования способов интерпретации на основе статистических способов обработки полевых систем, вычислительной техники и т. д.

Детальные и наиболее надежные данные о глубинном строении земной коры и верхов мантии обеспечивают отраженные волны, зарегистрированные в докритической области, при их массовом накоплении различными, в частности интерференционными приемами, обеспечивающими выделение полезной и однозначной информации.

В 1972 г. выполнен небольшой объем опытных работ способом общей глубинной точки (ОГТ) на территории Украинского щита (южный участок профиля ГСЗ Синельниково—Чугуев). Использовалась фланговая система наблюдений с выносным ПВ. Кратность перекрытий — 12, величина базы наблюдений — 4,7 км, максимальное расстояние между ПВ 5,2 км, минимальное — 3 км.

Эти работы выполнялись с целью выяснения возможностей применения одного из наиболее популярных методов сейсморазведки для изучения структуры кристаллической земной коры, поведения основных границ раздела, оценки возможностей увязки различного типа сейсмических построений, выполненных по отраженным в до- и закритической области, рефрагированным и головным волнам и, наконец, получения исходного материала для дальнейшего анализа волнового поля по динамическим признакам.

Материалы и результаты этих исследований были обработаны на ЭВМ «*Сигма-V*» по стандартным программам и опубликованы в работах [113 и др.]. На полученном временном разрезе прослежены короткие оси синфазности различных направлений и динамической выразительности, образующие линзо- и клиновидные формы с некоторой тенденцией к их сосредоточению или исчезновению. Такое поведение осей синфазности свидетельствует об отсутствии слоистости в том смысле, как мы ее привыкли понимать при исследовании осадочных толщ, невыдержанности отражающих поверхностей и изменчивости упругих параметров на них. Доказательством такой структуры среды может служить неколлинеарность осей синфазности одних и тех же участков временных разрезов, представленных в разных частотных диапазонах.

На данном этапе предпринимались попытки выяснить наиболее характерные особенности разреза кристаллической коры по отображению его в волновом поле (в докритической области), определить направления и основные критерии обработки данных интерференционных методов с привлечением динамических признаков, а также выполнить некоторый прогноз методики дальнейших полевых исследований.

Для ослабления помех использовались методы вычитания по кажущимся скоростям с помощью модификации веерной фильтрации (для углов $\alpha = -86, -56, -57, -30, +30, +57$ м/с на трассу) по программе RNPF[1] для ЭВМ «*Сигма-V*» с последующей частотной фильтрацией в диапазонах 2—7, 2—10, 2—15, 2—20 Гц и построением соответствующих временных разрезов.

Наиболее выразительным представляется временный разрез, полученный в низкочастотном диапазоне 2—7 Гц, на котором четко определена область существования горизонтов М (рис. 173). На разрезе отмечается характерная «пятнистость» в распределении разобщенных коротких осей синфазности и, если задаться некоторым порогом интенсивности на единицу

[1] Программа разработана О. И. Соколовским.

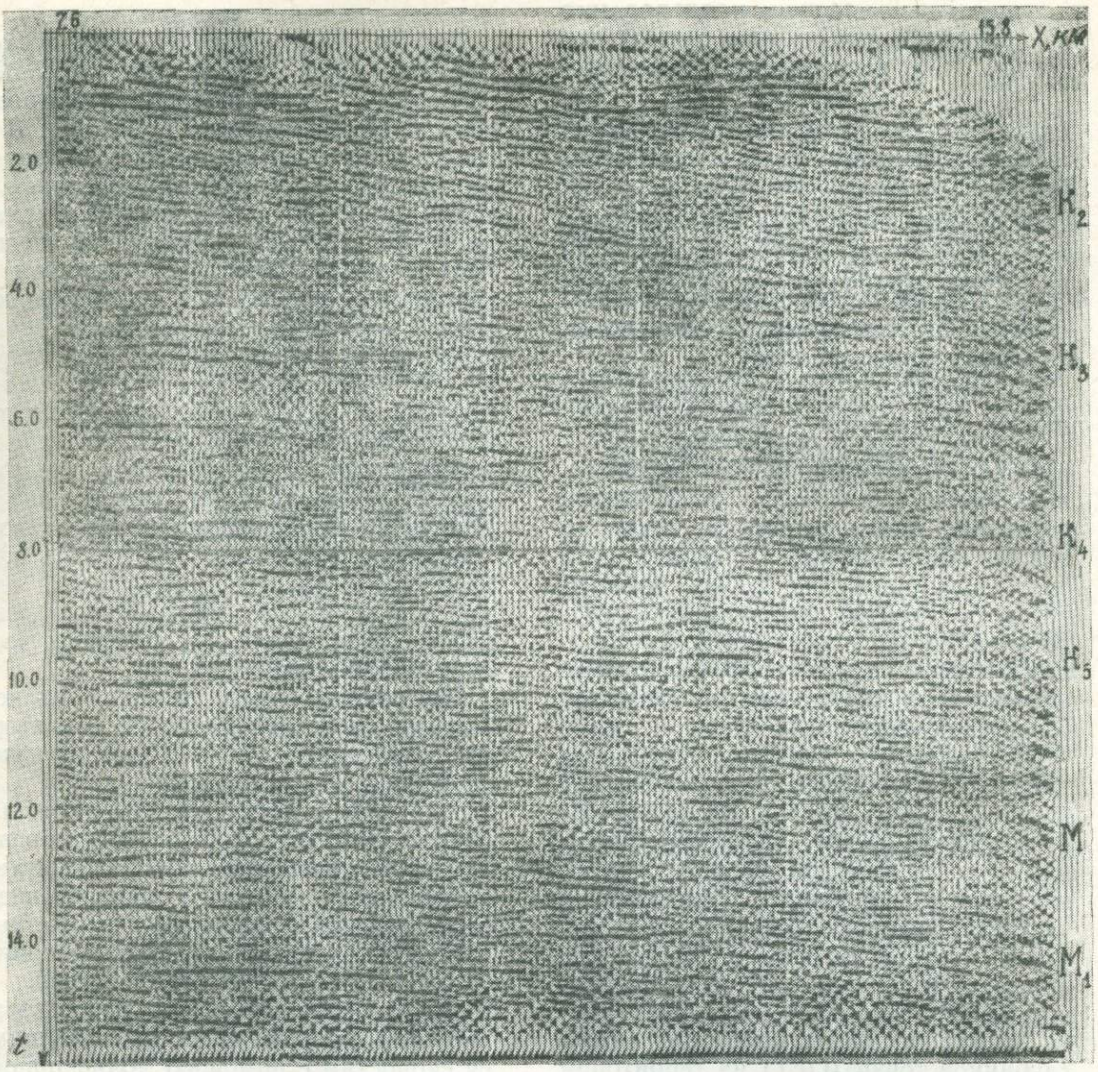



Рис. 173. Временной разрез ОГТ в низкочастотном диапазоне 2—10 Гц (в результате применения верных фильтров).

площади временного разреза, то легко можно построить (в двоичном и большем разряде) схему распределения энергии, подобную описанной в работе [149]. Формализация оценок энергии не представляет особых затруднений. В соответствии с программой COMB, по которой обрабатывались данные ГСЗ способом ОГТ, кривые энергии определялись по главному значению функций автокорреляции B ($\tau=0$) в окнах длительностью 1,0 с. Установлено, что существует коррелирующаяся зависимость графиков энергии, которая для данного участка имеет тенденцию к нарастанию с глубиной. Кривые энергии сами по себе не являются достаточным критерием для оценки структурных особенностей разреза. Более полезным для этой цели, очевидно, является коэффициент $\mu$, равный произведению суммы энергий по выборкам в окне на суммарное значение всевозможных функций когерентности в нем:

$$\mu = \sqrt{\sum_i B_i(\tau=0) \left( \sum_{f_k} \sum_{q,p} \gamma^2_{x_p x_q}(t) \right)},$$

где $\gamma x_p x_q$ $(t)$ —функция когерентности для пары сигналов $x_p$ и $x_q$ из окна

$p, q=1, 2, \ldots, m$; $f$ — частота, Гц и

$$\gamma^2_{x_p x_q} = \frac{|S_{x_p x_q}(f)|^2}{S_{x_p x_p}(f) \cdot S_{x_q x_q}(f)},$$

где $sx_px_q(f)$, $p \neq q$ — спектры взаимнокорреляционных функций; $s_{x_p x_r}(f)$, $sx_q x_q(f)$ — спектры функций автокорреляции.

Функция $\mu=\mu(t)$ объединяет в себе признаки коррелируемости и суммарной энергии в окне.

Одним из важных динамических признаков являются величины видимых частот сейсмических колебаний ($f$). В соответствии с программой СОМВ они рассчитываются по первому нульпересечению функций автокорреляции по отдельным трассам в заданном окне и осредняются с некоторым коэффициентом вдоль профиля по различным трассам. Вариация видимых частот по разрезу дает некоторую информацию об изменении структуры среды.

На рассматриваемом временном разрезе наблюдается медленное нарастание $f$ от $\sim$10 до 15 Гц, а затем спад до 12 Гц. Наибольшие значения приурочены в области горизонта $K_2$, иногда $K_3$. Основной минимум располагается в области горизонта $M_1$. Количество случаев (из общего числа — 45) повышения и понижения величин частот приведено ниже:

| Горизонт | $K_1$ | $K_2$ | $K_3$ | $K_4$ | $M_1$ | $M_2$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Повышение | 17 | 14 | 28 | 8 | 4 | 9 |
| Понижение | 42 | 3 | 4 | 10 | 34 | 28 |

Вариации видимых частот в первую очередь свидетельствуют о неустойчивости функции поглощения, которая является одним из основных показателей потерь волновой энергии в среде. В мелконеоднородной среде, где имеет место фактор многократного рассеяния волн, функция поглощения оценивается одновременно с функцией рассеяния, при этом каждая из них представляется как некоторый эффективный параметр. В рассматриваемом случае оценка функций поглощения и рассеяния производилась по программе СОМВ на ЭВМ «Сигма-V»[2], а также комплексу программ, разработанных для ЭВМ «Минск-22»[3]. Для расчетов использовались результаты веерной фильтрации по пяти окнам, заданным в интервалах времен 3—5, 6—8, 8—10, 11—13 и 13—15 с с центрами соответственно 4, 7, 9, 12 и 14 с. В этих окнах осреднялись функции автокорреляции по 12 трассам ОГТ, а с учетом 12-кратного перекрытия—фактически по 124 исходным трассам. Таким образом, статистика для оценок спектральных характеристик поглощения и рассеяния значительна.

На рис. 174 представлен один из вариантов изображения информации о функциях поглощения и рассеяния — схема распределения их значений по разрезу ОГТ. Для уверенного построения подобных схем необходимо располагать бóльшим количеством расчетных данных, чем в рассматриваемом случае. Появление отрицательных значений коэффициентов поглощения можно предположительно объяснять рядом причин: 1) обеднением (в рамках линейной теории поглощения) спектрального состава волнового поля с увеличением глубины в неоднородной среде за счет преобразования низкочастотных составляющих в обменные волны; 2) проявлением фактора нелинейности при больших путях пробега волн; в этом случае появляются высокочастотные компоненты, интенсивность которых незначительна, но пропорциональна пути пробега и может стать ощутимой; 3) неправомерностью исходных позиций о представимости спектра коэффициента поглощения полиномом порядка $m$, линейная компонента которого ответственна за функцию поглощения; 4) последовательным ростом рассеянной высокочастотной компоненты и ощутимым ее доминированием над зеркально-отраженной; 5) наличием различного уровня стационарных помех на разных временах, отсутствием калибровки регистрируемых сигналов или другими причинами, требующими дальнейшего изучения.

В результате выполненных исследований определены основные особенности строения кристаллической земной коры на небольшом участке профиля ГСЗ, отработанного по методике ОГТ. Установлено, что временной разрез имеет сложную невыдержанную

[2] Программа разработана И. В. Карпенко.
[3] Программа разработана Л. Я. Гордиенко.

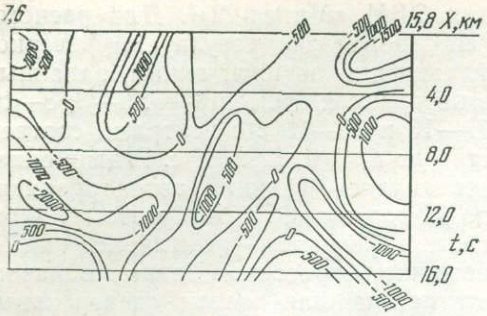



Рис. 174. Аномалии функции поглощения $a_1$ $(w, x, t)$ (по временному разрезу ОГТ в условных единицах).

субслоистую структуру с выклиниваниями, линзами и более сложными особенностями, которые отмечаются по энергетическим признакам и областям коррелируемости фаз.

Намечены основные элементы построения временных разрезов, обработки данных с использованием динамических признаков (энергетических, частотных, функций поглощения и рассеяния, переходных и передаточных характеристик).

Разработаны некоторые элементы методики и последующей модернизации исследований способом ОГТ при глубинных сейсмических зондированиях земной коры. Системы наблюдений должны обеспечивать достаточно высокую кратность перекрытия (12 и более) для получения остронаправленной системы с некоторым углом обзора. Несмотря на то что эксперимент направлен на получение низкочастотных временных разрезов, регистрирующие устройства должны быть широкополосными. Это необходимо при оценках функций поглощения и рассеяния, а также абсолютных значений скорости или ее вариаций.

## ВЫДЕЛЕНИЕ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ ПО ДАННЫМ ГСЗ

Глубинные сейсмические зондирования дают наиболее достоверные по сравнению с другими геофизическими методами данные о существовании в земной коре крупных разрывных нарушений.

Если сейсмический разрез представлен резкими границами раздела, местоположение разломов определяется по ряду признаков и аномалий в волновом поле. Например, разрыву и смещению годографов отраженных и головных волн, появлению большого количества дополнительных ветвей с различными кажущимися скоростями, а также характерным аномалиям дифракционной природы, изменению формы, периода и амплитуды регистрируемых волн и др., широко освещенным в литературе.

Однако в условиях слоисто-блоковой земной коры, когда закон изменения скорости с глубиной носит ступенчато-градиентный характер и нет протяженных и резких сейсмических границ, задача выявления даже крупных разломов значительно усложняется [111, 112 и др].

Путем математического моделирования показано, что кинематические и динамические особенности рефрагированных волн в зонах тектонических нарушений менее выразительны по сравнению с отраженными и головными волнами. Над тектоническим уступом с резкой сейсмической границей, как правило, наблюдается четкий разрыв годографа рефрагированной волны и характерное смещение аномалии по направлению к источнику при его удалении от края ступени. Однако в случае нерезкой границы заметных искажений годографов над ступенью не наблюдается. При слабых различиях скоростей и малых значениях их градиентов присутствие в разрезе крутонаклоненных контактов, разделяющих разнородные блоки, приводит к плавному изменению кажущейся скорости рефрагированной волны. Непосредственно за контактом она не будет равна истинной на глубине максимального проникания соответствующего луча. Такое неравенство соблюдается до точки выхода на поверхность луча, нормального к контакту, и, следовательно, расстояние между ними определяется степенью возрастания скорости во втором блоке относительно первого.

При исследованиях земной коры, особенно в районах кристаллических щитов, исключительное значение для выявления зон разломов приобретают докритические отраженные и дифрагированные волны. К сожалению, интерпретация явлений дифракции на основе кинематических критериев возможна только в тех редких случаях,

когда дифрагированная волна наблюдается в чистом виде в областях геометрической тени. Доказано, что характеристики спектра и формы этого типа волн не могут служить надежным критерием их выделения на сейсмограммах [55, 116 и др.].

В целом выделение разрывных нарушений по материалам ГСЗ производится по ряду признаков, которые в общем случае могут быть разделены на две группы: 1) смена структуры волнового поля вдоль профиля, проявляющаяся в изменении длины годографов, характера амплитудных графиков, количества и качества докритических отраженных и дифрагированных волн; 2) смена структуры земной коры, выраженная обрывом границ, связанным с резким затуханием отраженной или преломленной волны и повторяющимся по встречным и нагоняющим системам, смещением или искривлением границ, хаотическим расположением отражающих площадок, их концентрацией в характерные «узлы дифракции», наличием зон дифрагирующих объектов, согласованной тенденцией сейсмических границ к воздыманию или погружению, изменением мощности отдельных слоев или всей земной коры в целом, сменой природы границ.

Аномальные особенности волн на сейсмограммах (обрыв, резкое затухание), характерные для среднечастотной сейсморазведки МОВ и КМПВ, могут быть с успехом использованы в основном при исследованиях верхней части консолидированной земной коры (рис. 175).

В зависимости от сейсмогеологических условий значение каждого из перечисленных признаков (в качестве основного) может изменяться для различных участков и регионов земной коры.

В настоящее время в практику ГСЗ все больше внедряются способы интерференционного анализа, в частности суммирование сейсмических записей, полученных в докритической области по системам с многократным перекрытием (методом ОГТ). Такой подход позволяет производить более надежные структурные построения, открывает дополнительные возможности для выявления и изучения зон глубинных разломов земной коры.

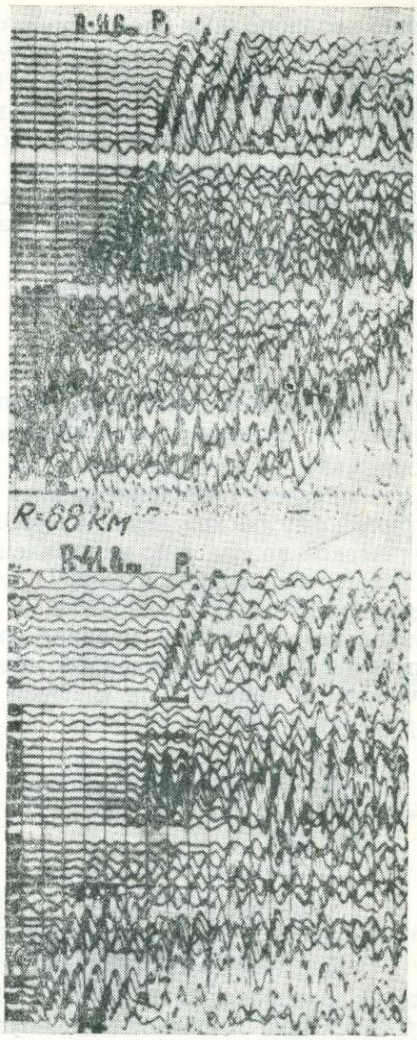



Рис. 175. Волновые аномалии в зонах нарушений.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ СПЕКТРАЛЬНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК СЛОИСТО-НЕОДНОРОДНЫХ СРЕД В ЛУЧЕВОМ ПРИБЛИЖЕНИИ

Определение спектральных характеристик слоистого разреза является важным этапом в изучении динамики волновых полей при профильных сейсмических наблюдениях. Способ расчета спектральных свойств геологического разреза зависит от закономерностей изменения физических свойств горных пород с глубиной.

Для современной обобщенной модели земной коры [39] принимается сложная функциональная зависимость скорости от глубины, основными элементами которой являются преимуще-

ственно неоднородные слои, ограниченные поверхностями разрыва скоростной функции или ее производных. Поэтому алгоритм расчета спектральных свойств слоисто-неоднородной коры может быть построен на основании решения уравнения движения для неоднородной среды, которое представляется в виде лучевого ряда [20]:

$$\bar{u}(\omega) = e^{j\omega(t-\tau)} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{\bar{u}_n(x, y, z)}{(j\omega)^{n+1}}. \qquad (1)$$

При циклической частоте $\omega \gg 1$ ограничиваются нулевым приближением решения (1), в котором $u_0(x, y, z)$ по модулю обратно пропорционально геометрическому расхождению $L$ фронта сейсмической волны, а по направлению совпадает с ортом луча в точке $x$, $y$, $z$.

Геометрическое расхождение в горизонтально-слоистой и неоднородной вдоль оси $z$ среде, заключенной между источником и границей $m$ с глубиной $H_m$, равняется [20]

$$L_{0m} = \sqrt{\left(\sum_{k=1}^{m} x_k\right) \frac{\cos\theta_m \cos\theta_0}{\sin^2\theta_0} \times \int_0^{H_m} \frac{\sin\theta(z)\,dz}{\cos^3\theta(z)} \prod_{k=1}^{m-1} \frac{\cos\theta_k}{\cos\theta'_k}}, \qquad (2)$$

где $x_k$ — горизонтальная проекция пути пробега луча в слое $k$; $\Theta_k$ — угол падения луча на границу $k$; $\Theta^1_k$ — угол преломления луча на этой же границе; $\Theta_0$ — угол выхода луча из источника.

Отношение расхождения падающей и отраженной от границы $m$ волн к величине $L_{0m}$ определяется по формулам

$$\frac{L'_m}{L_{0m}} = \sqrt{\frac{\cos\theta(z_m)}{\cos\theta_m}\left(1 - \frac{x_m}{\sum_{k=1}^{m} x_k}\right) \times \left[1 - \frac{\int_{z_{m-1}}^{z_m} \frac{\sin\theta(z)\,dz}{\cos^3\theta(z)}}{\int_0^{H_m} \frac{\sin\theta(z)\,dz}{\cos^3\theta(z)}}\right]}, \qquad (3)$$

$$\frac{L'_m}{L_{0m}} = \sqrt{\frac{\cos\theta(z_m)}{\cos\theta_m}\left(1 + \frac{x_m}{\sum_{k=1}^{m} x_k}\right) \times \left[1 + \frac{\int_{z_{m-1}}^{z_m} \frac{\sin\theta(z)\,dz}{\cos^3\theta(z)}}{\int_0^{H_m} \frac{\sin\theta(z)\,dz}{\cos^3\theta(z)}}\right]}, \qquad (4)$$

В случае тонко расслоенной коры и удаленного источника колебаний, когда $h_{пл} \ll H_m$ и $x_m \ll \sum_{k=1}^{m} x_k$, приближенно выполняется равенство $\frac{L'_m}{L_{0m}} \approx \frac{L''_m}{L_{0m}}$.

*При постоянном значении лучевого параметра* $\eta$ волну, для которой $\frac{L'_m}{L_{0m}} = \frac{L''_m}{L_{0m}}$, можно назвать изопараметрической и рассматривать как аналог плоской волны в неоднородной среде.

В нулевом приближении лучевого ряда суммарное смещение в слое $m$, состоящее из продольных и поперечных колебаний, равно

$$\bar{u}_m = \frac{A'_m L_{0mp}}{j\omega L'_{mp}} e^{j\omega(t-\tau_{mp})} \bar{l}'_{mp} + \frac{A''_m L_{0mp}}{j\omega L''_{mp}} e^{j\omega(t-\tau''_{mp})} \bar{l}''_{mp} + \frac{B'_m L_{0ms}}{j\omega L'_{ms}} e^{j\omega(t-\tau'_{ms})} \bar{l}'_{ms} + \frac{B''_m L_{0ms}}{j\omega L''_{ms}} e^{j\omega(t-\tau''_{ms})} \bar{l}''_{ms}, \qquad (5)$$

где $AS'_m$, $A''_m$ и $B'_m$, $B''_m$ — амплитуды падающей и отраженной продольных и поперечных волн на границе $m$; $\bar{l}'_{mp}$, $\bar{l}''_{mp}$, $\bar{l}'_{ms}$, $\bar{l}''_{ms}$ — орты лучей перечис-

ленных типов волн; $\tau'_m = \tau_m + \eta x_m + \int_{z_{0m}}^{z_m} r_m dz$ — эйконал падающей волны;

$\tau''_m = \tau_m + \eta x_m - \int_{z_{0m}}^{z_m} r_m dz$ — эйконал отраженной волны; $r_m = \frac{\sqrt{1-\eta^2 V^2_m(z_m)}}{V_m(z_m)}$

Выражение (5) позволяет определить горизонтальные и вертикальные компоненты скоростей смещений и напряжений в неоднородном слое $m$. Эти компоненты при использовании тригонометрической формы записи комплексных функций могут быть представлены в виде системы линейных уравнений относительно сумм и разностей амплитуд смещений падающих и отраженных волн различных типов на границе $m$:

$$u'_{xm} = e^{j\omega(t-\tau_m-\eta x_m)}\left\{ \frac{\eta r_{0mp} V_{0mp}}{r_{mp}} \times \right.$$
$$\times [(A'_m + A''_m)\cos P_m -$$
$$-j(A'_m - A''_m)\sin P_m] -$$
$$-r_{0ms} V_{0ms}[(B'_m - B''_m)\cos Q_m +$$
$$\left. +j(B'_m + B''_m)\sin Q_m] \right\}, \qquad (6)$$

$$u'_{zm} = e^{j\omega(t-\tau_m-\eta x_m)}\left\{ r_{0mp} V_{0mp} \times \right.$$
$$\times [A'_m - A''_m)\cos P_m +$$
$$+j(A'_m + A''_m)\sin P_m] +$$
$$+\frac{\eta}{r_{ms}}[(B'_m + B''_m)\cos Q_m -$$
$$\left. -j(B'_m - B''_m)\sin Q_m] \right\}, \qquad (7)$$

$$\sigma_{zm} = \rho_m(z) e^{j\omega(t-\tau_m-\eta x_m)} \times$$
$$\times \left\{ \frac{(\gamma_m - 1) r_{0mp} v_{0mp}}{r_{mp}} [(A'_m + A''_m)\cos P_m - \right.$$
$$-j(A'_m - A''_m)\sin P_m] - r_{0ms} v_{0ms} \times$$
$$\times \left[ (B'_m - B''_m)\left( \frac{\gamma_m}{\eta}\cos Q_m + \frac{\eta v^2_{mp} v'_{ms}}{\omega r^3_{ms} v^3_{ms}} \times \right.\right.$$
$$\times \sin Q_m \Big) + j(B'_m + B''_m)\left( \frac{\gamma_m}{\eta}\sin Q_m - \right.$$
$$\left.\left. - \frac{\eta v^2_{mp} v'_{ms}}{\omega r^3_{ms} v^3_{ms}}\cos Q_m \right) \right] \right\}, \qquad (8)$$

$$\sigma_{xm} = \rho_m(z) e^{j\omega(t-\tau_m-\eta x_m)} \left\{ r_{0mp} v_{0mp} \times \right.$$
$$\times \left[ \frac{j\gamma_m}{\eta}\left( \sin P_m - \frac{v'_{mp}\cos P_m}{2\omega r^3_{mp} v^3_{mp}} \right) \times \right.$$
$$\times (A'_m + A''_m) - \frac{\gamma_m}{\eta} \times$$
$$\times \left( \frac{v_{mp}\sin P_m}{2\omega r^3_{mp} v^3_{mp}} + \cos P_m \right)(A'_m - A''_m) -$$
$$- \frac{(\gamma_m - 1) r_{0ms} v_{0ms}}{r_{ms}} [(B'_m + B''_m)\cos Q_m -$$
$$\left.\left. -j(B'_m - B''_m)\sin Q_m \right] \right\}.$$

Здесь $u'_{xm}$ и $u'_{zm}$ — горизонтальная и вертикальная компоненты вектора скорости смещения; $\sigma_{xm}$ и $\sigma_{zm}$ — компоненты напряжения; $v_{0mp}$ и $v_{0ms}$ — скорости распространения продольной и поперечной волны в слое $m$ в окрестности границы $m$; $\rho_m(z)$ — плотность в слое $m$;

$$P_m = \omega \int_{z_{0m}}^{z_m} r_{mp}(z)\, dz;$$

$$Q_m = \omega \int_{z_{0m}}^{z_m} r_{ms}(z)\, dz;$$

$$\gamma_m = 2\eta^2 v^2_{ms};$$

$$v'_m = \frac{\partial v_m}{\partial z}.$$

Полагая в уравнениях (6)—(9) $z=0$, получаем значения компонент скоростей смещения и напряжений непосредственно на границе $m$:

$$u'_{0xm}=e^{j\omega(t-\tau_m-\eta x_m)}\times$$

$$\times[\eta v_{0mp}(A'_m+A''_m)-$$

$$-r_{0ms}v_{0ms}(B'_m-B''_m)], \qquad (10)$$

$$u'_{0zm}=e^{j\omega(t-\tau_m-\eta x_m)}\times$$

$$\times[r_{0mp}v_{0mp}(A'_m-A''_m)+$$

$$+\eta v_{0ms}(B'_m+B''_m)], \qquad (11)$$

$$\sigma_{0zm}=\rho_{0m}e^{j\omega(t-\tau_m-\eta x_m)}\left\{(\gamma_{0m}-1)\times\right.$$

$$\times v_{0mp}(A'_m+A''_m)-r_{0ms}v_{0ms}\times$$

$$\left.\times\left[\frac{\gamma_{0m}}{\eta}(B'_m-B''_m)+\frac{j\eta v^2_{0mp}v'_{0ms}}{\omega r^3_{0ms}v^3_{0ms}}\times\right.\right.$$

$$\left.\left.\times(B'_m+B''_m)\right]\right\}, \qquad (12)$$

$$\sigma_{0xm}=\rho_{0m}e^{j\omega(t-\tau_m-\eta x_m)}\times$$

$$\times\left\{r_{0mp}v_{0mp}\left(-\frac{\gamma_{0m}}{\eta}\right)\left[\frac{jv'_{0mp}}{2\omega r^3_{0mp}v^3_{0mp}}\times\right.\right.$$

$$\left.\times(A'_m+A''_m)+(A'_m-A''_m)\right]-$$

$$\left.-(\gamma_{0m}-1)v_{0ms}(B'_m+B''_m)\right\}. \qquad (13)$$

Обозначая $D_m$ матрицу коэффициентов при амплитудах смещений в линейных уравнениях (6—9) и $E_m$—е систем (10)—(13), получаем известное рекуррентное соотношение Томсона, устанавливающее связь между компонентами скоростей смещения и напряжения на поверхностях раздела, ограничивающих слой $m$:

$$[u'_{xm}, u'_{zm}, \sigma_{zm}, \sigma_{xm}]=$$

$$=D_mE_m^{-1}[u'_{x(m-1)}, u'_{z(m-1)},$$

$$\sigma_{z(m-1)}, \sigma_{x(m-1)}]. \qquad (14)$$

В $n$-слойной среде зависимость между амплитудами смещений продольных и поперечных волн в полупространствах, ограничивающих систему неоднородных слоев, определяется матричным уравнением

$$[A'_{n+1}+A''_{n+1},\ A'_{n+1}-A''_{n+1},$$

$$B'_{n+1}-B''_{n+1},\ B'_{n+1}+B''_{n+1}]=$$

$$=G[A'_0+A''_0,\ A'_0-A''_0,$$

$$B'_0-B''_0,\ B'_0+B''_0], \qquad (15)$$

где

$$G=[g_{ik}]=E_{n+1}^{-1}\left(\prod_{m=1}^{n}D_mE_m^{-1}\right)D_0.$$

При падении на слоистую пачку изопараметрической продольной волны, имеющей амплитуду $A'_0=1$, смещение $A''_0$ соответствует комплексному спектру коэффициента отражения продольной волны от системы неоднородных слоев, $B''_0$— обменной; $A^1_{n+1}$ и $B'_{n+1}$— спектры коэффициентов преломления соответствующих типов волн. Если амплитуду падающей поперечной волны принять $B'_0=1$, то $B''_0$ и $B'_{n+1}$ описывают спектры коэффициентов отражения монотипных волн, $A''_0$ и $A'_{n+1}$ — обменных. Очевидно, что в заключительной части изложенный алгоритм полностью соответствует матричному методу Томсона — Хаскелла [102, 103, 147, 148], отличаясь от него значениями элементов перемножаемых матриц. Следует учитывать, что в рассматриваемом случае спектральные характеристики вычисляются в смещениях, а не потенциалах волновых полей.

Представление алгоритма расчета спектральных характеристик горизонтально залегающих многослойных сред в матричной форме позволяет перейти посредством линейного преобразования локальных координат в каждом слое к рассмотрению частотных свойств несогласно-слоистого разреза в соответствии с методикой, предложенной в статье [137].

## ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ VII

1. *Абдулин А. А., Антоненко А. Н., Дубровин Г. К.* Глубинное строение земной коры Мугоджар по сейсмическим данным. — В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование, Алма-Ата, 1973.
2. *Альтер С. М., Ленов Н. И.* и др. Глубинное изучение земной коры Прикаспийской впадины методом ГСЗ и сейсмичес-

ками станциями «Земля». — В кн.: Состояние и задачи разведочной геофизики. М., 1970.
3. *Амиантов Н. Н.* Теория связи. М., «Сов. радио», 1971.
4. *Андреев С. С.* Изучение глубинного строения земной коры при помощи обменных волн *P*, регистрируемых при землетрясениях. — Изд. АН СССР. Сер. геофиз., 1957, № 5.
5. *Антоненко А. Н., Дубровин Г. К.* Особенности строения верхней мантии Мугоджар. — В кн.: Земная кора Казахстана. Алма-Ата, 1971.
6. *Антонова Л. Н., Матвеева Н. Н.* Кинетика волн в трехмерных блоково-градиентных средах. — Вопросы динамич. теории распростр. сейсмич. волн, 1975, вып. 15.
7. *Арутюнян А. В.* Некоторые результаты исследований скоростей упругих волн в породах из офиолитовых поясов Армении при давлениях до 20 кбар. — Изв. АН АрмССР. Сер. Науки о Земле, 1974, т. 27, № 5.
8. *Балавадзе Б. К., Твалтвадзе Г. К.* Строение земной коры Закавказско-Каспийской впадины по геофизическим данным. — Докл. геологов на XXI сессии МГК, проб. № 2, раз. II, АН СССР, 1960.
9. *Белокуров В. С.* Поле скоростей продольных сейсмических волн в земной коре Черноморского региона. — Геофиз. сб. АН УССР, 1971, вып. 44.
10. *Берзон И. С., Вейцман П. С., Пасечник И. П., Ратникова Л. И.* Сейсмические волновые поля для тонкослоистых моделей области перехода от коры к мантии. — Геофиз. сб. АН УССР, 1969, вып. 31.
11. *Берзон И. С., Кац С. А., Костеневич В. И., Ратникова Л. И.* Отраженные и проходящие волны от пачки слоев со случайной структурой. — В кн.: Сейсмические волны в тонкослоистых средах. М., 1973.
12. *Берзон И. С., Митронова В. А., Ратникова Л. И.* Влияние строения отражающих пачек на динамические характеристики отраженных волн. — В кн.: Интерпретация и обнаружение сейсмических волн в неоднородных средах. М., 1970.
13. *Берзон И. С., Ратникова Л. И.* Приближенные теоретические расчеты сейсмических отраженных волн в многослойных тонкослоистых средах. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1971, № 9.
14. *Бреховских Л. М.* Волны в слоистых средах. М., «Наука», 1973.
15. *Булашевич Ю. П., Башорин В. Н.* О выявлении разломов на Свердловском профиле ГСЗ по повышенным концентрациям гелия в подземных водах. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1973, № 3.
16. *Булкин Н. К.* Определение глубины складчатого фундамента при помощи обменных проходящих волн типа *PS*, регистрируемых при землетрясениях. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1960, № 6.
17. *Бурьянов В. Б., Павленкова Н. И.* О строении земной коры Горного Крыма. — Сов. геология, 1974, № 7.
18. *Вольвовский И. С.* Сейсмические исследования земной коры в СССР. М., «Недра», 1973.
19. *Вольвовский И. С., Краснопевцева Г. В., Разинкова М. И.* Оценка сопоставимости теоретического и экспериментального волновых сейсмических полей для некоторых моделей земной коры Европейской части СССР. — Тр. Международн. рабочего совещ. по вопросам изучения земной коры сейсмич. методами. К., 1976.
20. *Вопросы* динамической теории распространения сейсмических волн. т. 3. Изд-во Ленингр. ун-та, 1959.
21. *Восточная* часть Балтийского щита. (Геология и глубинное строение). Л., «Наука», 1975.
22. *Габриелян А. А., Пирузян С. А.* Сейсмотектоническая схема Армении и сопредельных частей Антикавказа. — Изв. АН АрмССР. Сер. Наука о Земле, 1972, № 4.
23. *Гаджиев Р. М.* Глубинное геологическое строение Азербайджана. Баку, Гос. изд-во, 1965.
24. *Гамбурцев Г. А.* Избр. труды. М., Изд-во АН СССР, 1960.
25. *Гаретовская И. В.* Изучение глубинного строения Армении по близким землетрясениям, регистрируемым станциями «Земля». — В кн.: Геофизические поля и сейсмичность. М., 1975.
26. *Гаркаленко И. А., Пустыльников М. Р., Славин В. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В.* Геофизические исследования и тектоника юга Европейской части СССР. К., «Наук. думка», 1969.
27. *Гейко В. С.* Обращение сейсмического годографа (одномерная задача). — Геофиз. сб., 1972, вып. 48.
28. *Гейко В. С.* Свойства и обращение годографа отраженной волны. — Докл. АН СССР, 1974. т. 218, № 1.
29. *Гейко В. С., Ливанова Л. П., Чекунов А. В.* — Геофиз. исследования на Украине, 1970, вып. 4.
30. *Геология* и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1968.
31. *Геофизические* методы изучения геологического строения восточной части Балтийского щита. — Зап. Ленингр. горного ин-та, 1974, т. 66, вып. 2.
32. *Гервер М. Л., Маркушевич В. М.* Исследование неоднозначности при определении по годографу скорости распространения сейсмической волны. — Докл. АН СССР, 1965, т. 163, № 6.
33. *Гервер М. Л., Маркушевич В. М.* Определение по годографу скорости распространения сейсмической волны. — Вычисл. сейсмология, 1967, вып. 3.
34. *Глубинное* сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л., Научно-техн. изд-во нефтяной и горно-топливной лит-ры, 1962.
35. *Глушко В. В.* Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. М., «Недра», 1968.
36. *Годин Ю. Н., Егоркин А. В.* Строение земной коры по данным региональных сейсмических работ на юго-востоке Русской платформы. — Докл. АН СССР, 1960, т. 135, № 5.
37. *Горшков Г. Б., Левицкая А. Я.* Некоторые данные по сейсмотектонике Крыма. — БИОИП, отд. геол., 1947, гл. 22, № 3.
38. *Давыдова Н. И.* Изучение глубинных разломов при ГСЗ. — В кн.: Сейсмические

свойства границы Мохоровичича. М., 1972.
39. *Давыдова Н. И., Косминская И. П., Капустян Н. К., Михота Г. Г.* Модели земной коры и границы М. — Геофиз. сб. АН УССР, 1973, вып. 51.
40. *Деменицкая Р. М.* Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным. Л., «Наука», 1961.
41. *Дружинин В. С., Казачихина Л. Н., Политов В. Т., Рыбалка В. М., Халевин Н. И., Чудакова Л. Н.* Глубинное строение земной коры Урала и прилегающих к нему областей по Свердловскому пересечению. — Тр. II Уральского петрографического совещания, т. 1, Свердловск, 1969.
42. *Дружинин В. С., Рыбалка В. М., Соболев И. Д.* Проблемы связи верхних структур земной коры с глубинным строением Уральского региона. — Сов. геология, 1974, № 10.
43. *Дружинин В. С., Рыбалка В. М., Соболев И. Д., Козырев Е. И.* Глубинное строение районов развития крупных гранитоидных массивов восточного склона Урала. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 10.
44. *Егоркин А. В., Матушкин Б. А.* Строение земной коры на Кавказе и в Средней Азии по данным геофизических исследований. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 5.
45. *Егоркина Г. В.* Изучение анизотропии земной коры по записям сейсмических обменных волн. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1969, № 9.
46. *Егоркина Г. В.* Природа фазовых сдвигов при регистрации обменных проходящих волн типа *Р*. — Прикладная геофизика, 1973, вып. 70.
47. *Егоркина Г. В., Егоркин А. В.* Поляризация продольных и обменных волн на горизонтальной поверхности наблюдений. — Изв. АН АрмССР. Сер. Науки о Земле, 1975, № 4.
48. *Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М.* Глубинное строение ультрабазитовых поясов Армении по сейсмическим данным. — Сов. геология, 1976, № 3.
49. *Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М.* Изучение глубинных разломов по материалам станций «Земля». — Разведочная геофизика, 1976, № 73.
50. *Заяц Х. Б., Турчаненко Н. Т., Яриш М. С.* Сейсмологические условия северо-западной части Украинских Карпат. — В кн.: Геофиз. исследования на Украине. 1969.
51. *Земная кора* и история развития Черноморской впадины. М., «Наука», 1975.
52. *Зубов И. П., Кунин Н. Я.* и др. Новые данные о строении Прикаспийской впадины в связи с оценкой ее нефтегазоносности. — Сов. геология, 1972, № 11.
53. *Иванов С. Н., Ефимов А. А., Минкин Л. М., Перфильев А. С., Руженцов С. В., Смирнов Г. А.* Природа Уральской геосинклинали. — Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 5.
54. *Калюжная Л. Т.* Результаты изучения скоростного разреза земной коры Украинского щита. — Геофиз. сб. АН УССР, 1969, вып. 29.
55. *Клем-Мусатов К. Д.* О теоретических основах интерпретации дифрагированных волн. — В кн.: Методика и результаты сейсмических исследований в Сибири. Новосибирск, 1976.
56. *Книппер А. Л., Костанян Ю. Л.* Возраст гипербазитов северо-восточного побережья оз. Севан. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 10.
57. *Коридалин Е. А.* Сейсмические наблюдения при мощных взрывах в Закавказье. — Вестн. АН СССР, 1948, № 3.
58. *Кунин Н. Я., Волок Ю. А.* Глубинное строение Прикаспийской впадины по данным сейсмических зондирований и некоторые вопросы ее происхождения. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Прикаспийской впадины, М., 1974.
59. *Лебедев Т. С., Болюбах К. А.* К вопросу о строении земной коры Горного Крыма и впадины Черного моря. — Материалы геофиз. исслед. территории Украины, 1963, вып. 6 (8).
60. *Лебедев Т. С., Болюбах К. Е.* Глубинное строение земной коры Крыма и Черноморско-Азовского бассейна по данным геофизических исследований. — Геофиз. исслед. строения земной коры. Геофиз. сб., 1964, вып. 8 (10).
61. *Лещук Ф. А.* Глибинна будова Октябрьского лужного масиву за даними МНРП. — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1970, № 2.
62. *Лещук Ф. А.* Исследование земной коры методом РНП на юго-востоке Украинского щита. — В кн.: Вопросы геофиз. исслед. на Украине. К., 1972.
63. *Литвиненко И. В., Анкудинов С. А., Платоненкова Л. Н.* Строение земной коры восточной части Балтийского щита и Баренцева моря по данным ГСЗ. — Тр. 10-й Генеральной ассамблеи Европейской сейсмологической комиссии, т. 1, М., 1970.
64. *Ломизе М. Г.* Краевые офиолитовые швы Ближнего и Среднего Востока. — Изв. вузов, 1972, № 2.
65. *Лоссовский Е. К.* Суммарные многократные волны и проблема надежности сейсмогеологических построений в ГСЗ. К., «Наук. думка», 1974.
66. *Лоссовский Е. К., Осиновский М. Е.* О возможности описания волнового поля в слоистой среде случайной структуры без учета многократных отражений. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1976, № 4.
67. *Лукк А. А., Нерсесов И. Л., Чепкунас Л. С.* Методика выделения слоя пониженной скорости в коре и мантии Земли. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1970, № 2.
68. *Милановский Е. Е., Хаин В. Е.* Геологическое строение Кавказа. М., Изд-во Моск. ун-та, 1963.
69. *Мозженко А. Н.* Аппаратура магнитной записи для регистрации землетрясений и удаленных взрывов. — Изв. АН ТССР. Сер. Физико-техн., хим. и геол. наук, 1961, № 1.
70. *Мозженко А. Н.* Усилители для КМПВ и ГСЗ. — *Разведочная и промысловая геофизика*, 1957, № 18.
71. *Мозженко А. Н.* Аппаратура магнитной записи для регистрации землетрясений и удаленных взрывов. — Изв. АН ТССР. Сер. Физико-техн., хим. и геол. наук, 1961, № 1.

72. *Мостовой С. В.* Про побудову оптимального фільтра вилучення течій сейсмічних сигналів, які приймаються на фоні завади. — Докл. АН УССР. Сер. Б., 1971, № 8.
73. *Мостовой С. В., Заворотько А. Н.* Про застосування оператора апостеріорної інтенсивності течії для вилучення сигналів з сейсмічного запису. — Докл. АН УССР. Сер. Б., 1973, № 1.
74. *Мостовой С. В., Гуцалюк В. М.* Построение фильтра оптимального выделения параметров волн в акустическом каротаже. — Геофиз. сб. АН УССР, 1976, вып. 71.
75. *Муратов М. В.* Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. Тектоника СССР, т. 2, М., Изд-во АН СССР, 1943.
76. *Муратов М. В.* Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М., 1960.
77. *Муратов М. В.* Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 6.
78. *Напряжения,* разрывы, очаги землетрясений. В сб. Региональные исследования сейсмического режима. Кишинев, «Штиница», 1974. Авт.: М. В. Гзовский, Д. Н. Осокина и др.
79. *Непрочнов Ю. П.* Сейсмические исследования в океане. М., «Наука», 1976.
80. *Оболенцева И. Р., Данциг Л. Г.* Поляризация проходящих продольных и обменных волн в случае наклона границ раздела. — Геология и геофизика, 1971, № 4 (136).
81. *Паффенгольц К. Н.* Кавказ — Карпаты — Балканы. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1971.
82. *Пейве А. В.* Тектоника Североуральского бокситового пояса. Зап. Моск. о-ва испыт. природы. Нов. сер., 1947, вып. 4 (8).
83. *Пейве А. В.* Тектоника и развитие Урала и Аппалачей — сравнение. — Геотектоника, 1973, № 3.
84. *Пенттила Е.* Строение коры в Фенноскандии по сейсмическим и гравиметрическим данным. Хельсинки, Изд-во Университета, 1972.
85. *Пилипенко В. Н., Дзюба В. В.* Программа «Луч» по определению годографов сейсмических волн для произвольной функции У(Н). — Материалы составлен. скоростных разрезов земной коры. К., 1972.
86. *Померанцева И. В.* Природа волн, относимых к поверхности кристаллического фундамента. — Прикл. геофизика, 1962, № 34.
87. *Померанцева И. В.* О скоростной характеристике строения и возможном составе кристаллической толщи земной коры. — Прикл. геофизика, 1964, № 38.
88. *Померанцева И. В.* Природа волн, связанных с промежуточными границами раздела в кристаллической толще земной коры и глубинное строение юго-востока Русской платформы. — Прикл. геофизика, 1965, № 41.
89. *Померанцева И. В.* Методика интерпретации обменных волн, регистрируемых станциями «Земля». — В кн.: Прикл. геофизика, 1968, № 53.
90. *Померанцева И. В.* Результаты использования станций «Земля» для изучения очаговой области Ташкентского землетрясения. — В кн.: Сейсмотектоника Средней Азии и Дальнего Востока. М., 1974.
91. *Померанцева И. В., Дягель В. П.* Экспериментальное и теоретическое изучение динамических особенностей обменных волн *PS*. — В кн.: Состояние и перспективы развития методов поперечных и обменных волн в сейсморазведке. Материалы семинара по разделу: проходящие обменные волны от землетрясений и взрывов. Саратов, 1974, М., 1975.
92. *Померанцева И. В., Марготьева М. В.* К вопросу о природе волн, регистрируемых при ГСЗ. Изд. ВНИИГеофизика, 1959.
93. *Померанцева И. В., Мозженко А. Н.* Методика и некоторые результаты исследования строения земной коры с помощью аппаратуры «Земля». — В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование. Материалы Второго Всесоюз. совещания по изучению коры и верхней мантии Земли методами взрывной сейсмологии. Алма-Ата, «Наука», 1971.
94. *Программы* для интерпретации сейсмических наблюдений. Л., «Наука», 1972.
95. *Пронин А. А.* Основные тектонические структуры Урала и их происхождение. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 8.
96. *Пузырев Н. Н., Крылов С. В., Потапьев С. В.* Точечные сейсмические зондирования. — В кн.: Методика сейсморазведки. М., 1965.
97. *Раджабов М. М.* О структуре кристаллической части земной коры Куринской впадины по сейсмическим данным. — В кн.: Методика и результаты комплексных глубинных геофиз. исслед. Л., «Недра», 1969.
98. *Раджабов М. М.* О характере и глубине залегания границы М в Азербайджане. — Тезисы докл. II научно-техн. конф. геофизиков Азербайджана, Баку, 1969.
99. *Раджабов М. М.* О границе «базальтового» слоя. — Изв. АН АзССР. Сер. наук. о Земле, 1976, № 1.
100. *Раджабов М. М.* Критерии распознавания природы первых волн при наблюдениях на длинных профилях. — Изв. АН СССР, Сер. Физика Земли, 1971, № 8.
101. *Раджабов М. М.* Построение скоростной модели земной коры на примере Куринской впадины. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1977, № 6.
102. *Ратникова Л. И.* Методы расчета сейсмических волн в тонкослоистых средах. М., «Наука», 1973.
103. *Ратникова Л., Левшин А. Л.* Расчет спектральных характеристик тонкослоистых сред. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1967, № 2.
104. *Ратникова Л. И., Яновская Т. Б.* Приближенный расчет волновых полей в средах с тонкими слоями. — Вычисл. сейсмология, 1968, вып. 4.
105. *Резанов И. А., Шевченко В. И.* Глубинное геологическое строение Кавказа, Южного Каспия и Западной Туркмении. — Изв. вузов. Сер. геол. и разв,, 1970, № 4, 7.

106. *Розова Е. А.* Глубинное строение земной коры Кавказа. — Тр. Сейсмологич. ин-та АН СССР, 1939, № 14.
107. *Салехли Т. М., Раджабов М. М., Балакшиев Ш. А.* К вопросу о геологической природе сейсмических границ в разрезе мегантиклинория. М. Кавказа. — Материалы IV научно-техн. конф. молодых геофизиков Украины. К., 1971.
108. *Славин В. И.* Современные геологические процессы в юго-западном Крыму. М., Изд-во МГУ, 1975.
109. *Соллогуб В. Б.* Тектоника передовых прогибов Альпийской геосинклинальной области и сопредельных районов Европейской части СССР. К., Изд-во АН УССР, 1960.
110. *Соллогуб В. Б.* О структуре земной коры юго-восточной Европы. — Геофиз. сб. АН УССР, 1967, вып. 19.
111. *Соллогуб В. Б.* Изучение глубинных разломов земной коры методом глубинного сейсмического зондирования. — Геофиз. сб. АН УССР, 1968, вып. 30.
112. *Соллогуб В. Б., Гонтовая Л. И., Василик М. С.* Пример применения интерференционных систем при обработке материалов глубинных сейсмических зондирований. — Докл. АН УССР. Сер. Б., 1975, № 11.
113. *Соллогуб В. Б., Гринь Н. Е., Гонтовая Л. И.* Опыт применения способа ОГТ при изучении глубинного строения земной коры. — Геофиз. сб. АН УССР, 1975, вып. 64.
114. *Соллогуб В. Б., Калюжная Л. Т., Чекунов А. В.* Глубинное строение земной коры в районе Коростенского плутона по данным сейсмических исследований. — Геофиз. сп. ИГ АН УССР, 1968, вып. 25.
115. *Соллогуб В. Б., Калюжная Л. Т., Трипольский А. А.* О глубинном строении Украинского щита по данным ГСЗ. — В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование. Материалы Второго Всесоюз. совещания по изучению коры и верхней мантии Земли методами сейсмологии взрывов. Алма-Ата, «Наука», 1973.
116. *Соллогуб В. Б., Павленкова И. И. и др.* Критерии выделения разломов земной коры по данным глубинных сейсмических зондирований. — В кн.: Геофиз. исслед. строения земной коры юго-вост. Европы. Верхняя мантия. М., «Наука», 1967.
117. *Соллогуб В. Б., Павленкова Н. И., Чекунов А. В., Хилинский Л. А.* Глубинное строение земной коры вдоль меридионального пересечения Черное море — Воронежский массив. — Геофиз. сб. ИГ АН УССР, 1966, вып. 15.
118. *Соллогуб В. Б., Трипольский А. А.* Некоторые данные о глубинном строении земной коры по профилю ГСЗ Таганрог — Кировоград. — Геофиз. сб. ИГ АН УССР, 1969, вып. 31.
119. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В.* Глубинное строение и эволюция земной коры. — В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. К., 1975.
120. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Калюжная Л. Т., Хилинский Л. А., Гаркаленко И. А., Трифонов П. Г.* Глубинное строение земной коры Белозерского железорудного района по данным сейсмических исследований. — Геофиз. сб. ИГ АН УССР, 1966, вып. 18.
121. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павленкова Н. И. и др.* Глубинное строение равнинного Крыма и Присивашья по геофизическим данным. — Материалы геофиз. исслед. территории Украины, геофиз. сб. АН УССР, 1963, вып. 6 (8).
122. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павловський В. І.* Геологогеофізична реконструкція ранньопротерозойського тектонічного плану півдня Європейської частини СРСР. — Геол. журн. 1975, 35, № 2, 1975.
123. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Трипольский А. А., Калюжная Л. Т., Гонтовая Л. И.* Глубинное строение Украинского щита по сейсмическим данным. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исслед. К., 1977.
124. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Трипольский А. А.* Тектоническое районирование Украинского щита в свете данных глубинных геофизических исследований. — Геол. журн., 32, № 4, 1972.
125. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Хилинский Л. А., Гаркаленко И. А.* Результаты опытных сейсмических работ по изучению внутренней структуры кристаллического фундамента северной части Криворожского бассейна. — Геофиз. сб. ИГ АН УССР, 1962, вып. 1 (3).
126. *Соллогуб В. Б.* Некоторые данные о глубинном строении земной коры Степного Крыма. — Геофиз. сб. АН УССР, 1975, вып. 68.
127. *Сорский А. А., Кириллова И. В.* О строении доюрского фундамента Кавказа. — Тр. совещания по тектонике альп. геосинкл. области юга СССР. Баку, 1955.
128. *Строение* земной коры центральной и юго-восточной Европы (по данным взрывной сейсмологии). К., «Наук. думка», 1964.
129. *Твалтвадзе Г. К., Иоселиани М. С., Махарадзе Р. К., Чичинадзе В. К.* Глубинное геологическое строение межгорной депрессии Восточной Грузии. Тбилиси, «Мецниереба», 1973.
130. *Требукова Б. Д.* Результаты работ по методу глубинного сейсмического зондирования в АзССР. — В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л., Гостоптехиздат, 1962.
131. *Трипольский А. А., Бабинец В. А.* Результаты опробования методики интерпретации точечного зондирования в условиях Украинского щита. — Геофиз. сб. АН УССР, 1974, вып. 57.
132. *Фоменко К. Е.* Строение кристаллического фундамента Прикаспийской впадины по геофизическим данным. — Геология нефти и газа, 1972, № 10.
133. *Фоменко К. Е.* Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской впадины. — Сов. геология, 1973, № 8.
134. *Халевин Н. И.* Сейсмология взрывов на Урале. М., «Наука», 1975.
135. *Халевин Н. И., Буньков А. М., Постникова А. М.* Земная кора магнитогорского мегасинклинория по данным сейсмологии взрывов . — В кн.: Земная кора и верхи мантии Урала. Труды Ин-та геофизики УНЦ АН СССР, 1976.
136. *Харитонов О. М.* Применение лучевого ме-

тода для расчета теоретических сейсмограмм отраженных волн в среде со спектральными свойствами. — Докл. АН УССР. Сер. Б., 1972, № 5.
137. *Харитонов О. М.* Методика расчета спектральных характеристик несогласно-слоистых сред. — Геофиз. сб. АН УССР, 1973, вып. 51.
138. *Харитонов О. М.* Неоднородные волны и принципы расчета волновых полей в многослойных средах. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. К., 1977.
139. *Хрычев Б. А., Вакулин И. С., Толманов В. Н.* Блоковая структура земной коры по профилю Темиртау — Куйбышев. — В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование. Алма-Ата, «Наука», 1973.
140. *Хрычев Б. А., Лысаков Л. М., Альтер С. М., Иванов А. П.* Строение земной коры по профилю Темиртау — Куйбышев. — В кн.: Глубинное строение Урала. М., «Наука», 1968.
141. *Чекунов А. В.* Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. К., «Наук. думка», 1972.
142. *Яриш М. С., Турчаненко Н. Т., Заяц Х. Б.* Глубинное строение Карпат и сопредельных регионов по профилю Чоп — Рудки — Горохов — Луцк — Ворошха. — В кн.: Геофиз. исслед. на Украине. К., 1969.
143. *Ярош А. Я.* Строение кристаллического фундамента восточных районов Русской платформы и его структурные связи с Уралом. — В кн.: Глубинное строение Урала. М., 1968.
144. *Akasheh B.* Thickness of the crust in Iran Quart. — Bull. Fac. Sci. Tehran Univ., 1972, 4, w. 1.
145. *Canitez N.* Seismo-tectonies of the North Anatolian Fault Zone. 14-th Assambly of the European Seismological Commission. 1974, Trieste, Italy.
146. *Gerver M., Markushevich V.* Determination of a seismic wave velocity from the travel-time curve. Geophys. J. R. astr. Soc. 11, 1966.
147. *Gupta R. N.* Reflection of elastic waves from a linear transition layer.—Bull. Seism. Soc. Am.. 1966, V. 56.
148. *Knopoff L.* A matrix method for elastic mave problems. — Bull. Seism. Soc. Am., 1964, V. 54.
149. *Oliver J., Kaufman S. et al.* Seismic reflection profiling of the deep basement: The Rio Grande Rift. — Bull. of the Geol. Soc. of America. National Academy of sciences Washington, D. C., 1976.
150. *Sollogub V. B.* On certain regularities of crustal structure associated with the major geologic features of Southeasten Europe Tectonophysics, 1970, **10**, N 5—6.
151. *Sollogub V. B., Litvinenko I. V., Chekunov A. V., Ankudinov S. A., Ivanov A. A., Kaluzhnaya L. T., Kokorina L. K., Tripolsky A. A.* New DSS-data on the crustal structure of the Baltic and Ukrainian shilds. — Tectonophysics, 1973, N 20.

# ГЛАВА VIII

# РЕЗУЛЬТАТЫ ГЛУБИННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ МЕТОДАМИ ВЗРЫВНОЙ СЕЙСМОЛОГИИ В ЧЕХОСЛОВАЦКОЙ СОЦИАЛИСТИЧЕСКОЙ РЕСПУБЛИКЕ

В настоящей главе содержится обзор работ по ГСЗ, выполненных в ЧССР за время после выхода в свет монографии [52]. В сотрудничестве с геофизиками ПНР и ФРГ были завершены исследования на международном профиле VII. На международных профилях V и VI дополнительные наблюдения не проводились, а продолжались работы по комплексной интерпретации данных, полученных в предыдущие годы. Интерпретация касалась скоростных моделей глубинных зон, сейсмических границ раздела и их физических свойств и др. В результате составлены разрезы в новой геологической трактовке. Проведены наблюдения на национальных профилях 1R (в области Баррандиена) и 100 (в западной части Словакии) (рис. 176). В 1971 г. для построения сводной структурной схемы раздела M выполнены площадные исследования с использованием промышленных взрывов. В результате такая схема для всей территории ЧССР была составлена.

В сотрудничестве с Геофизическим институтом ЧСАН (ГФИ ЧСАН) и Физико-математическим факультетом Карлова университета (ФМФК) изучались некоторые теоретические проблемы распространения сейсмических волн и были составлены программы для решения соответствующих прямых и обратных задач. Работы ГФИ ЧСАН позволили решить некоторые вопросы динамики сейсмических волн.

Сделаны первые шаги в направлении комплексирования геофизических данных с целью их общего синтеза. Результаты ГСЗ рассматривались с учетом данных гравиразведки, сейсмологии, магнитометрии, магнитотеллурики, геотермики и радиометрии, сведений об отклонениях от вертикали и о вертикальной составляющей современных движений земной коры. Учитывались также результаты сейсмических работ в нефтеносных районах, особенно на участке сочленения Чешского массива и Карпат. Проведенный синтез суммирует имеющиеся сведения о строении двух основных структурных единиц ЧССР — Чешского массива и Карпат.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Территорию Чехословакии слагают две основные тектонические единицы — Чешский массив и Западные Карпаты, отличающиеся разным геологическим строением.

**Чешский массив** представляет собой блок герцинской (варисской) консолидации. Он образует восточную часть эпигерцинской платформы Центральной и Западной Европы. В Чешском массиве содержится ряд догерцинских элементов и, вероятно, более древние орогенезы, особенно кадомский, сыграли определяющую роль в становлении этой структуры. Ограничения массива на поверхности преимущественно трансгрессивные, только местами они подчеркнуты молодыми сбросами. Однако геофизические данные показывают, что основные ограничения массива определяются системами глубоких сбросов ЮЗ—СВ и СЗ—ЮВ направлений. На востоке на массиве трансгрессивно залегают отложения Предкарпатского прогиба, а на западе, юге и севере он частично выходит за пределы ЧССР.

Массив можно разделить на несколько блоков, которые развивались автономно и отличаются по строению земной коры. Определяющими в структуре массива являются зоны ЮЗ—СВ

направлений, отделенные друг от друга глубинными разломами. Эти зоны имеют древнее заложение, их влияние сказывалось на тектонике, магматизме и метаморфизме массива; они оказывали влияние также на формирование его платформенного покрова. Зоны четко проявляются в гравитационном и магнитном полях, их границы удалось во многих местах зафиксировать также методом ГСЗ. Результаты этого метода дали первые сведения о различном характере коры и ее мощности в разных зонах (Беранек, Дудек, Зоункова, 1975). Они характеризуются также разным развитием плутонизма. Пересечение этих зон с крупными разрывами СЗ—ЮВ и ССВ—ЮЮЗ направлений обусловливает сложное блоковое строение и образование единиц более низкого порядка.

Центральная часть Чешского массива образована Тепельско-Молданубикским блоком. Его ядро сложено катазонально метаморфизованными породами. Зюсс назвал его Молданубикумом. По глубинному разлому СВ направления (Среднечешский шов) Молданубикский блок можно разделить на Тепельско-Баррандиенскую и собственно Молданубикскую области, которые были объединены лишь при внедрении варисского Среднечешского плутона. В основном Тепельско-Молданубикский блок сформировался в течение кадомского орогенеза.

Первоначальный метаморфизм Молданубикума относится к кадомскому или более древнему времени и сохранился лишь в реликтах (Дудек, Сук, 1965). В отличие от Тепельско-Баррандиенской области для Молданубикума характерна сильная варисская регенерация, связанная с катазональным метаморфизмом регионального масштаба, широкой мигматизацией и интенсивной интрузивной деятельностью. Молданубикские кристаллические породы проткнуты варисскими гранитоидными плутонами. Из них Среднечешский плутон имеет большую основность.

Тепельско-Баррандиенская область сложена метаморфизованными верхнепротерозойскими эвгеосинклинальными отложениями и многочисленными базальтоидными эффузивными породами и их туфами, образующими в целом большой синклинорий ЮЗ—СВ направления. Базальтоидный вулканизм и наличие субвулканитов связаны, во-первых, со структурными зонами в центральных частях синклинория и, во-вторых, — с окраинными частями, где проявилась деятельность разломов, достигающих больших глубин. Для Тепельско-Баррандиенской области характерно наличие меньших массивов плутонических пород доварисского возраста и лишь незначительные проявления варисского плутонизма.

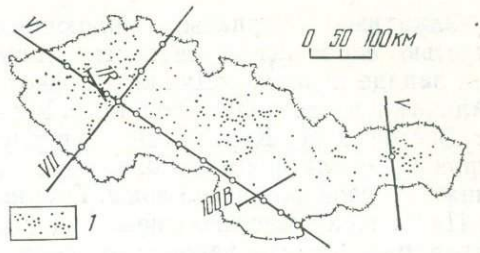



Рис. 176. Схема профилей ГСЗ на территории ЧССР:

*1* — точки, в которых были получены данные о глубине залегания поверхности М.

Расположенная западнее Крушногорская область является частью Сакско-Тюрингикума. Ее основание — верхнепротерозойские метаморфизованные комплексы, подвергшиеся сильной варисской регенерации. Герцинские складкообразования и метаморфизм сопровождались интрузией большого гранитоидного плутона, который распространен под всеми Крушными горами и выходит на поверхность в ряде массивов. С петрохимической точки зрения он подобен Молданубикскому плутону.

Находящаяся северо-восточнее Лабская сбросовая система разделяется разломом на западные и восточные Судеты. Определяющее значение в их формировании имели кадомский и варисский орогенезы.

Моравский блок является единственной единицей Чешского массива, почти не испытавшей герцинского влияния. Его восточная граница проходит в глубоком основании Карпат в районе внутренней утесовой зоны. Западная граница менее четка и на ней сказалось влияние варисской регенерации. Моравский блок расчленен рядом разрывов глубокого заложения, имеющих северо-восточное и северо-западное простирание.

**Западные Карпаты**, являющиеся частью европейской системы альпид, на западе в долине Дуная граничат с Альпами, на востоке, в долине р. Уж — с Восточными Карпатами. Северную границу с платформой образует окраина покровов флишевой зоны. Граница с Паннонским массивом нечеткая. Для Западных Карпат характерно покровное строение, в котором участвуют комплексы пород, начиная с палеозойских (а может быть и докембрийских) и кончая третичными. Выделяются следующие основные тектонические зоны (Андрусов, 1975): зона внутренних Карпат (часто называется центральной), Пьенинская утесовая зона, флишевая зона, передовой прогиб.

Покровы (шарьяжи) первой зоны образуют две разновидности. Одна из них сложена породами доверхнекарбонового основания (кристаллические сланцы и гранитоиды) и нормально залегающими на нем более поздними отложениями палеозоя и мезозоя. К этой группе покровов относятся Татрикум, Вепорикум и Гемерикум. Вторую категорию представляют собой бескорневые покровы, слагаемые мезозоем, иногда также палеозоем, которые полностью утратили связь со своим основанием. К этой категории относятся покровы Фатрикума, Гроникума и мезозой Гемерикума.

Пьенинская утесовая зона наиболее сложная в Карпатах. Она выходит из основания Венского бассейна и тянется вдоль Карпатской дуги. Зона имеет большую длину, но очень узка (несколько километров). Для нее характерно отсутствие домезозойских пород, незначительное развитие триаса, неповсеместное наличие юры и мела, утесовый тектонический стиль и положение на границе между Внутренними и Внешними Карпатами.

Флишевая зона расположена во внешней части Западных Карпат. Здесь отсутствуют домезозойские формации, мел и палеоген представлены преимущественно в терригенных фациях, породы сильно дислоцированы и слагают покровы третичного возраста, постпокровные формации развиты слабо. Чтобы объяснить покровное строение зоны необходимо допустить редукцию основания мезозоя флишевой геосинклинали. Сокращение пространства, по некоторым оценочным данным, достигало 100 км, но могло быть и значительно больше.

Неогеновые отложения Предкарпатского передового прогиба развиты между Чешским массивом и Карпатами, на юге и юго-западе они соединяются с молассовой зоной Альп.

### МЕЖДУНАРОДНЫЕ ПРОФИЛИ ГСЗ

Результаты исследования ГСЗ на международных профилях V и VI были опубликованы в монографии 1971 г. (Беранек и др., 1972). Здесь приводится уточненная по новым данным геологическая интерпретация этих результатов. По материалам поверхностной геологии и данным других геофизических методов на сейсмических разрезах дается геологическая трактовка коры до глубины 10 км. Большие глубины рассматриваются меньше, так как нельзя однозначно говорить о связи приповерхностных и столь глубоких структур.

На профиле VI прежняя интерпретация строения Чешского массива осталась без изменений. Рассмотрим зону контакта между Чешским массивом и Карпатами, где материалы ГСЗ дополнены новыми данными геофизических работ на нефть и бурение. В Карпатской части профиля (рис. 177) мощность коры (28 км) меньше, чем под Чешским массивом (30—40 км). Резкий скачок глубин до раздела приурочен к западной окраине Малых Карпат. Меньшее нарушение раздела Мохоровичича находится в области перехода профиля VI через Венский бассейн. Между этими двумя разломами раздел М вследствие большого затухания сейсмической энергии выделяется нечетко. Раньше скачок глубин до раздела М связывался с Перипьенинским линеаментом. Второй возможной интерпретацией могло бы быть предположение о наличии на границе между Внутренними и Внешними Карпатами зоны субдукции. Подобным образом можно было бы объяснить возникновение покровов флишевой и утесовой зон и надвига фундамента Внутренних Карпат на Европейскую платформу. Однако скачок глубин до раздела М на линии профиля VI не находится строго на границе Внутренних и Внешних Карпат, а располагается во Внутренних Карпатах и совпадает

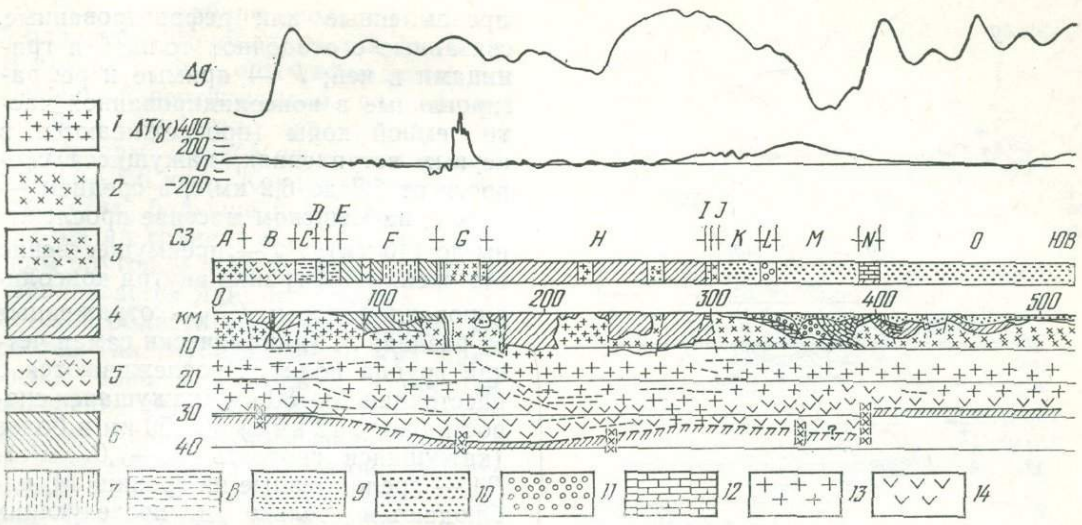



*Рис. 177. Сейсмологический разрез по профилю VI:*

*1* — гранит; *2* — гранодиориты и тоналиты (кварцевые диориты); *3* — меланократовые гранитоиды; *4* — метаморфические породы (преимущественно парагнейсы и мигматиты); *5* — вулканические породы (преимущественно основные); *6* — верхний протерозой (метаморфизованный); *7* — нижний палеозой (обломочные породы, известняки); *8* — верхний палеозой (пермо-карбон, обломочные породы); *9* — покрывающие формации (мел, третичные породы); *10* — молассовые отложения (в форланде Карпат и Альп); *11* — флиш (покровы)); *12* — мезозойские отложения (частично карбонатные), карбонатные Альпы, Малые Карпаты (автохтонный мезозой); *13* — область коры со значениями скорости меньше 6,8 км/с; *14* — область коры со значениями скорости больше 6,8 км/с. Геологическое районирование: A — кристаллические породы Рудных гор; B — дуповский стратовулкан; C — пермо-карбон; Д — чистецко-есеницкий миоцен; E — пермо-карбон; Г — Баррандиен; G — среднечешский плутон; иловский пояс; H — молданубикум; I — босковицкий грабен; J — брненский массив; K — Карпатский предгорный прогиб; L — флиш (покровы); M — венский бассейн; N — мезозоикум Внутренних Карпат; *U — Придунайский бассейн.*

с сейсмически активной зоной, тянущейся от Мияви на юго-запад. Эта зона пересекает внутрикарпатские структуры и, возможно, она является молодой дислокацией и связана с разрывом раздела М, а не с предполагаемой зоной субдукции.

На профиле V ситуация аналогичная (рис. 178). Раздел М с глубины 28 км на границе ВНР и ЧССР опускается до глубины 37 км по северной окраине Внутренних Карпат. Под утесовой зоной по разлому глубина резко возрастает до 48 км. Первоначальная интерпретация связывала это нарушение с Перипьенинским линеаментом. Другое возможное объяснение, аналогичное приведенному выше для профиля VI, — существование зоны субдукции, которая обусловила возникновение покровов флишевой и утесовой зон и поглотила значительную часть их основания. Южнее утесовой зоны внутрикарпатский палеоген мощностью, по крайней мере, в 3000 м перекрывает разные тектонические единицы Внутренних Карпат. Из них на профиле выделяется три основные единицы — Татрикум и Вепорикум, фундамент которых сложен кристаллическими сланцами и гранитоидами, а оболочка — досенонским мезозоем, и Гемерикум, основание которого слагают слабо метаморфизованные осадочно-вулканогенные формации палеозоя. В их середине поднимаются близко к дневной поверхности интрузии меловых гранитов. В южной части профиля имеется геологически четкое нарушение—Рожнянская линия, которая, согласно данным гравиметрии и магнитометрии, достигает минимальной глубины 10 км.

**Международный профиль ГСЗ VII.** Проходит через ЧССР и продолжается через Крконоши на территорию ПНР (Снежка) и через район Шумавы в ФРГ, где доходит до Известняковых Альп. Нулевой пикет профиля находится на вершине горы Снежка (чехословацко-польская граница), положительные значения пикетов увеличиваются к юго-западу. На территории ЧССР работали четыре ПВ: 1 — Вимперк (ПК 231,3 км); 2 — Маршовице (ПК 139,4); 3 — Нымбурк (ПК 74,9); Врхлаби (ПК 17,6 км). Наблюдения в ЧССР и ФРГ проводились в 1970—1972 гг. В ЧССР использовались станции СС 30/60-КМПВ при расстоянии между сейсмоприемниками в 100 м.

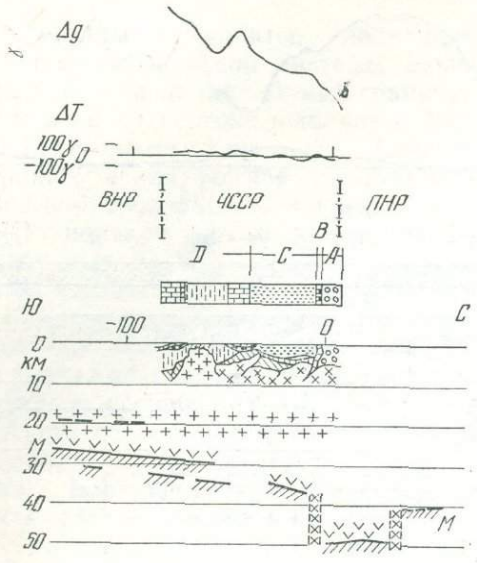



Рис. 178. Сейсмологический разрез по профилю V:

А — флиш; В — утесовая зона; С — палеоген Внутренних Карпат; Д — Гемерикум. Стратиграфическое деление см. на рис 177.

Специальные наблюдения в дискретных точках проводились ГФИ ЧСАН с помощью трехкомпонентной аппаратуры. ГФИ ЧСАН обеспечивал регистрацию на участке 220—250 км из ПВ 2 и 4. Сейсмическая энергия возбуждалась с помощью взрывов в скважинах. Величина заряда изменялась в зависимости от расстояния. Заряды группировались, при этом величина заряда в одной скважине не превышала 300 кг. Наблюдения в ЧССР проводились методом непрерывного профилирования, в ФРГ — на дискретных точках с помощью аппаратуры «Марс».

На юго-западе профиль VII начинается в Известняковых Альпах, а затем проходит через Баварскую моласу, важные тектонические линии Дунайского сброса, Баварского кварцевого вала и входит в Чешский массив. Здесь он пересекает Молданубикум, Среднечешский плутон и после лабской сбросовой системы через Судетский блок уходит в ПНР.

Система наблюдений в чехословацкой части профиля предусматривала прежде всего регистрацию волн, отраженных от раздела М в области критической точки и за ней, т. е. на расстоянии приблизительно 70—80 — 150—170 км, в зависимости от глубины раздела М. Были получены следующие основные группы волн: $P_0$ — преломленные или рефрагированные, связанные с осадочной толщей и границами в ней; $P$ — прямые и рефрагированные в консолидированной части земной коры (прослеживаются в первых вступлениях, кажущиеся скорости от 5,7 до 6,2 км/с, в среднем — 6 км/с, на Чешском массиве прослежены до 140 км); $P^{к}_{к}$ — преимущественно отраженные от границ внутри консолидированной коры; $P^{м}_{отр}$ — отраженные от раздела М (динамически самая четкая группа волн). Прослеживаются с расстояния 70—80 км (кажущаяся скорость около 12 км/с) до 150 км и более (кажущаяся скорость 6,8—7,0 км/с); $P^{м}$ — преломленные на границе М, наблюдаются только в последующих вступлениях, где интерферируют с волнами $P^{м}_{отр}$.

Для решения обратной задачи и вычисления скоростей были построены годографы основных типов волн (рис. 179, *а*) — эффективные скорости вычислялись по годографам отраженных волн $P^{м}_{отр}$, $P^{к}_{отр}$ и рефрагированных волн $P$. Для вычислений по отраженным волнам применялось уравнение Егоркина (1966), по рефрагированным волнам — уравнение Кондратьева (1960). В результате построен разрез эффективных скоростей вдоль профиля VII (рис. 179, *в*).

По общему ходу изолиний, с учетом поверхностного геологического строения можно выделить Судетскую, Молданубикскую области и Присудетский блок на территории ПНР. Судетская область проявляется поднятием изолиний. Изолиния скорости 6 км/с находится здесь на глубине 5 км, т. е. неглубоко под дневной поверхностью, в то время как в области Молданубикума она находится на глубине около 17 км. Лишь на границе между Среднечешским плутоном и Молданубикумом происходит поднятие изолинии скорости 6 км/с ближе к дневной поверхности, что, вероятно, вызвано влиянием Яхимовской зоны. В Судетской области четко выражена зона (канал) малых скоростей на глубинах 15—22 км.

По эффективным скоростям затем графически определялись истинные скорости (рис. 179, *с*). Вдоль всего профиля прослеживается зона малых скоростей. В Судеткой области она на-

ходится на глубине около 20 км, а в Молданубикуме поднимается до 10 км. В нижней части коры наблюдается повышенный вертикальный градиент изменения скорости, характеризующий базальтовый слой в интервале скоростей 6,6—7,6 км/с. Как и в эффективных скоростях, большие изменения наблюдаются на границе между Среднечешским плутоном и Молданубикумом, где располагается Яхимовская зона. В Судетской области над зоной малых скоростей (на глубинах 5—10 км) находится зона повышенных скоростей, появление которой обусловлено, по-видимому, приподнятым залеганием в разрезе земной коры этой области мезозональных метаморфических пород. В изолиниях эффективных и истинных скоростей четко проявляются также некоторые глубинные разломы; прежде всего Сазавская линия, Яхимовская зона в Молданубикуме, граница между Присудетским блоком и Судетской областью.

При составлении сейсмического разреза по каждому отдельному годографу строились соответствующие участки границ раздела. Основное внимание уделялось при этом годографам волн $P^{M}_{отр}$, а затем годографам волн $P_к$. Построение отражающих границ производилось несколькими способами. Использовался упрощенный способ, когда пункт отражения находился на половине эпицентрального расстояния. Этот способ предполагает горизонтальное залегание сейсмической границы. Применялся также модифицированный способ эллипсов. На территории ФРГ распределение скоростей на глубине определялось на основании математических моделей коры, одна из которых показана на рис. 180. Строение раздела М охарактеризовано вдоль всего профиля. Кроме того, в Чешском массиве прослежен также ряд более мелких границ.

Реальность существования сейсмических границ проверялась расчетом сейсмических лучей и теоретических годографов (рис. 181).

Под Известняковыми Альпами раздел М находится на глубине свыше 40 км (рис. 182) и постепенно поднимается к ССВ. В районе ПК 290 и 265 эта граница нарушена разломами, которым в верхней части коры соответствуют разрывы Дунайского сброса

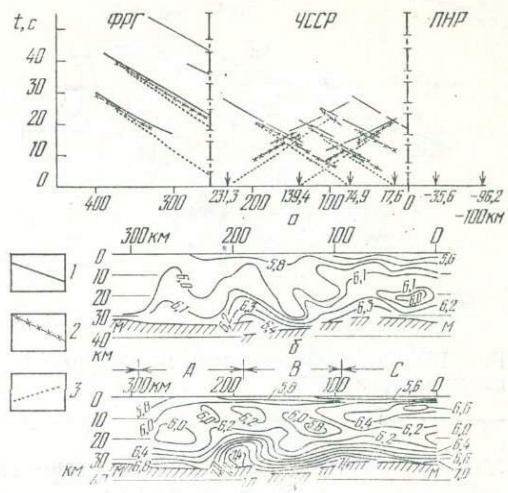



Рис. 179. Годографы сейсмических волн (*а*) и сейсмические разрезы (*в*, *с*) по профилю VII:

*1* — годографы рефрагированных волн; *2* — годографы волн, отраженных от границ в коре; *3* — годографы волн, отраженных от поверхности М; *в*) разрез эффективной скорости; *с*) — разрез истинной скорости; А — Молданубикум; В — Среднечешский плутон; С — Судетская система, включая меловой бассейн.

и Баварского кварцевого вала. Мощность коры к северу от Дунайского сброса резко увеличивается, достигает глубины 34—35 км.

Участок между Дунайским сбросом и нарушениями в районе ПК 200 характеризуется довольно однородным строением земной коры с зоной малых скоростей в ее верхней части. В геологическом отношении этот участок сложен большими гранитными массивами, обрамленными сильно мигматизированными и гранитизированными гнейсами, часто кордиеритовыми.

Пересекаемый профилем участок Молданубикума сложен кристаллическими комплексами, в том числе варисскими гранитоидами. Они образовались, очевидно, в результате анатектического расплавления гнейсовых комплексов и внедрения в аналогичные породы верхней части коры. Рельеф анатектических гранитоидов неровен: в одних местах они проникли к самой поверхности, в других — гнейсы и мигматиты остались непрорванными на больших участках шириной в сотни километров. Образование больших масс легких гранитов сопровождалось концентрацией в нижних частях батолитов на глубинах порядка 20 км более тяжелых остаточных пород. В основании батолитов могут снова нахо-

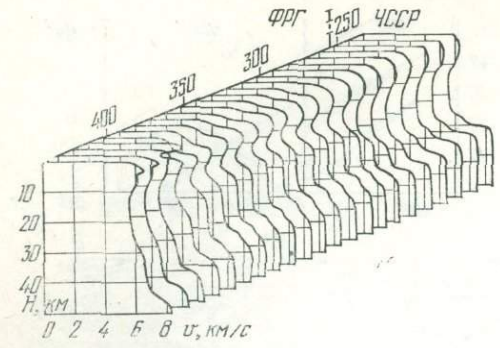



Рис. 180. Скоростные модели по профилю VII на территории ФРГ.

диться породы меньшей плотности (скорости), на что частично указывает существование здесь зон пониженных скоростей.

Значительное изменение строения коры и нарушение раздела М наблюдаются в районе ПК 200. На участке шириной около 40 км мощность коры значительно увеличивается; раздел М как бы раздваивается, выше него появляется ряд четких сейсмических границ. Это происходит под разломной Яхимовской зоной. На рассматриваемом участке раздел М погружается до глубины 40 км, а мощность нижней части коры со скоростями, превышающими 6,6 км/с, значительно увеличивается и достигает 15—20 км, в то время как южнее она составляет приблизительно 4 км. Увеличенная мощность нижнего комплекса коры компенсирует гравитационный эффект, обусловленный опусканием нижней кромки гнейсовых комплексов, под которой, вероятнее всего, находятся легкие граниты.

Участок между Яхимовской и Посазавской зонами имеет несколько утолщенную нижнюю часть коры, но увеличения количества сейсмических границ в ней не наблюдается. Раздел М постепенно поднимается к ССВ, мощность коры уменьшается до 36 км, а в Посазавской зоне — до 34 км. Верхняя часть коры этого участка сложена гранитоидами Среднечешского плутона, представленными амфиболо-биотитовыми тоналитами большой плотности с многочисленными включениями основных пород. Вместе с уменьшением мощности коры это вызывает положительную гравитационную аномалию.

К ССВ от Посазавской зоны до нарушений, являющихся продолжением сбросов Железных гор, кора имеет другое строение. Ее мощность уменьшается до 32—30 км и появляется ряд сейсмических границ, свидетельствующих о сложном строении. В самой верхней части развиты светлые малоплотные граниты, которые вместе с осадочными отложениями пермо-карбона создают отрицательную аномалию силы тяжести. Так как мощность нижней части коры со значительными скоростями остается довольно большой, необходимо предположить такую же глубину распространения легких гранитов.

На участке развития меловых и пермо-карбоновых отложений кора при небольшой мощности (около 30 км) имеет сложное строение с многочисленными границами на разных глубинах. Раздел М приблизительно в центре области приподнят. Это, а также большие мощности верхнепротерозойских комплексов с основным вулканизмом обусловливают повышенную напряженность гравитационного поля.

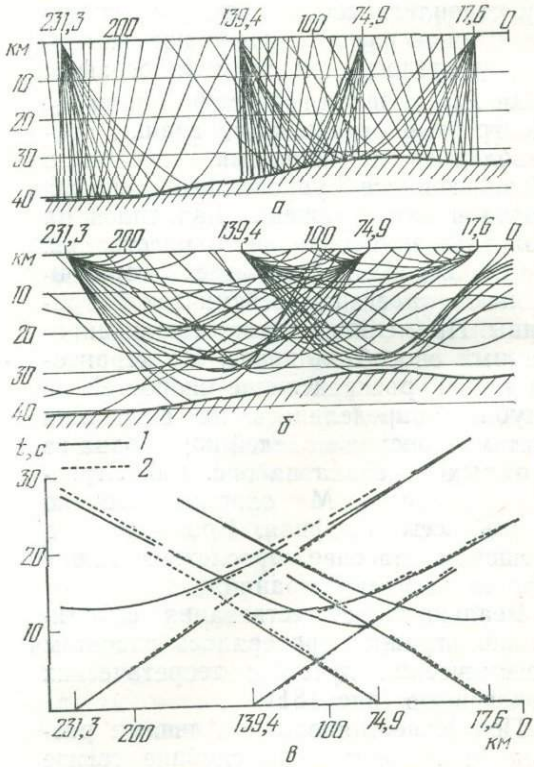



Рис. 181. Проверка глубинной интерпретации:
*а* — схема лучей отраженных волн; *в* — схема лучей рефрагированных волн; *с* — сравнение теоретических и наблюденных годографов; *1* — теоретические годографы; *2* — наблюдавшиеся годографы.

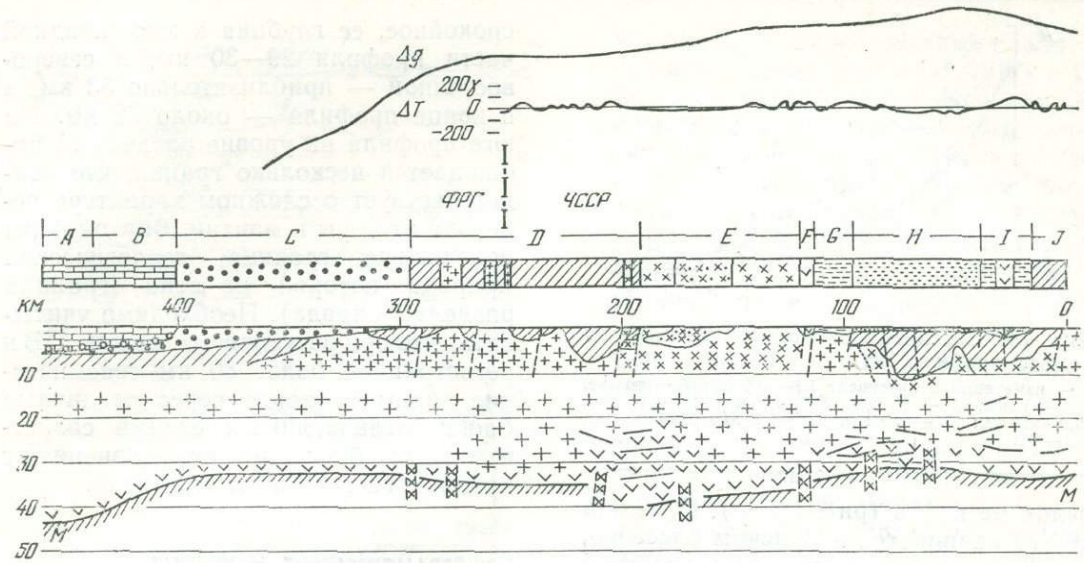



Рис. 182. Сейсмогеологический разрез, графики аномалии силы тяжести и магнитного поля по профилю VII:

A — Центральные Альпы; B — альпийские покровы; C — альпийская предгорная впадина; *P*—Молданубикум; E — Среднечешский плутон; *F* — протерозой; G — пермо-карбон; H — меловая платформа; I — пермо-карбон; J — кристаллические породы Крконош. Стратиграфическое деление см. на рис. 177.

Еще далее на ССВ раздел М снова опускается и образует небольшую депрессию под Крконошами. Здесь было обнаружено несколько сейсмических границ примерно вдоль изолинии 6,6 км/с. Нижняя часть коры с повышенными скоростями имеет небольшую мощность, увеличение толщины коры обусловливается раздутием ее верхних частей с меньшими скоростями. По всей вероятности, это сильно метаморфизованные серии, послужившие исходным материалом при формировании Крконошского плутона. Крконошская область вследствие углубления раздела М и увеличения мощности сравнительно легких пород характеризуется отрицательным гравитационным полем.

На территории Польши характер раздела М сильно меняется в зонах внутри- и внесудетского краевых глубинных разломов.

**Профиль 1 R/74.** Проходит вкрест синклинальной структуры Баррандиена. В западной трети профиля развит верхний протерозой, в центральной части — палеозой, на востоке профиля — докембрий. Профиль заканчивается в окраинной части Среднечешского плутона. Целью исследований являлось определение мощности палеозоя и рельефа его основания. Система наблюдений предусматривала также регистрацию волн от более глубоких сейсмических границ, включая раздел М.

Амплитудные кривые сейсмических волн и результативный разрез показаны на рис. 183, 184. В верхней части выделена сейсмическая граница с граничными скоростями 6,2—6,25 км/с. Ее геологическая интерпретация затруднительна. В средней части профиля она, вероятно, соответствует основанию палеозойских отложений, в юго-восточной части ей нельзя дать уверенное геологическое объяснение, может быть, она представляет собой граничную поверхность между протерозоем и гранитоидами Среднечешского плутона. В северо-западной части профиля сейсмическая граница проходит внутри протерозойского комплекса, и ее толкование пока невозможно. Внутри коры, глубже этой границы, установлено еще несколько сейсмических поверхностей. Раздел М находится на глубинах 31—34 км, что хорошо увязывается с данными по международному профилю VI.

**Профиль 100/73.** В 1973 г. проводились наблюдения на непродольном профиле 100 А, параллельном профилю 100/73, который отрабатывается методом преломленных волн с целью раз-

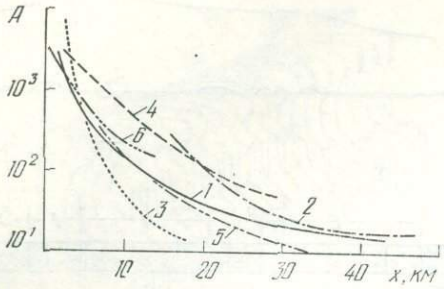



Рис. 183. Амплитудные кривые сейсмических волн по профилю 1R:

*1* — измерения в интервале 1,1—50,4 км; *2* — то же, 50,4—1,1 км; *3* — то же, 20,9—1,1 км; *4* — то же, 20,9—50,4 км; *5* — то же, 35,9—1,1 км; *6* — то же, 35,9—50,4 км.

ведки на нефть (рис. 185, *а*). Профиль 100/73 начинается в Венском бассейне, продолжается юго-восточнее утесовой зоны и уходит в область развития карпатского мезозоя. Профиль 100 А, наблюдения на котором проводились из пунктов взрыва профиля 100, находится большей частью в Придунайской низменности, а на северо-востоке он заходит в область среднесловацких неовулканитов. Структурные построения по результатам наблюдений относятся к профилю 100 В, находящемуся посредине между профилями 100/73 и 100 А. Профиль 100 В располагается большей частью в Придунайской низменности, его северо-восточная часть проходит вблизи гор Трибеч; северо-восточнее Топольчан профиль доходит до структур, сложенных мезозоем, и заканчивается в северо-западной части среднесловацких неовулканитов.

Схема наблюдений показана на рис. 185, *а*. Корреляция волн проводилась по отдельным ПВ. Интерпретация проводилась двумя способами: 1) глубины до границ раздела вычислялись по каждой сейсмограмме отдельно, как и при обработке данных промышленных взрывов, результаты относились к местам, находящимся на половине расстояния между ПВ и регистрации; 2) применялся графический метод. Окончательный разрез показан на рис. 185, *б*. При построении границ, имеющих свойства раздела М, использовалась средняя скорость 6,2 км/с, более мелкие границы строились со скоростью 5,9 км/с. Эти значения для Придунайской низменности были получены на профиле VI.

Строение границы М относительно спокойное, ее глубина в юго-западной части профиля 29—30 км, в северо-восточной — приблизительно 33 км, а в конце профиля — около 32 км. На юге профиля на уровне раздела М наблюдается несколько границ, что свидетельствует о сложном характере перехода от коры к мантии. Внутри коры прослежена граница, геологическая природа которой не ясна (граница раздела Конрада). Необходимо учитывать, что при расстояниях между ПВ и регистрацией более 80 км сейсмические волны проходят через различные блоки, отличающиеся своими свойствами. Это обусловливает отклонения от предполагаемой простой модели.

## ПРОСТРАНСТВЕННОЕ ИЗУЧЕНИЕ РАЗДЕЛА М С ПОМОЩЬЮ ПРОМЫШЛЕННЫХ ВЗРЫВОВ

Начиная с 1971 г. дорогостоящие исследования земной коры методом ГСЗ в Чехословакии ориентируются также на использование промышленных взрывов. Для возбуждения волн используются большие взрывы в каменоломнях или в скважинах (при нефтяной разведке методом преломленных волн). Каменоломни довольно густо расположены на территории страны, что позволяет проводить площадные исследования. Разведка на нефть методом преломленных волн сосредоточена преимущественно в области Карпат. Наблюдения проводятся на коротких интервалах и удалениях от ПВ, обеспечивающих регистрацию волн отраженных от раздела М, и носят ха-

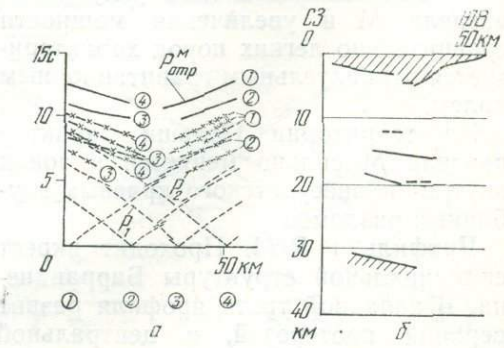



Рис. 184. Результаты сейсмических исследований на профиле 1R:

*а* — годографы сейсмических волн (цифры в кружке — пункты взрыва); *1* — 1,12 км; *2* — 20,9 км; *3* — 35, 9 км; *4* — 50,4 км; *б* — сейсмический разрез.

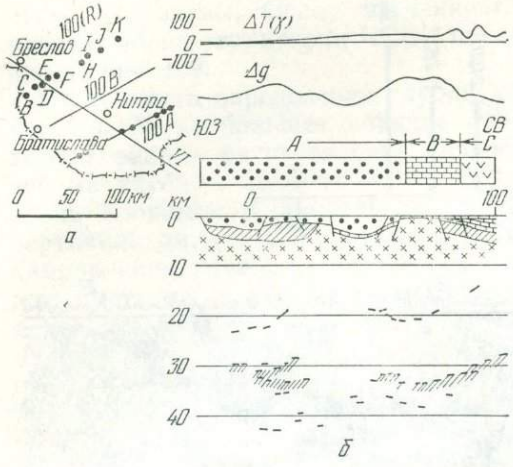



Рис. 185. Сейсмогеологический разрез, графики аномалии силы тяжести и магнитного поля по профилю 100 В:

*а*) схема профилей и пунктов взрыва; *б*) результаты исследования по профилю 100 В; А — Подунайский бассейн; В — мезозоикум Внутренних Карпат; С — неовулканиты. Стратиграфическое деление см. на рис. 193.

рактер сейсмических зондирований. Этот метод можно эффективно использовать, поскольку на трех проходящих через ЧССР международных профилях детально изучена волновая картина и ее изменения в зависимости от эпицентральных расстояний, вычислены скорости и определено строение земной коры. Эти данные являются опорными при площадных исследованиях.

**Методика работ.** Камерные взрывы проводятся с помощью систем зарядов, срабатывающих с определенной задержкой во времени, а взрывы с задержкой — с помощью специальных детонаторов с замедлением в 0,023 с. Отдельные заряды взрываются в моменты времени, кратные этому интервалу, и весь взрыв длится около 0,1 с. Моментом взрыва считается момент срабатывания первого частного заряда. В некоторых случаях он контролировался по прямой волне, зарегистрированной вблизи каменоломни (рис. 186). На этом рисунке по оси времен отложены моменты взрыва отдельных частных зарядов.

Идентификация волн на отдельных сейсмограммах затруднена и нельзя использовать обычные методы корреляции, применяющиеся при профильных наблюдениях. По амплитудам можно сопоставлять группы волн (групповая корреляция), используя аналогию с особенностями волн на международных профилях V, VI и VII. Волны в первых вступлениях в большинстве случаев являются рефрагированными, при эпицентральных расстояниях, превышающих 170 км, могут быть головные волны $P$. В последующих вступлениях прослеживаются волны, отраженные от сейсмических границ в коре ($P^{к}_{отр}$), а также от раздела М. Пример сейсмограммы, полученной при камерном взрыве с задержкой во времени, показан на рис. 187.

Основное внимание уделялось выделению волн $P^{м}$. По данным профильных наблюдений, эти волны четко выделяются на сейсмограммах. Опознавание волн $P^{м}$ контролировалось также расчетом теоретических годографов для разных моделей коры с глубиной раздела М в 30—40 км.

Сопоставление волновых картин, полученных при скважинных и камерных взрывах, показало, что последние, несмотря на рассредоточенность во времени, можно надежно использовать для глубинных исследований (рис. 188).

Характер волн $P^{м}$ в разных местах не одинаков. Эти волны обычно представлены рядом фаз, образующих иногда сложные интерференционные группы. Как и при наблюдениях на профилях, оказалось, что запись на сейсмограммах Чешского массива проще. В области Карпат группы волн выделяются менее четко, часты интер-

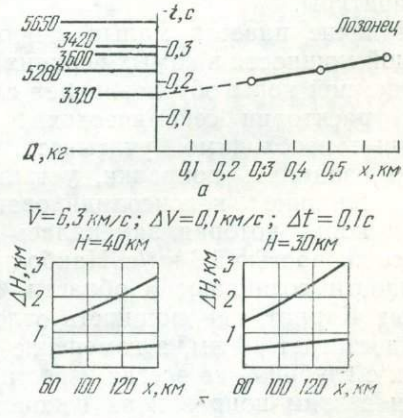



Рис. 186. Контроль взрыва при промышленных взрывных работах (*а*) и ошибки в определении глубины поверхности М в зависимости от погрешностей определения средней скорости $\Delta V$ и момента взрыва $\Delta t$ при взрыве, разделенном во времени (*б*).

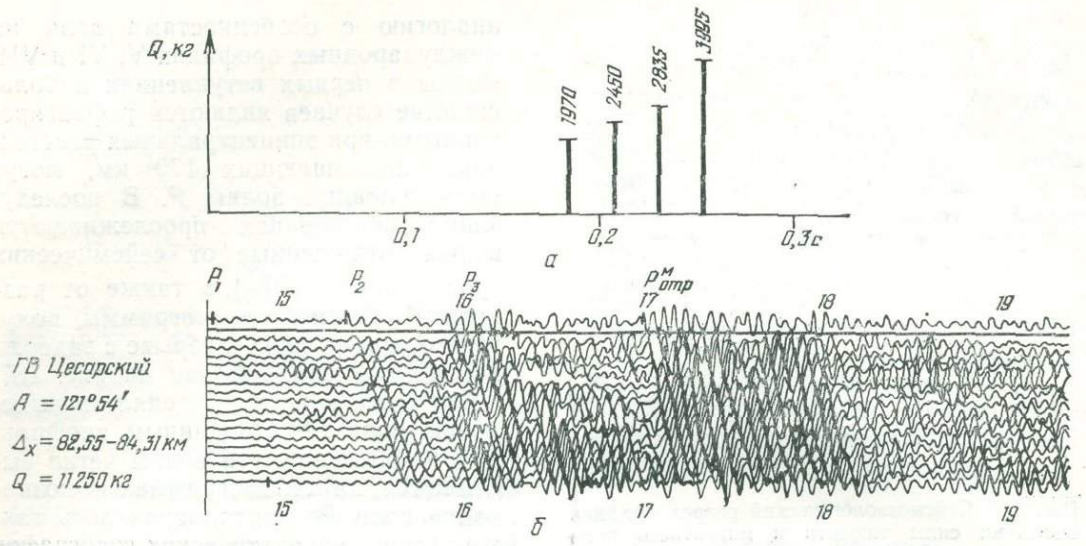



Рис. 187. Результаты измерений в каменоломне Цесарский:
*а* — графическое изображение отдельных зарядов (*Q*) в зависимости от времени; *б* — пример сейсмограммы.

ференции и резкое затухание сейсмической энергии. Особенно сложные сейсмологические условия в зоне сочленения Чешского массива и Карпат.

Регистрируемые волны отличаются по своим частотам. В одних случаях основная частота составляет 6—8 Гц, в других — до 25 Гц. На спектральные характеристики влияет ряд факторов, связанных как с собственно возбуждением, т. е. с регулированием времени взрыва и типом породы, в которой взрыв производится, так и с местом регистрации, его геологическим строением и свойствами регистрирующей аппаратуры.

Наличие пластов малых скоростей разной мощности в самых верхних частях земной коры обусловливает сложные траектории сейсмических лучей, которые необходимо учитывать. Для этого вводились поправки, устраняющие влияние неконсолидированной части коры, которая заменялась средой со скоростью 5,6 км/с. Наибольшие трудности возникают в области Флишевых Карпат, где мощность отложений достигает 10 км, а изменение скорости с глубиной не всегда известно. В связи с этим поправки за неконсолидированную кору в ряде случаев введены лишь приближенно.

Исследования с помощью промышленных взрывов по сути являются аналогом сейсмических точечных зондирований. Решение обратной задачи проводится или в предположении горизонтального залегания сейсмической границы (метод срединного изображения), или с учетом ее наклона, определенного по кажущимся скоростям соответствующих участков годографов. При однородной покрывающей среде и плоской границе находим координаты ($X$, $H$) отражающей точки на границе М

$$H=\frac{(V^2t^2-x^2)\sqrt{1-V^2v^2}}{2V(t-xv)};$$
$$X=\frac{2tx-v(x^2+V^2t^2)}{2(t-xv)}, \qquad (1)$$

где $v$ — обратное значение кажущейся скорости; $\varphi$ — наклон границы раздела

$$\varphi=\frac{1}{2}\left(\operatorname{arctg}\frac{x-X}{H}-\operatorname{arctg}\frac{X}{H}\right).$$

Для случая горизонтальной границы раздела справедливо

$$H=\frac{1}{2}\sqrt{V^2t^2-x^2};\quad X=\frac{1}{2}x. \qquad (2)$$

Можно также принять переменную с глубиной скорость.

Для Чешского массива взята средняя скорость 6,3—6,4 км/с, для Карпат — 6,2 км/с. Внесением поправок за неконсолидированную кору неоднородности в ее верхней части были практи-

чески устранены. Обзор изученности раздела М на территории ЧССР показан на рис. 189.

На точность определения глубин до раздела М наибольшее влияние оказывает знание распределения скоростей на глубине, которое может быть очень сложным и изменяется как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. Меньшая неточность может иметь место при ошибках в определении момента взрыва по срабатыванию зарядов с задержкой. Если взять простое отношение (2), то для $H=40$ км, $V=6{,}3$ км/с изменение скорости на 0,1 км/с вызовет на эпицентральном расстоянии 100 км разность глубин в 4,6 км, а неточность определения момента взрыва, равная 0,1 с, приведет к ошибке по глубине всего 0,5 км. На рис. 186 приведен график зависимости этих погрешностей от эпицентрального расстояния. При рассредоточенном во времени источнике погрешность определения момента взрыва может составить максимум 0,2 (обычно около 0,1 с), но это не оказывает большого влияния на данные о глубинах.

**Схема изоглубин раздела М** составлена по данным на конец 1975 г. На некоторых участках имело место расхождение в значениях глубин до раздела М, определенных по разным наблюдениям. Оно вызвано, во-первых, методикой работ и, во-вторых, погрешностями, которые уже обсуждались. На указанных участках было проведено осреднение. В совокупности с неравномерным распределением точек, для которых определена глубина до раздела М, это обусловило обобщенный осредненный характер соответствующей структурной схемы (рис. 190). Основные затруднения при составлении схемы возникли в зоне сочленения Карпат и Чешского массива. Значительное затухание энергии в этой зоне вызывает трудности при выделении волн на сейсмограммах и снижает надежность определения глубин. Поэтому глубины до раздела М в зоне сочленения между Ледницкой зоной и Перипьенинским линеаментом пока не показаны. В пределах Чешского массива максимальны глубины до раздела М (около 40 км) в Южной Чехии, в области Среднечешского плутона. К северу и северо-западу толщина коры уменьшается. Под Крушными горами и областью развития чешского мела (Лабский блок) глубина до раздела М около 30 км. Очень сложный характер раздел М имеет под восточной окраиной Чешского массива. Под Горноморавской долиной мощность коры увеличивается до 38 км, в области Низкого Есеника уменьшается приблизительно до 32 км, в южной части Моравии составляет

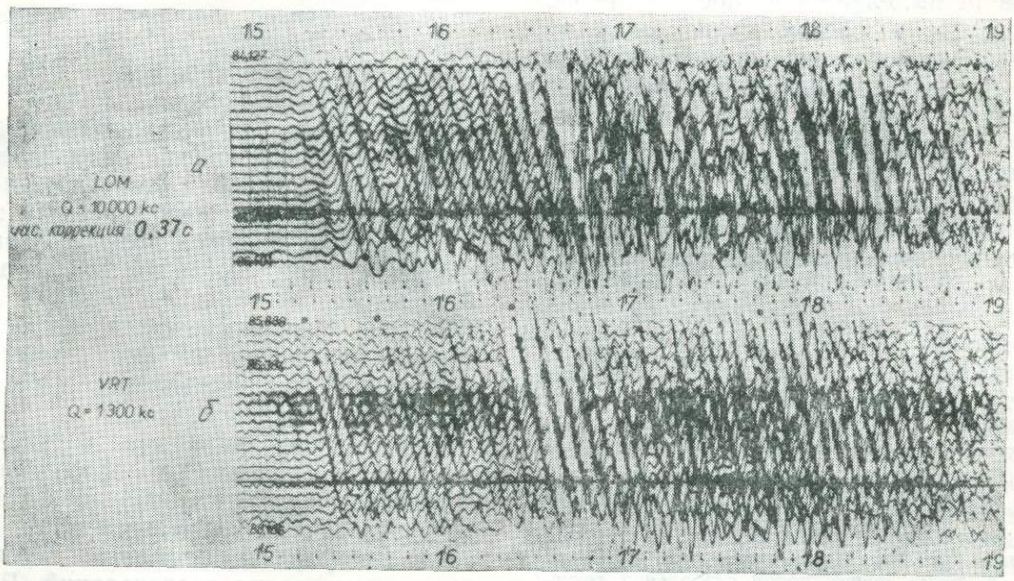



Рис. 188. Сравнение сейсмограмм, полученных камерным взрывом (*а*) и взрывом в скважине в пределах каменоломни (*б*).

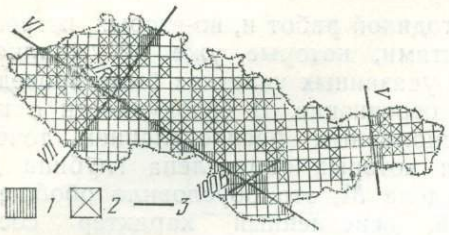



Рис. 189. Схема изученности территории в ЧССР методом ГСЗ:

*1* — участки территории, изученные методом ГСЗ по международным профилям; *2* — участки территории, изучение регистрацией промышленных взрывов; *3* — международные и национальные профили.

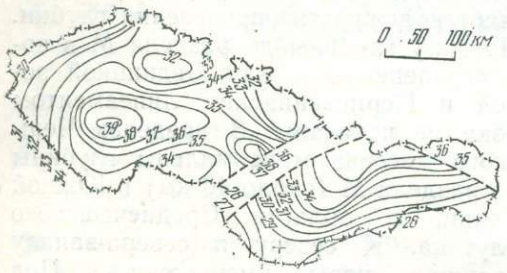



Рис. 190. Структурная схема поверхности М по результатам исследования ГСЗ.

35 км. Во Внутренних Карпатах подтверждено, что мощность земной коры увеличивается к северу от Паннонского блока. На фоне этого увеличения просматриваются существенные усложнения. Так, на схеме изоглубин раздела М выделяется четкое поднятие, вытянутое в южном направлении по линии Ружмоберок — Злате — Моравце. Раздел М образует определенную борозду, совпадающую по направлению и продолжающую аналогичное погружение коры в Венгрии, в области между гг. Дьер и Татабанья. В Восточной Словакии, севернее Перипьенинского линеамента, данных для построения М пока недостаточно. По аналогии с профилем III в СССР и профилем V на территории ЧССР здесь предполагается значительное погружение раздела М[1].

[1] Если соединить места с максимальной мощностью коры, т. е. Южную Чехию, Горноморавскую долину, область Татр, то получим линию приблизительно широтного направления. С точки зрения новой глобальной тектоники эта линия примерно параллельна предполагаемой зоне контакта Африканской и Европейской плит.

Данные о разделе М в пределах ЧССР увязываются с результатами, полученными в ФРГ и Венгрии. Зоны, выделяемые по разделу М на территории Польши, также хорошо согласуются со структурой этой границы в пределах ЧССР.

В целом раздел М значительно схематизирован. Его строение сложнее, чем изображено, тем более, что не всегда имеется резкая граница между корой и мантией, а намечается область перехода, в которой могут находиться несколько границ раздела, на что указывает сложная запись группы волн $P^{м}$. Характер раздела М требует дальнейшего изучения и уточнения.

## ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И МЕТОДИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Геофизический институт Чехословацкой Академии наук (ГФИ ЧСАН) обеспечивал измерения абсолютных амплитуд в дискретных точках на международном профиле VII, на национальном профиле 1 и проводил наблюдения при промышленных взрывах.

Регистрация осуществлялась с помощью портативной аппаратуры, приспособленной для измерения амплитуд смещений грунта в диапазоне периодов $T=0$, 0,1—1с. Увеличение широкополосных сейсмографов без усилителя достигало величины $Q_{макс}=3{,}5\times10^5$, при использовании транзисторного усилителя увеличение достигало $Q_{макс}=2{,}5\times10^6$. Движения грунта регистрировались сейсмографами ВЭГИК ($T_c=1$ с, $T_г=0{,}05$ с).

В результате на профилях были получены годографы волн, определены скорости объемных и поверхностных волн, проведен частотный анализ и исследовано поглощение энергии с расстоянием. При самостоятельных наблюдениях в области Шумавы из ПВ 2 — Маршовице была выделена отраженная волна ($P^{м}$), по которой определена глубина залегания раздела М (40—42 км).

Кафедра геофизики и метеорологии математико-физического факультета Карлова университета в Праге (МФФ КУ) разрабатывала теоретические основы интерпретации данных глубинных сейсмических исследований. Разработаны программы для ЭВМ ЭМР 6070 на языке Бало, составлено более

30 программ, большинство из них документировано отдельными отчетами. Эти программы в зависимости от их направленности можно разделить на следующие группы: а) *программы для решения обратных сейсмических задач.* Для вычисления скоростей в вертикально неоднородной модели земной коры были составлены программы GERMA-1, GERMA-2, WH и RTO-1. Некоторые параметры горизонтально неоднородной модели, включая параметры криволинейных границ раздела, вычисляются по программам ODRAZ1, W9, PDR2, BRNO и REHO; б) *программы для решения прямых сейсмических задач.* Для вычисления лучей, годографов и лучевых амплитуд сейсмических объемных волн в вертикально неоднородной среде были составлены программы ATIME, COEF23, AMHOD1, HASKEL и VERTICAL. Для вычисления лучевых теоретических сейсмограмм в вертикально неоднородной среде служат программы SEIS1, SEIS4 и SEIS5. Программы AN1 и AN2 можно использовать для расчета лучей и годографов сейсмических волн в неоднородной изотропной среде специального типа (трансверсально-изотропная среда). Разработаны также некоторые программы для вычисления лучей, годографов и лучевых амплитуд сейсмических объемных волн, распространяющихся в двухмерно неоднородной земной коре с криволинейными границами раздела (программы POR2, BRNO, BRNO2). Программа LATERAL служит для расчета целого волнового поля *SH* в блоково-слоистой среде и в среде с включениями. Для вычисления лучевых теоретических сейсмограмм в горизонтально изменяющихся слоисто-однородных средах составлена программа SEIS6; *в) специальные программы.* Для задания годографов единым способом служат подпрограммы TTC и TTC2. Единый способ задания годографов дает большую экономию времени при подготовке данных и при разработке новых программ. Особого внимания заслуживают подпрограммы SPLINE и SPLINR для сплайновой аппроксимации со сглаживанием, которая нашла применение в ряде предлагаемых программ. Подпрограмма HILTR служит для вычисления трансформации Гильберта (использована при расчете лучевых теоретических сейсмограмм), подпрограмма AIRV — для вычисления функции Эри (используется в разных модификациях лучевого метода) и т. д.; *г) проведен также анализ возможностей изучения земной коры с помощью короткопериодных поверхностных волн.*

Большинство программ для решения прямых и обратных задач основывается на применении лучевого метода и его разных модификаций. Кроме лучевой теории, был использован матричный метод для вычисления волновых полей в тонкослоистых средах, а также метод конечных разностей для вычисления целого поля волн *P* в вертикально неоднородной среде, блоково-слоистой и в среде с включением.

Обратные задачи основаны в большинстве случаев только на использовании кинематики сейсмических волн. Для прямых задач методика и разработанные программы позволяют теоретически определять не только кинематические, но и динамические параметры сейсмических волн. Прямым задачам уделялось большое внимание, так как они часто являются основанием для решения обратных задач методом математического моделирования и при интерпретации их можно использовать для тестирования таких моделей среды, для которых решение обратной задачи неизвестно. Некоторые теоретические способы применялись впервые.

## СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ГСЗ С ДАННЫМИ ДРУГИХ МЕТОДОВ (геофизический синтез)

Исследования ГСЗ, наблюдения над промышленными взрывами и сейсмические работы по прослеживанию неглубоко залегающих пластов в области сочленения Чешского массива и Карпат послужили основой для более широкого геофизического синтеза с использованием всех имеющихся в ЧССР геофизических данных: результатов гравиметрии, сейсмометрии, магнито- и электроразведки (включая палеомагнитные и магнитотеллурические исследования), геотермики и радиометрии. Кроме того, в последнее время выяснилось, что и с помощью некоторых геодезических данных, как например, анализ отклонений отвеса (с исключением влияния внешнего

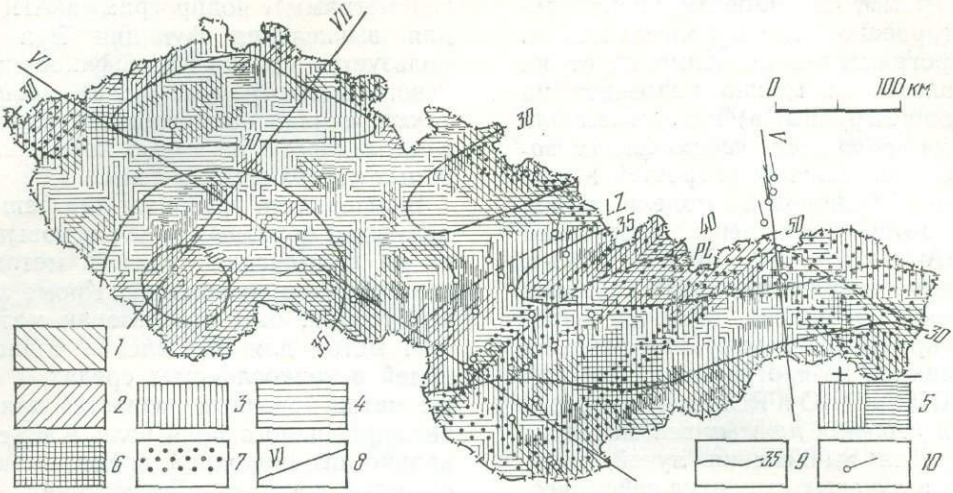



Рис. 191. Структурная схема поверхности М по результатам комплекса геофизических исследований:

*1* — положительные аномалии силы тяжести; *2* — отрицательные аномалии силы тяжести; *3* — положительные магнитные аномалии; *4* — отрицательные магнитные аномалии; *5* — интенсивные магнитные аномалии; *6* — интенсивные магнитные аномалии, связанные с неовулканизмом; *7* — зоны сейсмической активности; *8* — профили ГСЗ; *9* — ориентировочные глубины до поверхности М; *10* — направление векторов Визе.

рельефа), систематическое изучение современных движений земной коры, можно получить значительные результаты в выяснении не только структурных явлений, но и динамических особенностей развития земной коры и дополнить геофизический комплекс. Для интерпретации важно то, что методика непрерывного профилирования, применяющаяся при ГСЗ в Восточной и Юго-Восточной Европе, позволяет определить не только глубину и форму границ раздела, но и местоположение и структуру нарушенных зон, особенно зон глубинных разломов, разделяющих отдельные блоки земной коры. Составление геофизических синтезов, сопоставление исходного материала с данными геологии, несомненно, дает гораздо больше для познания и понимания процессов развития земной коры и мантии, чем размышления над разрозненными и односторонними геофизическими материалами. При достаточной полноте геофизической информации становится возможным объяснение физических свойств и процессов в областях сопряжения крупных тектонических структур, что позволяет решать принципиальные вопросы геотектоники, существенные для всего Европейского континента. В этом отношении на территории ЧССР наиболее интересна зона контакта между Чешским массивом и Западными Карпатами, которая в течение последних лет интенсивно комплексно изучалась. Большой интерес представляют и другие области сочленений, пока еще недостаточно изученные. К ним относятся наряду с контактом Чешского массива с Сакско-Тюрингским блоком и Польской платформой на севере зоны сопряжения Чешского массива и Альп на юге, Восточных Альп и Западных Карпат, Восточных Альп и Паннонского бассейна.

**Синтез. Глубины раздела М и скоростные разрезы.** Обзорная схема мощностей земной коры ЧССР приведена на рис. 191. На нем показаны также основные гравиметрические, сейсмические и магниторазведочные характеристики отдельных участков территории, распределение и направления векторов индукции Визе и другие детали. На рис. 192 вместе с изолиниями глубин до раздела М показаны изолинии векторов отклонений от вертикали. Различная структура раздела М западной и восточной частей ЧССР — отражение отличий основных тектонических систем, к которым относится ЧССР: Чешского массива на западе и Карпатской системы на востоке.

Зона сочленения Чешского массива и Западных Карпат проходит в напра-

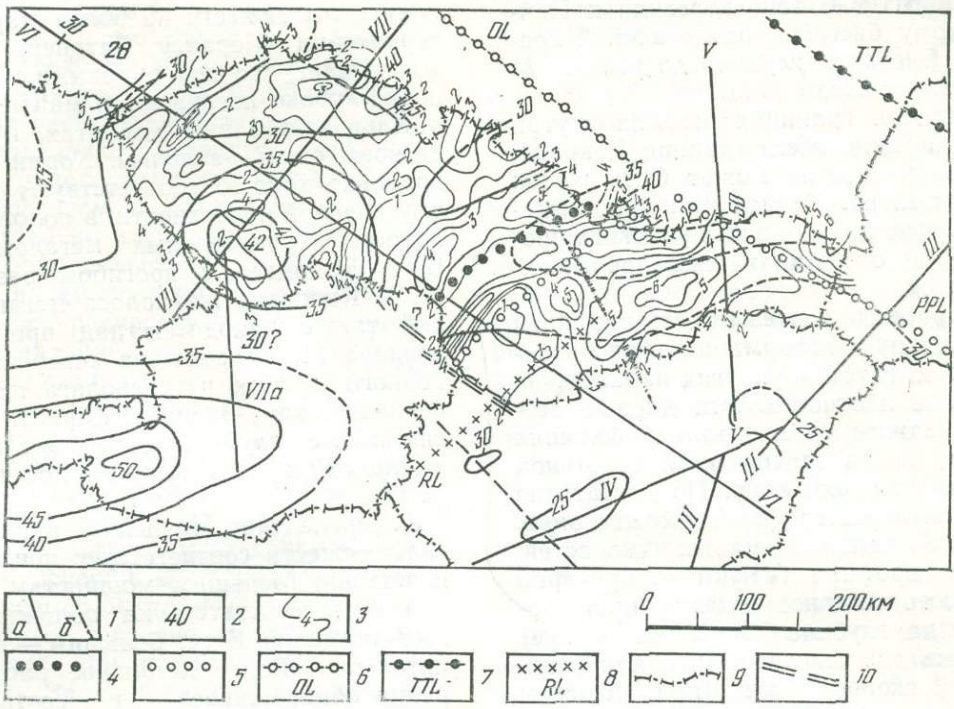



Рис. 192. Карта абсолютных значений уклонений отвеса:

*1* — профили ГСЗ (*а*) — международные, (*б*) — национальные; *2* — изолинии глубин поверхности М; *3* — изолинии абсолютных значений уклонений отвеса силы тяжести; *4* — Ледницкая глубинная зона; *5* — Перипьенинский линеамент; *6* — Одерская линия; *7* — линеамент Торнквиста-Тейссейра; *8* — Раабская линия; *9* — государственные границы; *10* — зоны глубинных разломов, обнаруженные методом отраженных волн.

влении СЗ—ЮВ. Она ограничена двумя глубинными разломами, наличие которых доказано ГСЗ. Западнее находится Ледницкая зона разлома, восточнее — Перипьенинский линеамент [2]. По наблюдениям над промышленными взрывами и по данным профиля VI, эту зону слагает система глубинных блоков, она выделяется своими геофизическими характеристиками. При ГСЗ в ней, в частности, происходит большое затухание энергии волн, идущих поперек зоны. С физической точки зрения это можно объяснить образованием большого количества головных волн, возникающих на многочисленных квазигоризонтальных границах раздела и рассеивающих энергию подходящей к зоне волны.

Раздел М под Чешским массивом наиболее погружен (42 км) под Молданубикумом, в Юго-Западной Чехии. В северо-западном, северном и северо-восточном направлениях от него мощность земной коры уменьшается приблизительно до 30 км. Под хребтом Крушных гор она достигает 32 км, северо-западнее мощность коры снова уменьшается. На профиле VII северо-восточнее Снежки толщина коры скачкообразно возрастает до 40 км. Такая же мощность коры и в области Высоких Татр. Восточнее, вблизи Перипьенинского линеамента на профиле V, глубина до раздела М составляет почти 50 км, южнее — скачкообразно уменьшается на 10 км. В общем земная кора представляет собой систему блоков, погруженных на разные глубины в мантию и отделенных крутопадающими системами разломов, доходящих иногда, по всей вероятности, до мантии. Скачкообразные изменения мощности коры в несколько километров не являются исключением, как и многоярусная структура раздела М, установленная до этого на территории Укра-

[2] Термин «Перипьенинский линеамент» применяется здесь не в точном соответствии с книгой Зоубека-Машки «Тектоническое развитие Чехословакии», а как обозначение зоны разломов, характеризующейся своими геофизическими проявлениями. В общих чертах (за исключением юго-западной части) она совпадает с Пьенинской утесовой зоной.

ины и ВНР. В зоне перехода к Паннонскому бассейну возле южной границы Словакии глубина до раздела М составляет около 28 км.

Вопрос о границах раздела внутри коры, прежде всего границе Конрада, очевидно, еще не может быть решен окончательно. Раздел Конрада выделен только на отдельных участках профилей, но он не является непрерывной границей.

Скоростные разрезы вдоль профилей дают ценную информацию о распределении на глубине упругих параметров, а также плотности. Эти данные особенно важны, если изолинии больших скоростей находятся неглубоко под дневной поверхностью. По достаточно надежным годографам возможно определение каналов малых скоростей. Вдоль профиля VII на территории ФРГ, юго-западнее чехословацкой границы, на глубине 20—25 км следует ожидать довольно четкий канал пониженной скорости, который в Чешском массиве проявляется менее четко. Однако при геологической интерпретации скоростные разрезы и выделенные на глубине интервалы скоростей нельзя считать стратиграфическими границами. Достоверность информации о глубинном строении значительно возрастает при геофизическом синтезе.

**ГСЗ и гравитационное поле.** Основная информация об аномалиях силы тяжести территории ЧССР, извлеченная из гравиметрической карты Ибрмайера (1966), схематически показана на рис. 191. Отмечается аналогия между рельефом поверхности М и отрицательной трехмерной картиной аномалий Буге. Коэффициенты корреляции между аномалиями Буге и мощностью коры вдоль профилей VI и VII, как показал Выскочил (1972), очень малы (порядка 0,08 или 0,04). На основании соображений о распределении плотностей на глубине Выскочил получил для скачка скоростей на границе М меньшие значения, чем дает ГСЗ. Отклонения от теоретических расчетов меньше для области Карпат, чем для Чешского массива. Попытки найти объяснение путем введения в модель раздела Конрада со скачком плотностей 0,2—0,3 г/см³ показали, что такая граница должна была бы находиться вблизи изолинии скорости 6,6—6,8 км/с. Изучение распределения поля силы тяжести на более широкой территории (Беранек, Затопек, 1972) показывает, что под высокими горами кора глубоко погружена в мантию как в Альпах, так и в Карпатах, но эти регионы очень различны. Корни Альп довольно хорошо соответствуют рельефу дневной поверхности, а положение полосы отрицательных *меганомалий* Буге совпадает с прогибом раздела М. В Карпатах же полоса меганомалий также находится над прогибом раздела М, но смещена севернее основного хребта и располагается во *флишевой зоне Внешних Карпат*. Максимальные глубины до раздела М в Альпах и в Карпатах достигают 65 км.

Распределение меньших аномалий силы тяжести соответствует принципу изостазии. Меньшим мощностям земной коры соответствуют положительные аномалии Буге, большим — отрицательные. Более детальное рассмотрение обнаруживает ряд несоответствий между значениями аномалий и глубиной раздела М. Это особенно заметно в районе Крушных гор, корень которых выражен лишь двухкилометровым увеличением мощности коры. Много подобных примеров видно в пределах Чешского массива. Они свидетельствуют о том, что модель изостазии Эри, соответствуя геологическим представлениям, лишь приближенно отражает действительность, особенно в области Чешского массива. Более детальный анализ с составлением глубинных плотностных разрезов еще предстоит провести.

Гравитационные и магнитные аномалии часто связаны с зонами глубинных разломов, разделяющих различные тектонические структуры или их отдельные блоки. Так, зона сочленения Чешского массива и Западных Карпат характеризуется отрицательной аномалией силы тяжести, северо-западнее и юго-восточнее которой, соответственно *за Ледницкой зоной* и Перипьенинским линеаментом, располагаются положительные аномалии. Зона сочленения обособлена, ее блоки более глубоко погружены в глубинное основание. От Чешского массива она отделена системой глубинных разрывов Ледницкой зоны, от Центральных Карпат — Перипьенинским линеаментом. Этот линеамент в геофизическом

отношении отчетливо выражен. Он исследован и подтвержден методом ГСЗ на профилях VI, V и III (последний на территории СССР). Линеамент образует систему глубинных разрывов, затрагивающих, очевидно, мантию Земли. В зоне контакта между Чешским массивом и Карпатами он был дополнительно изучен при наблюдениях над промышленными взрывами.

**ГСЗ и сейсмология.** При изучении аномалий распространения энергии восточно-альпийских землетрясений через Чешский массив Затопек (1948) определил зоны повышенной сейсмической подвижности, которые связал с глубинными разломами, разделяющими отдельные блоки земной коры. Результаты, полученные на профилях VI и VII, подтверждают правильность этих заключений. Основываясь на наблюдавшемся быстром убывании энергии волн от восточно-альпийских землетрясений при их распространении в область Западных и Центральных Карпат Затопек (1957) доказывал, что между Восточными Альпами и Карпатами должна существовать зона глубинных разломов, продолжающаяся на территории Австрии и ВНР. Она должна проходить в направлении с северо-запада на юго-восток и иметь такой наклон, при котором энергия восточно-альпийских землетрясений отражалась бы вниз, вглубь Земли. Комплексное изучение областей контакта Альпийской и Карпатской систем, Восточных Альп и Паннонского блока в свете сказанного является актуальным.

Исследование сейсмичности европейского континента (Карник, 1972) показывает, что сейсмическая деятельность на территории ЧССР является прежде всего проявлением активности зон разломов. Как показано на рис. 191, Перипьенинский линеамент — это зона сравнительно высокой сейсмичности. С его восточной ветвью связаны многочисленные сотрясения Восточной Словакии, например большое землетрясение в области Стражской 1941 г., магнитуда которого M, составляла 4,8 [35]. С западной ветвью линеамента связаны толчки, сосредоточенные в четырех областях: Жилина (например, 1660 и 1858 гг., M=6), Тренчин—Тренчанска—Теплице (например, 1884, 1931, 1969 гг.), Яблонице—Добрая вода (1906 г., M=5,8, 1930 г., M=4,8), Модра — Ступава — Свят. Юр (например, 1891—1894, 1914 гг., M=4,6) [35]. Очаги этих землетрясений неглубокие, глубины иногда превышают 10 км. Ледницкая зона не является сейсмически важной, что отличает ее от Перипьенинского линеамента. Продолжение Перипьенинского линеамента можно усматривать в сейсмической зоне, которая прослеживается в направлении на юго-запад через все Альпы до самой Вероны в низменности р. По. В Центральной Словакии параллельно тянется сейсмически активная полоса, к которой относится известная Комаренская область, отличающаяся высокой степенью сейсмической активности. Самое большое землетрясение 1973 г. (M=6,5) принадлежит к интенсивнейшим в Европе. Указанная линия продолжается на юго-запад в пределы ВНР. Зона молодого вулканизма на северо-востоке Паннонского бассейна тяготеет к Перипьенинскому линеаменту. Очаги землетрясений в этой области находятся неглубоко под дневной поверхностью, а частое повторение небольших толчков свидетельствует об очень слабых связях между глыбами, слагающих поверхностные части земной коры.

По сравнению с карпатскими землетрясениями проявление сейсмичности Чешского массива гораздо слабее, оно связано прежде всего с окраинными сбросами, активность которых возбуждается действием затухающих альпийских давлений. Серии землетрясений характерны для территории северо-западной части Чехии, их зона продолжается на северо-запад, в Фогтланд в ГДР. Встречающиеся здесь толчки характеризуют явно мелкоблоковое строение с нетесными связями между блоками.

В смежных с ЧССР областях повышенная сейсмическая активность приурочена к контакту северных известняковых Альп с Центральными Альпами. Частые и более сильные, чем в Чешском массиве толчки встречаются вдоль Инсубрицкой линии, параллельной Центральным Альпам. Активная сейсмическая деятельность в рифтовой области Рейнского грабена самостоятельна и не имеет связи с сейсмичностью ЧССР.

**ГСЗ. Магнитные аномалии и магнитотеллурические данные.** Распределение в ЧССР характерных зон геомагнитных аномалий (Мая, 1966) схематически показано на рис. 191. Как известно, большие региональные геомагнитные аномалии являются типичным признаком зон контакта крупных тектонических единиц. В пределах изучаемой территории большие аномалии сопровождают зоны третичного вулканизма в области Крушных гор, а также в Центральной и Восточной Словакии. Таким образом, расположение блоков, слагающих земную кору Чешского массива, по магнитным данным увязывается с положением указанных выше зон повышенной сейсмической подвижности. Структурно выделенные блоки имеют небольшие положительные аномалии, области высоких положительных аномалий находим в юго-восточном выступе Чешского массива, западнее Ледницкой зоны.

Зона сочленения Чешского массива и Карпат характеризуется положительной магнитной аномалией, окаймляющей Ледницкую зону, в восточной части Перипьенинского линеамента появляются отрицательные аномалии. Упомянутая положительная аномалия не имеет продолжения в альпийской области. Это явление свидетельствует о наличии глубинной системы сбросов (Затопек, 1957) на контакте Альпийской системы с Карпатами.

Интерес представляют некоторые небольшие участки в древних блоках Чешского массива, где значительные положительные аномалии непосредственно соприкасаются с большими отрицательными. Эти участки заслуживают более детального изучения, особенно с точки зрения метаморфизма. Среди них особо выделяются две параллельные линейные аномалии длиной в 70 км, имеющие направление СВ—ЮЗ и проходящие вблизи профиля VII в средней Чехии; отрицательная аномалия находится западнее положительной. Обе аномалии расположены внутри области небольших отрицательных значений поля, вблизи северо-западной границы Центрального чешского плутона, западнее профиля VII. Они вызваны, очевидно, метаморфическими процессами различного характера, происходившими в разные геологические эпохи. Другой аналогичной областью являются Железные горы в Восточной Чехии, следующей—Есеники. Для более детального изучения этих областей необходимы дальнейшие комплексные исследования.

Важную дополнительную информацию для комплексной интерпретации представляет магнитотеллурическое зондирование, особенно вдоль профилей ГСЗ. Так называемые векторы индукции Визе указывают на характер пространственного распределения электропроводности (Визе, 1965). Изменение (обращение) их направления при измерениях вдоль профилей VI (Праус, 1971), V и проходящего поперек зоны контакта между Чешским массивом и Карпатами (Петр и др., 1975) (рис. 191), оказалось связанным с Перипьенинским линеаментом. Изучение изменений, положения и величины векторов индукции на территории ЧССР и в сопредельных областях показало наличие (территория ВНР, ПНР и СССР) крупномасштабного и тектонически ориентированного глубинного распределения масс, характер которого можно определить детальнее при достаточном количестве определенным образом размещенных наблюдений. Измерения, проведенные в зоне, а также в окрестности контакта между Чешским массивом и Карпатами, свидетельствует о влиянии более мелких объектов электропроводности. Глубина соответствующей токовой системы в зоне контакта (Петр и др., там же) по приблизительной оценке составляет 25 км (на поперечном профиле *P*) и 30 км на профиле V. Эта токопроводящая область, в которой четко выражена составляющая север-юг обусловлена более глубоким источником и связана с предполагаемым астеносферным каналом сейсмических волн.

**ГСЗ. Геотермика и радиометрия.** На территории ЧССР тепловой поток определен в 86 точках, характеризующих в целом все важнейшие геологические структуры страны. Для этих областей было определено распределение тепла в земной коре (Чермак, 1968, 1974, 1975; Чермак и др., 1968), а также часть теплового потока, приходящая из верхней мантии (Чермак, 1974, 1975). При этом было установлено, что температура в Чешском массиве

на границе M достигает приблизительно 500°C, а в области Паннонского бассейна она увеличивается до 800—1000°C. Корреляция между значениями теплового потока и мощностью земной коры вдоль профилей ГСЗ приводит к общему заключению, что в местах менее мощной земной коры тепловой поток выше, и наоборот. Среднее значение теплового потока (если не учитывать аномальных значений из Подкрушногорья) составляет 70,9 мВт·м$^{-2}$=1,69 мккал·см$^{-2}$, причем его среднее значение в Чешском массиве составляет 68,3 мВт·м$^{-2}$= =1,63 мккал·см$^{-2}$; в Предкарпатском прогибе — 69,8 мВт·м$^{-2}$= 1,67 мккал· ·см$^{-2}$; в Западных Карпатах (на территории Словакии) — 80,4 мВт·м$^{-2}$= =1,92 мккал·см$^{-2}$. Низкие тепловые потоки характерны для Молданубикума и ассинстской глыбы Чешского массива — 50—60 мВт·м$^{-2}$, т. е. 1,17— 1,40 мккал·см$^{-2}$; в чешских пермокарбонских бассейнах были установлены тепловые потоки около 60 мВт·м$^{-2}$= =1,40 мккал·см$^{-2}$, в чешской меловой платформе примерно 70 мВт·м$^{-2}$= =1,63 мккал·см$^{-2}$ (приблизительно вдоль лабской линии СЗ—ЮВ направления). Места повышенной геотермической активности в области Крушных гор, очевидно, связаны с молодым вулканизмом. В повышении значений теплового потока имеет значение также содержание радиоактивных веществ. Здесь встречаются потоки до 80 мВт·м$^{-2}$=1,66 мккал·см$^{-2}$. Повышенные значения типичны также для Саксо-Тюрингской глыбы в ГДР. В области контакта между Чешским массивом и Карпатами тепловой поток увеличивается от 50 мВт·м$^{-2}$= =1,17 мккал·см$^{-2}$ в юго-западной части до 80 мВт·м$^{-2}$=1,66 мккал·см$^{-2}$ в северной (в области Остравско-Карвинского бассейна), что гораздо больше, чем в чешских угольных бассейнах. В Карпатах тепловой поток увеличивается от внешних структур в направлении к внутренним и в Поисской низменности на территории ЧССР достигает максимальных значений приблизительно 110 мВт·м$^{-2}$=2,57 мккал· ·см$^{-2}$. Для территории словацких неовулканитов в окрестности г. Банска-Штьявница приводится значение 109 мВт·м$^{-2}$=2,54 мккал·см$^{-2}$. В областях с обнаженным кристаллическим фундаментом в складчатых частях Западных Карпат тепловой поток небольшой и составляет приблизительно 45 мВт·м$^{-2}$=1,05 мккал·см$^{-2}$. То же значение встречается в местах максимальной мощности (42 км) земной коры в Чешском массиве. Часть теплового потока, приходящая в Чешский массив (южная и юго-западная Чехия) из верхней мантии, оценивается Чермаком (1975) в 15—20 мВт·м$^{-2}$= =0,35—0,47 мккал·см$^{-2}$, а для чешского мела — 25—30 мВт·м$^{-2}$=0,58— 0,70 мккал·см$^{-2}$. Вдоль профиля VI тепловой поток увеличивается в СЗ— ЮВ направлении, а вдоль профиля V — в южном направлении; в Паннонском бассейне превышает 120 мВт·м$^{-2}$=2,8 мккал·см$^{-2}$. Это при мощности коры в этой области (приблизительно 28—25 км) и низкой радиоактивности свидетельствует о том, что большая часть тепла поступает из верхней мантии.

Предварительные вычисления геотермических профилей указывают на наличие горизонтальных температурных градиентов, которые (Чермак, там же) составляют на границе M в зоне контакта между Чешским массивом и Карпатами 50°C/10 км. Аналогичный горизонтальный градиент может существовать также на профиле V. В обоих случаях его можно связывать с Перипьенинским линеаментом. Таким образом, эти геотермические «нерегулярности» содействуют созданию полей напряжений, которые в зависимости от обстоятельств могут играть определенную роль при возникновении землетрясений в сейсмически активной зоне, связанной с Перипьенинским линеаментом. При современном состоянии наших знаний о характере очагов этой зоны и механизме связанных с ней землетрясений пока нельзя предположить других объяснений.

При вычислениях зависимости теплового поля от глубины осадочным чехлом Чешского массива ввиду его малой мощности можно было пренебречь, но в Карпатах он достигает местами 10 км и своими термоизоляционными свойствами может обусловить резкое увеличение температуры с глубиной. Соответствующие коэффициенты теплопроводности приведены Чермаком (1974). Неоднородности теплового поля вызывают нерегулярности в

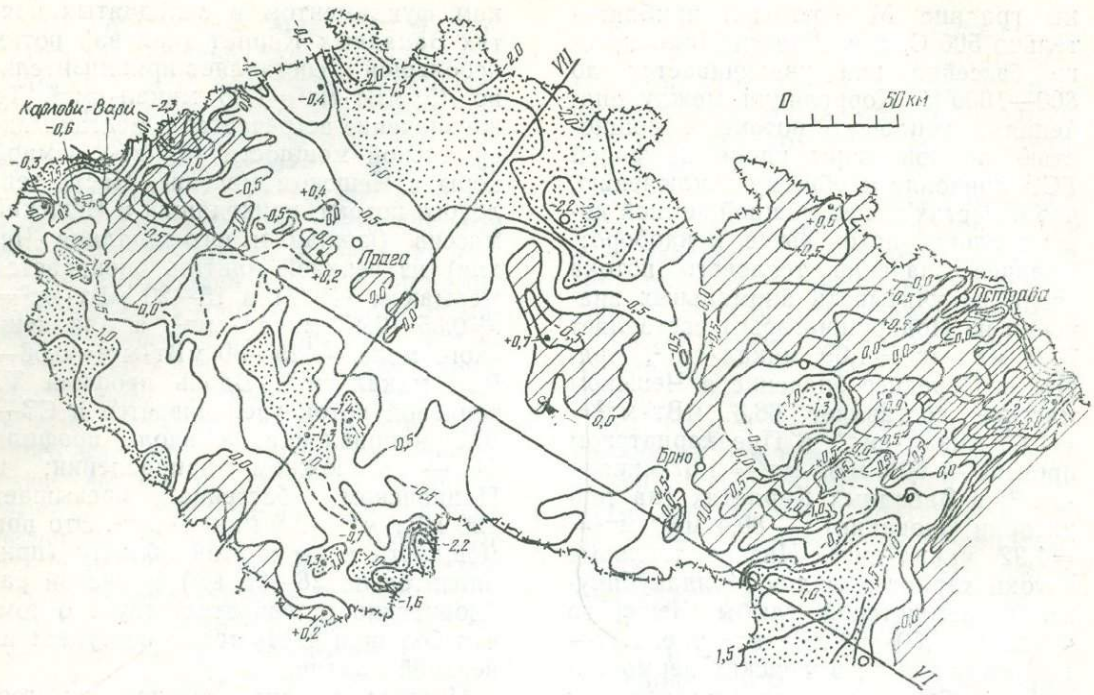



Рис. 193. Карта современных вертикальных движений земной коры в мм/год (по Выскочилу, 1972).

распределении электропроводности, поэтому геотермические и магнитотеллурические исследования следует проводить взаимосвязанно.

По результатам аэрорадинамических измерений была оценена генерация тепла (для магматических пород $5{,}9 \cdot 10^{-13}$ кал·см$^{-3}$·$_c^{-1}$, для метаморфических пород $3{,}1 \cdot 10^{-13}$ кал·см$^{-3}$·$_c^{-1}$, для осадочных отложений — $3{,}4 \cdot 10^{-13}$ кал·см$^{-3}$·$_c^{-1}$.

**ГСЗ. Отклонения от вертикали и современные движения земной коры.** Исследования отклонений отвеса от вертикали после исключения влияния рельефа местности (Бурша, 1969) показали (рис. 192), что имеется тесная связь между этими отклонениями, их градиентами и глубинной блоковой структурой Чешского массива и Западных Карпат (Затопек, 1974). По своей сути эти результаты отражают распределение плотностей на глубине и соответствуют схеме блокового строения (Затопек, 1948), о которой говорилось выше. Изолинии векторов отклонений очень похожи на изолинии аномалий силы тяжести и магнитных аномалий, как показывает сравнение соответствующих карт. Особенно выразительны связи в пределах многократно упоминавшейся зоны контакта между Чешским массивом и Карпатами. Сгущение вычисленных Буршей изолиний векторов отклонений в юго-западной ветке Перипьенинского линеамента характеризует южную часть как очень резкую границу и в совокупности с данными гравиметрии и магнитометрии указывает на очень сложную блоковую структуру к северо-востоку от Малых Карпат. Это соответствует также результатам магнитотеллурических зондирований, картине сейсмичности и результатам, полученным при изучении промышленных взрывов. В той части Перипьенинского линеамента, которая находится между международными профилями V и III, также имеются явные связи между изолиниями векторов отклонений от вертикали и другими геофизическими характеристиками. Таким образом, эта геодезическая величина, по которой определяют кривизну геоида, может при геофизических синтезах давать важную дополнительную информацию о глубинном строении земной коры.

Результаты изучения современных движений, их вертикальной составляющей (Выскочил, Копецкий, 1974) показали, что считавшаяся спокойной

территория ЧССР в действительности очень подвижна. Относительные скорости в некоторых частях Южной Словакии превышают 5 мм/год. В Чешском массиве (рис. 193), в том месте, где р. Эльба пересекает границу Чехии, а также в северо-восточной Чехии относительные скорости составляют 4 мм/год. В восточной Моравии (рис. 193) (Выскочил) обнаружено явное поднятие блока Моравско-Силезских Бескид. Зона контакта между Чешским массивом и Карпатами и на этой карте четко проявляется как зона повышенной подвижности, связанная больше с Перипьенинским линеаментом, чем с Ледницкой зоной.

Результаты ГСЗ были сопоставлены с данными о строении и физических особенностях земной коры и верхней мантии, полученными независимо от геофизических и геодезических методов. Это позволило уточнить существующую картину строения земной коры. Особенно это относится к зоне контакта между Чешским массивом и Карпатами, которая (по данным ГСЗ) проявляется как более глубоко погруженная система, сложенная блоками разной мощности, ограниченными на северо-западе — Ледницкой зоной, а на юго-востоке Перипьенинским линеаментом. Гравиметрические, сейсмические, геомагнитные, магнитотеллурические и геотермические особенности этой области, а также геодезические признаки подтвердили ее геолого-структурную самостоятельность. Установлено, что из двух основных разрывов (Ледницкой зоны и Перипьенинского линеамента) второй с точки зрения современной динамики земной коры более важен, чем зона контакта между Чешским массивом и Карпатами. Юго-западнее зоны контакта появляются типичные признаки другой важной глубинной разломной зоны СЗ—ЮВ простирания, отделяющей Восточные Альпы от Западных Карпат. Целью будущих исследований в этой зоне и других областях будет получение совокупности новых геофизических данных, необходимых для комплексного синтеза.

Геофизический синтез, выполненный для зоны контакта между Чешским массивом и Карпатами, хотя и не ответил еще на многие вопросы, но уже в начальной стадии позволил по-новому подойти к решению принципиальных проблем глобальной тектоники. Положительным моментом является то, что он внес ясность в многочисленные вопросы по решению программ, месте их реализации, временной последовательности будущих геофизических, геодезических и других исследовательских работ в ЧССР, а также и в вопросы международной координации и интеграции. Он открывает также большие возможности для надежного комплексного изучения структуры глубинных горизонтов, являющихся, кроме того, вместилищами новых источников сырья. Последовательное применение геофизических синтезов целесообразно в международном геодинамическом проекте, направленном на лучшее понимание закономерностей развития планеты Земля.

## ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ VIII


1. *Andrusov D.* Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. — Slov. akad. vied., 1968, Bratislava; *Particularités de la tectonique des Carpathes septentrionales.* — Congr. Géol. Intern. Section 3, 1972, Montreal; *Aperçu bref du bâtiment des Carpathes occidentales.* — X. Congr. Carp.-Balkan Geol. Assoc., General proceedings, 1975, Bratislava.
2. *Andrusov D., Köhler E.* Nummulites, faciés et dévelopment prétectonique des Carpathes occidentales centrales au Paléogène. — Geol. sbornik, 1963, **14** (1), Bratislava.
3. *Andrusov D., Bystrický J., Fusán O.* Outline of the structure of the West Carpatians. — X. Congr. Carp. — Balkan Geol. Assoc., Geol. ústav D. Štúra. 1973, Bratislava.
4. *Beránek B.* Results of deep seismic sounding in Czechoslovakia. — Bull. Inst. Geol. and Geoph. Res. (Applied Geophysics), Ser. C, 1967, N 8/9.
5. *Beránek B., Zounková M., Holub K.* Results of deep seismic sounding in Czechoslovakia, UMP Programme in Czechoslovakia 1962—1970. — Geophysics, Final Report, 1971, Academia Praha.
6. *Beránek B. et al.* Czechoslovakia. The results of the measurements along the international profiles. — In: The crustal structure of central and south-eastern Europe based on the results of explosion seismology, 87—98 a Geofiz. Közlem., spec. edit., 1972, Budapest.
7. *Beránek B., Dudek A.* The results of deep seismic sounding in Czechoslovakia. — Zeitschr. f. Geophys., 1972, N 38, Würzburg.
8. *Beránek B., Mayerová M., Zounková M., Guterch A., Materzok R., Pajchel J.* Results of deep seismic soundings along international profile VII in Czechoslovakia and Poland. — Studia geophys. et geod., 1973, N 17.

9. *Beránek B., Dudek A., Zounková M.* Rychlostní modely stavby zemské kùry v Českem masívu a v Západních Karpatech. — Sborník geol. věd, řada UG, 1975, N 13.
10. *Beránek B., Zátopek A.* The crustal structure in Czechoslovakia and the East-alpine region. — Proc. XIIIth Gen Ass. ESC Brasov 1972, Part III, Techn. and Econom. Studies, ser. D, Geoph. Prosp., 1975, N 10.
11. *Bernard J. H., Klomínsky J., Polanský J.* Correlation of principal plutonites and endogenous ore deposits with gravimetric pattern of the Bohemian Massif. — Věstník Ústř. ùst. geol., 1976, 51, N XX—XX.
12. *Biely A., Fusán K.* Zum Problem der Wurzelzonen der subtatrischen Decken. — Geol. práce, 1967, Zprávy 42.
13. *Bližkovský M., Pokorný L., Weiss J.* Structural scheme of the Bohemian Massif based on geophysical data. — Věstník Ústř. ùst. geol., 1975, N 50.
14. *Buday T., et al.* Tektonický vývoj Československa. — Naklad. ČSAV, 1961, Praha.
15. *Buday T., et al.* Refionální geologie Československa, II. Západní Karpaty 2, 1967, Praha.
16. *Burša M.* Effect of removed topography and compensation of deflections of the certical on the territory of Czechoslovakia. — Tr. Géophys., 1969, N 17.
17. *Čermák V.* Terrestrial heat flow in Czechoslovakia and its relations to some geological features. — 23th Int. Geol. Congress Prague, 1968, N 5.
18. Thermal structure of the crust in Czechoslovakia. — Int. Symp. in Seismol. and Solid — Earth Physics 1974, Jena, Adw DDR ZIPE, Nr. 31, T. 2, 1975, Berlin.
19. Geotermický výzkum v Československu 1970—1975. Sborník 6. celostát. konference geofyziku, Plzeň 4—6, 1975, N 11, díl 2, Geofyzika n. p., Brno, 1975.
20. *Čermák V., Jetel J., Krčmár B.* Terrestrial heat flow in the Bohemian Massif and its relation to the deep structure. — Sborník geol. věd, 1968, UG 7.
21. *Čorná O.* Sur la troucaille de restes d'organismes dans les roches graphitiques du cristallin des Petites Carpathes. — Geol. sborník, Geologica Carpatica 19, 1968, Bratislava.
22. *Čuta J., Mísař Z., Válek R.* Interpretace tíhového pole secerovýchodního okraje Českého masívu. — Sborník geol. věd, řada UG 1963, N 1.
23. *Dlabač M., Venčik E.* Geologická stavba autochtonního podkladu západní části vnějších Karpat na území ČSSR. — Rozpravy ČSAV, řada mat. — přír, věd 74, 1964, N 1.
24. *Dudek A., Suk M.* Zur geologischen Entwicklung des Moldannubikums. — Ber. Deuthsch. Ges. geol. Wiss., 10, 1965, Berlin.
25. *Dudek A., Špička V.* Geologie krystalinika v podloží karpatské předhlubně o flyšových příkrovu na jižní Moravě. — Sborník geol. věd, řada. G. 27, 1975, Praha.
26. *Dvořak J., Paproth E.* Über die Position und die Tektogenese des Phenoherzynikums und des Sudetikums in den mitteleoropäischen Varisziden. — N. Jb. Geol. Pal., Mn., 1969, Stuttgart.
27. *Holub V.* Map of the thickness of the Late Paleozoic inner molasse fillings of the Cariscan orogenic belt in the Bohemian Massif. — Věstník Ústř. ùst. geol. 1975, N 60.
28. *Holubec J.* Structural development of the geosynclinal Proterozoic and its relations to the deeper zons of the Earth's crust (Central European domain). — Rozpravy Čs. akad., 1968, věd 78, seš. 8.
29. *Chaloupský J.* Kaledonská a variská orogeneze v ještědském krystaliniku. — Sborník geol. věd, řada G 10. 1966, Praha.
30. *Ibrmajer J.* Gravimetrická mapa ČSSR 1 : 1 000 000 ÚÚG, 1966, Praha.
31. *Jegorkin A. V.* Sposoby opredelenija skorostnych parametrov razreza zemnij kory po godografam otražennych voln. —Izv. AN SSSR, Fizika Zemli, 1966, N 11.
32. *Kantor J.* $A^{40}/K^{40}$ Methode zu absoluten Altersbestimmungen und das Alter des gemeriden Granites von Betiliar, Zips — Göörer Erzgebirge. — Geol. práce, 1957, Zprávy 11.
33. Beitrag zur Geochronologie der Granite der N Tatra. — Geol. práce, 1963, 55.
34. Das Alter gewisser Granitoide und kristallinen Schiefer der Hohen Tatra nach dem radioaktiven Zerfall von $K^{40}$. — Geol. sborník, 1959, N 10 (1).
35. *Kárník V., Mechal E., Molnár A.* Erdbebenkatalog der Tschexhoslowakei. — Tr. Géophys, 1957, 4, N 69.
36. *Kárník V.* Seismicity of the European area. Part II. 1972, Academia Praha.
37. *Klinec A.* Zum Bau und Entstehung des Veporkristallin.—Západné Karpaty, 1966, N 6.
38. *Klomínský J., Dudek A.* The plutonic geology of the Bohemian Massif and its problems. 1978.
39. *Kondratěv O. K.* Približennyj sposob opredelenia skorosti po godografam otražennuch voln. Fondy IFZ AN SSSR, 1960.
40. *Kozur H., Mock R.* Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata Serie in Slovakei. — Geol. zborník. Geologica Carpathica, 1973, N 24.
41. *Kuthan M.* Deformation tectonics of the Central Slovakian neovolcanic region and the relations between the volcanism and tectonics. — Geol. práce, 1963, Správy 28.
42. *Mahel' M. et al.* Regionální geologie Československa, II. Západní Karpaty. 1, Praha, 1967.
43. *Man O.* Aeromagnetická mapa ČSSR. — ÚÚG Praha, 1966.
44. *Máška M., Zoubek V.* In Tectonic Development of Czeshoslovakia. Praha, 1966.
45. *Matějka A., Andrusov D.* Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie Centrale et des réfions ovoisinantes. — Knihovna Stát. geol. úst., 1931, N 13A.
46. *Petr V., Pěč K., Pěčová J., Praus K., Jankowski J., Szymanski A.* Studium nehomogenit elektrické vodivosti v oblasti karpatského oblouku. — Sborník 6. celostát. konference geofyz. Plzeň 4. — 6., 1975, N 11. díl 2, Geofyzika n. p. Brno, 1975.
47. *Praus O.* Electric conductivity of the Earth in Czechoslovakia studied by magnetotelluric and geomagnetic methods. UMP Programme in Czeshoslovakia 1962—1970, Geophysics, Final Report, 1971, Academia Praha.
48. *Röhlich P., Štovíčková N.* Die Tiefenstörungstektonik und deren Entwicklung im

zentralen Teil der Böhmischen Masse. — Geologie, 1968, N 17.
49. *Roth Z.* The relation of the sedimentation area of the Flush zone of the Czechoslovak West Carpathians to the Czech Massiff. — Věstník Ústř. úst. geol. 35, 1960, Praha.
50. Strukturbeziehungen des Sedimentationasgebietes der Westkarpaten zum Karpatenvorland und den Zentralkarpaten. — Geol. práce, Zprávy 28, 1963, Bratislava.
51. K strukturnímu rozdělení ČSSR. — Věstnik Ústř. úst. geol., Praha, 1964.
52. *Sollogub V. B., Prosen D., Militzer H.* The crustal structure of Central and Southeastern Europe based on the results of explosion seismology (editor G. Szénás), Geofizikai Közlemények, Special eddition, 1972, Budapest.
53. *Svoboda et al.* Refional geology of Czechoslovakia, 1. II. — Nakl. ČSAV, Praha, 1961.
54. *Vejnar Z.* Grundfragen des Moldanubikums und seine Stellung in der Böhmischen Mosse. — Geol. Rundschau, 1971, N 60, Stuttgart.
55. *Vyskočil P., Kopecký A.* Neotectionics and recent crustal mocements in the Bohemian Massif. — Ed. Výsk. úst. geid. — topogr. — kartogr., řada, 1974, N 4.
56. *Vyskočil V.* Comments on the manifestation of the deep structure of Czechoslovakia in the anomalous gravity field. — Tr. Géophys., 1972, N 20.
57. *Wiese H.* Geomagnetische Induktionspfeile in der ČSSR, hervorgerufen durch grossräumige elektrische Leitfähigkeitsstrukturen. — Studia geoph. et geod., 1965, N 9.
58. *Zátopek A.* On the propagation of Fast — alpine erathquakes through the Bohemian Mass (in Czech, english summary). — Inst. Géoph. Nat., Tr. Spéc. 1948, N 3.
59. Zu einigen Priblemen der Krustendynamik im Karpatengebiet. — Geofizikai Közlemények, 1957, 8.
60. Közép Europa geofizikai szintézise és az ezzel kapcsolatos problémák.—Magyar Geofizika XV, 1974, ÉVF 3—4.
61. Geophysical synthesis and crustal structure. — Proc. Int. Symp. Seismol. and Solid Eatrh Physics, 1974. Jena, AdW DDR ZIPE, 2, N 31, 1975.
62. *Zoubek V.* Grenze zwischen den Gemeriden und Veporiden. — Geol. práce, 1957, 46.
63. *Zoubek V., Malkovský M.* The Czechoslovakian part of the Bohemian Massif. — Tectonics of the Carpatian — Balkan Regions, Bratislava, 1974.

# ГЛАВА IX

# РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ МЕТОДОМ ГСЗ В СОЦИАЛИСТИЧЕСКОЙ ФЕДЕРАТИВНОЙ РЕСПУБЛИКЕ ЮГОСЛАВИИ

На территории Югославии в последние годы проведены исследования с целью выяснения строения земной коры и верхней мантии и роли последней в развитии земной коры. Наряду с исследованиями методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) проводилась комплексная интерпретация данных геофизических методов: гравиметрических, магнитных, аэромагнитных, сейсмологических, термических и палеомагнитных, а также современных вертикальных движений. Интерпретация такого типа открывает широкие возможности для выяснения закономерной связи между земной корой, верхней мантией, явлениями и процессами, проявляющимися в ней.

В настоящей работе нами изложены некоторые результаты этих сложных исследований. Даны характеристики строения земной коры отдельных геотектонических регионов: Паннонский бассейн, Динариды, Карпато-Балканская дуга, Сербско-Македонский массив и район Адриатического моря. Особый интерес представляет строение земной коры в тимокской и копаоникской эруптивных зонах и в офиолитовой зоне Динарид.

Исследования строения земной коры способом ГСЗ на территории Югославии проводились вдоль пяти профилей: Цавтат — Лозница — Канижа (часть международного разреза III); о. Палагружа — Славонски Брод — Валпово; Петровац-на-море — Неготин; Джаковица — Стара-Планина и Титово — Скопье — Делчево (рис. 194). Наблюдения по двум последним профилям велись только в одном направлении. Перечисленные профили пересекают различные геотектонические регионы — Паннонский бассейн, Динариды (Внешние и Внутренние) и Адриатическое море. Каждый регион отличается своеобразным строением земной коры.

Паннонский бассейн характеризуется сравнительно тонким осадочным покровом (до 4 км) со средней скоростью 2,0—2,5 км/с. В основании этих отложений залегают древние кристаллические породы со скоростью 6,0—6,2 км/с.

Тектоника Динарид очень сложная. С точки зрения физических особенностей (скорости и плотности пород) этого региона, необходимо подчеркнуть, что под карбонатной толщей ($V$= =6,0÷6,2 км/с) находится обломочная серия нижнего триаса и палеозоя со скоростью около 5 мм/с.

На рис. 195 показаны кривые изменения средних скоростей с глубиной по данным сейсмокаротажа скважин Ro — I; *ol* — I; *Gl* — I; *Gr* — I; *Vis* — I; Mo — I; *br* — I; Bo — I. В скважинах, которые прошли нижнетриасовые и палеозойские отложения (*Gl* — I и *Br* — *I*), средняя скорость несколько меньше, чем в других районах. В районе скважины Ro — I наблюдается резкое уменьшение скорости с глубиной — при переходе от мезозойских известковых к нижнетриасовым обломочным породам.

**Методы исследования.** Поскольку исследования проводились в районах с различными сейсмогеологическими и литофизическими особенностями, в каждой области была применена различная методика.

Полевые исследования проводились с помощью двух 24-канальных сейсмических станций типа HTL—7000 B ($f$=3÷30 Гц). Применялись сейсмографы двух типов *S*-36 с собственной частотой 2 Гц ($f$=7 Гц). Расстояние между сейсмографами составля-

Рис. 194. Схема расположения профилей ГСЗ на территории СФРЮ.

ло 150 м. Особое внимание уделено регистрации обменных волн с помощью горизонтальных сейсмографов. В районе Динарид расстояние между сейсмографами равно 200 м.

При работах на Адриатическом море использовались гидрофоны с линейными частотными характеристиками. Полевые материалы, полученные на профиле Джаковица — Стара-Планина и Титово — Скопье — Делчево, обрабатывались с помощью машины типа DFS-IV и были получены временные разрезы с переменной шириной осей синфазности.

## АНАЛИЗ ВОЛНОВОЙ КАРТИНЫ

На исследуемых разрезах (Цавтат — Лозница — Канижа; о-в Палагружа — Славонски Брод — Валпово; Петровац-на-море — Неготин и др.) на сейсмограммах отмечены волны различного типа $P_1^0$, $P_1$, $P^м$ и $P^м_{отр}$.

На рис. 196, 197 показаны сейсмограммы, где зарегистрированы волны $P_1^0$, $P_1$, $P^м_{отр}$. Волны $P_1^0$ малоинтенсивные и сравнительно быстро затухают. Волна $P_1$ по кажущейся скорости близка к волне $P_1^0$, но отличается от нее большей интенсивностью. Она прослеживается на большом расстоянии от точки взрыва. Волна $P^м_{отр}$ отличается большей кажущейся скоростью и значительной интенсивностью.

Для получения данных об особенностях сред был проведен широкий анализ изменения амплитуд зарегистрированных волн в зависимости от расстояния. Все амплитуды сведены к одной величине заряда. Полученные амплитудные кривые приведены к среднему выражению с помощью прямых, а коэффициенты направлений этих прямых использованы для получения относительных качественных заключений о затухании волн в среде, через которые проходят волны.

На рис. 198 показаны амплитудные кривые для волн $P_1^0$, $P_1$, $P^м$ и $P^м_{отр}$, зарегистрированные на профилях Цавтат — Лозница — Канижа (*а*) и о. Палагружа — Славонски Брод — Валпово (*в*).

Кривые волн $P_1^0$ показывают незначительное уменьшение амплитуды до 90—100 км, после чего происходит резкое ослабление этих волн. Кривые для $P_1$ указывают на более медленное ослабление волн $P_1$, чем волн $P_1^0$. Амплитудные кривые волн $P^м$ почти горизонтальные, что свидетельствует о незначительном затухании этих волн.

На рис. 199 показан динамический годограф для волн, записанных в участке разреза о. Палагружа — Славонски Брод — Валпово.

При анализе частотных спектров зарегистрированных волн особое внимание уделялось отбору. На рис. 200 приведены полученные результаты. Отчетливо видно, что максимум спек-

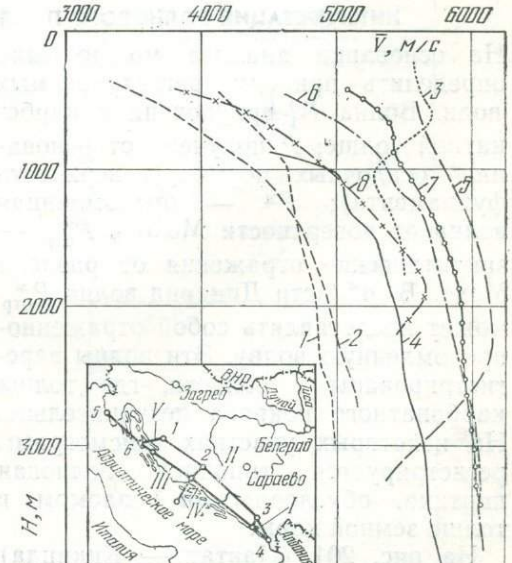



Рис. 195. Графики средней скорости для различных пунктов на территории СФРЮ.

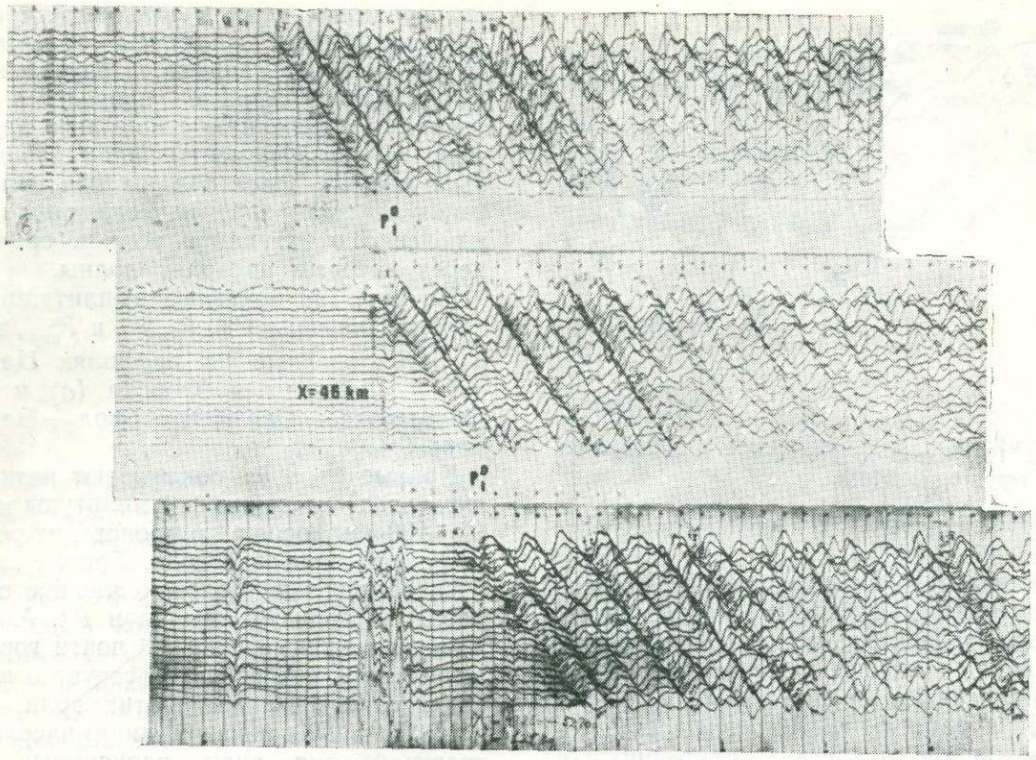



Рис. 196. Сейсмограммы, иллюстрирующие запись волн от границ в осадочном слое и от поверхности фундамента.

тральной кривой для волны $P_1^0$ приходится на частоту 7,5 Гц, для волны $P$ — 7 Гц, а для волн $P^м$ — 6,2 Гц.

### ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ВОЛНОВОГО ПОЛЯ

На основании анализа можно было определить природу регистрируемых волн. Волна $P_1^0$ приурочена к карбонатной толще; $P$ получена от основания осадочных пород (поверхность фундамента); $P^м$ — преломленная волна от поверхности Мохо и $P^м_{отр}$ — закритические отражения от раздела Мохо. В области Динарид волна $P^м_{отр}$ может представлять собой отраженно-преломленную волну. Эти волны зарегистрированы в области, где толща карбонатного покрова незначительна. На некоторых участках сейсмограмм регистрируется типичная волновая картина, обусловленная разломом в толще земной коры.

На рис. 201 (Цавтат — Кикинда) представлены сейсмограммы в районе известной перидотитовой зоны разломов, проходящей через Златибор и Конюх.

В самой северной части профиля III также обнаружено несколько разломов. На рис. 202 показан разлом, установленный вблизи П 125 *км*.

Кроме перечисленных выше волн, выделен ряд более сложных: волна *PPS* отмечена на сейсмограммах в интервале 25—50 км, ее кажущаяся скорость составляет около 3800 м/с; волна типа *PPP* наблюдается с 60 км от точки взрыва и отличается большими кажущимися скоростями, чем ранее упомянутая; волна *PPPSS* регистрируется в интервале 40—100 км, ее кажущаяся скорость изменяется от 5,50 до 8,5 км/с; волна *PSSSS* имеет небольшую кажущуюся скорость (3,9—5,0 км/с) и отмечена при более поздних вступлениях, прослеживается в промежутке 55—80 км; кажущаяся скорость волны *SSSS* изменяется 3,2—4,0 км/с, наибольшую кажущуюся скорость показывает тип волн $P_{11123}$ $S_{21}$.

На рис. 203 показаны годографы, отвечающие волнам, записанным горизонтальными сейсмографами, сопос-

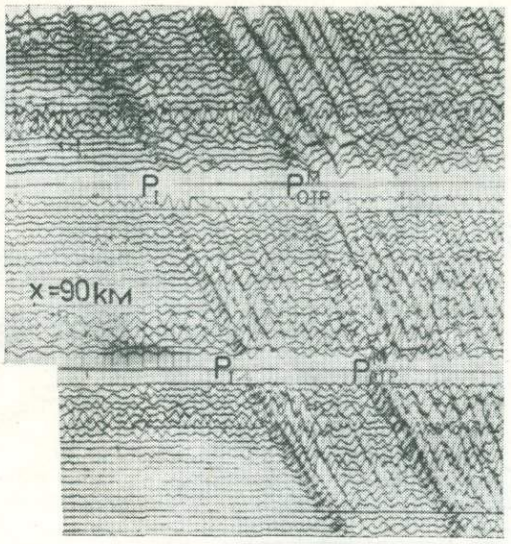



Рис. 197. Сейсмограммы, иллюстрирующие запись волн от поверхности фундамента и поверхности М в пределах Паннонской впадины.

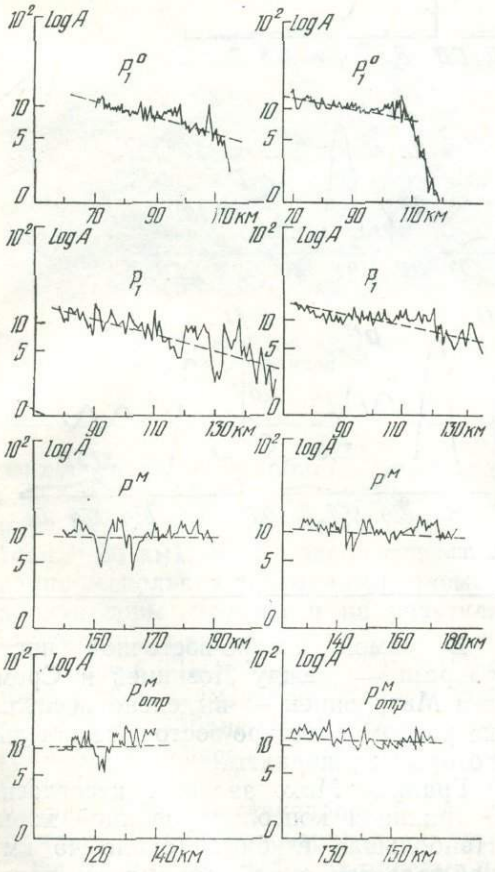


Рис. 198. Амплитудные кривые волн различного типа, зарегистрированные в области Динарид.

тавленные с годографами, соответствующими волнам, зарегистрированными вертикальными сейсмографами.

Результаты анализа частотных спектров продольных и некоторых поперечных волн, зарегистрированных при одинаковом или различном расстоянии от ПВ, показаны на рис. 204. Максимумы трансформированных волн типа *PPS* и *PPPSS* приходятся на более низкую частотность, чем соответствующие продольные волны. Они также более резко уменьшаются с увеличением расстояния.

## РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ

На глубинном разрезе Цавтат — Кикинда (рис. 205) показано положение границ поверхности консолидированной коры и Мохоровичича. Как видим, граница консолидированной коры залегает наиболее глубоко в юго-западной части разреза — в районе

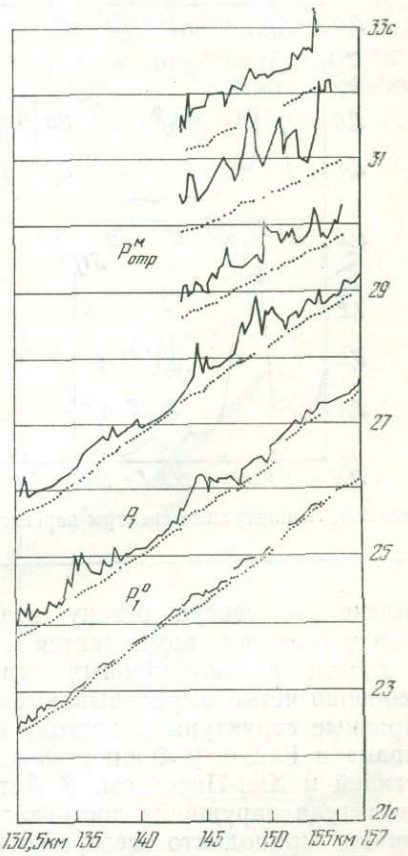


Рис. 199. Динамические годографы волн, зарегистрированных в области Динарид.

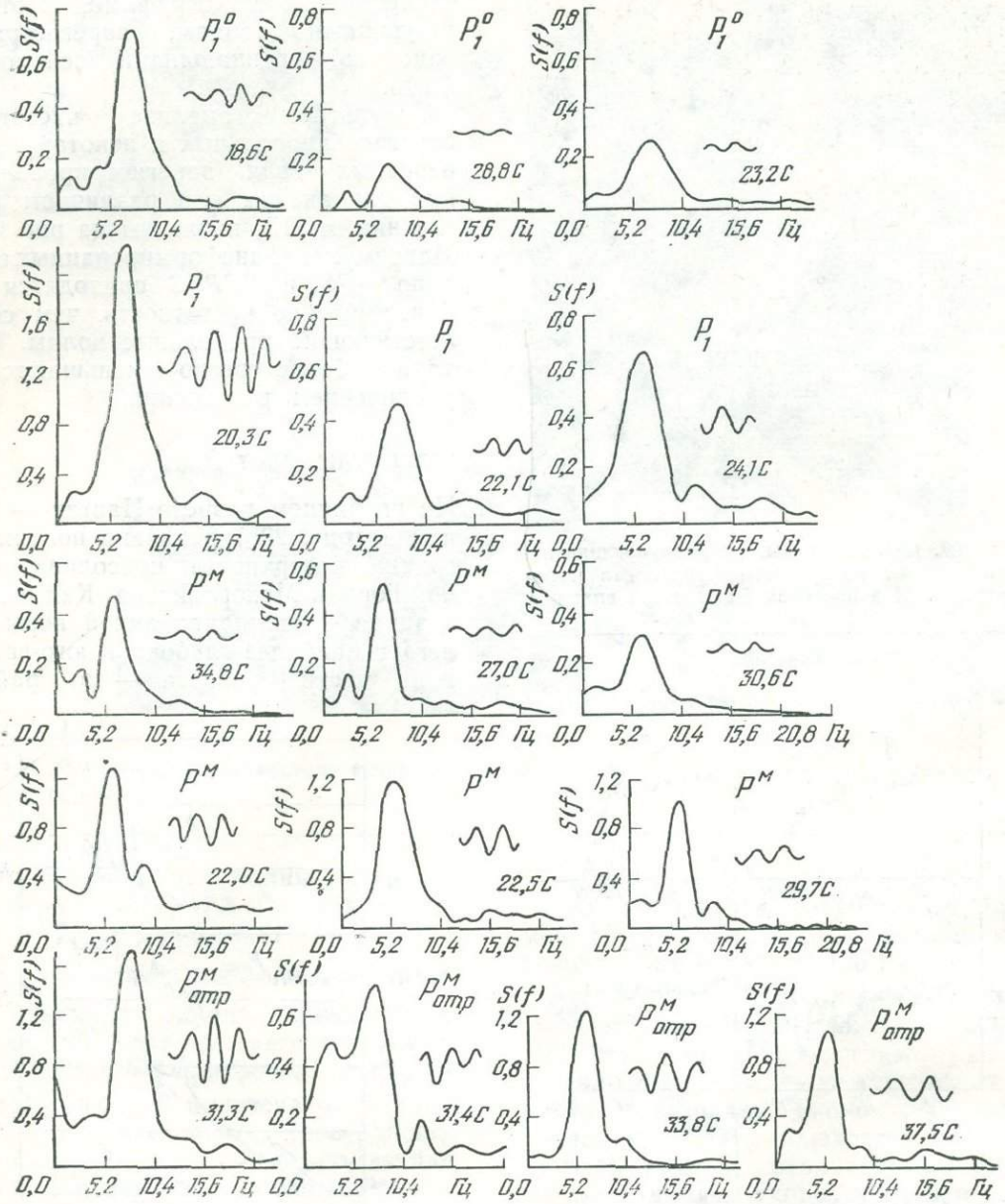



Рис. 200. Амплитудные спектры зарегистрированных волн.

Билече. К северо-востоку эта граница в основном воздымается и образует ряд антиклинальных структур. Особенно четко вырисовываются аркообразные структуры к востоку от Автоваца и Гацко, у Фочи и между Рогатицей и Хан-Пиесаком. У Автоваца амплитуда нарушения достигает 2 км, причем приподнято северо-восточное крыло сброса.

Зона между Хан-Пиесаком и Соколацем представляет собой грабен.

В самой северо-восточной части разреза — между Лозницей и Сремска Митровицей — выделено несколько разломов, северо-восточные крылья которых приподняты.

Граница Мохо залегает несогласно с границей консолидированной коры. Наибольшая глубина (около 45 км) наблюдается в районе Билеча, далее же к северо-западу она воздымается. В районе Власеницы она равна 25 км. В пределах Паннонского бассейна по-

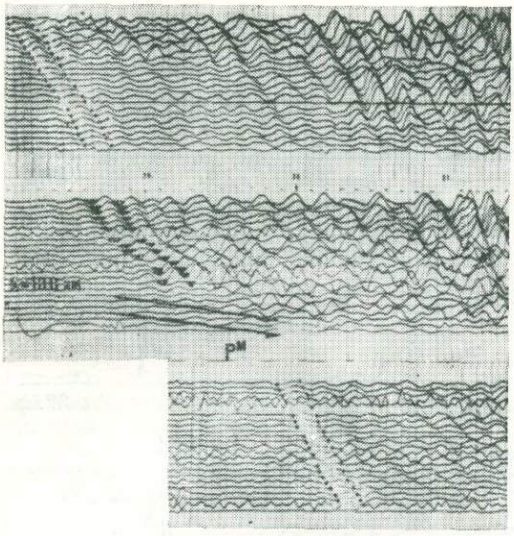


Рис. 201. Пример сейсмической записи в зоне глубинного разлома в районе Златибор — Коюх.

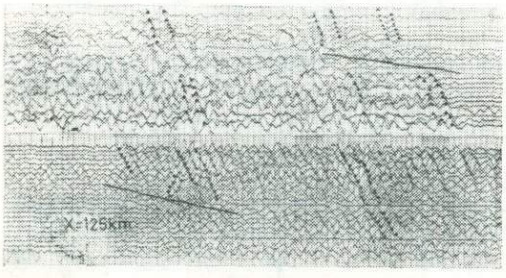



Рис. 202. Пример сейсмической записи в зоне разлома в консолидированной коре (геотраверс II).

верхность Мохо приобретает вид синклинали, максимальная глубина которой находится под горой Фрушка (около 30 км). Установлено существование нескольких глубинных разломов: вблизи горы Фрушка и на участках, прилегающих к Динаридам.

Профили Джаковицы — Стара-Планина и Титово—Скопье—Делчево проходят от албанской до болгарской границы и пересекают несколько геотектонических зон — Внутренние Динариды, Сербско-Македонский массив и часть Балканско-Карпатской дуги.

На указанных профилях полевые исследования были проведены с современной аппаратурой типа *DFS*-IV и низкочастотными сейсмографами ($f=2$ Гц). Регистрация проводилась на удалении 110—300 км от ПВ, система наблюдений была рассчитана на регистрацию закритических отражений от поверности Мохо.

Полевые материалы обрабатывались в вычислительном центре. На рис. 206 приведены результаты машинной обработки сейсмической записи.

На рис. 207 и 208 показаны разрезы земной коры вдоль профилей Джаковицы — Стара-Планина [207] и Титово — Скопье — Делчево [208]. Поверхность Мохо залегает на глубинах 30—45 км, причем на обоих профилях происходит уменьшение толщины коры в северо-восточном направлении.

## КОМПЛЕКСНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Исследования строения земной коры в последнее время, как уже было упомянуто, принимают все более сложный и систематический характер. Наряду с проведенными исследованиями методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) данные о строении земной коры дополняются результатами гравиметрических, магнитных, аэромагнитных, сейсмологических, термических, палеомагнитных и дру-

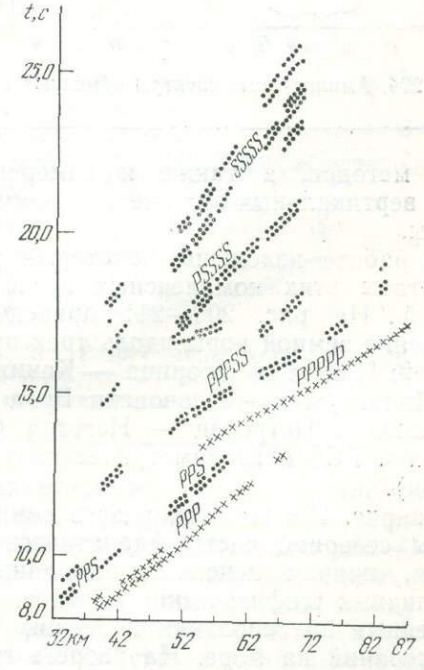



Рис. 203. Годографы зарегистрированных обменных волн.

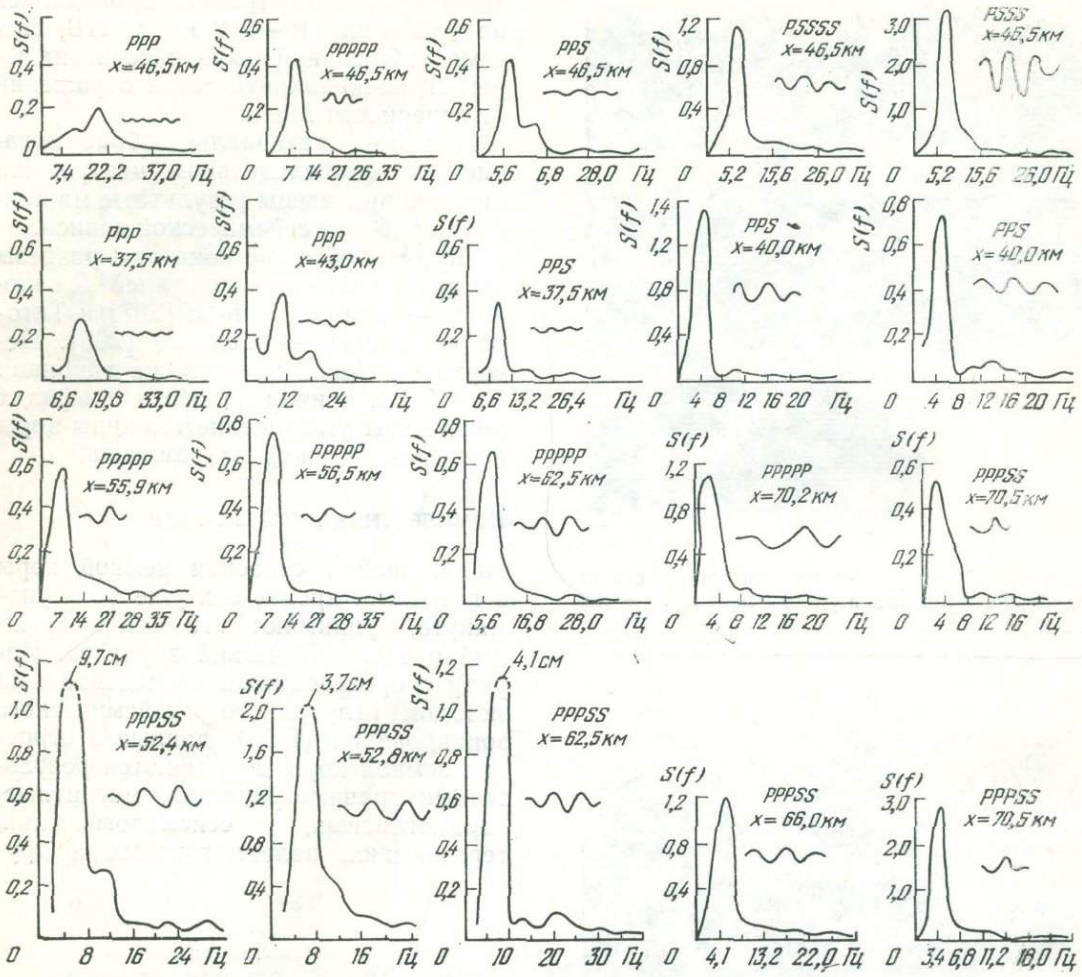



Рис. 204. Амплитудные спектры обменных волн.

гих методов, а также и измерением вертикальных движений земной коры.

В работе изложены некоторые результаты этих комплексных исследований. На рис. 209—211 приведено строение земной коры вдоль трех профилей: Цавтат — Лозница — Канижа, о. Палагружа — Славонски Брод — Валпово и Петровец — Неготин (по данным ГСЗ и гравиметрических расчетов).

На рис. 208 показан разрез земной коры северной части Адриатического моря, причем использованы данные различных геофизических методов, полученные на основании новейших исследований на море. На разрезе граница консолидированной коры и раздел Мохоровичича показан по данным ГСЗ. Исходя из этих данных о положении границ, мы провели количественную интерпретацию результатов гравиметрии и выделили пять сред, плотность которых показана на разрезе. Приведенная модель земной коры удовлетворяет как результатам ГСЗ, так и гравиметрическим данным. Аэромагнитная кривая I отображает поверхностные неоднородности и границы консолидированной коры. Влияние мантии на аэромагнитное поле не проявляется, что и понятно, если учесть положение раздела Мохо по отношению к изотерме Кюри. В восточной части разреза получены более низкие величины общей интенсивности земного магнитного поля, несмотря на то, что граница Мохо залегает на небольшой глубине.

На разрезе по особенностям строения земной коры можно выделить че-

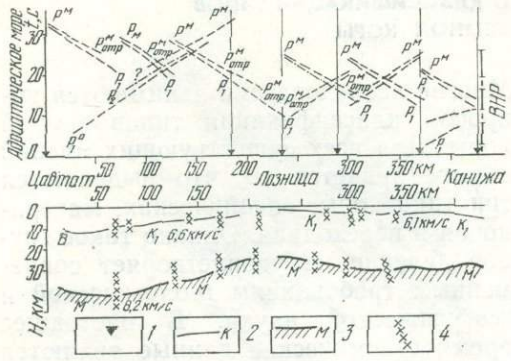



Рис. 205. Система годографов сейсмических волн и сейсмогеологический разрез вдоль геотраверса II на территории СФРЮ:

*1* — пункты взрыва; *2* — поверхность консолидированной коры; *3* — поверхность Мохоровичича; *4* — разломы.

Рис. 206. Результаты машинной обработки записи сейсмических волн.

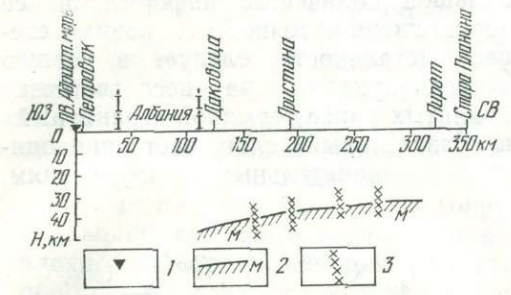



Рис. 207. Строение земной коры вдоль профиля Джаковица-Стара-Планина по результатам интерпретации данных ГСЗ (по одиночному годографу):

*1* — пункты взрывов; *2* — поверхность Мохоровичича; *3* — разломы.

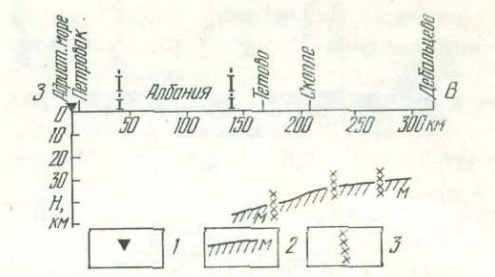



Рис. 208. Строение земной коры вдоль профиля Титово-Скопье-Делчево по результатам интерпретации данных ГСЗ (по одиночному годографу). Условные обозначения см. на рис. 207.

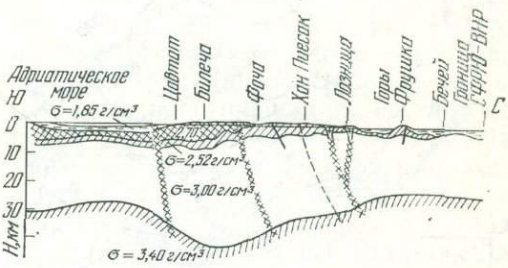



Рис. 209. Разрез земной коры вдоль профиля Цавтат—Лозница—Канижа по результатам интерпретации данных гравиметрии.

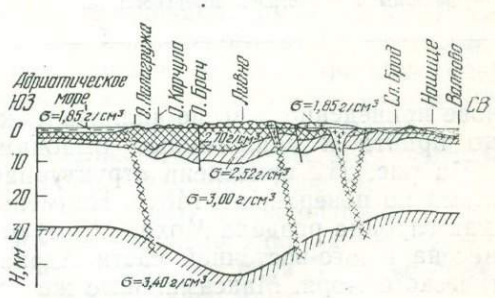



Рис. 210. Разрез земной коры вдоль профиля о. Палагружа—С. Брод—Валпово по результатам интерпретации данных гравиметрии.

тыре зоны: район Адриатического моря, участок между Цавтатом и Фочей, где толщина коры достигает максимальной величины (приблизительно 43 км), район между Фочей и Лозницей и Паннонский бассейн.

На рис. 209 приведен разрез от Палагружи до Валпово. Здесь проведена аналогичная комплексная интерпретация с использованием данных ГСЗ, гравиметрического и аэромагнитного полей. На профиле можно выделить четыре зоны, характеризующиеся своеобразным строением коры: район Адриатического моря, участок между Палагружей и Турбе, участок к северо-востоку от Турбе и район Паннонского бассейна.

На рис. 210 показан разрез от Петроваца-на-море до Неготина. На ос-

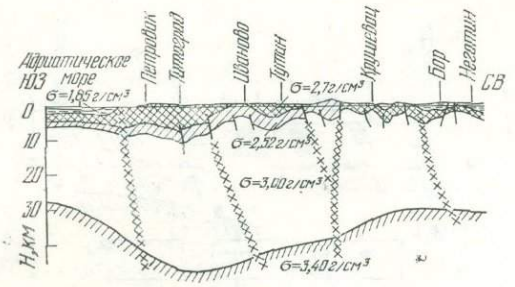



Рис. 211. Разрез земной коры вдоль профиля Петровац—Неготин по результатам интерпретации данных гравиметрии.

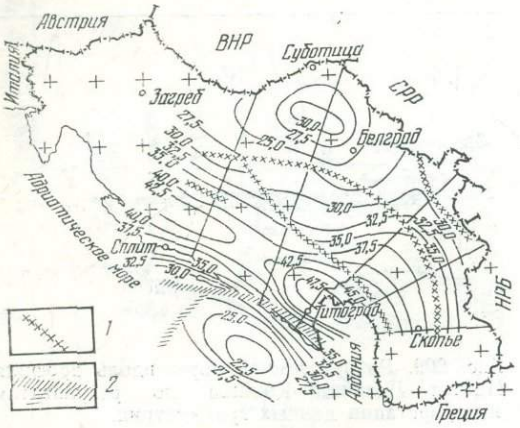



Рис. 212. Структурная схема по поверхности М:
*1* — разломы; *2* — изогипсы поверхности М.

нове приведенного выше анализа можно прийти к аналогичным выводам.

На рис. 212 приведена структурная схема по поверхности Мохо. Наименьшая глубина раздела Мохо (22 км) отмечена в юго-восточной части Адриатического моря. Максимальные же величины приходятся на внешнюю зону Динарид. Многими разломами кора разделена на отдельные блоки.

На рис. 213 приведена схема тектонического районирования территории Югославии на основании глубинного строения земной коры.

На рис. 214 изображена карта эпицентров землетрясений на территории Югославии с глубинными разломами, большая часть которых совпадает с сейсмическими активными зонами.

Анализ этих данных позволяет определить глубинные разломы, активные в настоящее время.

## О КЛАССИФИКАЦИИ ТИПОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Многие исследователи занимаются вопросом классификации типов земной коры. Для всех существующих мнений общим является то, что выделяются три типа коры: океаническая, материковая и переходная. Однако такое грубое деление не удовлетворяет современным требованиям геологической и геофизической науки. В настоящее время сейсмические данные являются основным материалом для такой классификации. За последние годы количество информации о строении земной коры увеличилось и относится к различным тектоническим районам, в связи с чем возникла необходимость обобщения и классификации полученных результатов.

Хотя эти данные отображают современное состояние земной коры, они могут в какой-то мере ответить на ряд вопросов в рамках пространственного и временного факторов и воссоздать эволюционное развитие земной коры. Наряду с объективными трудностями, возникающими при рассмотрении классификационных типов земной коры, какими являются относительно небольшое количество информации, ее недостаточная точность и разная степень детальности, следует в первую очередь указать на несоответствие принятых ранее терминов «гранитный» и «базальтовый» слои, часто приводящих к значительным затруднениям,

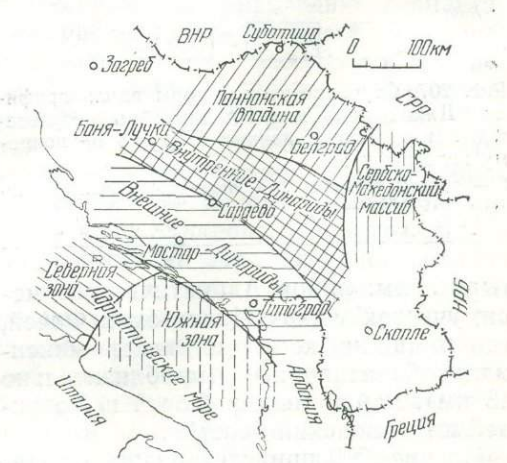



Рис. 213. Выделенные блоки со специфическим строением земной коры.

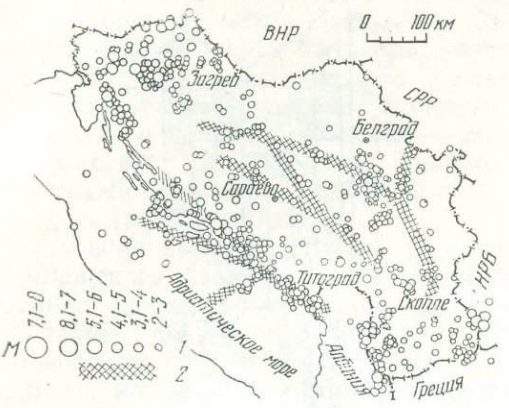



Рис. 214. Карта эпицентров землетрясений на территории Югославии:
*1* — магнитуда; *2* — глубина очага; *3* — глубинные разломы.

«гранитный» слой может содержать разные литологические компоненты (от метаморфизованных осадочных пород до магматических гранитных интрузий). Отсюда следует, что выделять слои, образующие кору, необходимо только по физическим параметрам горных пород.

На основании детальных исследований, проведенных на территории Югославии, не удалось в районе Паннонского бассейна обнаружить границу, характеризующуюся скоростью в 6,6—7,0 км/с (граница Конрада). В пределах Динарид, на широком пространстве, данные о существовании этой границы сомнительны. Регистрируемые волны, связанные с этой границей, плохого качества и приурочены к зоне орогена. Они указывают на то, что расположенная над этой границей среда по направлению к Паннонскому бассейну выклинивается и исчезает.

Исходя из опытных данных, выделены и сопоставлены разные типы коры, обнаруженные в Югославии и за ее пределами с целью установления некоторых закономерностей [6].

Сейчас с уверенностью можно провести две границы в коре: поверхность консолидированной коры и раздел Мохо, т. е. верхнюю границу мантии. Эта модель несколько упрощена, но вполне четкая. Для того чтобы охватить как можно больше видов земной коры в пределах суши (подразумевая и внутренние моря) и углубить исследования, были привлечены данные о строении коры Аравийского щита и Каспийского моря.

Анализ указанных типов коры позволяет рассматривать разнообразные геотектонические структуры, существующие от раннего палеозоя.

Так как область Аравийского щита относится к наиболее устойчивым в геотектоническом отношении, ее строение представляет особый интерес. Из закономерностей взаимосвязи геотектонических условий более мелких и глубоких частей коры можно сделать вывод о постоянстве ее строения в пределах щита в ходе всего геологического развития Земли, прослеживаемого на основе ископаемых остатков растительного и животного мира. Исходя из этого стабильного типа коры, рассмотрим изменения в строении других областей, наступившие вследствие перемен геотектонических условий. Например, в области Паннонского бассейна толщина земной коры составляет 25 км, в части Внутренних Динарид — 35 км, а в области Внешних Динарид — 46 км. На южном участке Адриатического моря толщина коры 27 км, причем она увеличивается в северо-западном направлении. Таким образом, на центральном участке Адриатического моря она составляет 32 км, а на северо-западном — 37 км. В пределах Болоньского бассейна толщина коры равна 45 км. Приблизительно такую же толщину имеет земная кора и в области Каспийского моря.

Анализ этих данных [6] позволяет сделать следующие выводы:

1. В области большой толщины осадочного слоя, порядка 12—17 км, консолидированная кора глубоко погружена в верхнюю мантию.

2. Как в пределах орогена, так и в крупных седиментационных бассейнах с относительно спокойными тектоническими условиями, консолидированная кора тоже может глубоко погрузиться в мантию (Внешние Динариды, район северной Адриатики, Болоньский бассейн и Каспийское море).

3. По мере уменьшения ширины седиментационного бассейна увеличивается степень погружения консолидированной коры. Это происходит в результате увеличения общей толщины осадочного комплекса и давления на единицу поверхности.

4. Районы, в которых толщина осадочного покрова измеряется в пределах 5—7 км, отличаются более тонкой корой. Такими являются Внутренние Динариды и Восточная Сербия.

5. Районы с тонким осадочным покровом порядка 4—6 км характеризуются относительно тонкой корой (Паннонский бассейн и южная часть Адриатического моря).

6. Если из приведенных типов коры вычесть осадочный покров, то толщина консолидированной коры изменяется между 20 и 30 км. Наибольшая толщина коры приходится на область орогена Внешних Динарид, где можно ожидать, что в консолидированную кору включена и часть кристаллических пород.

7. В области Адриатического моря отмечается увеличение погружения и утолщение коры наряду с увеличением толщины осадков. Таким образом, самая тонкая кора находится в южной части Адриатического моря, где сохранились наиболее устойчивые геотектонические условия. По направлению к северо-западу скорость осадкообразования более поздних отложений увеличивается. В северной части Адриатики образовался очень толстый слой четвертичных отложений.

Учитывая изложенное выше, невозможно согласиться с высказываниями некоторых исследователей о том, что на отдельных участках Югославии (мел) существовала океаническая кора, трансформировавшаяся затем в континентальный тип коры.

## КЛАССИФИКАЦИЯ ТИПОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА БАЗЕ ИЗМЕНЕНИЯ СКОРОСТЕЙ В КОНСОЛИДИРОВАННОМ КОМПЛЕКСЕ

Исходя из данных о строении земной коры, полученных в областях Югославии разного геотектонического характера, и сопоставляя их с данными для других частей Земли, можно сделать вывод о том, что раздел Конрада как региональная сейсмическая граница не существует.

По нашему мнению, раздел Конрада нельзя считать границей, одинаковой по значению с поверхностью консолидированной земной коры и разделом Мохо.

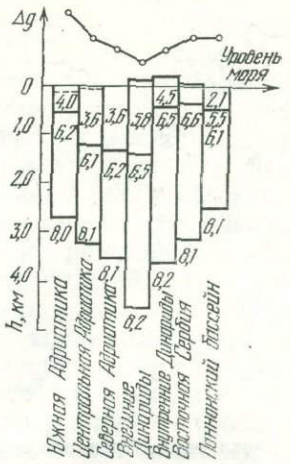



Рис. 215. Соотношение аномалий Буге, средних высот древнего рельефа и мощности земной коры для различных областей Югославии.

Широкая изменчивость скоростей в районах, где предположительно отмечены волны, преломленные от нижней части коры, появляется из-за большого разнообразия применяемых способов исследования и неодинаковой точности определения скоростей. Часто волны, принимаемые за отраженные от раздела Конрада, в сущности могут представлять собой закритические отражения от раздела Мохо, или же комбинации определенных видов волн (отраженно-преломленных и преломленно-отраженных).

Нами опубликован график изменения скоростей в кристаллическом комплексе коры в зависимости от глубины залегания и геотектонической характеристики региона [6]. Из графика видно, что скорость до 6,5 км/с наблюдается в консолидированной коре до глубины 12 км в материковых областях, особенно — орогене. На территории Югославии при одинаковых условиях скоростям в 5,8—6,5 км/с соответствуют породы в основании осадочных отложений. В области орогена скорости от 6,5 до 7,2 км/с наблюдаются в различных регионах на разных глубинах.

Распространенное широко мнение о взаимосвязи между средней высотой определенного района и мощностью коры подтверждается на территории Югославии только частично. Из рис. 215 следует, что средняя высота района Внешних Динарид меньше,

чем Внутренних, в то время как мощность коры значительно больше. Гипотеза Эри не может быть применена здесь. Из рис. 215 видно, что в коре существуют определенные изменения мощности в пределах Югославии. Это соответствует гипотезе Эри. Происходит также изменение средней плотности коры (гипотеза Прата).

Значения аномалии Буге в районах Паннонского бассейна и Восточной Сербии примерно одинаковы, хотя в последней кора более мощная. Это происходит частично из-за того, что в Восточной Сербии комплекс осадочных слоев состоит из пород с более высокой плотностью, чем в Паннонском бассейне и, таким образом, влияние коры компенсируется.

## ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ IX


1. *Dragašević T., Andrić.* Deep Seismic Sounding of the Earth's Crust in the Area of the Dinarides and Adriatic Sea. — Geophysical Prospecting, 1968, N 16.
2. *Dragašević T.* Earth Crust Investigation Using Converted Waves. — Geophysical Prospecting, 1970, N 2.
3. *Dragašević T.* Investigation of the Structural Characteristics of the Mohorovičić Discontinuity in the Area of Yugoslavia. — Bulletino di geofisica teorica od applicata, 1969, N 41—42.
4. *Dragašević T., Andrić B.* Results of the Earth Crust by deep seismic sounding obtained up to present on the area of Yugoslavija. — Acta Seismologica Yugoslavica, 1975, N 2—3.
5. *Dragašević T.* Contemporary structure of the Earth's crust and upper mantle on the territory of Yugoslavia. Faculty of Mining and Geology Belgrade Univesity, 1974.

## ОГЛАВЛЕНИЕ


Введение (В. Б. Соллогуб, Д. Просен, А. Гутерх) . . . . . 5

Глава I

Тектоническое районирование и основные черты строения Центральной и Восточной Европы (В. Е. Хаин, В. И. Славин) . . . . . 11

Литература к главе I . . . . . 34

Глава II

Результаты исследования строения земной коры на территории Народной Республики Болгарии (Хр. Дачев, Ив. Петков) . . . . . 24

Геологическая обстановка и особенности распределения геофизических полей . 25
Техника и методика сейсмических исследований . . . . . 27
Характеристика волнового поля . . . 28
Интерпретация данных ГСЗ . . . . 29
Интерпретация гравиметрических, магнитных и сейсмологических данных 31
Литература к главе II . . . . . 34

Глава III

Данные о структуре земной коры и верхней мантии в пределах Венгерской Народной республики 35

Краткое описание геологии Паннонского бассейна (И. Салам) . . . . 35
Исследования методом ГСЗ (Э. Митух) 35
Строение земной коры и верхней мантии по данным отраженных волн (К. Пошгай) . . . . . 43
Изучение земной коры и верхней мантии по данным сейсмологии (Э. Бистричань) . . . . . 44
Региональная структура Паннонского бассейна по данным электрических измерений (А. Адам) . . . . 45
Геотермические исследования (Л. Штегена) . . . . . 47
Строение земной коры и верхней мантии по данным комплексной интерпретации (К. Пошгай) . . . . 49
Литература к главе III . . . . . 50

Глава IV

Изучение строения земной коры и верхней мантии в Германской Демократической Республике . . . 52

Геологический очерк (Х. Браузе, Э. Шредер) . . . . . 52
Методика и результаты региональных работ методом КМПВ в северной части ГДР (В. Буркерт, В. Ланге, В. Э. Новак, К. Г. Рихтер) . . . 54
Методика и результаты региональных работ с аппаратурой «Земля» (И. В. Померанцева, М. К. Полшков, А. П. Мозженко, В. Хоккелер, В. Ланге, Д. Кернер) . . . . 58
Методика и результаты региональных исследований методом ГСЗ в южной части ГДР (Р. П. Ойсберг, Х. Кнотe) . . . . . 61
Строение земной коры и мантии в ГДР и Балтийском море по дисперсии скоростей Релеевских сейсмических волн (Х. Неймхефер, Х. Гют) . . 64
Комплексная интерпретация (Х. Браузе, Г. Порстендерфер, Г. Катсунг, А. Солин) . . . . . 65
Литература к главе IV . . . . . 70

Глава V

Основные результаты изучения структуры земной коры в Польской Народной Республике . . 72

Геологическое строение Польши (В. Пожарисский) . . . . . 72
Восточно-Европейская платформа . 72
Палеозойская платформа и связанные с ней орогены . . . . . 74
Альпийский ороген и платформенный эпиварисцийский покров (альпийский) . . . . . 77
Структура консолидированной коры на территории Польши (Я. Скорупа) . 79
Основы техники наблюдений и методики интерпретации (Я. Пайхель, Р. Матежок, Э. Перхуць) . . . . . 83
Строение земной коры вдоль VII международного профиля ГСЗ на территории Польши (А. Гутерх, Р. Матежок, Я. Пайхель, Э. Перхуць) . . 84
Результаты исследования строения земной коры вдоль VIII международного профиля ГСЗ на территории Польши (А. Гутерх, Р. Матежок, С. Топоркевич, Я. Пайхель, Э. Перхуць, Т. Ковальский) . . . . 89
Строение земной коры в районе V Международного профиля (Я. Ухман) . 93
Результаты исследований ГСЗ на региональном профиле ЛТ-2 (А. Гутерх, Т. Ковальский, Р. Матежок, С. Топоркевич) . . . . . 95
Исследование структуры земной коры вдоль регионального профиля ЛТ-3 (А. Гутерх, Я. Пайхель, Э. Перхуць) . . . . . 98
Строение земной коры в Предсудетском

районе на основании интерпретации до- и околокритических отраженных волн (А. Гутерх, Р. Топоркевич, Р. Матежок, Я. Пайхель, Э. Перхуць) . . . . . 101
Точечные продольные и непродольные профилирования (М. Град) . . . 105
Структура и физические свойства земной коры на территории Польши по результатам глубинных сейсмических зондирований (А. Гутерх) . . . 106
Интерпретация спектральных свойств волнового поля (Я. Пайхель) . . 110
Литература к главе V . . . . . 111

Глава VI

Сейсмические исследования структуры земной коры в Социалистической Республике Румынии 115

Методологические вопросы (П. Константинеску, И. Корня, Ф. Рэдулеску) . 115
Природа сейсмических волн . . . . 118
Результаты сейсмических исследований 119
Интерпретация результатов в свете теории тектоники плит и некоторые вопросы сейсмотектоники территории Румынии . . . . . 123
Литература к главе VI . . . . . 125

Глава VII

Основные закономерности глубинного строения европейской части СССР . . . . 127

Строение земной коры и верхней мантии восточной части Балтийского щита (И. В. Литвиненко, Л. Н. Платоненкова) . . . . . 127
Результаты исследования глубинного строения Украинского щита (В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов, А. А. Трипольский, В. А. Бабинец) . . . . 136
Глубинное строение земной коры юго-восточной части Восточно-Европейской платформы (И. В. Померанцева) 147
Строение земной коры и верхней мантии Восточно-Европейской платформы по профилю ГСЗ Воронежский массив — Полярный Урал Н. А. Беляевский, Б. С. Вольвовский, И. С. Вольвовский, А. В. Егоркин, Е. А. Попов, Н. М. Чернышев) 154
Глубинное строение Прикаспийской впадины (А. В. Егоркин, М. И. Разинкова) . . . . . 156
Глубинное строение земной коры Днепровско-Донецкого авлакогена (В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов, Л. Т. Калюжная, Н. Т. Турчаненко, М. А. Бородулин, М. В. Чирвинская, М. Г. Манюта) . . . . . 158
Глубинное строение Урала (Н. И. Халевин, А. Н. Антоненко, В. С. Дружинин, Б. А. Хрычев) . . . . . 169
Глубинное строение Советских Карпат (В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов, Л. П. Ливанова, В. С. Гейко, Н. Т. Турчаненко, В. Н. Бойко, Х. Б. Заяц) . . . . . 178
Строение земной коры Крымских гор (Н. В. Соллогуб) . . . . . 184
Глубинное строение Кавказа (Г. В. Краснопевцева) . . . . . 190
Структура земной коры и верхней мантии Малого Кавказа (Армения) по данным обменных волн (Г. В. Егоркина) . . . . . 199
Особенности строения консолидированной коры Азербайджана по данным ГСЗ и КМПВ (М. М. Раджабов) . 205
Некоторые аспекты методики наблюдений и интерпретации данных ГСЗ в связи с эволюцией представлений о строении земной коры (В. Б. Соллогуб, О. М. Харитонов) . . . . 211
Обращение сейсмических годографов (В. С. Гейко) . . . . . 212
Многократные волны и проблема надежности глубинных сейсмогеологических построений (Е. К. Лоссовский) 215
Оценка параметров волнового поля (С. В. Мостовой) . . . . . 217
Элементы методики исследования и обработки на ЭВМ данных ГСЗ в докритической области (В. Б. Соллогуб, Н. Е. Гринь, Л. И. Гонтовая) . 221
Выделение глубинных разломов по данным ГСЗ (Л. И. Гонтовая) . . . 224
Методы исследования спектральных характеристик слоисто-неоднородных сред в лучевом приближении (О. М. Харитонов) . . . . . 225
Литература к главе VII . . . . . 228

Глава VIII

Результаты глубинных исследований земной коры методом взрывной сейсмологии в Чехословацкой социалистической республике (А. Затопек, Б. Беранек, М. Зоункова, А. Дудек, А. Биелы, О. Фусак) . . . . . 234

Геологическое строение . . . . . 234
Международные профили ГСЗ . . . 236
Пространственное изучение раздела М с помощью промышленных взрывов . 242
Теоретические и методические исследования (В. Червени, К. Голуб) . . 246
Сравнение результатов ГСЗ с данными других методов (геофизический синтез) . . . . . 248
Литература к главе VIII . . . . . 255

Глава IX

Результаты исследования строения земной коры методом ГСЗ в Социалистической Федеративной Республике Югославии (Т. Брагашевич, Б. Андрич) . . . . 258

Анализ волновой картины . . . . 259
Интерпретация волнового поля . . . 260
Результаты работ . . . . . 261
Комплексная интерпретация . . . . 263
О классификации типов земной коры . 266
Классификация типов земной коры на базе изменения скоростей в консолидированном комплексе . . . . 269
Литература к главе IX . . . . . 270

ВСЕВОЛОД БОРИСОВИЧ СОЛЛОГУБ
АЛЕКСАНДР ГУТЕРХ
ДРАГУТИН ПРОСЕН
и другие

# СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

*Печатается по постановлению ученого совета Института геофизики АН УССР им. С. И. Субботина*

Редакторы
*А. В. Смирнова, Л. А. Левчук*
Оформление художника
*В. Г. Самсонова*
Художественный редактор
*И. Н. Косарева*
Технический редактор
*И. Н. Лукашенко*
Корректоры
*Л. Г. Бузиашвили, Л. П. Стеценко*

Информ. бланк № 2001.

Сдано в набор 28 06. 78. Подп. в печ. 11. 12. 78. БФ 00386. Формат 70×108/16. Бумага типограф. № 1. Лит. гарн. Выс. печ. Усл. печ. л. 25,55. Уч.-изд. л. 27,9. Тираж 1000 экз. Заказ 3569. Цена 4 руб.

Издательство «Наукова думка», 252601, Киев, ГСП, Репина, 3.

Областная книжная типография Львовского областного управления по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. Львов, Стефаника, 11.

2701

4 Б15

«НАУКОВА ДУМКА»