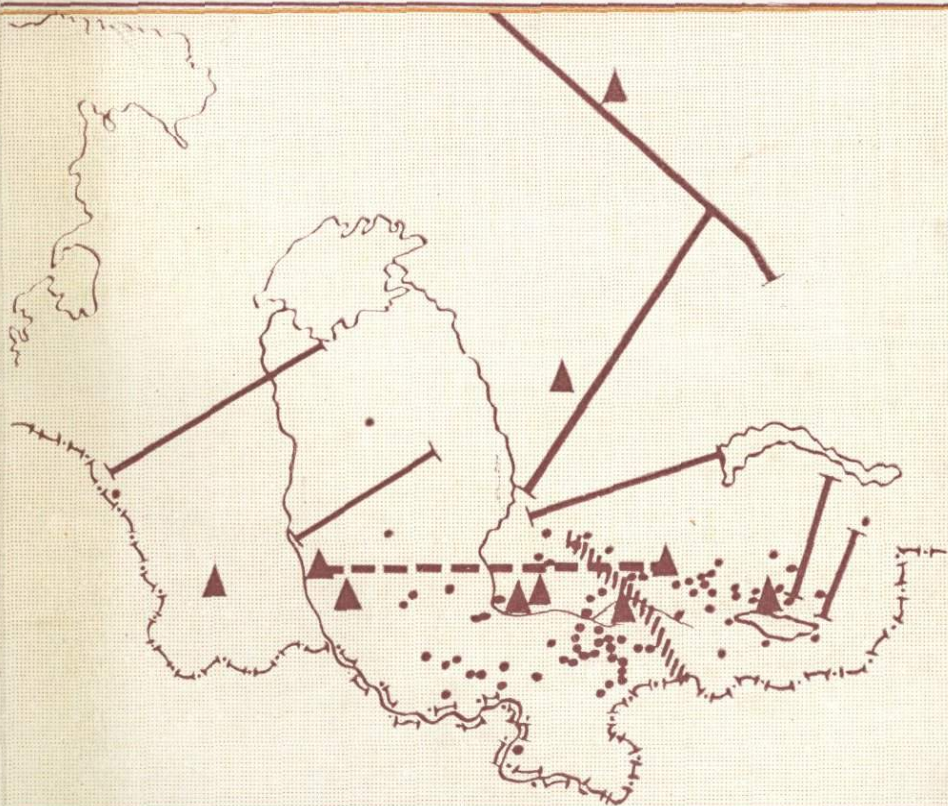


Ф. Х. ЗУННУНОВ

# ЛИТОСФЕРА СРЕДНЕЙ АЗИИ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАНЫМ



АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ им. Х. М. АБДУЛЛАЕВА

Ф. Х. ЗУННУНОВ

ЛИТОСФЕРА  
СРЕДНЕЙ АЗИИ  
ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» УЗБЕКСКОЙ ССР  
ТАШКЕНТ — 1985



5056

УДК 550.347.62'642(575)

Зуннунов Ф. Х. Литосфера Средней Азии по сейсмическим данным. Ташкент: Фан, 1985. 108 с.

В монографии изложены результаты переинтерпретации материалов ГСЗ Средней Азии. Благодаря более широкому использованию глубинных отраженных волн автор дополнил и уточнил прежние разрезы земной коры. Приведены новые данные о строении верхней части мантии мощностью 20—30 км под границей М. Они основаны на интерпретации записей крупных промышленных взрывов и длинных годографов ГСЗ. По сочетанию особенностей скоростного строения земной коры и верхней мантии автором выделены типы литосферы.

Для геофизиков, сейсмологов, тектонистов и геологов широкого профиля.  
Лит.—150 назв., рис.—61, табл.—7.

Ответственный редактор  
доктор физ.-мат. наук *Н. И. Павленкова*

Рецензенты:  
доктор физ.-мат. наук *И. П. Косминская*,  
член-корр. АН УзССР *О. М. Борисов*

## ВВЕДЕНИЕ

Литосфера — верхняя оболочка твердой Земли. Под литосферой предполагают наличие более пластичной астеносферы. Однако материалов для определения пространственного положения и параметров астеносферы на территории Средней Азии пока очень мало, поэтому под литосферой мы будем понимать земную кору и верхнюю часть мантии общей мощностью 200 км.

В решении различных геолого-геофизических задач важную роль играют надежные количественные сведения о горизонтальных и вертикальных неоднородностях литосферы, так как они являются индикаторами особенностей глубинных процессов. При их изучении ведущее место принадлежит сейсмическим методам. В настоящее время накопился обширный экспериментальный сейсмический материал о строении литосферы территории Средней Азии, ограниченной на западе меридианом Ашхабада, на севере — широтой северной части Аральского моря, на востоке — меридианом восточной части оз. Иссык-Куль, а на юге и юго-востоке — государственной границей СССР. Работа посвящена обобщению сейсмических данных о строении литосферы.

На исследуемой территории выделяются существенно различные геоструктуры: эпипалеозойская Туранская плита, эпиплатформенная орогеническая область Тянь-Шаня, альпийские складчатые сооружения Копетдага и Памира (рис. 1). Внутри этих крупных тектонических элементов выделяются структуры более высокого порядка. На Туранской плите — это Амударьинская, Сырдарьинская впадины, Чу-Сарысуйская депрессия, Центрально-Каракумский свод и др. Намечается определенная северо-западная зональность в смене положительных и отрицательных структур.

Эпиплатформенная орогеническая область Тянь-Шаня — это система крупных сложнопостроенных горстов и грабенов, выраженных в рельефе в виде высокогорных хребтов и глубоких межгорных впадин. Общая амплитуда движений, приведших к образованию этих структур, составляет до 10—15 км (Таль-Вирский, 1982).

Глубинное строение Памира изучено еще сравнительно недостаточно, его относят к альпийской складчатости, но характер горообразования Северного Памира считают эпиплатформенным орогеническим.

Глубинное сейсмическое зондирование зародилось в Средней Азии в конце сороковых годов. Изучение ее недр играло огромную роль в развитии методики глубинных сейсмических исследований и представлений о моделях земной коры и верхней части мантии. В Средней Азии формировалась структурная сейсмология как комплекс разных модификаций профилирования в ГСЗ и сейсмологических наблюдений, специально направленных на изучение внутреннего строения земной коры и получивших развитие благодаря высокой сейсмоактивности региона. В Средней Азии впервые открыты глубокие седиментные бассейны (Западно-Туркменская и Ферганская впадины) и обнаружены громадные мощности земной коры (Памир). Эту огромную территорию изучали исследователи разных поколений, получившие интереснейший и ценнейший экспериментальный сейсмический материал и осветившие

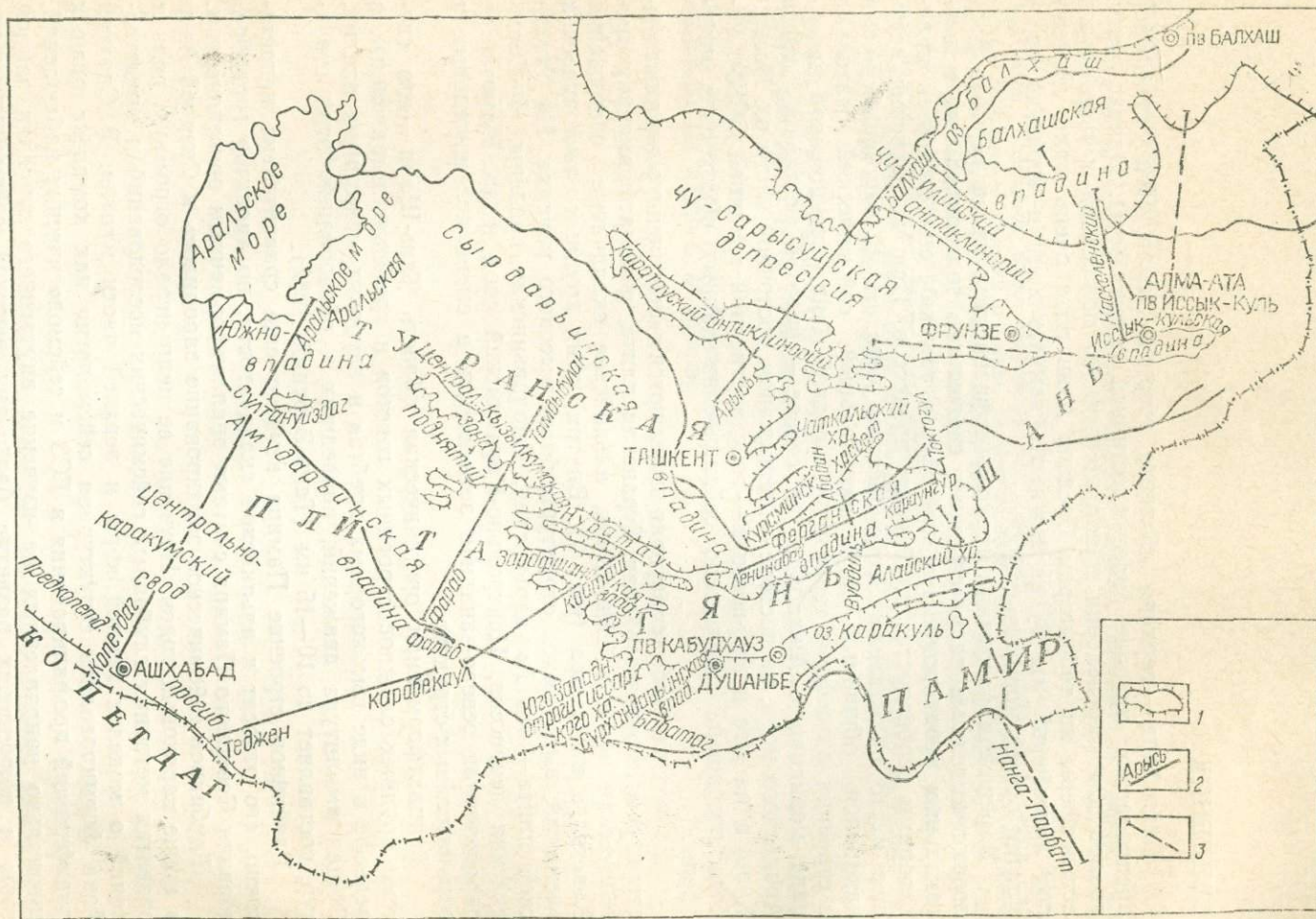


Рис. 1. Схема расположения профилей ГСЗ с элементами альпийской тектоники.  
 1 — выходы домезойских образований, 2 — профили ГСЗ непрерывного профилирования, 3 — профили ГСЗ дискретного профилирования.

общие черты ее глубинной структуры. Полученный материал с учетом достижений современной теории позволил заглянуть в недра Средней Азии глазами исследователей восьмидесятых годов.

В данной работе обобщен большой фактический материал на основе современной системы интерпретации данных ГСЗ. Кроме того, получены дополнительные сведения о строении верхней части мантии Средней Азии путем анализа и интерпретации сейсмограмм крупных промышленных взрывов.

В процессе работы

1) усовершенствована методика интерпретации материалов глубинных сейсмических исследований (ГСЗ, площадные сейсмологические наблюдения и крупные промышленные взрывы) по повышению надежности, информативности и глубинности изучения строения литосферы;

2) обобщен фактический материал и выявлены наиболее устойчивые закономерности в строении и скоростных неоднородностях литосферы Средней Азии на основе повторной интерпретации материалов ГСЗ с использованием современных методов, комплексирования данных ГСЗ и сейсмологии и анализа записей крупных промышленных взрывов, полученных сетью региональных и экспедиционных сейсмологических станций;

3) использована сейсмическая информация о структуре литосферы для решения задач сейсмичности, геотектоники и определения форм связей между консолидированной корой и верхней мантией.

В процессе работы первичные материалы ГСЗ — сейсмограммы, детальные годографы волн, полученные в 1958—1965 гг. (И. С. Вольвовский, Б. С. Вольвовский, 1962; Фоменко, 1962; Егоркин и др., 1965; Рябой, 1966, б), детальные годографы волн, полученные в 1965—1968 гг. (Пушкарев и др., 1968; Шацлов, 1980), подвергнуты автором повторному анализу и переинтерпретации. Записи промышленных взрывов, собранные и систематизированные нами, обработаны совместно с сотрудниками ВНИИГеофизики НПО «Нефтегеофизика», Института физики Земли им. О. Ю. Шмидта АН СССР (Бурмаков и др., 1980; 1981, а; 1981, б; Барсукова и др., 1984). Привлечены первичные материалы ГСЗ по профилю Ош—Токтогул, годографы волн по профилю Токтогул—Нанга Парбат, составленные в процессе работ по Международному Памиро-Гималайскому проекту (Алиев и др., 1977; Белявский и др., 1982; Эргешев и др., 1982), годографы волн, построенные с использованием данных сейсмологических станций «Земля», «Черепаша» (Пак и др., 1977), и сейсмологические материалы по местным землетрясениям, полученные под руководством Е. М. Бутовской в области расположения профилей ГСЗ Ленинабад—Караунгур, Фараб—Тамдыбулак и Токтогул—Нанга Парбат.

За содействие и помощь при выполнении исследований автор выражает благодарность И. Х. Хамрабаеву, Е. М. Бутовской, Н. А. Белявскому, М. А. Ахмеджанову, О. М. Борисову, Т. Л. Бабаджанову, С. А. Алиеву, И. П. Косминской, С. В. Крылову, Н. Я. Кунину, В. Б. Таль-Вирскому, И. А. Фузайлову, Т. Э. Эргешеву, В. А. Паку, С. С. Сейдузовой, В. П. Сурову, Н. С. Назаровой, Н. В. Барсуковой, Б. В. Юлдашевой.

## Глава I. РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ СРЕДНЕЙ АЗИИ И ПОДХОДОВ К ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Первые данные о внутренней структуре земной коры Средней Азии получены по записям близких землетрясений (Розова, 1939, 1950). Малодетальной сетью сейсмологических станций того времени выделены три основные волны —  $P_n$ ,  $P^x$  и  $P_n$ , которые интерпретировались как головные на границах основных слоев земной коры. Общепринятая модель коры — двухслойная модель консолидированной ее части с «гранитным» и «базальтовым» слоями. К первому относилась верхняя часть консолидированной коры, характеризующаяся скоростями 5,5 км/с, ко второму — нижняя ее часть со скоростями 6,0—6,25 км/с. Соответственно волны  $P_n$ ,  $P^x$  и  $P_n$  связывались с этими слоями:  $P_n$  — с поверхностью фундамента,  $P^x$  — с поверхностью «базальтового» слоя,  $P_n$  — с мантией.

Первые исследования ГСЗ в СССР проведены в 1949—1950 гг. под руководством Г. А. Гамбурцева на территории между озерами Иссык-Куль и Балхаш (Гамбурцев, 1952, 1954). Наблюдения осуществлялись по системе малодетального кусочно-непрерывного продольного профилирования. Основной пункт взрыва находился у северного берега оз. Иссык-Куль. Наблюдения проводились от оз. Иссык-Куль на север до оз. Балхаш и на запад в сторону Фрунзе (рис. 1). Более представительный сейсмический материал получен в северном направлении. В результате построены годографы наблюдаемых волн на удалениях 150—400 км. Сопоставление полученных годографов волн  $P^x$  и  $P$  с аналогичными годографами Е. А. Розовой (1947) для территории Средней Азии по данным землетрясений, приведенным к поверхностному очагу, показало меньшее время прихода сейсмических волн (до 5 с). Это позволило автору сделать вывод, что при интерпретации данных о землетрясениях необходимо учитывать местные особенности строения земной коры, и для территории Средней Азии нельзя пользоваться одним осредненным годографом.

В 1953 г. сейсмические наблюдения продолжены по профилям Иссык-Куль—Тескенсу—Балхаш и Иссык-Куль—Или—Балхаш; упругие колебания возбуждались на тех же пунктах взрыва. Для первого профиля также организован пункт взрыва Балхаш, в результате получена система нагоняющих и встречных годографов. По системе встречных сводных годографов волн  $P_0$ ,  $P^x$  и  $P$ , соответствующих двухслойной модели консолидированной коры (Гамбурцев и др., 1955, 1957), составлен сейсмический разрез (рис. 2).

Школой Г. А. Гамбурцева предложена система интерпретации материалов ГСЗ, основанная на корреляционном методе преломленных волн (КМПВ). Она базировалась на представлениях о слоисто-однородной модели земной коры и доминирующем характере головных волн в наблюдаемом волновом поле. Делалась попытка осуществить так же, как и в КМПВ, фазовую или волновую корреляцию волн, но из-за кусочно-непрерывной системы наблюдений это было трудно осуществить.

По профилю Иссyk-Куль—Тескенсу—Балхаш глубина залегания границы М увеличивается от 40 до 50 км в южном направлении и мощность земной коры достигает 50 км под Кунгей-Алатау и Заилийским Алатау (рис. 2). Горным областям соответствует поднятие поверхности «базальтового» слоя и увеличение его мощности по сравнению с областями депрессий.

В 1952—1953 гг. путем регистрации двух промышленных взрывов стационарными и временными сейсмологическими станциями, располо-

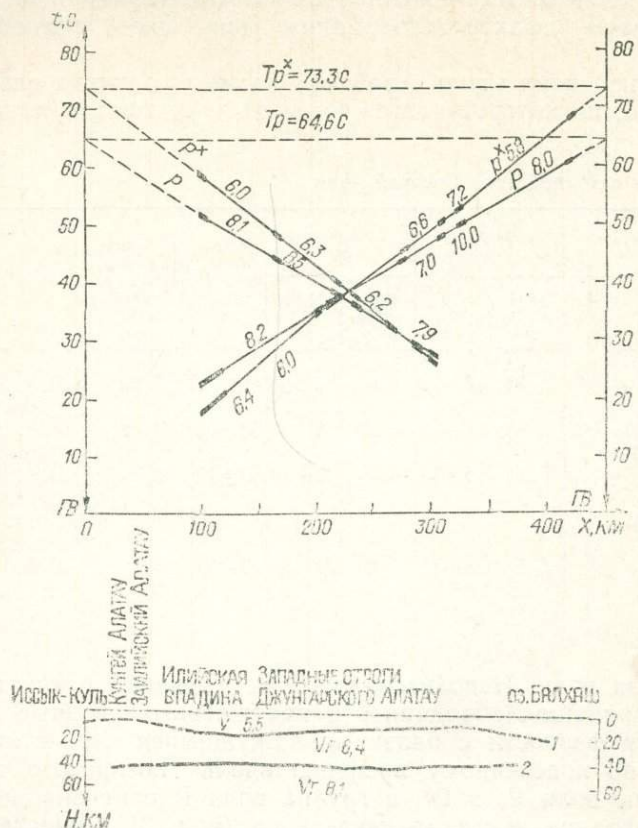


Рис. 2. Сводные годографы и разрез земной коры по профилю Иссyk-Куль—Тескенсу—Балхаш (Г. А. Гамбурцев и др., 1955).

Жирные линии — участки годографов непрерывных наблюдений, тонкие — участки интерполяции между ними, пунктир — участки экстраполяции. 1 — граница, соответствующая годографу волны  $P^x$ , 2 — граница, соответствующая годографу волны P.

женными на достаточно большой территории, получены времена пробега волн  $P_0$ ,  $P^x$ , P на эпицентральных расстояниях до 770 км (Бунэ, Бутовская, 1955) и составлен первый обобщенный скоростной разрез земной коры и верхней мантии региона. При этом отмечено увеличение значений кажущейся скорости волн  $P_0$  с эпицентральным расстоянием, связанное с возрастанием скорости с глубиной в пределах «гранитного» слоя. По мнению В. И. Бунэ, Е. М. Бутовской (1955), скорость распределения волн  $P_0$ , найденная Е. А. Розовой (1939), является средней для осадочного и «гранитного» слоев, а значение скорости 5,7 км/с, которое при несколько ином осреднении годографа волн может составлять 6,0 км/с, характерно для «гранитного» слоя.

Первые значения скорости распространения продольных волн в слоях земной коры и на поверхности верхней мантии, а также мощности земной коры оказались довольно близкими (табл. 1). Следует отметить относительно низкие средние скорости в слоях коры по сравнению с известными в то время: 5,5—5,7 по сравнению с 5,8—6,2 для

«гранитного» слоя и 6,0—6,4 по сравнению с 6,4—6,6 км/с для «базальтового».

В 1955 г. наблюдения ГСЗ выполнены в Памиро-Алайской зоне (Косминская и др., 1958) в пределах Алайской долины от Дарауткуртана на западе до Иркештама на востоке и вдоль Памирского тракта от Оша на севере до с. Музкол на юге. Пункт взрыва располагался в оз. Кабудхауз близ Гарма (рис. 1). Эпицентральные расстояния составляли 190—325 км. Наблюдения в пределах Алайской долины проводились на продольных и крестовых расстановках длиной 4—20 км, а по Памирскому тракту применялись крестовые стоянки длиной до 5 км.

При наблюдениях вдоль Алайской долины получена сложная волновая картина, по которой нельзя было провести фазовую корреляцию

Таблица 1

Первые сведения о земной коре Средней Азии

Район	Осадочный слой		„Гранитный“ слой		„Базальтовый“ слой		Мощность земной коры, км	Скорость на поверхности верхней мантии, км/с	Автор и способ определения
	скорость, км/с	мощность, км	скорость, км/с	мощность, км	скорость, км/с	мощность, км			
Средняя Азия		2—3	5,54	15—22	6,0	20—28	45	7,82	Е.А. Розова (1939), землетрясения
Средняя Азия		0—10	5,46	25—35	6,25	15	50±10	7,91	Е.А. Розова (1950), землетрясения
Средняя Азия	4,0	5±1,5	5,7	15±5	6,2	30±10	50±10	8,0	В.И. Бунэ, Е.М. Бутовская (1955), промышленные взрывы
Северный Тянь-Шань		—	5,5	8—10	6,4	24—42	40—53	8,1	Г.А. Гамбургев и др. (1955, 1957), ГСЗ

даже основных волн. Использовалась так называемая групповая корреляция, позволившая объединить в протяженные сводные годографы серию осей синфазности с близкими кажущимися скоростями. С учетом данных по поперечному профилю вдоль Памирского тракта выделены группы волн  $P_0$  и  $P^x$ , а группа волн  $P$  отмечена лишь на отдельных интервалах и весьма неуверенно (рис. 3). Сопоставление годографов волн для Памиро-Алайской зоны и Северного Тянь-Шаня показало, что большие времена пробега волн первых вступлений (до 3 с) отмечены в пределах Памиро-Алайской зоны, что свидетельствует о значительном увеличении здесь общей мощности земной коры.

Интерпретация сейсмических материалов этой зоны так же, как и на Северном Тянь-Шане, основана на предположении о слоисто-однородной модели коры (Косминская и др., 1958; Вейцман и др., 1962). Первые волны каждой группы, даже в случае их регистрации в последующих вступлениях, рассматривались как головные, соответствующие резким границам в земной коре. В результате их интерпретации в пределах Северного Памира, в области стыка хребтов Петра Первого и Академии наук, получены большие мощности земной коры, достигающие 70 км (рис. 3); отмечена различная внутренняя структура коры Южного Тянь-Шаня и Северного Памира, выражающаяся в том, что в пределах Южного Тянь-Шаня, как и Северного (табл. 1), мощность «гранитного» слоя меньше мощности «базальтового», а в пределах Северного Памира — наоборот. Высказано мнение, что даже условное разделение консолидированной коры на «гранитный» и «базальтовый» слой件лезно, ибо дает возможность сопоставить сейсмические материалы, полученные в различных регионах (Вейцман и др., 1962). Однако уже тогда было рекомендовано называть сейсмические слои не геологическими терминами — «гранитный» и «базальтовый»,

а определять просто скоростью распространения в них продольных сейсмических волн (Федынский, Ризниченко, 1962).

В 1957 г. получены записи промышленного взрыва, произведенного севернее Ташкента. Колебания регистрировались 29 стационарными и временными сейсмологическими станциями вдоль условной трассы Душанбе—Алма-Ата в полосе шириной около 100 км. Сейсмический разрез строился на основе предположения о слоисто-однородной модели коры по поперечным годографам головных волн  $P^*$  и  $P$  (Уломов, 1960). Вдоль отмеченной трассы под Южным Тянь-Шанем и Ферганской впадиной граница  $M$  залегает на глубине 50 км с постепенным

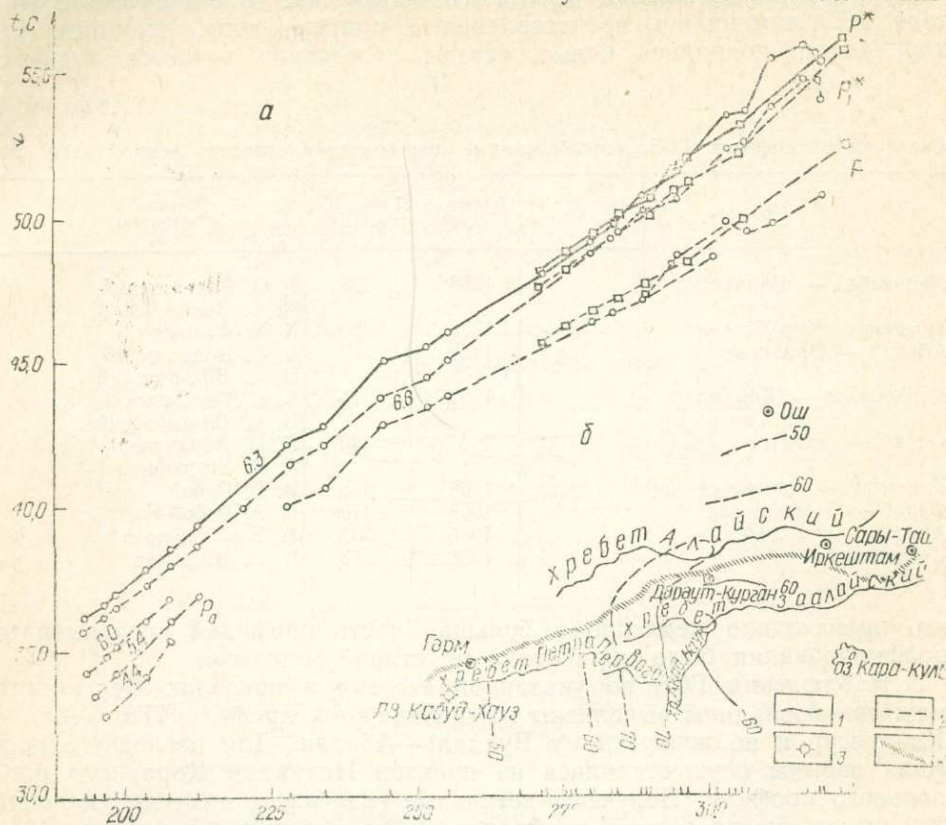


Рис. 3. Свободные годографы по направлению Даравуткурган—Иркештам с учетом данных вдоль Памирского тракта (а) и схема изолиний глубин границы  $M$  Памиро-Алайской зоны (б), по И. П. Косминской и др., 1958.

1 — изолинии глубин границы  $M$ , 2 — участки экстраполяции, 3 — пункт взрыва, 4 — граница между структурами герцинской и альпийской складчатости.

воздыманием до 40 км под Северным Тянь-Шанем. В результате этих работ получены сведения о слоях земной коры, согласующиеся с данными ГСЗ (Гамбурцев и др., 1955, 1957; Косминская и др., 1958).

В последующие годы путем обобщения данных о промышленных взрывах удалось построить годографы волн на эпицентральных расстояниях до 1000 км (Бутовская, Уломов, 1962).

В результате профильных сейсмологических исследований выявлены общие черты глубинного строения земной коры Средней Азии и составлена структурная схема по границе  $M$  (Крестников, Нерсесов, 1962).

По данным исследований В. И. Уломова (1966) методом сейсмических аномалий, соответствующим непродольному профилированию КМПВ (Гамбурцев и др., 1952), составлены схемы рельефа поверхностей «базальтового» слоя и  $M$  востока Средней Азии.

При обработке материалов площадных сейсмологических наблюдений Е. М. Бутовская (1968) предложила метод поля скоростей и

определила тонкорасслоенную структуру земной коры Восточного Узбекистана (Бутовская и др., 1971).

Наиболее детальные материалы ГСЗ в Средней Азии получены в 1958—1965 гг. под руководством Ю. Н. Година. Впервые была применена система продольного непрерывного профилирования, по которой отработан ряд профилей, пересекающих основные геоструктуры Средней Азии (рис. 1, табл. 2). Регистрировались колебания группами сейсмоприемников с шагом 100 м и спаренными низкочастотными сейсмическими станциями СС — 30/60.

Благодаря детальным работам с непрерывными системами в методе ГСЗ изменились представления о природе волн, принципы их корреляции, появились новые методы построения разрезов. Однако

Таблица 2

Сведения о профилях ГСЗ, использованные при изучении строения земной коры

Профиль	Год выполнения	Длина профиля, км	Основной исполнитель
Ленинабад — Караунгур	1958	285	Б. С. Вольвовский, И. С. Вольвовский
Теджен — Карабекаул	1958	250	К. Е. Фоменко
Абадан — Вуадиль	1959	117	Б. С. Вольвовский, И. С. Вольвовский
Карабекаул — Койташ	1959	314	Б. С. Вольвовский, И. С. Вольвовский
Фараб — Бабатаг	1962	440	Р. И. Абрамсон, А. В. Егоркин
Копетдаг — Аральское море	1963	625	В. З. Рябой
Фараб — Тамдыбулак	1965	410	В. З. Рябой
Арысь — Балхаш	1965	523	И. К. Пушкарев
Каскеленский	1968	276	В. И. Шацлов

это происходило медленно и большая часть профилей непрерывного профилирования была обработана по старой методике.

Наблюдения ГСЗ по указанной системе в пределах Ферганской межгорной впадины выполнены по продольному профилю Ленинабад—Караунгур и по поперечному Вуадиль—Абадан. Для последнего профиля взрывы осуществлялись из пунктов Наукат и Караунгур продольного профиля. Получены детальные годографы волн до удалений 200 км от пункта взрыва и определены преобладающие частоты (5—18 Гц) в спектрах отдельных составляющих волнового поля (И. С. Вольвовский, Б. С. Вольвовский, 1962).

При обработке сейсмического материала по профилю Ленинабад—Караунгур использовалась традиционная методика. На основе групповой корреляции выделялись волны  $P_{pz}$ ,  $P_0$ ,  $P^x$ ,  $P$ . Они рассматривались как головные, и методом полей времен по сводным годографам этих волн строились преломляющие границы. Составлены и сводные годографы волн  $P_{отд}^M$  (рис. 4), но они не были использованы при глубинных построениях. В результате получена слоисто-однородная модель коры с синклинальным прогибом под Ферганской впадиной всех глубинных границ (Годин и др., 1960а). В северо-восточной части профиля глубина залегания границы  $M$  достигала 53—55 км. Мощности «гранитного» и «базальтового» слоев вдоль профиля составляли 14—17 и 15—19 км. Как видно из рис. 4, граничные скорости не согласуются со средними и пластовыми.

Представительный экспериментальный материал получен на профиле ГСЗ Карабекаул—Койташ (Годин и др., 1960б). По нему построены детальные годографы волн до удалений 270 км от пункта взрыва, осуществлен анализ кажущихся скоростей и определены преобладающие частоты (10—16 Гц) в спектрах отдельных составляющих волнового поля. Однако сейсмический разрез составлялся по

прежнему по сводным годографам (рис. 5). Поверхности домезозойского фундамента и «гранитного» слоя построены методом полей времен по годографам волн  $P_{pz}$  и  $P_0$  исходя из предположений о том, что они являются головными. Отметим, что волна  $P_0$  в основном выделена в следующих вступлениях.

По современным представлениям волна  $P_{pz}$ , зарегистрированная на профилях ГСЗ Ленинабад—Караунгур и Карабекаул—Койташ, идентична волне  $P_0$  и характеризует поверхность консолидированной коры, а волна  $P_0$  в интерпретации И. С. и Б. С. Вольвовских (1962) соответствует границе, расположенной внутри консолидированной коры.

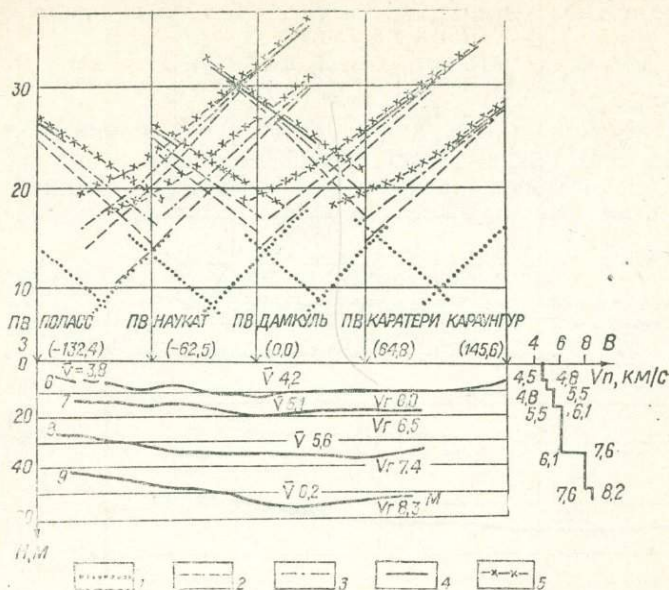


Рис. 4. Сводные годографы и разрез земной коры по профилю Ленинабад—Караунгур (Ю. Н. Годин и др., 1960а; И. С., Б. С. Вольвовские, 1962).

Годографы волн: 1— $P_z$ , 2— $P_0$ , 3— $P^X$ , 4— $P^M$ , 5— $P^M$ <sup>отр</sup>; сейсмические границы, соответствующие: 6—годографу  $P_{pz}$  (поверхность фундамента), 7—годографу  $P_0$  (поверхность «гранитного» слоя), 8—годографу  $P^X$  (поверхность «базальтового» слоя), 9—годографу  $P^M$  (граница Мохоровичича).

На профиле Карабекаул—Койташ впервые к преломленным волнам от границы М  $P_{пр}^M$  отнесены только волны первых вступлений, и при построении сейсмического разреза использованы отраженные волны. Так, поверхность «базальтового» слоя и граница М построены методом окружностей по сводным годографам отраженных волн Т ( $P^X$ ) и  $P_{отр}^M$ . В результате получена слоисто-однородная модель земной коры (рис. 5, а), мощность которой увеличивается по профилю в юго-западном направлении от 40 (Нуратау) до 48 км (Амударьинская впадина), а мощности «гранитного» и «базальтового» слоев составляют 15—17 и 18—20 км.

В дальнейшем профиль переинтерпретирован Б. Б. Таль-Вирским (1971). На сейсмическом разрезе земной коры (рис. 5, б) рельефы поверхностей верхних трех границ в принципе соответствуют данным, приведенным в работе Ю. Н. Година и др. (1960 б). В то же время рельеф поверхности М погружается в северо-восточном направлении от 43—44 до 46—47 км. Значения скоростей на разрезе коры не приведены.

На сейсмических разрезах по профилям ГСЗ Ленинабад—Караунгур, Карабекаул—Койташ выделены образования домезозойского фун-

дамента мощностью 6—9 км (Годин и др., 1960 а, 1960 б). Оставалось неясным, куда следует относить эту часть разреза: в осадочный слой или консолидированную часть земной коры. По современным пред-

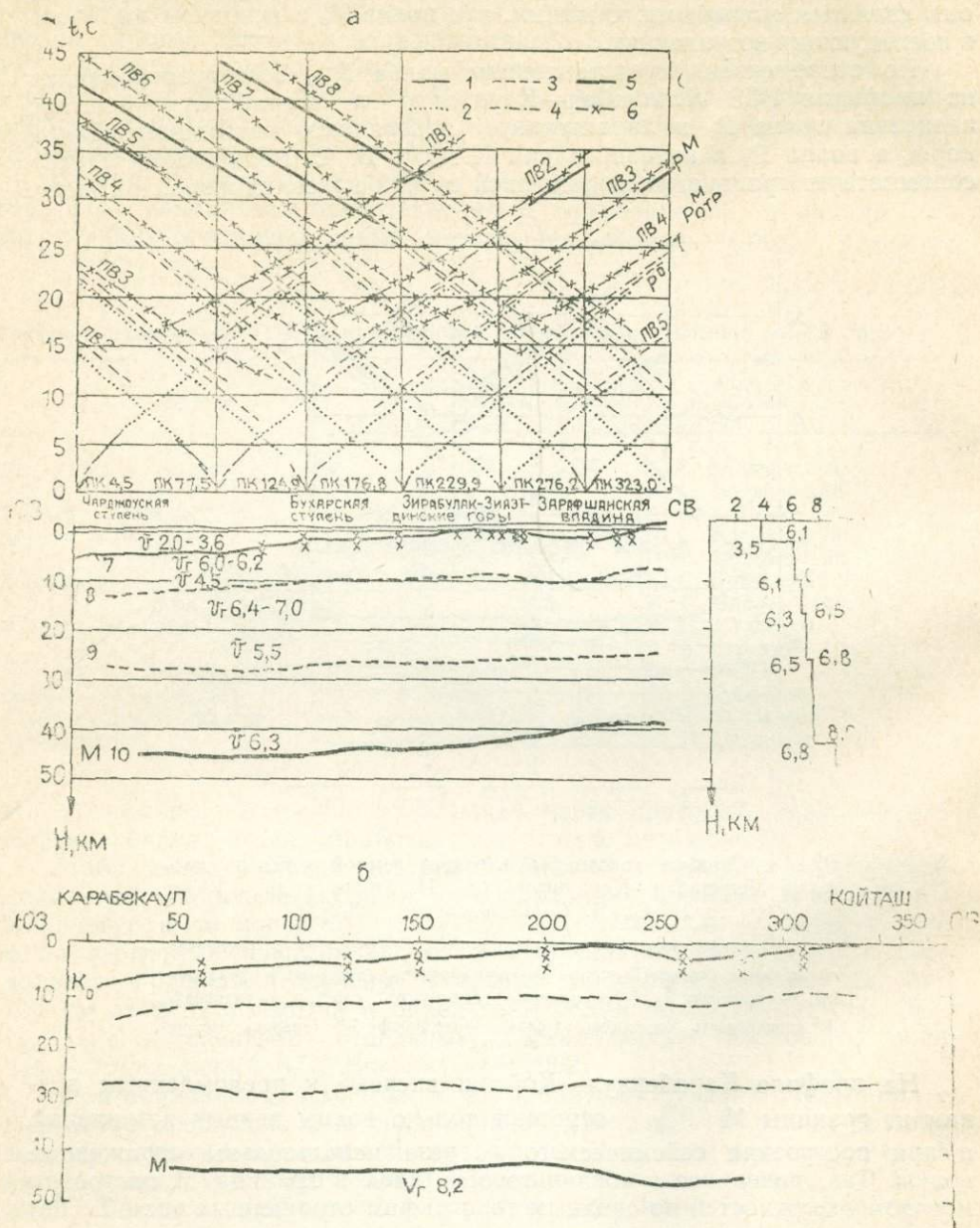


Рис. 5. Сейсмические разрезы земной коры по профилю Карабекаул—Койташ.

а—по Ю. Н. Годину и др. (1960, б), И. С. и Б. С. Вольвовским (1962), б—по Б. Б. Таль-Вирскому (1971). Годографы волн: 1— $P_{mz-kz}$ , 2— $P_{pz}$ , 3— $P_0$ , 4— $TR^x$ , 5— $P_{PM}$ , 6— $P_{PM}^{отр}$ ; сейсмические границы, соответствующие: 7—годографу  $P_{pz}$  (поверхность фундамента), 8—годографу  $P_0$  (граница в „гранитном“ слое), 9—годографу докритических отражений  $P^x$  (поверхность „базальтового“ слоя), 10—годографу  $P_{PM}^{отр}$  (граница М).

ставлениям эту часть разреза следует относить к консолидированной коре.

В Юго-Восточной Туркмении отработан профиль ГСЗ Теджен—Карабекаул (Фоменко, 1962), но здесь получена сравнительно неполная система годографов глубинных волн. Интерпретировался сейсмический материал на уровне сводных годографов головных волн, и со-

ставлен сейсмический разрез земной коры вдоль профиля (рис. 6), на котором наблюдается погружение границы М с юго-запада на северо-восток от 40 до 50 км. Отметим, что на этом профиле получены за-

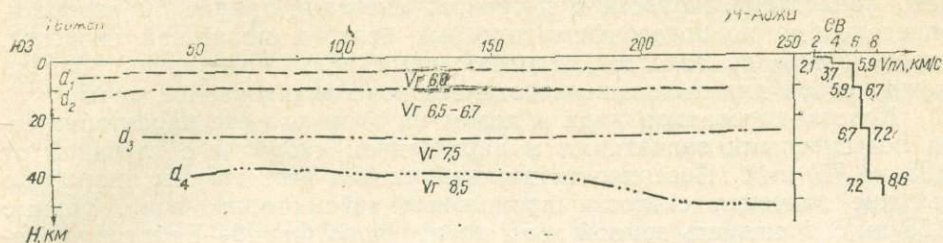


Рис. 6. Сейсмический разрез земной коры по профилю Теджен—Карабекаул (К. Е. Фоменко, 1962).

Сейсмические границы:  $d_1$  — граница юрских и пермо-триасовых образований,  $d_2$  — поверхность кристаллического фундамента,  $d_3$  — поверхность «базальтового» слоя,  $d_4$  — граница М.

вышенные значения граничных скоростей как в консолидированной коре (6,5—7,5 км/с), так и в верхней части мантии (8,5 км/с).

В Юго-Западном Узбекистане отработан профиль ГСЗ Фараб—Бабатаг (Егоркин и др., 1965). Максимальная длина годографа дости-

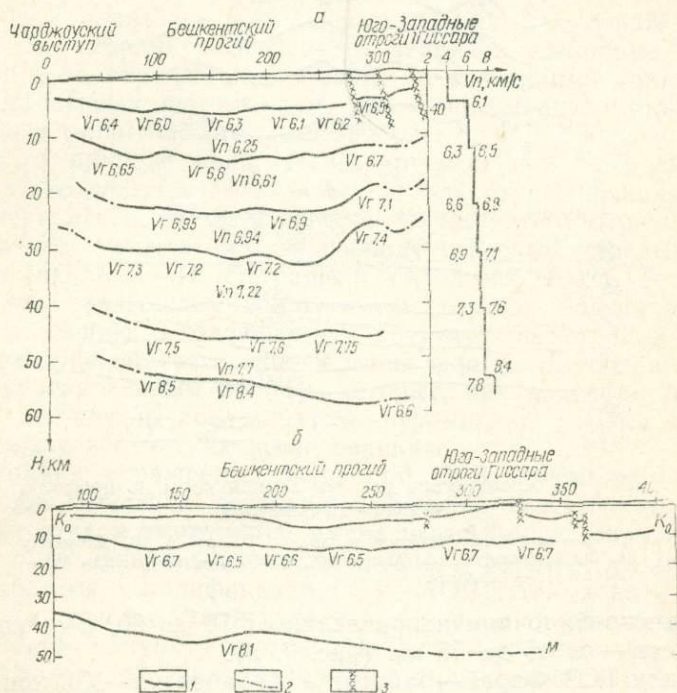


Рис. 7. Сейсмические разрезы земной коры по профилю Фараб—Бабатаг.

$a$  — по А. В. Егоркину и др. (1965),  $б$  — по Б. Б. Таль-Вирскому (1971). Преломляющие границы, построенные по полям времен: 1 — встречным, 2 — одиночным, 3 — разломы.

гала 320 км. Полученный на юго-востоке профиля сейсмический материал характеризовался сравнительно низким качеством, что связано с невозможностью организации эффективных пунктов взрыва.

Построение сейсмического разреза на этом профиле осуществлялось по сводным годографам не только головных, но и отраженных волн. А. В. Егоркин (1966) предложил в то время новый метод определения пластовых скоростей по отраженным волнам и впервые в Средней Азии была построена скоросто-градиентная модель земной коры (рис. 7, а). По значениям скорости распространения продольных

сейсмических волн в пределах консолидированной коры было выделено пять подслоев, из которых два верхних отнесены к «гранитному слою», а три нижних — к «базальтовому». Внутри каждого слоя отмечено нарастание скорости с глубиной. Значения граничной скорости, определенные по годографам головных волн, и пластовой скорости, определенные по годографам отраженных волн, оказались близки между собой для выделенных подслоев консолидированной коры.

Консолидированная кора в целом на этом разрезе характеризуется повышенными значениями и нарастанием скорости с глубиной от 6,25 до 7,7 км/с. Поверхности верхней мантии свойственны аномально высокие значения скорости продольных сейсмических волн, равные 8,55 км/с. Мощность земной коры по профилю Фараб—Бабатаг увели-

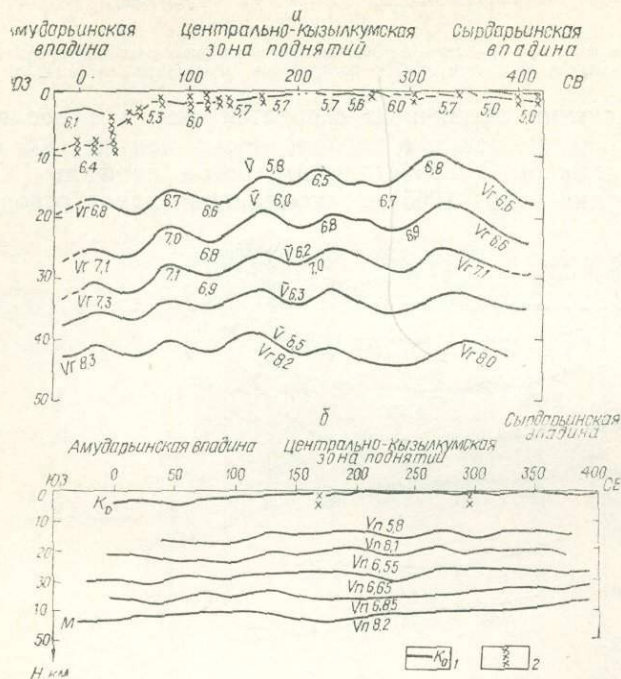


Рис. 8. Сейсмические разрезы земной коры по профилю Фараб—Тамдыбулак.

а — по В. З. Рябому и др., б — по А. В. Егоркину (А. В. Егоркин, Б. А. Матушкин, 1969). 1 — поверхность фундамента, 2 — разломы.

чивается в юго-восточном направлении от 50 до 60, а ее консолидированной части — от 45 до 55 км (рис. 7, а).

Профили ГСЗ Фараб—Бабатаг и Карабекаул—Койташ имеют общую точку пересечения, соответствующую пункту взрыва Памук. Однако на этой точке результаты построений различных авторов не согласовывались (включая гипсометрические положения границы М, различающиеся на 8 км). Позднее увязку этих профилей выполнил Б. Б. Таль-Вирский (1971), который показал, что корреляция волн осуществлена по разным профилям одинаково, но для построения границ использовались различные средние скорости в коре. Разрез земной коры по профилю Фараб—Бабатаг, увязанный с профилем Карабекаул—Койташ, приведен на рис. 7, б.

В Западном Узбекистане отработан профиль ГСЗ Фараб—Тамдыбулак (В. З. Рябой и др.). Строился сейсмический разрез по сводным годографам головных и отраженных волн. На нем отмечено согласное залегание всех границ раздела земной коры (рис. 8, а). Это явление трудно объяснить. На разрезе отсутствовали значения пластовых скоростей, а значения граничных не согласовывались со значениями средних.

В дальнейшем профиль переинтерпретирован А. В. Егоркиным (Егоркин, Матушкин, 1969). Полученный разрез (рис. 8, б) не совпал с предшествующим несмотря на то, что при построении использовались те же сводные годографы. Эта повторная интерпретация позволила показать, как зависят результаты построений от определения природы последующих вступлений (отраженные или головные волны). На обоих вариантах разреза между поверхностью консолидированной коры и ее подошвой выделены четыре промежуточные границы, причем В. З. Рябой первые три построил как преломляющие (рис. 8, а), а А. В. Егоркин — все как отражающие (рис. 8, б). Годографы волн, соответствующие этим границам, расположены, за редким исключением, в последующих вступлениях. Они имеют в общем гиперболическую форму.

Применение групповой корреляции и последующая генерализация всей волновой картины привели, как и на других профилях, к построению почти прямолинейных сводных годографов и соответственно гладких непрерывных границ. Последние строились последовательно сверху вниз с учетом преломления на каждой из них. Поэтому рельеф поверхности М ставился в зависимость от формы порежучных границ. Именно этим можно объяснить субпараллельность всех коровых сейсмических границ.

Обработка волн последующих вступлений как отраженных позволила А. В. Егоркину согласовать значения пластовых скоростей, определенных по отраженным волнам, со значениями граничных, полученных по первым вступлениям. Это способствовало уточнению резульативного сейсмического разреза (рис. 8, б).

Вопрос о природе волн, регистрируемых при ГСЗ, широко обсуждался в это время в геофизической литературе, появились работы И. В. Померанцевой, М. В. Марьготьевой (1959) об отраженных волнах от границы М. К этому же периоду относятся теоретические исследования школы Г. И. Петрашеня (Алексеев, 1962). В результате доказано, что отраженные волны имеют гораздо большую интенсивность по сравнению с головными, и поэтому регистрация головных волн в последующей части записи маловероятна. Большая роль отводилась рефрагированным волнам, которые, как показали А. Г. Авербух (1975) и другие исследователи, формируют первые волны при региональных сейсмических исследованиях.

Регистрация отраженных волн при ГСЗ открывала новые возможности для изучения детального строения сейсмического разреза. Для оценки этих возможностей путем регистрации докритических отраженных волн центральная часть профиля Фараб—Тамдыбулак повторно отработана в модификации ГСЗ—МОВ (Давыдова и др., 1972). В отдельных случаях достигнуто существенное приближение области их регистрации к пункту взрыва. На этом профиле получено интенсивное отражение от границы в низах коры, сопоставимое по амплитуде с волной  $P_{отр}^M$ . Однако в процессе интерпретации полученных материалов вследствие недостаточно точного определения значений эффективных скоростей отражающие площадки иногда пересекались, поэтому форма рельефа по отдельным границам раздела, включая границу М и границу в низах коры, имела сложную структуру. Хотелось бы подчеркнуть, что на всех вариантах сейсмического разреза по профилю Фараб—Тамдыбулак средняя мощность земной коры определена одинаково и составляла 40—42 км. Различия касались внутренней структуры коры.

По профилю ГСЗ Копетдаг—Аральское море получены годографы волн длиной 612 км (Рябой, 1966а; 1966б). При полевых наблюдениях проведена калибровка регистрирующего канала и осуществлен контроль за условиями возбуждения. Это дало возможность использовать при интерпретации не только кинематические, но и динамические характеристики зарегистрированных волн. Сейсмический разрез

(рис. 9,а) составлен традиционным способом — по сводным годографам. Глубина залегания складчатого фундамента (поверхности консолидированной коры) с граничной скоростью 6,0—6,6 км/с по профилю изменяется от выходов его на поверхность в районе Султануиздага до 2—3 км в пределах Центрально-Каракумского свода, 9—10 км — в Дарьялык—Дауданском (северо-западная часть Амударьинской впадины) и 18—20 км — в Предкопетдагском прогибах. В консолидированной коре выделены четыре промежуточные границы раздела. Из

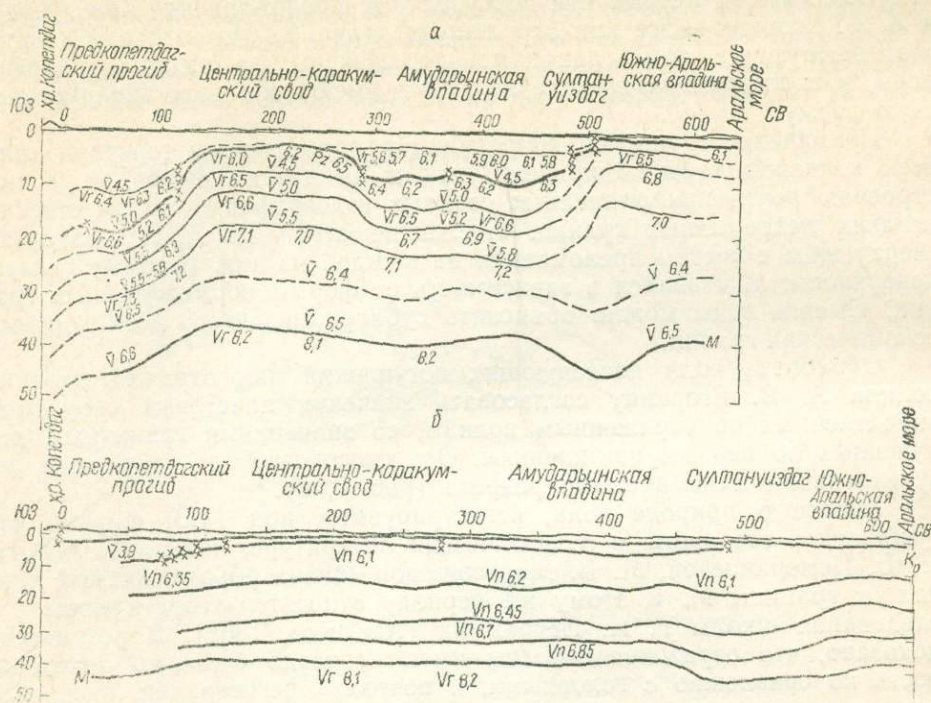


Рис. 9. Сейсмические разрезы земной коры по профилю Копетдаг—Аральское море.

а — по В. З. Рябому (1966 б), б — по А. В. Егоркину (А. В. Егоркин, Б. А. Матушкин, 1969).

них верхние три построены по сводным годографам волн, зарегистрированных, в основном в последующих вступлениях и принятых за головные, а нижняя — по сводному годографу отраженной волны. Глубина залегания границы М изменяется от 48—50 км в Предкопетдагском прогибе до 36—38 в пределах Центрально-Каракумского свода и Южного Приаралья, причем погружается она в указанном прогибе в результате увеличения мощности осадочного слоя. Локальное погружение границы М до 46—48 км в пределах Султануиздага происходит за счет увеличения мощности нижней части консолидированной коры.

Новым в этих исследованиях (Рябой, 1966а) было определение средних градиентов нарастания скорости с глубиной для осадочного слоя, консолидированной коры и верхней части мантии, которые сильно различаются по значениям: 400—600, 40 и 20  $\frac{\text{м/с}}{\text{км}}$ .

На сейсмическом разрезе (рис.9, б), составленном в результате переинтерпретации материалов ГСЗ по этому профилю (Егоркин, Матушкин, 1969), сейсмические границы оказались более плавными, чем на вышеупомянутом варианте разреза. Поверхность консолидированной коры на большей части профиля залегает на глубине от 2—3 (Центрально-Каракумский свод) до 4 (Дарьялык-Дауданский про-

5056

гиб) — 9 км (Предкопетдагский прогиб). Верхняя часть консолидированной коры под Предкопетдагским прогибом имеет повышенные скорости (6,35 км/с). Сейсмические границы, расположенные внутри консолидированной коры, нерезкие и характеризуются относительно небольшими (до 0,35 км/с) перепадами скоростей. Граница М залегает в среднем на глубине порядка 40 км. Поверхность и подошва консолидированной коры под Предкопетдагским прогибом, Центрально-Каракумским сводом имеют согласный, а под Дарьялык-Дауданским прогибом, Султануиздагом и Южно-Аральской впадиной — обращенный характер.

В целом экспериментальные данные по профилям ГСЗ непрерывного профилирования существенно расширили представления о структуре волнового поля. Эти вопросы освещены в работе И. П. Косминской (1968). Получены новые сведения об особенностях глубинных волн, которые не укладывались в рамки использовавшейся ранее трактовки волнового поля. Подтвердились данные теории (Алексеев, 1962) о том, что в волновом поле главную роль играют не головные, а отраженные и рефрагированные волны, и слоисто-неоднородная модель земной коры значительно лучше объясняет кинематические и динамические особенности наблюдаемого волнового поля. Однако методика интерпретации экспериментальных данных в основном оставалась прежней: применялись групповая корреляция, последующая генерализация волнового поля, и глубинные построения осуществлялись по сводным годографам волн, что приводило к получению разрезов с непрерывными гладкими границами. Это — значительное отклонение от реальной картины. Сейсмические разрезы не проверялись решением двухмерных прямых задач. По-прежнему использовались предположения о слоисто-однородной модели коры. Это объяснялось главным образом слабым развитием методов интерпретации рефрагированных волн в горизонтально-неоднородных средах по системе встречных и нагоняющих годографов и практически отсутствием методов обработки штриховых полей отраженных волн.

Новое в теории о природе волн стимулировало поиски путей улучшения экспериментального материала. Появилась станция «Плутон», разработанная специально для ГСЗ, которая позволила регистрировать не только продольные, но и поперечные волны. По профилю Арысь—Балхаш колебания регистрировались двумя сейсмическими станциями СС—30/60 и одной станцией «Плутон». Последней регистрацией осуществлялась трехкомпонентными  $x$ ,  $y$ ,  $z$ -установками сейсμοприемников (Пушкарев и др., 1968). Группы сейсμοприемников располагались с шагом 250 м. В результате наблюдений получены годографы волн длиной до 523 км. Видимые частоты продольных волн составляют 4,5—12 Гц, уменьшаясь с увеличением расстояния взрыв—прибор и времени записи.

Профиль Арысь—Балхаш является примером и нового подхода к интерпретации волновых полей (Пушкарев и др., 1968). При корреляции волн отдельные короткие оси синфазности не объединялись в протяженные сводные годографы, поэтому на разрезе отсутствуют непрерывные границы внутри консолидированной коры (рис. 10, а), а имеются лишь отдельные отражающие площадки. Построены две сейсмические границы — поверхность консолидированной коры и граница М. Поверхность «базальтового» слоя определялась как линия равных скоростей 6,7 и 7,0 км/с.

На результативном сейсмическом разрезе (рис. 10, а) мощность земной коры меняется от 35—40 км (Каратауский антиклинорий, Чу-Сарысуйская депрессия, Прибалхашье) до 47—50 км (Среднесырдарьинская депрессия, Чу-Илийский антиклинорий), мощность «гранитного» слоя составляет 7 км (Среднесырдарьинская депрессия, северо-восток Чу-Сарысуйской депрессии) — 25 км (Чу-Илийский антиклинорий), а «базальтового» — 20 км (Каратауский, Чу-Илийский антиклинорий, юго-

запад Чу-Сарысуйской депрессии) — 35 км (Среднесырдарьинская депрессия).

Профиль Арысь—Балхаш переинтерпретирован Б. А. Хрычевым (Беляевский, 1974). Использовался примерно тот же подход к корреляции волн и определению их природы, но они интерпретировались, в основном для определения скоростного разреза коры в изолиниях скоростей. Принята градиентная интерпретационная модель и использованы способы определения скоростей по годографам рефрагированных волн. На сейсмическом разрезе выделены скоростные уровни 6,0—7,0 км/с (рис. 10, б). Мощность земной коры увеличивается от 45 км в Чу-Сарысуйской до 48—50 в Среднесырдарьинской депрессиях, Чу-Илийском и Каратауском антиклинариях, а ее консолидированной части — соответственно от 40 до 44—48 км.

Полученный разрез в общих чертах похож на разрез И. К. Пушкарева и др. (1968). Примерно одинаковы глубины до границы М и форма основных структурных элементов. Различия заключаются в значениях скоростей в средней части коры. Они существенно выше на первом разрезе — 6,7—7,0 км/с на глубине 10—24 км и только 6,2—6,6 км/с на втором. Однако оба варианта результативных сейсмических разрезов (рис. 10) не проверялись решением прямой двухмерной кинематической задачи.

Широкополосными станциями «Плутон» с использованием трехкомпонентной установки сейсмоприемников наблюдения проводились и по профилю Каскаленский. В результате получены годографы длиной до 275 км. По профилю зарегистрированы как продольные, так и поперечные волны, соответствующие земной коре. В связи с тем, что они идентичны по структуре, охарактеризуем результаты интерпретации только продольных волн (Шацлов, 1980).

Особенностью профиля является то, что волна  $R_{пр}^M$  выходит здесь в первые вступления на удалении 210—270 км от пункта взрыва. При построении сейсмического разреза поле отраженных волн использовано недостаточно. На разрезе по профилю Каскаленский так же, как и по профилю Арысь—Балхаш (рис. 10, б), приведены (полученные по одиночным годографам рефрагированных волн) приближенные значения скоростей распространения продольных волн по всему разрезу коры, которые нуждаются в последующем уточнении решением двухмерной прямой задачи. Это необходимо также в связи с приуроченностью коровых рефрагированных волн только к верхней части консолидированной коры до глубин порядка 15—20 км.

Мощность земной коры вдоль профиля увеличивается от 40 км на севере до 50 на юге (рис. 11, а). Несколько иной сейсмический разрез получен Н. И. Павленковой (Шацлов, 1980) (рис. 11, б). Использовался метод редуцированных годографов с последующим математическим моделированием скоростного разреза в двухмерном варианте.

В рамках Международного Памиро-Гималайского проекта (1974—1978 гг.) по геотраверзам Токтогул—Узген—Каракуль—Зоркуль—Нанга Парбат—Сринагар—Атток (Белоусов и др., 1979) и Коканд—Гарм—Калайхумб—Хорог—Ишкашим (Хамрабаев, 1980) получены сведения о мощности и внутренней структуре земной коры Южного Тянь-Шаня, Памира и Гималаев.

На отмеченных геотраверзах наблюдения осуществлялись сейсмологическими станциями ВЭГИК, расположенными по площади, и «Земля», расположенными дискретно вдоль трассы геотраверз. В результате подтверждены большие мощности земной коры, достигающие на Памире 80 км.

Б. Б. Таль-Вирский (1971, 1982) рассмотрел результаты исследований ГСЗ по Средней Азии. Он переинтерпретировал часть профилей по годографам головных волн от поверхности М, ознакомился с посылками и методами интерпретации других исследователей и выб-

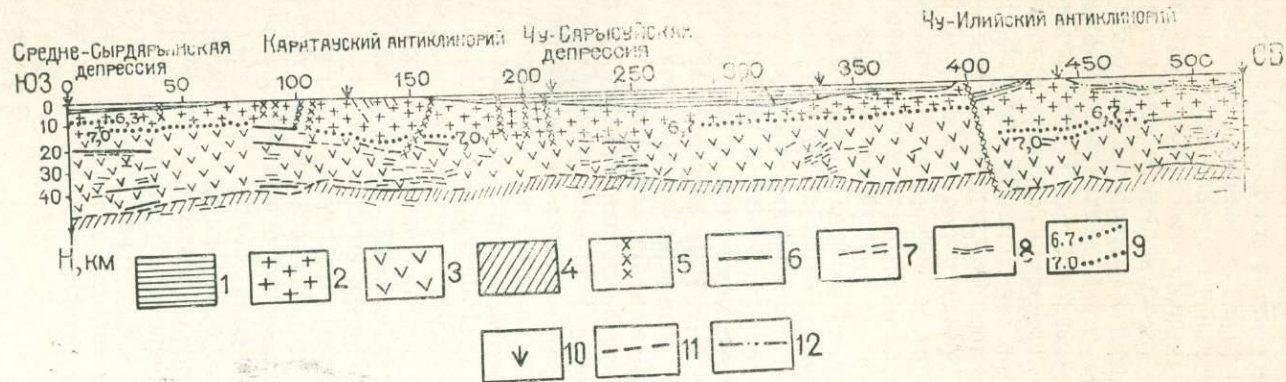


Рис. 10. Сейсмические разрезы земной коры по профилю Арысь—Балхаш.

а — по И. К. Пушкареву и др. (1968), б — по Б. А. Хрычеву (Н. А. Беляевский, 1974). а: 1 — осадочный слой, 2 — «гранитный», 3 — «базальтовый», 4 — верхняя мантия, 5 — разломы, 6 — отражающие границы, 7 — отражающие площадки, 8 — преломляющая граница, 9 — линии равных скоростей, характеризующие переход от «гранитного» слоя к «базальтовому», 10 — пункты взрыва, 11 — преломляющая граница М, 12 — линия равных скоростей, приуроченная к границе контактово-измененных пород; б: 1 — преломляющие границы, 2 — отражающие площадки, 3 — отражающие границы, 4 — линии равных скоростей, 5 — разломы, 6 — границная скорость, км/с.



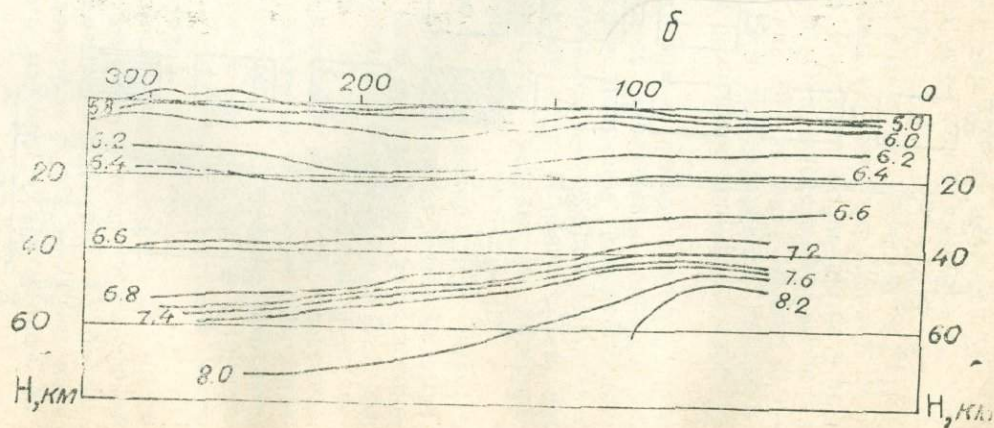
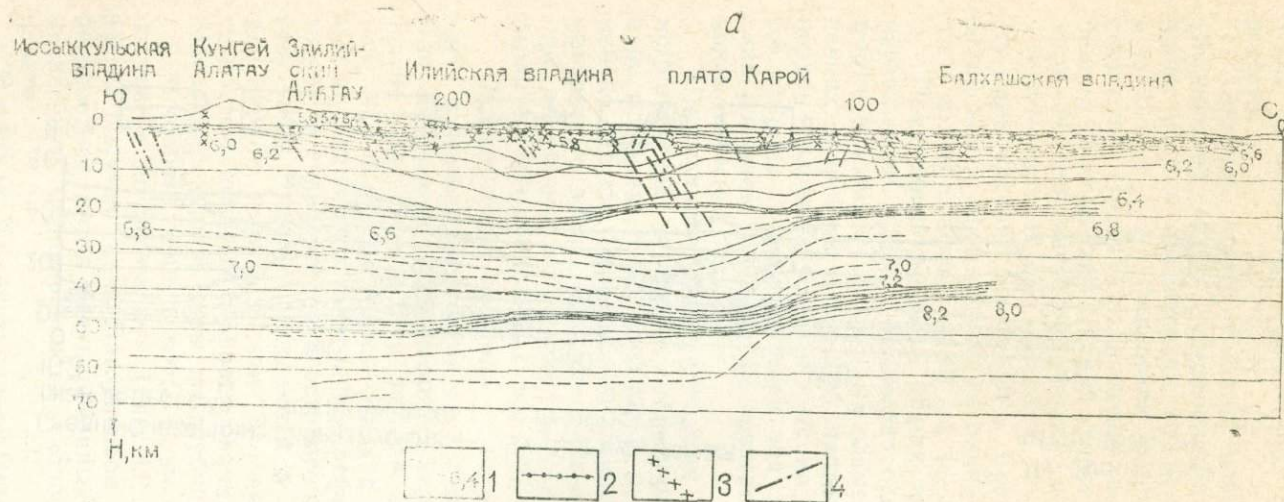


Рис. 11. Сейсмические разрезы земной коры по профилю Каскеленский.

*a* — по В. И. Шацкилову (1980),  
*b* — по Н. И. Павленковой (В. И. Шацкилов, 1980). 1 — изолинии скорости, км/с, 2 — подошва осадочного чехла по данным обменных волн, 3 — разломы, 4 — отражающие площадки.

рал наиболее достоверные, на его взгляд, варианты. Кроме того, он отметил наличие двух четких границ — поверхности и подошвы консолидированной коры и прямой связи поверхности М с аномалиями  $\Delta g$ . По этим данным на Туранской эпипалеозойской платформе земная кора имеет среднюю мощность 40 км. Преобладает согласное залегание поверхности и подошвы консолидированной земной коры. Туранская плита и эпиплатформенная орогеническая область Тянь-Шаня разграничены Северным краевым разломом, амплитуда которого по границе М составляет 5—10 км. Средняя мощность земной коры в пределах Тянь-Шаня увеличена на 10 км, а в пределах Памира — на 20 км по отношению к средней мощности земной коры Туранской плиты. В Ферганской впадине, по представлениям Б. Б. Таль-Вирского, наблюдается прямое соотношение рельефа поверхностей фундамента и М. В то же время средний гипсометрический уровень границы М во впадине выше, чем в ее горном обрамлении. В зоне сочленений депрессий и поднятий Тянь-Шаня предполагаются гребневидные поднятия поверхности М.

Как видно из перечня работ ГСЗ в Средней Азии, разнообразные подходы к интерпретации полученных материалов, несогласованность граничных и средних скоростей, экспериментальных и теоретических годографов не позволяли использовать этот материал для обобщения и сравнительной характеристики.

Накопленные за это время данные ГСЗ по другим регионам СССР свидетельствовали о сложной, многообразной структуре земной коры: наличии в ней слоев с пониженными скоростями и повышенными градиентами, тонкой расслоенности границы М. Описанные выше схематизированные разрезы по Средней Азии не отражали эти особенности, хотя экспериментальный материал позволял подойти к их выявлению. Результаты ГСЗ не согласовывались с данными детальными сейсмологических исследований в сейсмоактивных регионах востока Средней Азии (Бутовская и др., 1971), по которым земная кора представлялась как сложнорасслоенная среда с чередующимися тонкими слоями с повышенной и пониженной скоростью.

Таким образом, прежде чем приступить к обобщению сейсмических данных о строении земной коры Средней Азии, необходимо было решить ряд методических вопросов, а именно: разработать систему интерпретации волновых полей ГСЗ, позволяющую получить достоверную информацию о внутренней структуре коры, и найти пути увязки данных ГСЗ и площадных сейсмологических наблюдений. Необходимо было полностью пересмотреть имеющийся материал ГСЗ по единой методике: уточнить корреляцию волн, определить их природу, выбрать надежные способы преобразования волновых полей в сейсмические модели, составить сейсмические разрезы и структурные схемы. Эта работа выполнена автором в течение 1969—1983 гг. и ниже приводятся ее основные результаты.

## **Глава II. МЕТОДИКА ПОВТОРНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ МАТЕРИАЛОВ ГЛУБИННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

При выработке методики повторной интерпретации материалов ГСЗ мы исходили из двух основных принципов: с одной стороны, получить как можно больше информации о деталях строения земной коры, с другой, оценить наиболее устойчивые элементы поля и соответственно наиболее надежные параметры сейсмической модели, которые могут быть положены в основу обобщения данных ГСЗ.

Результаты математического моделирования показали, что наиболее устойчивые параметры сейсмической модели — отражающие границы и средние скорости до них, определенные по протяженным годографам. Отраженные волны позволяют получить однозначные решения при определении скоростной модели и в случае слоев с пониженной скоростью (Гервер, Маркушевич, 1967). Однако это касается лишь осредненных значений пластовых скоростей для довольно толстых слоев (для условий ГСЗ не менее 5 км). Рефрагированные волны дают богатую информацию о вертикальных градиентах скоростей в отдельных слоях и распределении их вдоль слоев. Это означает, что для повышения детальности и достоверности изучения структуры коры необходимо использовать волны разного класса.

Выделение и прослеживание отраженных волн существенно осложнено интерференционным характером записи, прерывистостью осей синфазности, трудностью определения природы волн, соответствующих коротким ветвям годографов, для которых имевшиеся системы наблюдений недостаточны. Все это затрудняло решение вопроса, каким образом в волновых полях отражаются отдельные элементы реальных геологических объектов.

Для решения этих вопросов целесообразно учитывать результаты исследований на реальных средах. Правомерность такого подхода изложена в работе А. М. Епинатьевой (1969).

Благодаря развитию нефтяной и особенно рудной сейсморазведки получен обширный материал о характере волновых полей в неоднородных средах, соответствующих приповерхностной части консолидированной коры, показано, что интенсивные отражения могут создать разорванное штриховое поле (Караев и др., 1982). Поле первых вступлений существенно зависит от наличия в среде высокоскоростных включений (Зуннунов, Перельман, 1972; Перельман и др., 1974).

В целом опыт сейсморазведки показал, что сложные штриховые поля типичны для сред, близких к консолидированной коре, и применение к этим полям групповой корреляции, т. е. аппроксимации их небольшим числом протяженных волн, может привести к построению ложных сейсмических границ, поэтому в данной работе использовалась фазовая и волновая корреляция.

### **ВОЛНОВЫЕ ПОЛЯ ГСЗ И КОРРЕЛЯЦИЯ ВОЛН**

Разрешающая способность глубинных сейсмических исследований определяется детальностью систем наблюдений и используемыми частотами. В данной работе использованы материалы, полученные при

детальном непрерывном продольном профилировании ГСЗ с использованием сейсмических станций СС—30/60 в диапазоне частот 5—20 Гц, а наблюдения с сейсмоприемниками ВЭГИК — 0,5—5 Гц.

При анализе волновых полей исходным материалом служили сейсмограммы и детали фазовые годографы наблюдаемых волн, полученные непрерывным профилированием (рис. 1 и табл. 2). В зависимости от представительности сейсмического материала работы сводились к анализу продольных отраженных и преломленных волн, а в отдельных случаях — к анализу поперечных отраженных и преломленных волн. При этом использованы детали фазовые годографы наблюдаемых волн, амплитуды, частоты, спектры и другие физические па-

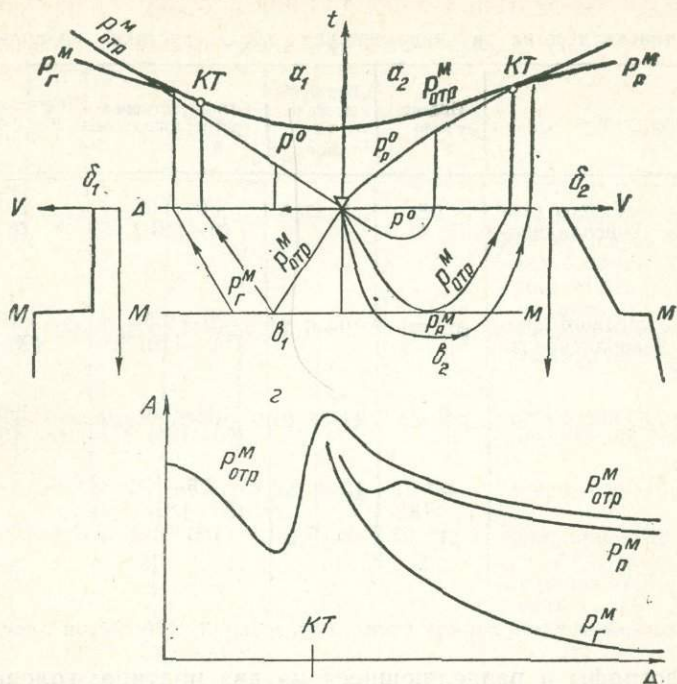


Рис. 12. Годографы (а), лучевые схемы (б), скорости (б) и амплитудные (с) кривые для прямых  $P_0$ , головных  $P_{\Gamma}$ , рефрагированных  $P_R$  и отраженных  $P_{отр}^M$  волн в однородной ( $b_1$ ) и градиентной ( $b_2$ ) средах, по И. П. Косминской (Л. П. Винник и др., 1978). КТ — критическая точка для преломленных волн.

раметры отдельных составляющих волнового поля, полученные в 1959—1968 гг.

Корреляция на сейсмограммах регулярных волн основана на использовании трех основных признаков: амплитудной выразительности записи, наличии осей синфазности и сходства формы записи. В условиях ГСЗ используются первые два признака, а применение третьего иногда затруднено из-за интерференции волн в последующей части записи.

Как отмечено выше, при повторной интерпретации материалов ГСЗ осуществлена только фазовая или волновая корреляция, под которой понимается выделение и прослеживание отдельных экстремумов или волн по принципам их синфазности, амплитудной выразительности и сходства формы записи. При этом основное внимание акцентировано на корреляции опорных волн, доминирующих по амплитуде с четкими кинематическими характеристиками и прослеживающихся вдоль всего профиля. Это связано с тем, что оценка интенсивности суммарных многократных отраженных волн (Лоссовский, 1974)

показала, что на сейсмограммах они выражены по амплитуде в семь—восемь раз слабее однократных отражений от границы М. Поэтому при корреляции волн последующих вступлений важное значение имеет выделение и прослеживание доминирующих по амплитуде осей синфазности.

В наблюдаемом волновом поле обычно достаточно четко выделяются два типа продольных волн: преломленные и отраженные (рис. 12). При определенных условиях удается регистрировать и поперечные волны этих же типов.

К преломленным волнам мы относили колебания, регистрируемые на сейсмограммах в первых вступлениях, имеющие близкие к прямо-

Осредненные кинематические и динамические характеристики продольных волн.

Сейсмическая граница	Индекс волн	Преобладающие $\gamma^x$ , км/с	Общий интервал регистрации, км	Интервал регистрации в первых вступлениях, км
Поверхность верхнего скоростного этажа консолидированной коры $K_0$	$P_0^k$	5—7,5	30—140 (0—140)	30—140 (0—140)*
Поверхность среднего скоростного этажа консолидированной коры $K_1$	$P_1^{k1}$ отр	9—6,2	25—165 (60—110)**	75—165 (25—40)**
Поверхность нижнего скоростного этажа консолидированной коры $K_2$	$P_0^{k2}$ отр	11—5,8	30—180 (60—135)**	120—180 (д) 15—20)**
Поверхность М	$P_{отр}^m$	13—6,2	25—290 (80—180)*	
То же	$P_{пр}^m$	7—9,5	150—610	150—610

\* ) При отсутствии мезозой-кайнозойских образований, \*\* ) участок прослеживания

линейным годографы и разделяющиеся на два подтипа: головные волны, скользящие вдоль границ раздела, на которых скорость резко возрастает (рис. 12,  $a_1$ ,  $b_1$ ), и рефрагированные, формирующиеся в средах с нарастающей с глубиной скоростью (рис. 12,  $a_2$ ,  $b_2$ ). Волны первого подтипа несут малую энергию даже в случае резких границ раздела и с расстоянием затухают сильнее, чем волны второго подтипа (рис. 12,  $г$ ), которые динамически более устойчивы.

К отраженным волнам относились все достаточно интенсивные колебания в последующих вступлениях, характеризующиеся сравнительно протяженными годографами.

Обобщенный характер наблюдаемого волнового поля сводится к следующему: в первых вступлениях прослеживаются преломленные волны, причем волна  $P_0^k$ , соответствующая верхней части консолидированной коры (скорости до 6,3 км/с), сменяется волной  $P_{пр}^m$ , соответствующей поверхности верхней мантии (скорости около 8,0 км/с). В последующих вступлениях среди отраженных волн наиболее интенсивным является опорное отражение, соответствующее границе М. Рассмотрим основные кинематические и динамические характеристики этих волн.

Волновое поле представлено двумя основными группами глубинных волн, соответствующих поверхности фундамента, границам внутри консолидированной коры и границе М (табл. 3, 4).

Первая группа состоит из продольных волн  $P_0^k$ ,  $P_1^{k1}$  отр,  $P_0^{k2}$  отр (Зуннунов, 1976; Зуннунов, Эргашев, 1974; Зуннунов и др., 1977).

Волна  $P_0^k$  выделяется в первых вступлениях. В пределах Ферганской, Сурхандарьинской, Амударьинской и Мургабской впадин, где мезозой-кайнозойские образования имеют мощность до 10—14 км, она прослеживается с удаления 30—40 км от пункта взрыва на времени 8—9 с. На склонах горных сооружений, где мезозой-кайнозойские образования отсутствуют или имеют незначительную мощность, она прослеживается почти от пункта взрыва и затухает обычно на расстоянии 100—140 км и времени 19—23 с. Интервал прослеживания в большинстве случаев составляет 55—105 км. Исключение составляет профиль Ленинабад—Караунгур и пункты взрыва 4, 6 профиля

Таблица 3  
соответствующих консолидированной земной коре Средней Азии

Время регистрации, с	Относительная интенсивность	$\frac{A P_{отр}^M}{A_p}$	Эффективный коэффициент поглощения $\alpha_{эф}$ , км <sup>-1</sup>	Видимая частота, Гц	Тип годографа	Тип волны
8—23 (0—23)*	Нормальная	1—10	0,05—0,07	10—16	Прямолинейный или V <sup>x</sup> несколько увеличивается с увеличением расстояния	Преломленная (слаборефрагированная)
8—30	Нормальная	1—12	0,035—0,045	12—15	Гиперболический и прямолинейный	Отраженная+преломленная
12—32	Высокая	1—10	0,03—0,04	11—16	Гиперболический	Отраженная
15—46	Доминирующая	5—17	0,02—0,03	10—16	Гиперболический	Отраженная
28—84	Пониженная		0,04—0,06	10—16	Прямолинейный или V <sup>x</sup> несколько увеличивается с увеличением расстояния	Слаборефрагированная

Карабекаул—Койташ, где интервал прослеживания соответственно равен 25—55 и 150—160 км. Аномальное прослеживание волны  $P_0^k$  до удалений 190 и 210 км, времени 32 и 35 с отмечено соответственно для пункта взрыва Иссык-Куль профиля Каскеленский (рис. 13) и пункта взрыва Балхаш профиля Арысь—Балхаш.

Природу глубинных волн определяли путем анализа формы их годографов и графиков изменения с расстоянием кажущихся скоростей. Это выполнено для протяженных ветвей годографов вне зоны их интерференции. Такие графики составлены для основных типов глубинных волн каждого профиля ГСЗ.

Значения кажущейся скорости волны  $P_0^k$  для Средней Азии составляют 5—7,5 км/с (табл. 3), скорость увеличивается по мере удаления от пункта взрыва, преобладающее значение — около 6,0 км/с, видимые частоты — 10—16 Гц, длительность записи — 0,1—0,5 с (И. С. Вольвовский, Б. С. Вольвовский, 1962). Последняя так же, как и интенсивность волны, постепенно уменьшается по мере удаления от пункта взрыва, эффективный коэффициент поглощения равен 0,05—0,07 км<sup>-1</sup> (Рябой, 1966). В спектре волны  $P_0^k$  по профилю ГСЗ Фараб—Тамдыбулак преобладают низкочастотные составляющие (3—10 Гц) при  $f_{рез}=5—10$  Гц. Амплитуда составляющих  $f < 10$  Гц не превышает 20% от  $A_{max}$  (Михота, 1968). Анализ кинематических и динамических характеристик волны  $P_0^k$  с учетом данных бурения и геологической съемки позволил условно отнести ее к поверхности верхнего скоростного этажа консолидированной коры  $K_0$ .

Волна  $P_1^{K_1 \text{отр}}$  прослеживается в основном в последующих чинах с удаления 25—75 км на времени 8—16 с. На расстоянии 75—130 км от пункта взрыва без «излома» годографа она выходит в видимые первые вступления, а на удалении 95—165 км на времени 18—30 с интенсивность ее падает. Участок прослеживания волны составляет 60—110 км, а интервал его в первых вступлениях — 25—40 км. Значение кажущейся скорости уменьшается по мере удаления от пунк-

Осредненные кинематические и динамические характеристики продольных волн,

Сейсмическая граница	Индекс волн	$v^x$ , км/с	Общий интервал регистрации, км
Поверхность верхнего скоростного этапа консолидированной коры $K_3$	$P_a^K$	5,6—6,7	0—210 (50—210)*
Поверхность нижнего скоростного этапа консолидированной коры $K_2$	$P_o^{K_2 \text{отр}}$	9—6,2	33—246 (70—140)*
Поверхность М	$P_{отр}^M$	12—6,5	60—275 (70—215)*
То же	$P_{пр}^M$	7,4—9	170—523 (23—343)*

та взрыва от 9 до 6,2 км/с, причем в области первых вступлений преобладают скорости 6,5 км/с. Видимая частота характеризуется значениями 12—15 Гц, эффективный коэффициент поглощения  $\alpha_{эф}$  — 0,035—0,45 км<sup>-1</sup>, длительность записи — 0,2—2 с. Годограф волны

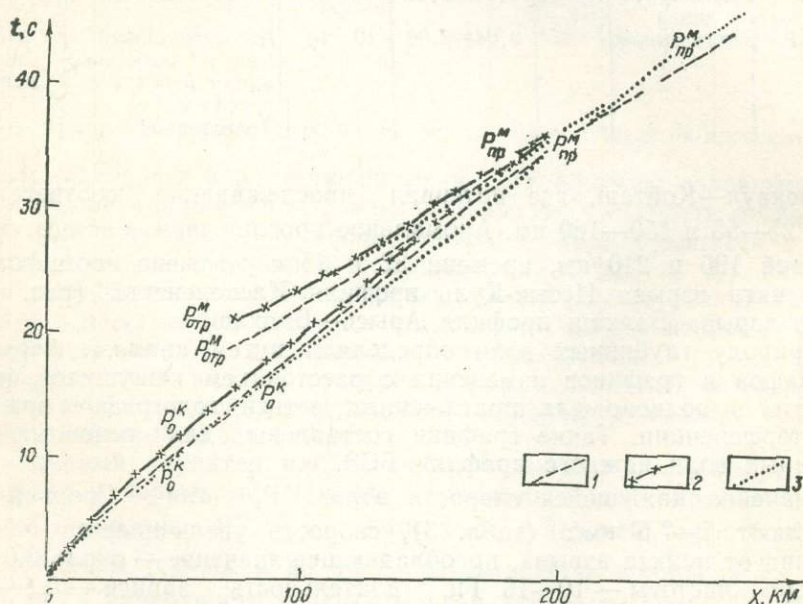


Рис. 13. Сопоставление наблюдаемых годографов волн первых вступлений и  $P_{отр}^M$

1 — ПВ 6 (ПК 276,2), профиль Карабакаул—Койташ, 2 — ПВ Наукат (ПК—62,5), профиль Ленинабад—Караунгур, 3 — ПВ Иссык-Куль (ПК 274,6), профиль Каскеленский.

большей частью гиперболический. По приведенным признакам можно предположить, что волна  $P_1^{K_1 \text{отр}}$  является отраженной от поверхности  $K_1$ , характеризующейся скоростью порядка 6,5 км/с. Мы эту

поверхность будем называть кровлей среднего скоростного этажа консолидированной коры.

Волна  $P_0^{K_2 \text{ отр}}$  прослеживается в основном в последующих вступлениях на удалении 30—180 км от пункта взрыва на времени 12—32 с. Аномальное прослеживание волны до удаления 246 км и времени 41 с отмечено по Каскеленскому профилю. На расстоянии 120—155 км она без «излома» выходит в видимое первое вступление,

Таблица 4

соответствующих консолидированной земной коре Южного Казахстана

Интервал регистрации в первых вступлениях, км	Время регистрации, с	Тип годографа	Тип волны
0—210 (30—210)*	0—35	Прямолинейный или $V^x$ несколько увеличивается с расстоянием	Преломленная (слаборефрагированная)
141—246 (13—56)*	10,8—41	Гиперболический	Отраженная
	16,8—45	Гиперболический	Отраженная
170—523	29,3—74,3	Прямолинейный или $V^x$ несколько увеличивается с увеличением расстояния	Слаборефрагированная

\* Участок прослеживания.

затем ее интенсивность постепенно начинает ослабевать, меняется форма колебаний: одна за другой исчезают фазы. Участок прослеживания волны по профилям Фараб—Бабатаг, Карабекаул—Койташ, Арысь—Балхаш, Каскеленский—70—140 км, а по профилю Ленинад—Караунгур—60—75 км; интервал его регистрации в первых вступлениях в основном 15—20 км, а по Каскеленскому профилю достигает 40—56 км. Примечательно, что в Ферганской впадине амплитудная выразительность волны при наблюдениях по непродольному профилю ГСЗ Абадан—Вуадиль значительно лучше, чем по продольному Ленинад—Караунгур на одинаковых удалениях от пункта взрыва. Значение кажущейся скорости по мере удаления от пункта взрыва уменьшается от 11 до 5,8 км/с, причем в области первых вступлений преобладают скорости порядка 7 км/с. Видимая частота характеризуется значениями 11—16 Гц, длительность записи—0,2—1,5 с. По профилю Копетдаг—Аральское море на графиках изменения амплитуды с расстоянием отмечается четкий максимум на расстоянии 120—130 км от пункта взрыва. Годограф волны гиперболический, нагоняющие годографы не параллельны и имеют тенденцию к расхождению. Отмеченная волна, по-видимому, является отраженной от поверхности нижнего скоростного этажа консолидированной коры  $K_2^*$ .

Вторая группа состоит из продольных волн  $P_{отр}^M$ ,  $P_{пр}^M$ , соответствующих границе М (рис. 14).

Волна  $P_{отр}^M$  выделяется только в последующих вступлениях в виде доминирующего по интенсивности цуга колебаний, начиная с удаления 25—90 км на времени 15—22 с, а на расстоянии 170—290 км на времени 32—46 с она затухает. Участок прослеживания волны—70—215 км. Значение кажущейся скорости уменьшается с удалением от пункта взрыва от 13 до 6,2 км/с; кажущаяся скорость в области

\* По профилю ГСЗ Копетдаг—Аральское море поверхность нижнего скоростного этажа консолидированной коры отмечена индексом  $K_4$  (прим. ред.).

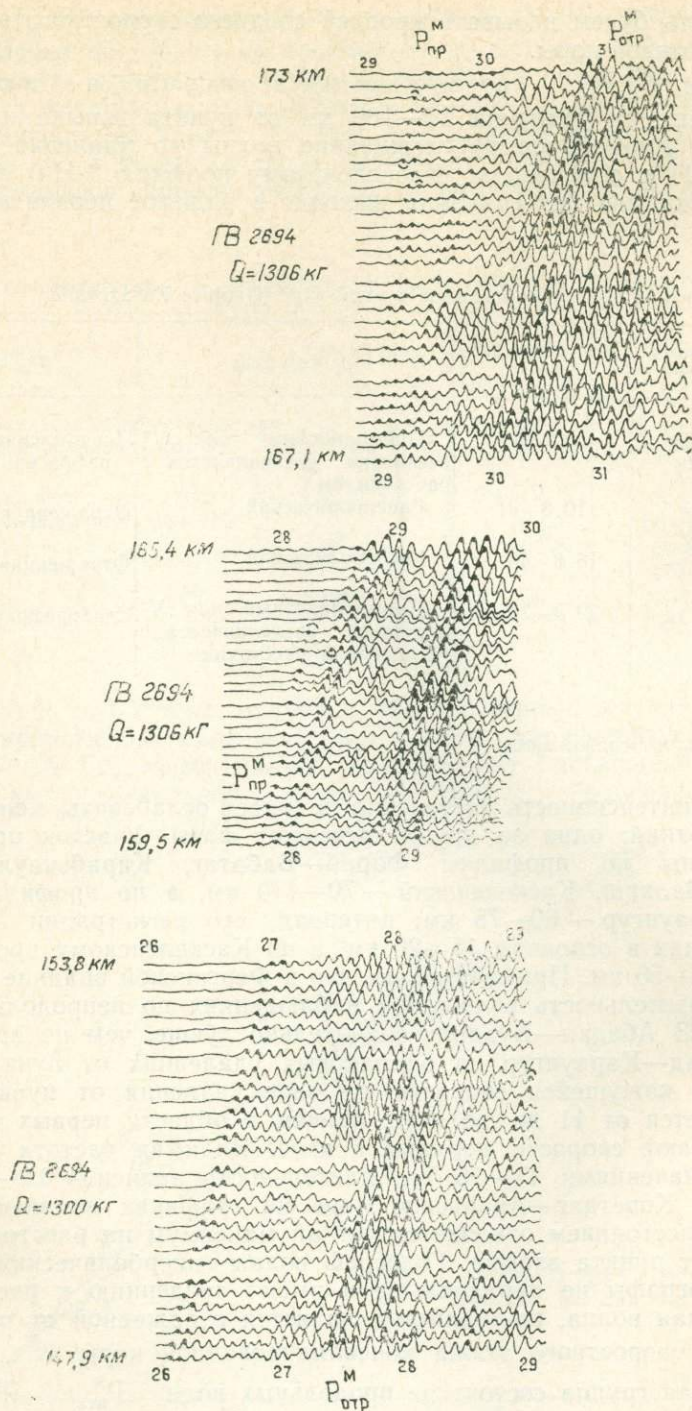


Рис. 14. Воливая картина области «выхода» волны  $P_{пр}^M$  в первые вступления и совместного прослеживания волн  $P_{отр}^M$  и  $P_{пр}^M$  по профилю Фараб—Тамдыбулак.

появления волны  $P_{пр}^M$  достигает 8,0 км/с, а асимптотическая кажущаяся скорость — около 7,0 км/с. Исключением является профиль Фараб—Бабатаг, где значения последней — 7,6—8,0 км/с. Длительность записи волны — 0,4—2 с. Видимые частоты по профилю Карабекаул—Койташ в начале годографа волны составляют 15—16 Гц, а в конце —

10—11 Гц. Максимум частотных спектров, полученных лабораторным путем на станции частотного анализа, — 12—16 Гц (Годин и др., 1960а).

По профилю ГСЗ Фараб—Тамдыбулак в спектре волны  $P_{отр}^M$  (при удалении более 80 км) преобладают частоты 6—12 Гц при  $f_{рез} = 8—10$  Гц. Интенсивность составляющих  $f > 12$  Гц не превышает 20%, а  $f < 6$  Гц — 40—60%. Принимая во внимание заметное различие составов волн  $P_{отр}^M$  и  $P_0^K$ , можно предположить, что домезозойский фундамент не существенно влияет на спектр волны  $P_{отр}^M$  (Михота, 1968). По профилю Копетдаг—Аральское море отношение амплитуд волн  $P_{отр}^M$  и  $P_0^K$  увеличивается с удалением от пункта взрыва от 1 при  $l=80$  км до 10 при  $l=120$  км, волн  $P_{отр}^M$  и  $P_1^{K1}$  от 1—2 при  $l=80$  км до 10—12 при  $l=130—150$  км, волн  $P_{отр}^M$  и  $P_0^{K2}$  от 1—2 при  $l=80—90$  км до 8—10 при 150—160 км (Рябой, 1966а).

Годограф волны  $P_{отр}^M$  гиперболический, а нагоняющие годографы не параллельны и имеют отчетливую тенденцию к расхождению. По профилю ГСЗ Копетдаг—Аральское море графики изменения амплитуд с расстоянием обладают резко выраженным максимумом на удалении 135—145 км от пункта взрыва. Значения  $\alpha_{эф}$  в интервале расстояний 140—290 км равны 0,02—0,03 км<sup>-1</sup>, видимые частоты составляют 10—12 Гц. По отмеченным признакам волну  $P_{отр}^M$  можно отнести к отраженным от границы М.

Волна  $P_{пр}^M$  следится в первых вступлениях, начиная с удаления 150—180 км на времени 28—31 с. Исключение составляют пункты взрыва Иссык-Куль, Саксаульный профиля Каскеленский и Балхаш профиля Арысь—Балхаш, где волна  $P_{по}^M$  прослеживается соответственно начиная с удалений 252, 193, 210 км и времени 42, 33, 35 с. Интенсивность волны по профилю Ленинабад—Караунгур в области ее выхода в первые вступления соизмерима с интенсивностью волны  $P_{отр}^M$ . Другая картина наблюдается по профилям Карабекаул—Койташ и Фараб—Бабатаг, где интенсивность волны  $P_{отр}^M$  в отмеченной области значительно превышает интенсивность волны  $P_{пр}^M$ . При дальнейшем удалении от пункта взрыва по профилю Карабекаул—Койташ отношение амплитуд первых и последующих волн приближается к единице. По профилю Копетдаг—Аральское море отношение амплитуд волн  $P_{отр}^M$  и  $P_{пр}^M$  увеличивается с удалением от пункта взрыва от 5—7 при  $l=150—160$  км до 15—17 при  $l=230$  км. Преобладающие частоты в спектре волны  $P_{пр}^M$  лежат в пределах 10—16 Гц и обычно на 2—4 Гц выше, чем у волны  $P_{отр}^M$ . По мере удаления от пункта взрыва наблюдается незначительное понижение ее частот. Эффективный коэффициент поглощения составляет 0,04—0,06 км<sup>-1</sup>.

Кажущаяся скорость волны  $P_{пр}^M$  увеличивается от 7 до 9,5 км/с с удалением от пункта взрыва, причем преобладающие значения по профилям Арысь—Балхаш, Карабекаул—Койташ, Фараб—Тамдыбулак, Копетдаг—Аральское море составляют около 8,0 км/с, а по профилям Каскеленский, Фараб—Бабатаг — соответственно 7,5 и 8,5 км/с, длительность записи — 0,3—2 с. По отмеченным признакам волну  $P_{пр}^M$  можно отнести к преломленным от границы М.

По профилю Карабекаул—Койташ годограф волны  $P_{пр}^M$  начиная с удалений 175—215 км на времени 31—35 с, сменяется годографом волны с кажущейся скоростью 8,5 км/с. Здесь во вторых вступлениях,

начиная с удалений 180—235 км на времени 32—39 с зарегистрирована волна, годограф которой имеет «саблевидную форму». Кажущаяся скорость ее уменьшается от 13 до 8,5 км/с с удалением от пункта взрыва. Эти волны следует отнести к отраженным от границ внутри мантии.

Рассматривая общие закономерности волнового поля, можно отметить, что по профилю Ленинабад—Караунгур (Ферганская впадина) глубинные волны имеют малый интервал прослеживания, а первые вступления так же, как и по профилю Фараб—Бабатаг (Сурхандарьинская впадина, юго-западные отроги Гиссарского хребта), осложнены разрывами.

Из отдельных пунктов взрыва (ПВ 4,6) по профилю Карабекаул—Койташ годограф волны  $P_0^k$  со средней кажущейся скоростью 6,0 (5,8—6,4) км/с, начиная с удалений 4—14 км и времени 2—4 с без разрыва прослеживается до удалений 165 км и времени 29 с и сменяется годографом волны  $P_{пр}^m$ . Поэтому здесь волны  $P_1^{k, отр}$  и  $P_0^{k, отр}$  зарегистрированы только во вторых вступлениях на удалениях 35—166 км и времени 10—29 с. Это позволяет предположить, что из других пунктов взрыва преломленные волны от внутрикоровых границ, которые могли бы заполнить интервал первых вступлений после затухания волн  $P_0^k$  и до начала регистрации волн  $P_{пр}^m$ , не прослеживаются вследствие затухания или сильно искажаются более интенсивными отраженными волнами и регистрируются вместе с ними в виде одной сложной интерференционной группы.

В поле поперечных волн (профиль Каскеленский) зарегистрированы те же группы волн  $S_0^k$ ,  $S_0^{k, отр}$ ,  $S_{отр}^m$  и  $S_{пр}^m$ , первая из которых соответствует поверхности консолидированной коры, вторая — границе Конрада, третья и четвертая — поверхности М (Шацлов, 1980).

Волна  $S_0^k$  прослеживается в первых вступлениях на удалении 2—185 км и времени 1,3—54,1 с на участке 143—183 км, значение кажущейся скорости увеличивается по мере удаления от пункта взрыва от 2,8 до 3,9 км/с.

Волна  $S_0^{k, отр}$  начинает прослеживаться в последующих вступлениях, затем выходит в видимые первые вступления. Общий интервал регистрации волны составляет 82—250 км, время прослеживания 26,6—72,2 с, интервал регистрации волны в первых вступлениях 150—250 км, участок прослеживания 82—132 км. Значение кажущейся скорости уменьшается по мере удаления от пункта взрыва от 4,3 до 3,3 км/с.

Волна  $S_{отр}^m$  выделяется только в последующих вступлениях на удалении 80—275 км и времени 32—80,2 с. Участок прослеживания волны составляет 43—183 км. Значение кажущейся скорости уменьшается по мере удаления от пункта взрыва от 5,7 до 3,4 км/с.

На удалении 212—275 км и времени 61,2—78,2 с из пунктов взрыва Иссык-Куль и Саксаульный в видимых первых вступлениях зарегистрированы волны, характеризующиеся кажущимися скоростями 3,5—3,9 км/с, принятые за волны  $S_{пр}^m$  (В. И. Шацлов и др.). Однако повышенное значение отношения  $V_p/V_s$  1,9—2,17 не соответствовало теоретическим представлениям. Исходя из данных о скоростях  $P_{пр}^m$  и теоретических представлений о значениях  $K_v=1,72$ , мы приняли скорости волн  $S_{пр}^m$  равными 4,4 км/с. Решение прямой задачи показало, что на вышеуказанных удалениях теоретический годограф волны  $S_{пр}^m$  смещен на меньшие времена (до 3 с) по отношению к годографу волн видимых первых вступлений, а за  $S_{пр}^m$ , очевидно, были приняты волны, рефрагированные на глубинах порядка 20 км и

вышедшие на времени 61,2—78,2 с в видимые первые вступления. Участок прослеживания этой волны составляет 22—63 км. Результаты расчетов, решение прямой задачи и сейсмический разрез приведены в следующей главе.

В целом годографы по поперечным волнам оказались менее представительными, чем по продольным. В частности, практически отсутствует на годографах волна  $S_{пр}^M$ , что, вероятно, связано с ее очень малой интенсивностью. Только для ПВ Саксаульный в первых вступлениях на удалении порядка 200 км зарегистрирована волна с  $V_s^x = 4,4$  км/с, что соответствует скоростям поперечных волн в верхней мантии. Для других же ПВ кажущиеся скорости первых вступлений не превышают значения 3,8—3,9 км/с. Кроме того, беднее представлено поле докритических волн, отраженных от промежуточных границ в земной коре.

Сопоставление волновых полей, полученных на разных профилях ГСЗ, показало, что они характеризуются рядом общих свойств. Первые вступления образуются системой волн с постепенно увеличивающейся с удалением от источника скоростью. Часто наблюдаются разрывы годографов этих волн — зоны тени. Последующая часть записи представлена серией довольно интенсивных вступлений, но прослеживаемость их чаще всего незначительна. На их фоне выделяется доминирующая по амплитуде волна  $P_{отр}^M$ .

В результате анализа этих полей на основе математического моделирования видно, что лучше всего они объясняются градиентно-слоистой средой с несколькими опорными границами. Главными из них, как и на большей части территории СССР, являются поверхность фундамента и граница М. С фундаментом связана коррелируемая в первых вступлениях слаборефрагированная волна  $P_0$ , с границей М — интенсивная отраженная волна  $P_{отр}^M$  и относительно слабая квазиголовная волна  $P_{пр}^M$ . Поле волн от промежуточных границ в коре менее регулярное, преобладают штриховые поля. Впервые в условиях Средней Азии такие поля описаны в работе В. Г. Белоусова и др. (1962). Только на отдельных профилях можно выделить несколько протяженных волн, отраженных от средней части коры. Здесь надо иметь в виду, что наиболее интенсивные из кратких частично-кратные волны, соответствующие резкой поверхности фундамента, приходят одновременно с однократными только в области больших углов падения, близких к предельному, имеют меньшие скорости, чем однократные волны от глубоких границ, и могут затруднять прослеживание отражений в верхах консолидированной коры (Косминская, 1968).

Прерывистость в корреляции поля отраженных волн существенно затрудняла дальнейшую интерпретацию. Для построения разреза ранее использовалась лишь небольшая часть наиболее протяженных волн или групповая корреляция, что также приводило к потере информации о тонкой структуре коры. Необходима была методика интерпретации не только опорного отражения от границы М, но и штриховых полей отраженных волн, применимая к обработке материалов ГСЗ. Чтобы получить оптимальные и надежные модели земной коры, надо было использовать как опорные, так и штриховые компоненты волнового поля.

#### ОБРАБОТКА ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН

Методы интерпретации критических и закритических отраженных волн несколько отличаются от интерпретации вертикальных отражений в связи с необходимостью учета лучевых скоростей. Однако в ГСЗ широко используются методы, разработанные в сейсморазведке, но при этом вместо средних скоростей используются лучевые (Юров, 1980).

Обработка годографов отраженных волн заключается обычно в определении эффективных скоростей и построении отражающих площадок. Для этого используются методы теоретических годографов и полей времен (Ризниченко, 1946), формулы Н. Н. Пузырева (1959), постоянные средние скорости и лучевые диаграммы (Соллогуб, Чекунов, 1971). Специально для ГСЗ разработан способ определения пластовых скоростей по годографам отраженных волн от кровли и подошвы слоя (Егоркин, 1966). Все эти методы дают примерно одинаковые результаты и могут применяться в любом регионе. Но большинство из них предусматривает обработку отдельных довольно протяженных годографов и для массовой обработки коротких осей синфазности штрихового поля мало приемлемы.

Основным требованием к методике повторной интерпретации отраженных волн автор считал использование всех осей синфазности, доминирующих по амплитуде (протяженностью не менее 6 км — одной расстановки СС—30/60), определение по ним эффективных (средних) и пластовых скоростей, систематизацию и осреднение полученных данных с учетом возможной достоверности определения скоростей по докритическим и закритическим отражениям, одиночным осям синфазности и системам годографов, увязанных по взаимным точкам, и, наконец, построение по всем этим данным отдельных отражающих площадок и отражающих границ. Для этого создана специальная программа на ЭВМ, в которую входили процессы построения временных разрезов и определения скоростной модели среды.

Временные разрезы по годографам отраженных волн строились путем их трансформации в линию  $\frac{t_{0i}(x)}{2}$  (Перельман, Пак, 1966;

Зуннунов, Перельман, 1966; Зуннунов, 1970). Это машинный вариант одновременного определения эффективной скорости известным методом подбора (Зуннунов, 1969) и построения соответствующих отражающих площадок способом засечек. При отсутствии годографов отраженных волн у пункта взрыва, что типично для условий ГСЗ, способ засечек, на наш взгляд, наиболее надежен. Он применим и в том случае, когда отражающая граница представлена в виде отдельных площадок, а годограф — короткими отрезками гиперболы. Способ засечек успешно применялся в сейсморазведке МОВ исследователями разных поколений в сложных сейсмогеологических условиях Ферганской впадины (Зуннунов и др., 1973) и юго-западных отрогов Гиссарского хребта при поисках нефтегазоперспективных структур (Зуннунов и др., 1970).

Способ трансформации годографов отраженных волн в линию  $\frac{t_{0i}(x)}{2}$  предложен И. И. Перельманом (Перельман, Пак, 1966; Зуннунов, Перельман, 1966) в сейсморазведке МОВ для условий Ферганской впадины, где глубина залегания опорного отражающего горизонта ( $P_2$ ) достигает 8 км. Использование указанного способа в приложении к материалам ГСЗ (Зуннунов, 1970) показало, что при трансформации годографов закритических отраженных волн в линию  $\frac{t_{0i}(x)}{2}$  со скоростями, подобранными для докритических отражений,

их форма искажается в связи с увеличением значений эффективных скоростей по мере удаления от пункта взрыва. Эти искажения ослабляются повторной трансформацией со скоростью, превышающей подобранное значение. Подобное изменение скорости незначительно влияет на форму трансформированного годографа докритических отраженных волн. При сравнении трансформированных годографов волн  $P_{огр}^m$  по профилю ГСЗ Фараб—Тамдыбулак с различными скоростями выявлено, что лучшей скоростью для трансформации являет-

ся 6,2 км/с (рис. 15). Годограф отраженных волн  $P_{отр}^M$ , трансформированный с указанной скоростью, и был использован при построении сейсмического разреза. Этот способ применим при построении сейсмических границ с углами наклона до  $10^\circ$ .

В общем случае как для докритической части годографа отраженных волн, так и для закритической при использовании данного способа применим принцип подбора скоростей. В случае неправильно выбранного значения скорости форма трансформированных годографов искажается, т. е. становится выпуклой (трансформированные годографы пересекаются) при занижении значения скорости и вогнутой (они расходятся) при завышении. Это служит индикатором ошибки и используется для проверки и уточнения значений скорости.

Известные способы определения скоростей, например, расчетной (Егоркин, 1966) или лучевой (Раджабов, 1972), основаны на исполь-

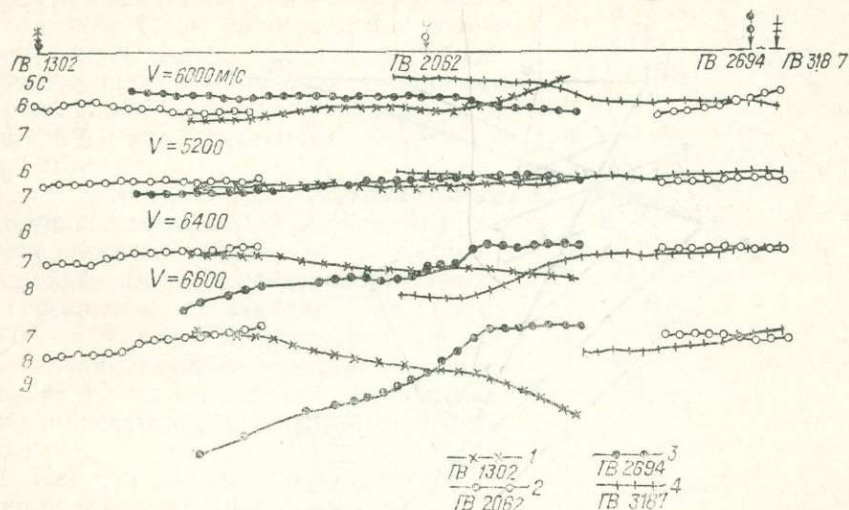


Рис. 15. Годографы волн, отраженных от границы М по профилю ГСЗ

Фараб—Тамдыбулак, трансформированные в линии  $\frac{t_{oj}(x)}{2}$  с различ-

ными скоростями.

1 — ПВ 1302, 2 — ПВ 2062, 3 — 2694, 4 — ПВ 3187.

зовании лишь одиночных годографов отраженных волн, что снижает надежность результатов. Поэтому целесообразно наряду с разработкой модификации лучевых способов, применительно к условиям ГСЗ, развивать и модернизировать способы, известные в сейсморазведке МОВ (Пузырев, 1959).

Способ подбора скоростей, использованный при повторной интерпретации материалов ГСЗ, предусматривает применение встречной, взаимно увязанной системы годографов и основан на очевидном равенстве расстояний между действительными и мнимыми пунктами взрыва, что справедливо для любого закона изменения скорости с глубиной. Однако надежное вычисление скоростей возможно при допущении, что скорость распространения упругих колебаний в покрывающей среде есть величина постоянная и отражающие площадки, соответствующие взаимно увязанным годографам, составляют единую границу и имеют один и тот же угол наклона.

Способ подбора использовался как в аналитической, так и в графической модификациях. Аналитическая модификация способа удобна для массовых вычислений значений скоростей с помощью ЭВМ (Перельман, 1963). Графическая модификация способа наглядна (Зунунов, 1969).

Допустим, что два увязанных во взаимных точках годографа  $\Gamma_1$  и  $\Gamma_2$ , соответствуют участку отражающей границы АВ и АС. Вследствие равенства треугольников  $AO_1O_2$  и  $AO'_1O'_2$ , расстояния между действительными  $O_1O_2$  и мнимыми  $O'_1O'_2$  пунктами взрыва равны между собой (рис. 16).

Данное условие выполняется при правильно выбранной скорости в среде. Когда выбранное значение скорости больше скорости в среде,

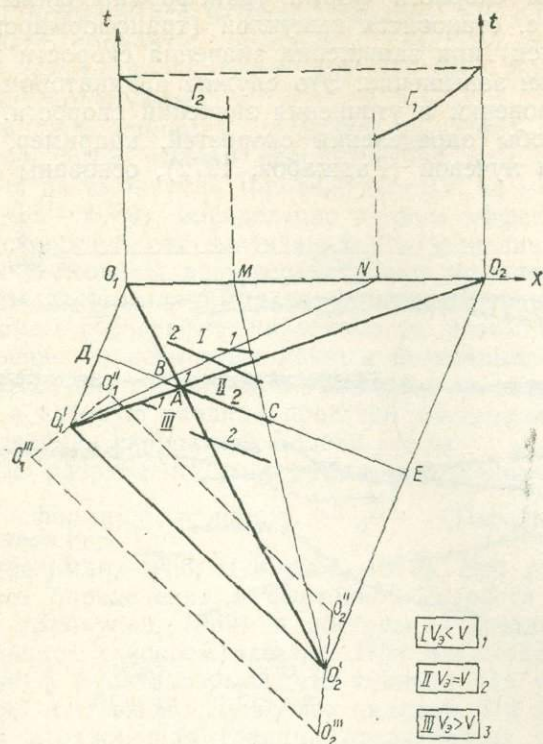


Рис. 16. Схема определения эффективных скоростей способом подбора.

расстояние между действительными пунктами взрыва  $O_1O_2$  меньше расстояния между мнимыми  $O'_1O'_2$  и наоборот.

Исходя из этого, скорости определяем следующим образом. Строим мнимые пункты взрыва  $O''_1O''_1$  и  $O''_2O''_2$  с двумя произвольно взятыми скоростями  $V_1$  и  $V_2$  и соединяем их прямыми линиями, которые являются геометрическим местом точек искомого мнимых пунктов взрыва. Их местоположение определяем следующим образом. Соединяем прямыми линиями мнимые пункты взрыва, построенные с одной и той же скоростью. В результате образуется трапеция  $O'_1O''O''_2O'_2$ . Далее находим линию, параллельную основаниям трапеции, равную расстоянию между действительными пунктами взрыва и ограниченную ребрами или их продолжениями.

Искомую скорость  $V_x$  определяем из соотношения

$$\frac{O''_2O''_2}{V_1 - V_2} = \frac{O'_2O''_2}{V_1 - V_x} = \frac{O'_2O''_2}{V_x - V_2},$$

где  $V_1$  и  $V_2$  — скорости, соответствующие расстояниям  $O''_1O''_1$  и  $O''_1O''_2$ .

Если по кинематическим и динамическим характеристикам установлена приуроченность волны к единой границе, то способ подбора

применим также в случае отсутствия взаимных точек годографа. Это достигается путем соблюдения принципа равенства расстояний между действительными и мнимыми пунктами взрывов.

Для каждого профиля ГСЗ строились графики  $V_{эф}(t_0)$ , которые пересчитывались в зависимости  $V_{эф}(H)$  (рис. 17), и для определенного типа отраженных волн — графики  $V_{эф}(x)$  (рис. 18). С их учетом временной разрез по годографам отраженных волн пересчитывался в глубинный.

При наблюдениях МОВ в Ферганской впадине на удалениях, равных 1,5 глубины до опорного отражающего горизонта ( $P_2$ ), сопоставление значений эффективных скоростей, определенных способом подбора, с данными сейсмокаротажа дало разницу от 1 до 4% при значениях  $V_{эф}=2,5—4,3$  км/с.

В условиях ГСЗ максимальный разброс значений  $V_{эф}$  (рис. 18) от осредняющей линии не превышает 0,2—0,25 км/с, а среднеквадратичная погрешность составляет не более 0,05—0,07 км/с. Погрешность при определении глубины залегания границы  $M$  1,5—3 км, причем ее значения увеличиваются с удалением от пункта взрыва.

При описанном способе интерпретации все выделенные кусочные элементы годографов отраженных волн используются при составлении сейсмического разреза и скоростной модели земной коры, что существенно повышает информативность и достоверность глубинных построений. Данные отраженных волн легли в основу детального изучения средних и пластовых скоростей в отдельных слоях. Разрешающая способность отраженных волн в 3—10 раз выше, чем преломленных (Косминская, 1968, 1969). Особенно это важно при исследовании зон инверсии ско-

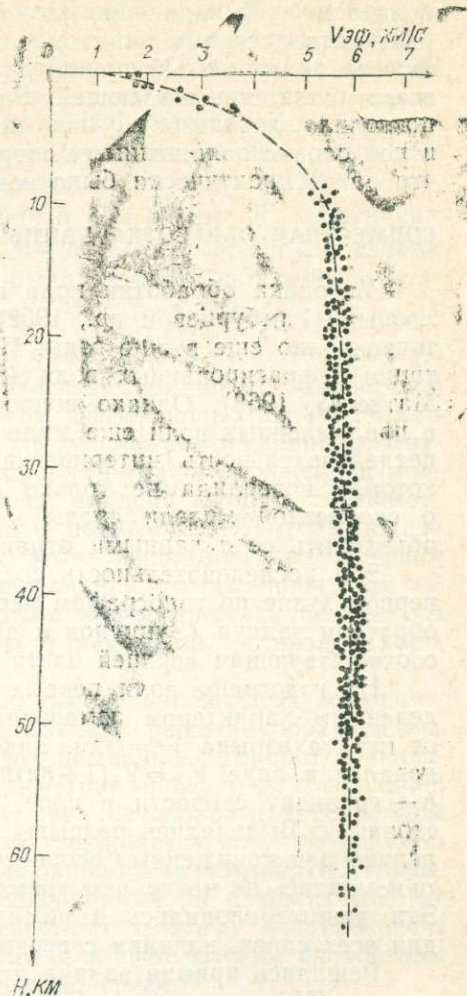


Рис. 17. Зависимость  $V_{эф}=f(H)$  по профилю Фараб—Тамдыбулак.

Точки — значения эффективных скоростей.

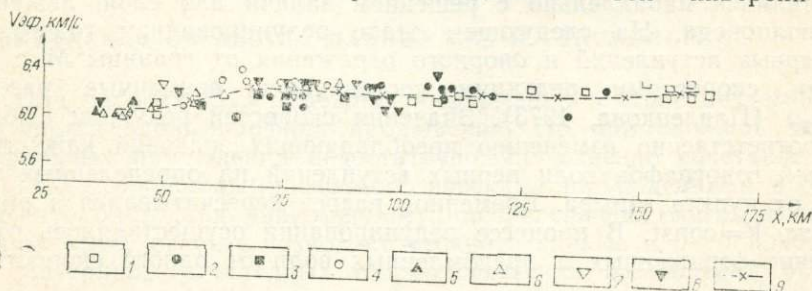


Рис. 18. Изменение эффективных скоростей с удалением от пункта взрыва, рассчитанных для волны  $P_{отр}^M$  по Каскеленскому профилю.

Значения эффективных скоростей для пунктов взрыва.  
1 — Нарын (ПК 388,6), 2 — Иссык-Куль (ПК 274,6), 3 — Каскелен (ПК 217,2), 4 — Чомолган (ПК 169, 1), 5 — Карой (ПК 130,1), 6 — Курты (ПК 88,7), 7 — Или (ПК 37,7), 8 — Саксаульный (ПК 0), 9 — осредняющая линия.

ростей и так называемых выпадающих слоев. Изучение зон инверсии преломленными волнами затруднено общей неоднозначностью решения обратной задачи. Только отраженные волны позволяют определить одновременно и мощность зоны, и скорость сейсмических волн в ней. Выпадающие слои также не могут быть изучены по данным интерпретации преломленных волн, так как они не прослеживаются в первых вступлениях. Вся нижняя часть земной коры чаще всего является выпадающей. Введение в обработку отраженных волн позволило детально изучить внутреннюю структуру коры, выделить в ней слои с пониженными скоростями, осветить нижнюю часть коры, что ранее практически было невозможно.

#### СОВМЕСТНАЯ ОБРАБОТКА ДАННЫХ ПРЕЛОМЛЕННЫХ И ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН

Методика обработки поля преломленных волн, особенно квазиголовных (Гамбурцев и др., 1952), разработана в нашей стране достаточно полно еще в 50-е годы. Позже предложены и методы интерпретации рефрагированных волн (Авербух, 1975; Бессонова и др., 1973; Матвеева, 1968). Однако вопросы совместной обработки отраженных и преломленных волн еще мало исследованы. Мы использовали такую последовательность интерпретации годографов преломленных волн, которая позволила не только получить независимую информацию о скоростной модели среды и форме преломляющих границ, но и объединить ее с данными отраженных волн.

Эта последовательность состояла из трех основных этапов. На первом этапе по годографам первых вступлений решалась одномерная обратная задача (Зуннунов и др., 1975) и определялась функция  $V_{(z)}$ , соответствующая верхней части консолидированной коры.

На годографе волн первых вступлений выделялись ветви с определенным характером изменения кажущейся скорости с расстоянием от пункта взрыва  $V^x=f(x)$ . Закон изменения скорости с глубиной задавался в виде  $V_{(z)}=V_1(1+\beta z)^n$ , где  $V_1$  — скорость у кровли слоя,  $\beta$  — градиент скорости в слое,  $z$  — глубина от кровли слоя,  $n$  — постоянная. Выделялись разрывы годографов, вероятно связанные с наличием зон пониженных скоростей. Каждая ветвь в координатах  $(x, t)$  описывалась не менее, чем тремя точками и значением  $V_x$  между ними. Эти данные вводились в память ЭВМ и решались последовательно для всех слоев, начиная с верхнего.

Решалась прямая задача для возможных комбинаций скоростей у кровли ( $V_1$ ) и подошвы ( $V_2$ ) исследуемого слоя с последующим выбором варианта с наименьшим расхождением теоретического и экспериментального годографов. Для каждой пары  $V_1$  и  $V_2$  подбиралось такое значение  $\beta$ , при котором величина расхождения наблюдаемого и рассчитанного времени для дальней точки ветви годографа не превышала определенного предела. И только для такого варианта производился весь цикл вычислений. Подбор параметров волновода осуществлялся параллельно с решением задачи для слоя, лежащего ниже волновода. На следующем этапе редуцированием годографов волн первых вступлений и опорного отражения от границы  $M$  с различными скоростями редуки составлялись временные разрезы  $t_0(x, V_p)$  (Павленкова, 1973). Значения скоростей редуки выбирались соответственно изменению преобладающих значений кажущихся скоростей годографов волн первых вступлений на определенных удалениях от пункта взрыва. Временной разрез пересчитывался в разрез в линиях  $V=\text{const}$ . В процессе редуцирования осуществлялось отождествление отраженных и преломленных волн от одного скоростного уровня.

Заключительный этап обработки состоял в согласовании результатов интерпретации волн первых и последующих вступлений методом математического моделирования. Этот метод позволил автору не толь-

ко провести анализ волнового поля, но и уточнить детали скоростных разрезов по разным типам волн. Поэтому на каждом сейсмическом разрезе отдельные блоки земной коры уточнялись многократными решениями прямых и обратных задач для волн первых и последующих вступлений, соответствующих каждому пункту взрыва, а затем для сейсмического разреза в целом. В случае невязок скоростная модель изменялась до тех пор, пока не достигались удовлетворительные совпадения наблюдаемых и теоретических годографов и прежде всего для волн первых вступлений и опорного отражения от границы М.

В результате решения обратной задачи для волны  $P_0^k$  функция  $V(z)$  обычно определялась до глубин 20—25 км. В интервале глубин от 25 км до подошвы земной коры не были известны скорости по волнам первых вступлений, так как волна  $P_0^k$  (скорости до 6,3 км/с) сразу сменяется волной  $P_{пр}^m$  (скорости около 8,0 км/с), что соответствует случаю выпадающей нижней части земной коры. Скорости в этой части коры определялись с учетом эффективных скоростей до отражающих границ, и прежде всего, до опорного отражения от границы М. При этом учитывалось свойство годографа отраженной волны выходить на асимптоту, тангенс угла наклона которой соответствует наибольшему значению скорости в покрывающей отражающую границу среде (Больших, 1956). Для этого использовались графики зависимости  $V^x = f(x)$ , по которым определялись эти величины. Для определения скоростей в низах коры также использовались результаты интерпретации рефрагированной волны с каустикой в низах коры (Гизе, Павленкова, 1975).

Скоростная модель, полученная на основе изложенных методических приемов, считалась эффективной, так как решение обратной кинематической сейсмической задачи — неоднозначно. Однако эквивалентные модели имеют ряд общих параметров, связанных с функцией распределения скорости, — мощности и средние скорости в осадочном слое и консолидированной коре. Это подтверждается тем, что времена регистрации волн первых вступлений и опорного отражения от границы М, определенные различными исследованиями на одном и том же профиле, обычно различаются несущественно. Поэтому их годографы могут считаться объективными данными для определения скоростных параметров, характеризующих исследуемую среду.

По описанной методике составлены двухмерные модели земной коры по профилям Ленинабад—Караунгур, Каскеленский, Арысь—Балхаш, Карабекаул—Койташ, Теджен—Карабекаул, Фараб—Бабатаг, Фараб—Тамдыбулак и Копетдаг—Аральское море (см. рис. 1). Решение прямой задачи по этим профилям выполнено с использованием программы В. Н. Пилипенко (Павленкова и др., 1972) в двухмерном варианте.

## КОМПЛЕКСНАЯ ОБРАБОТКА ДАННЫХ ГСЗ И СЕЙСМОЛОГИИ

При работах ГСЗ надежная информация о строении земной коры получается вдоль профиля наблюдений. Но при сложной тектонике профильных наблюдений недостаточно. Естественно сочетание профилей ГСЗ с площадными сейсмологическими наблюдениями в ближней зоне, что благодаря равномерному распределению очагов землетрясений по всему разрезу позволяет уточнить данные и о волноводах.

Материалы площадных сейсмологических наблюдений обрабатывались по методу поля скоростей, основанному на статистическом анализе огромного количества записей волн первых вступлений, полученных при регистрации местных землетрясений (Бутовская, 1968; Бутовская и др., 1971). При обработке также учитывались результаты сейсмологических исследований, изложенные в работе Н. Н. Матвеевой, А. А. Лукка (1968).

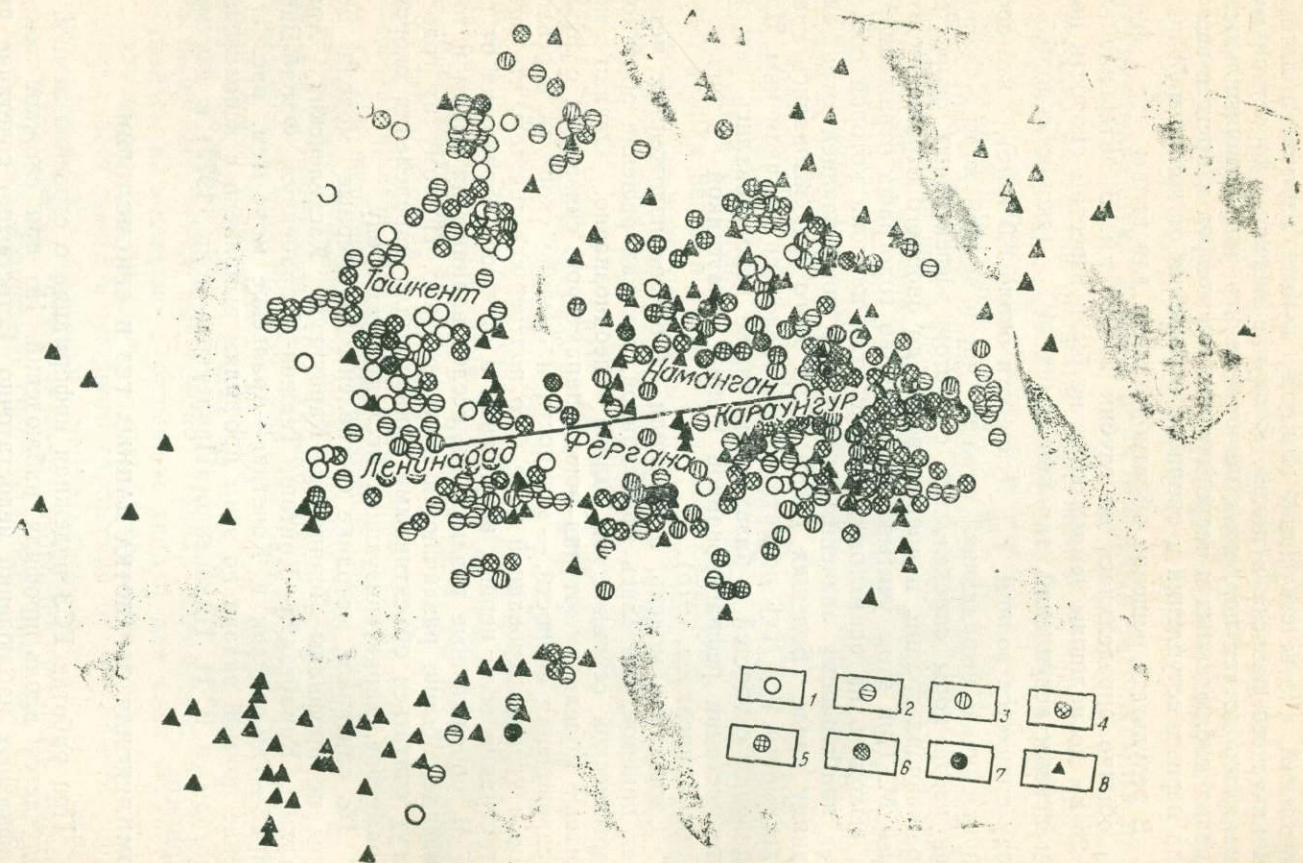


Рис. 19. Схема расположения профиля ГСЗ Ленинабад—Караулгур, сейсмологических станций и эпицентров очагов землетрясений класса *a* с глубинами 0—35 км.  
 Классификация эпицентров по глубинам очагов: 1—0 км, 2—5 км; 3—10 км, 4—15 км, 5—20 км, 6—25 км, 7—30—35 км; 8—сейсмологические станции.

При использовании метода поля скоростей большая интенсивность источников колебаний гарантирует регистрацию волн первых вступлений в широком интервале эпицентральных расстояний, а объемное распределение очагов землетрясений позволяет получить информацию о скоростях в областях, прилегающих к ним, по нескольким независимым группам данных, что значительно повышает достоверность скоростных параметров. При применении метода также имеется возмож-

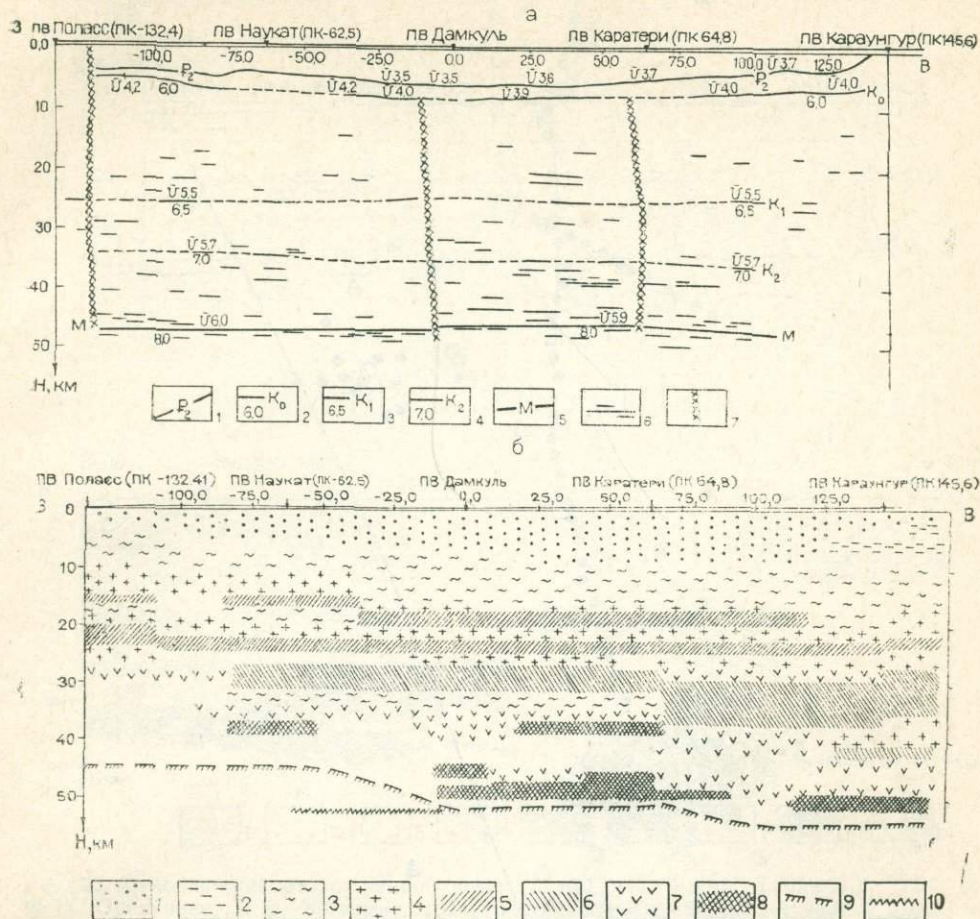


Рис. 20. Сейсмические разрезы земной коры по профилю Ленинабад—Караунгур.

*a* — по данным ГСЗ (Ф. Х. Зуннунов, 1976). *б* — по данным сейсмологии (Е. М. Бутовская и др., 1971). *a* — сейсмические границы: 1 — известняки туркестанских слоев палеогена, 2 — поверхность консолидированной коры, 3, 4 — внутри консолидированной коры, 5 — граница М, 6 — отдельные отражающие площадки, 7 — разломы, *б* — по данным сейсмологии, 1—8 — значения  $V_p$ , км/с: 1 — 3,5—5,0; 2 — 5,0—5,5; 3 — 5,6—5,9; 4 — 6,0—6,3; 5 — 6,4—6,6; 6 — 6,7—6,8; 7 — 6,9—7,1; 8 — 7,1—7,4; 9 — граница М, 10 — граница М, уточненная прямой кинематической задачей.

ность взаимной коррекции скоростных параметров, полученных по данным землетрясений с различными глубинами очагов.

Сейсмологическими наблюдениями можно покрыть площади между профилями ГСЗ. Это имеет важное практическое значение в связи с прекращением на территории Средней Азии исследований ГСЗ непрерывного профилирования.

Комплексная обработка данных ГСЗ и сейсмологии оказалась возможной в пределах сейсмоактивных территорий востока Средней Азии, где имеются профили ГСЗ и проведены площадные сейсмологические наблюдения, специально направленные на изучение внутреннего строения земной коры. Такая обработка выполнена вдоль профилей ГСЗ Ленинабад—Караунгур, Фараб—Тамдыбулак и Токтогул—Нанга Парбат (Бутовская и др., 1981, 1982 а, б).

Цель комплексной обработки — выявление наиболее надежно определяемых параметров земной коры по разным сейсмическим мето-

дам и их взаимодополнение для конструирования обобщенного сейсмического разреза.

Комплексной обработке предшествовала отдельная интерпретация материалов ГСЗ и площадных сейсмологических наблюдений. Она

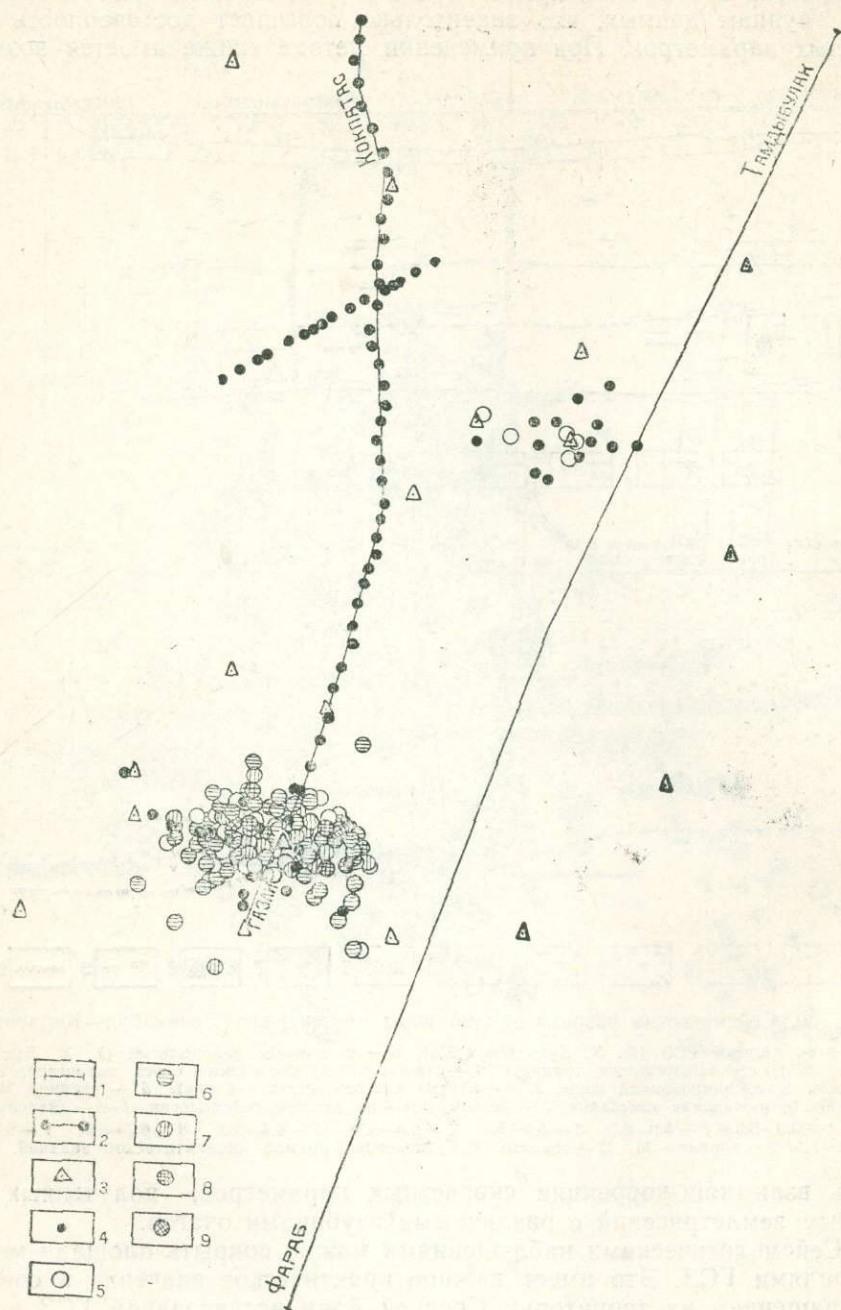


Рис. 21. Схема расположения профиля ГСЗ Фараб—Тамдыбулак, профиля с использованием станций «Земля» Газли—Кокпатас, сейсмологических станций и эпицентров очагов землетрясений класса *a* с глубинами 0—20 км.

1 — профиль Фараб—Тамдыбулак, 2 — профиль с использованием станций «Земля» Газли—Кокпатас, 3 — станции ВЭГИК, 4 — станции «Земля»; классификация эпицентров по глубинам очагов: 5—0 км, 6—5 км, 7—10 км, 8—15 км, 9—20 км.

была выполнена в пределах Ферганской впадины (Бутовская и др., 1981), где расположен профиль ГСЗ Ленинабад—Караунгур. Кроме того, статистически проанализированы записи волн первых вступлений, соответствующих 300 землетрясениям, что составляет примерно

6000 экспериментальных точек (рис. 19). По профилю Ленинабад—Караунгур имелись разрезы земной коры (рис. 20, а, б) по данным ГСЗ (Зуннунов, 1976) и сейсмологии (Бутовская и др., 1971).

В пределах Западного Узбекистана, где расположен профиль ГСЗ Фараб—Тамдыбулак, в 40—70 км к западу от него имеется профиль Газли—Кокпатас, отработанный с использованием станций «Земля» (рис. 21). Эти профили пересекают одни и те же геоструктуры Запад-

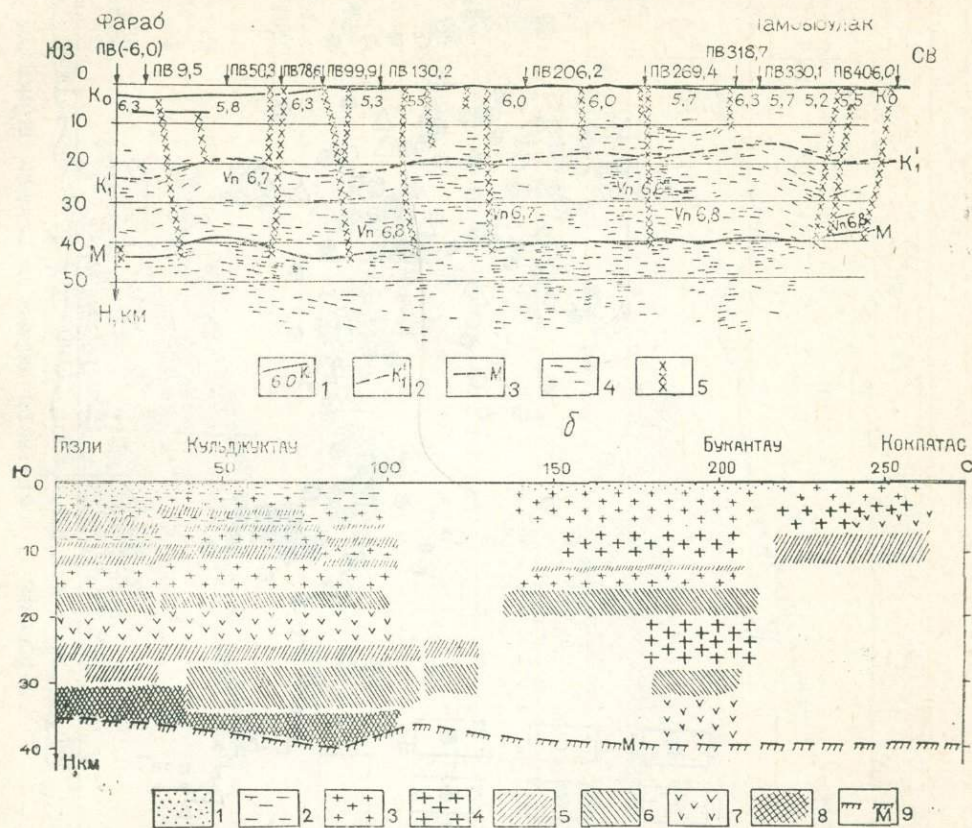


Рис. 22. Сейсмический разрез земной коры по профилю Фараб—Тамдыбулак (а — по Ф. Х. Зуннунову, Т. Э. Эргешеву, 1974) и сейсмологический разрез земной коры по профилю Газли—Кокпатас (б — по Е. М. Бутовской и др.).

а: 1 — поверхность консолидированной коры, 2 — отражающая граница в пределах консолидированной коры, 3 — граница М, 4 — отдельные отражающие площадки, 5 — разломы. б: 1—8 — значения  $V_p$ , км/с: 1—4,0—4,5; 2—5,0—5,4; 3—5,5—5,8; 4—6,0—6,3; 5—6,4—6,6; 6—6,6—6,8; 7—6,9—7,2; 8—7,4—7,6; 9 — граница М.

ного Узбекистана. Поэтому нами условно допущена возможность их комплексирования при обработке. Разрез земной коры по профилю ГСЗ Фараб—Тамдыбулак (рис. 22, а) опубликован в работе Ф. Х. Зуннунова, Т. Эргешева (1974), а по профилю Газли—Кокпатас — составлен Е. М. Бутовской, Т. Эргешевым и др. на основе интерпретации волн, возбужденных от толчков Газлийских землетрясений (1976 г.), промышленных взрывов в районе Мурунтау—Кокпатас (1975—1976 гг.) и от толчков землетрясений, происшедших севернее поселка Тамдыбулак (1975 г.) (рис. 22, б).

Вдоль международного профиля ГСЗ Токтогул—Узген—Каракуль—Зоркуль—Нанга Парбат также осуществлена комплексная обработка данных ГСЗ и сейсмологии. К обработке привлечены данные площадных сейсмологических наблюдений, полученные в пределах Ферганской впадины и Южного Тянь-Шаня (Бутовская и др., 1971), а также наблюдений над землетрясениями в районе Алайской долины (рис. 23). По этому профилю имелись разрезы земной коры (рис. 24,

а, б) по данным ГСЗ (Белоусов и др., 1979) и сейсмологии (Абдуллаев и др., 1982).

Комплексная обработка данных ГСЗ и сейсмологии (метод поля скоростей) базировалась на согласовании информации о скоростях

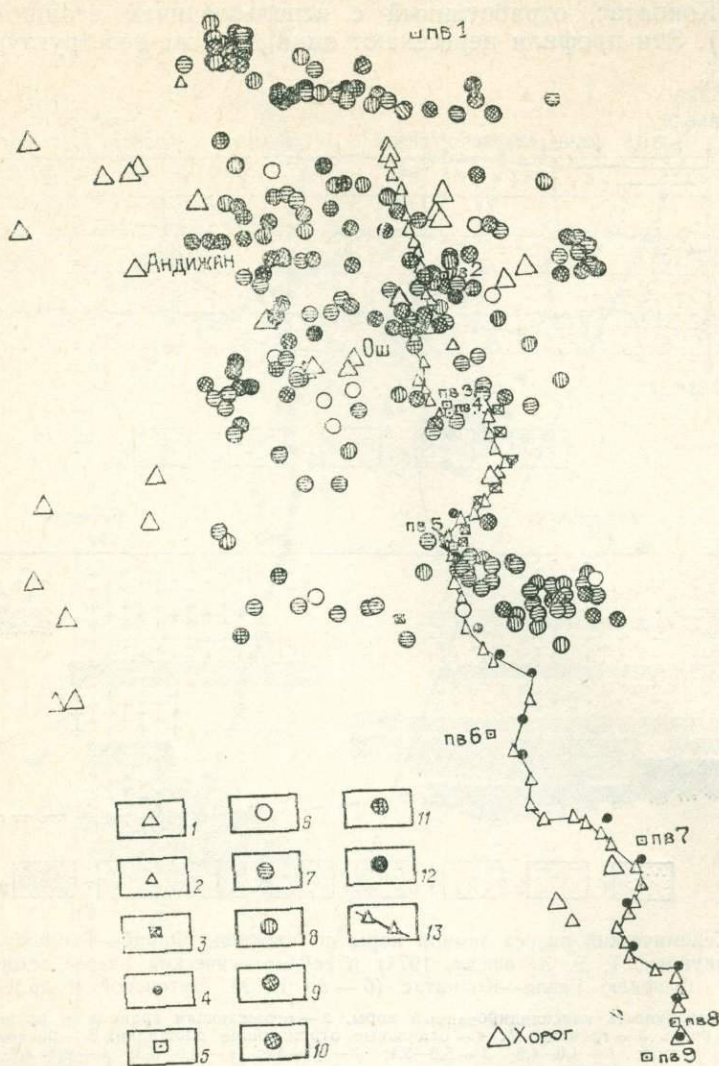


Рис. 23. Схема расположения отрезка Токтогул—Зоркуль профиля ГСЗ Токтогул—Найга Парбат, сейсмологических станций и очагов землетрясений класса а.

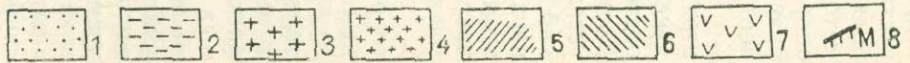
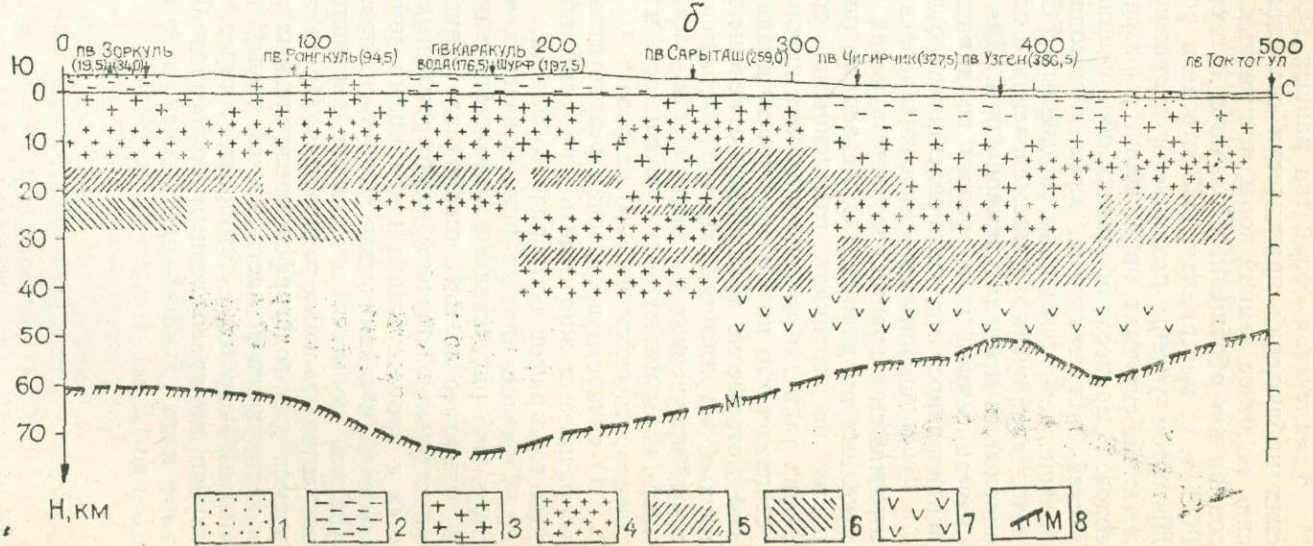
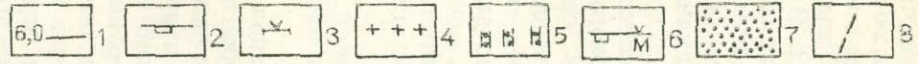
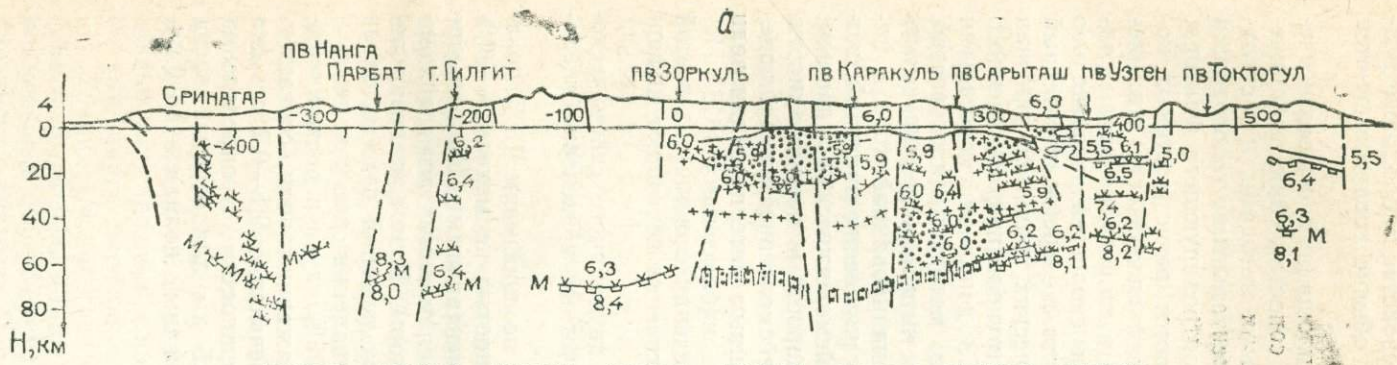
1 — стационарные сейсмологические станции: станции «Земля», работавшие: 2 — в 1974 г., 3 — в 1975 г., 4 — в 1978 г., 5 — пункты взрыва; ПВ 1 — Токтогул, ПВ 2 — Узген, ПВ 3, ПВ 4 — Чигирчик, ПВ 5 — Сарыташ, ПВ 6 — Каракуль, ПВ 7 — Ранкуль, ПВ 8, ПВ 9 — Зоркуль; очаги землетрясений с глубинами: 6 — 0 км, 7 — 5 км, 8 — 10 км, 9 — 15 км, 10 — 20 км, 11 — 25 км, 12 — 30 км, 13 — линия профиля.

распространения продольных сейсмических волн, полученных по годографам преломленных волн (ГСЗ), средних скоростях в земной коре,

Рис. 24. Сейсмический разрез земной коры по профилю Токтогул—Сринагар (а — по В. В. Белоусову и др., 1979) и сейсмологический разрез земной коры по профилю Токтогул—Зоркуль (б — по Н. Х. Абдуллаеву и др., 1982).

а — 1 — изолинии скоростей, км/с, 2—5 — сейсмические границы (2 — построенные по годографам преломленных волн, 3 — по годографам отраженных волн, 4 — по обменным волнам от землетрясений, 5 — по проходящим волнам от глубоководных землетрясений), 6 — граница М, 7 — зона с повышенной плотностью точек обмена, 8 — разломы; б — 1—7 — значения  $V_p$ , км/с: 1 — 4,0—5,0; 2 — 5,0—5,5; 3 — 5,6—5,9; 4 — 6,0—6,3; 5 — 6,4—6,6; 6 — 6,7—6,8; 7 — 6,9—7,2;

8 — граница М.



ее осадочном слое и консолидированной части, о скоростных этажах консолидированной коры (ГСЗ) и объемном распределении скоростей, полученных по данным площадных наблюдений над рефрагированными волнами от землетрясений. Итак, на входе мы имеем три типа независимых данных, различно отображающих свойства скоростного разреза земной коры. Первые два типа данных обычно согласовываются в процессе интерпретации материалов ГСЗ.

Комплексная обработка данных ГСЗ и площадных сейсмологических наблюдений практически сводилась к сопоставлению сейсмических разрезов земной коры, полученных разными методами, и к согласованию обобщенных разрезов с экспериментальными годографами ГСЗ, т. е. материалам ГСЗ отведена роль контролирующего фактора. При этом учтены различия в диапазонах частот регистрируемых колебаний, системах наблюдений и разрешающей способности этих методов. В процессе обработки обнаружилось, что скоростных неоднородностей, полученных по данным метода поля скоростей, значительно больше, чем полученных по данным ГСЗ. В то же время отмеченный метод дает очень скудные сведения о сейсмических границах, включая опорные, в пределах земной коры. Для конструирования обобщенного разреза земной коры разрез по данным ГСЗ дополнен скоростными неоднородностями, установленными по данным метода поля скоростей.

В обобщенных сейсмических разрезах достигнута коррелируемость отражающих границ, соответствующих консолидированной коре и полученных по данным ГСЗ, с зонами резкого изменения значений скоростей по вертикали, отмеченными по сейсмологическим данным. В них также отражены наиболее крупные скоростные неоднородности, установленные по материалам площадных сейсмологических наблюдений, которые не могли быть отмечены по данным интерпретации волн первых вступлений, зарегистрированных при наблюдениях ГСЗ. Поэтому полученные по данным сейсмологии сведения о скоростях в этой части коры имеют большую ценность и существенно повышают информативность сейсмического разреза.

О точности построения результирующего двухмерного сейсмического разреза можно судить по сходимости расчетных и экспериментальных годографов волн разного класса.

Решение прямых кинематических задач по профилям ГСЗ показало, что рассчитанные годографы с вероятностью не менее 75—80% и точностью до  $\pm 0,3$  с совпадали с экспериментальными. Наибольшие расхождения получены для отраженных и преломленных волн, связанных с промежуточными границами земной коры. Путем внесения изменений в сейсмические разрезы и повторных решений прямых задач удалось добиться достаточно хорошего совпадения рассчитанных и экспериментальных годографов. При этом в 95% случаев расхождение времен для годографов преломленных и отраженных волн, соответствующих верхней части земной коры, не превышало 0,1—0,2 с, для нижней — до 0,3 с. Это соответствует погрешностям в определении глубин по преломленным волнам до 0,2—0,5 км для верхней части коры и до 1,5—3 км для нижней, а по отраженным волнам — до 0,2—0,5 и до 1,5 км.

### Глава III. СЕЙСМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В данной главе излагаются результаты переинтерпретации материалов ГСЗ, проведенной автором по описанной выше методике. Описание разрезов дается в сопоставлении с предыдущими построениями, что представляет методический интерес и в определенной степени характеризует общую степень достоверности материалов ГСЗ.

При описании разрезов мы пользовались принципами их сопоставления по скоростным этажам земной коры, которые разработаны при обобщении данных ГСЗ по территории СССР и изложены в книге «Сейсмические модели литосферы...» (1980). Помимо характеристики строения двух основных границ — поверхности консолидированной коры  $K_0$  и границы  $M$ , мы постараемся проследить изменчивость мощности и внутренней структуры трех скоростных этажей консолидированной коры со скоростями 5,8—6,4, 6,4—6,7, 6,8—7,5 км/с, называя их соответственно верхним, средним и нижним этажами. Под внутренней структурой этих этажей мы понимаем горизонтальную и вертикальную их неоднородность, наличие разделяющих их сейсмических границ, зон пониженных или повышенных скоростей. Для удобства и общности описания сейсмические границы, которые будут характеризоваться скоростями порядка 6,4—6,5 км/с, мы будем обозначать индексом  $K_1$ , а скоростями 6,8—7,0 км/с —  $K_2$ .

#### ХАРАКТЕРИСТИКА СЕЙСМИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ

Профиль Копетдаг—Аральское море с юго-запада на северо-восток пересекает Предкопетдагский прогиб, Центрально-Каракумский свод, Амударьинскую впадину, Султануиздаг, Южно-Аральскую впадину. Характеризуется наиболее представительным сейсмическим материалом (Рябой, 1966а).

Наиболее выдержаны сейсмические границы, соответствующие поверхности и подошве консолидированной коры (рис. 25, см. стр. 56—57). За поверхность консолидированной коры в пределах Предкопетдагского прогиба мы приняли границу со скоростью 6,4—6,5 км/с. Она залегает на глубине до 7—10 км. Эта же граница, но характеризующаяся скоростью 5,9—6,0 км/с, в пределах Центрально-Каракумского свода, Амударьинской и Южно-Аральской впадин залегает соответственно на глубинах 2—3, 2—3,5 и до 1 км. По этим глубинам оценивается мощность осадочного слоя, средняя скорость в котором равна 3,9 км/с на юго-западе профиля и 2,8—3 км/с в его центральной части.

Граница  $M$  залегает на глубине 35—45 км. Наибольшая мощность земной коры (до 45 км) соответствует Предкопетдагскому прогибу, наименьшая (35—37 км) — Центрально-Каракумскому своду и Амударьинской впадине. Под Султануиздагом мощность земной коры локально возрастает до 41,5 км, уменьшаясь в пределах Южно-Аральской впадины до 39—40 км. Наибольшая мощность консолидированной коры (41 км) отмечена под Султануиздагом. Под Предкопетдагским прогибом, Центрально-Каракумским сводом, Амударьинской и

Южно-Аральской впадинами наблюдается ее уменьшение соответственно до 35, 33—35, 32—35 и 37—39 км.

Представительный материал по отраженным волнам, соответствующий промежуточным границам консолидированной коры, позволил выделить отражающие границы, по значениям эффективных скоростей рассчитать среднепластовые скорости и уточнить скоростные параметры разреза в процессе решения прямой задачи. В пределах консолидированной коры выделено несколько отражающих границ, все они погружаются по профилю под Предкопетдагский прогиб.

Скоростные модели коры могут быть охарактеризованы следующим образом. В пределах Предкопетдагского прогиба (рис. 25) верхний скоростной этаж консолидированной коры с типичными для него скоростями (около 6,0 км/с) отсутствует и она представлена только средним и нижним этажами. Средний этаж мощностью 21—23 км, расположенный между сейсмическими границами  $K_1$  и  $K_4$ , может быть представлен градиентной средой с увеличением скорости с глубиной от 6,4—6,5 до 6,8 км/с. Внутри него на глубине 10—18 км отмечена зона пониженной скорости мощностью 3—5 км, характеризующаяся скоростью 6,0 км/с; скорость во вмещающей среде составляет 6,5—6,7 км/с. Нижний этаж мощностью 12—15 км, расположенный под границей  $K_4$ , может быть представлен градиентной средой с нарастанием скорости с глубиной от 6,9 до 7,2 км/с.

В центральной части профиля в пределах Центрально-Каракумского свода и Амударьинской впадины верхний скоростной этаж имеет сокращенную до 2—5 км мощность; расположен между сейсмическими границами  $K_0$  и  $K_1$  и характеризуется средней пластовой скоростью 6,0—6,1 км/с. Средний этаж мощностью 15—17 км расположен между границами  $K_1$  и  $K_4$ ; может быть представлен градиентной средой с увеличением скорости с глубиной от 6,4 до 6,6—6,8 км/с. Внутри него на глубине 9—15 км отмечена зона пониженной скорости мощностью 3—5 км, характеризующаяся скоростью 5,5—5,6 км/с при скорости во вмещающей среде 6,45—6,5 км/с. Нижний этаж мощностью 12—15 км расположен между границами  $K_4$  и  $M$ , может быть представлен градиентной средой с нарастанием скорости с глубиной от 6,9—7,0 до 7,3—7,4 км/с.

В пределах Султануиздага и Южно-Аральской впадины вышеуказанные скоростные этажи консолидированной коры выделить не удалось. На глубине 4—7 км отмечена зона пониженной скорости мощностью 2—3 км, характеризующаяся скоростью 5,7 км/с при скорости во вмещающей среде 6,1—6,25 км/с. Под Султануиздагом консолидированная кора условно разделяется на две части. Верхняя может быть представлена слабоградиентной средой с некоторым увеличением скорости с глубиной от 6,0 до 6,25 км/с; она имеет значительную мощность, равную 30—32 км. Нижняя часть коры мощностью около 10 км характеризуется скоростью 7,2—7,3 км/с.

Под Южно-Аральской впадиной консолидированная кора состоит из трех частей, обладающих мощностью 20—21, 10—11, 6—8 км сверху вниз по разрезу; они соответственно могут быть представлены градиентной средой с нарастанием скорости с глубиной от 6,0 до 6,4 км/с, от 6,6 до 6,8 км/с и от 7,3 до 7,4 км/с.

Описанные особенности скоростной модели и сейсмических границ позволяют выделить на профиле три основных блока с границами на южных склонах Центрально-Каракумского свода и Султануиздага. Северный блок, охватывающий Султануиздаг и Южно-Аральскую впадину, характеризуется малой мощностью осадочного чехла, увеличенной мощностью коры по отношению к центральному блоку и относительно низкими скоростями в верхних слоях коры.

Центральный блок, охватывающий Центрально-Каракумский свод и Амударьинскую впадину, отличается сокращенной мощностью коры (до 35 км) и сравнительно высокими скоростями в средней ее части коры.

Южный блок, соответствующий Предкопетдагскому прогибу, характеризуется увеличенной мощностью низкоскоростных осадков, отсутствием верхнего скоростного этажа консолидированной коры и большой мощностью коры.

По резкой смене структуры коры между отмеченными блоками можно предположить наличие глубинных разломов или шовных зон.

Нужно подчеркнуть, что материал по этому профилю особенно надежный. В процессе решения прямой задачи и уточнения разреза получена хорошая увязка рассчитанных годографов не только с наблюдаемыми годографами волн первых вступлений и опорного отражения от границы М, но и с годографами волн, отраженных от промежуточных границ. Кроме того, для некоторых пунктов взрыва (11,7; 92,1; 216,8; 268 — правая ветвь и для 496,8 — левая ветвь годографа) получены годографы волн, рефрагированных в низах коры, которые с большой точностью совпадают с ветвями волн, прослеженных в последующих

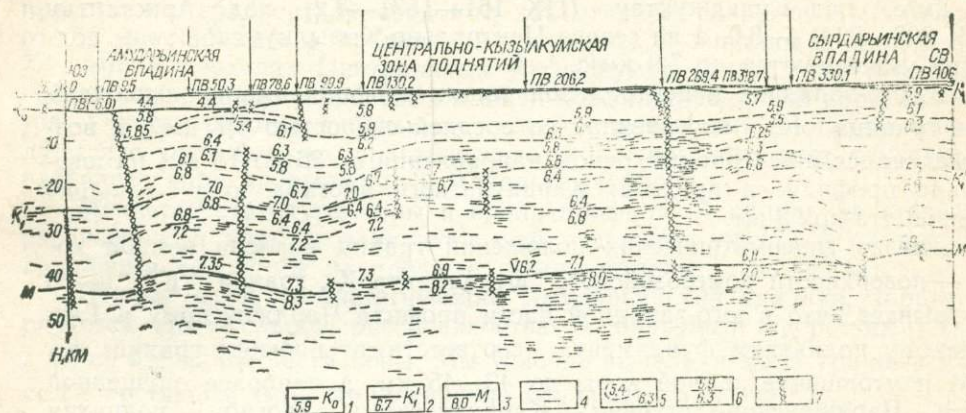


Рис. 26. Сейсмический разрез земной коры по профилю Фараб—Тамдыбулак (Е. М. Бутовская и др., 1982, б). Условные обозначения см. на рис. 25.

вступлениях и интерпретировавшихся ранее как закритические отражения от поверхности М.

Сопоставление полученного нами разреза с вариантами В. З. Рябого (см. рис. 9, а) и А. В. Егоркина (см. рис. 9, б) показывает, что по общей форме основных сейсмических границ они неплохо согласуются. Однако отмечаются и различия. Несколькими большими скоростями в слоях коры отличается модель В. З. Рябого, что связано с использованием для ее составления значений граничных скоростей как пластовых. Слишком большая глубина до поверхности фундамента (около 20 км) дана в этой модели в Предкопетдагском прогибе. На разрезе А. В. Егоркина и на нашем она не превышает 10 км, так как мы не сочли возможным отнести к осадочному чехлу породы со скоростями более 6,2—6,4 км/с.

Отличается наш разрез от предыдущих также большей внутренней расслоенностью земной коры и верхов мантии и усложнением формы сейсмических границ. Особенно важным новым элементом границы М является выявленное нами нарушение на южном склоне Султануиздага, которое отделяет более толстую кору Султануиздага, Южно-Аральской впадины от более тонкой коры Амударьинской впадины.

Профиль Фараб—Тамдыбулак с юго-запада на северо-восток пересекает Амударьинскую впадину (Чарджоуская, Бухарская ступени), Центральную-Кызылкумскую зону поднятий и Сырдарьинскую впадину (южный борт). На рис. 26 представлен разрез по этому профилю, составленный по данным ГСЗ (рис. 22, а) и сейсмологии (рис. 22, б).

Наиболее надежный сейсмический материал получен по поверхности домезозойского фундамента  $K_0$  и границе М. Поверхность до-

мезозойского фундамента в районе Амударьинской впадины залегает на глубине до 3 км, характеризуясь скоростью 5,8 км/с, воздымается в северо-восточном направлении, обнажаясь местами в пределах Центрально-Кызылкумской зоны поднятий. На северо-востоке профиля она залегает на глубине до 1 км и характеризуется скоростями 5,7—5,9 км/с.

Граница М по профилю залегает на глубине 39—45 км, в пределах Каракульского прогиба фундамента (ПК 16—81) и Центральных Кызылкумов (ПК 144—271)—39—42 км, Чарджоуского (ПК —15—16) и Газлийского (ПК 81—115) поднятий опущена до 43—45 км; осложнена разломами с амплитудой до 2 км. Наличие надежных годографов волн, отраженных от границы М и преломленных на ней, позволило в процессе решения двухмерных прямых задач уточнить значения граничных скоростей, соответствующих поверхности верхней мантии. В районе Газлийского поднятия граничные скорости имеют значения 8,3 км/с, под Кульджуктау (ПК 161—187)—8,2, под Аристантау (ПК 203—234) — 8,0, а на севере Центрально-Кызылкумской зоны поднятий уменьшаются до 7,9 км/с.

В юго-западной и центральной частях профиля имеется отражающая граница  $K'_1$ , построенная со средней скоростью 5,7 км/с и воздымающаяся в северо-восточном направлении от 26 до 18 км; на юго-западе профиля в пределах Каракульского прогиба она локально приподнята до 22 км.

Анализ гипсометрических положений границ раздела земной коры — поверхности домезозойского фундамента  $K_0$ , границ  $K'_1$  и М показывает, что в юго-западной части профиля Чарджоускому и Газлийскому поднятиям фундамента соответствуют прогибы границ  $K'_1$  и М и утолщение земной коры до 43—45 км, а наиболее опущенной части Чарджоуской ступени — Каракульскому прогибу — поднятия этих границ и уменьшение мощности коры до 39 км. Здесь наблюдается обратное соответствие поверхности  $K_0$  и границы М. В пределах Центральных Кызылкумов поверхность фундамента  $K_0$ , границы  $K'_1$  и М залегают согласно, а мощность земной коры меняется незначительно (40—42 км). Консолидированная кора колеблется по мощности от 36 (Каракульский прогиб) — 40 (Чарджоуское поднятие, Центральные Кызылкумы) до 43 км (Газлийское поднятие).

Использование данных сейсмологии позволило выделить ряд промежуточных слоев в консолидированной коре Амударьинской впадины, которые были уточнены в процессе решения прямой задачи. Годографы отраженных волн, рассчитанные для границ этих слоев, надежно увязались с экспериментальными годографами ГСЗ. Полученная в результате скоростная модель свидетельствует о резкой вертикальной неоднородности коры. Скорости от слоя к слою изменяются в широких пределах. Например, в средней части коры под Амударьинской впадиной — от 6,1 до 7,0 км/с, затем снова 6,4 км/с. Это в значительной мере затрудняет деление коры на скоростные этажи.

В пределах Амударьинской впадины, Центральных Кызылкумов консолидированная кора состоит из трех скоростных этажей. Верхний этаж, ограниченный поверхностью  $K_0$  и изолинией скорости 6,6—6,8 км/с и имеющий мощность 13—19 км, может быть представлен градиентной средой с увеличением скорости с глубиной от 5,8 до 6,3—6,4 км/с. На юго-западе профиля на глубине 4—7 км выделена зона пониженной скорости мощностью 1,5—2 км и скоростью 5,4 км/с при скорости вмещающих пород 5,8—6,3 км/с. На глубинах 11—21 км выделена зона пониженной скорости, подстилающая верхний скоростной этаж; ее удалось проследить под Амударьинской впадиной и Центральными Кызылкумами. Мощность зоны до 5 км, дефект скорости 0,3—0,9 км/с. Скорости в пределах зоны уменьшаются в северном направлении от 6,1 до 5,8 км/с. Севернее Тамдытау (ПК 266—275) вол-

новод через разлом смещен вверх по разрезу на 4 км и характеризуется скоростью 5,5 км/с.

Средний скоростной этаж, ограниченный изолиниями скорости 6,6—6,8 км/с (сверху) и 6,8—7,2 (снизу), имеет мощность 10—13 км; в пределах Амударьинской впадины подстилается зоной пониженной скорости (мощностью 4—6 км), верхняя граница которой совпадает с границей  $K'_1$  и залегает на глубинах 22—26 км. В пределах Каракульского прогиба скорость в волноводе составляет 6,8 км/с, а в пределах Газлийского поднятия — 6,4. Дефект скорости в названных структурах соответственно равен 0,1—0,4 и 0,5—0,8 км/с. В Центральных Кызылкумах средний этаж подстилается зоной пониженной скорости (мощностью 9—10 км) с дефектом скоростей 0,4 км/с при скорости в волноводе 6,4 км/с и во вмещающей части разреза 6,8 км/с.

Нижний скоростной этаж (мощностью 11—15 км) может быть представлен градиентной средой с нарастанием скорости с глубиной от 7,2 до 7,35 км/с в пределах Амударьинской впадины и от 6,8 до 7,1 км/с в пределах Центральных Кызылкумов. Внутреннее строение среднего и нижнего скоростных этажей консолидированной коры слоистое. Участки разреза с большим числом отражающих площадок чередуются с участками их практического отсутствия. Это дает основание разделить кору на слоистые и моноклитные блоки.

Меняется структура коры и вдоль профиля. В общем, по степени расслоенности коры и наличию в ней отдельных прослоев по преобладающим скоростям на профиле можно выделить три блока.

Первый блок, соответствующий Амударьинской впадине, характеризуется значительной расслоенностью и большими скоростями (до 7 км/с) в средней части коры. Мы условно выделили здесь границу  $K'_1$  со скоростью 6,8 км/с, что не типично для среднего этажа.

Во втором блоке, охватывающем Центрально-Кызылкумскую зону поднятий, скорости на тех же глубинах, что и в первом блоке, несколько понижены.

Иной разрез наблюдается в третьем блоке (севернее ПК 271). Здесь протяженные границы и высокоскоростные включения внутри коры отсутствуют.

В результате количественной оценки основных кинематических и динамических характеристик докритических отраженных волн, зарегистрированных путем специально поставленных опытно-методических работ (Ярошевская, 1973; Давыдова, 1977), под Центральными Кызылкумами ранее выделен переходный слой от земной коры к верхней мантии мощностью до 4—7 км и скоростью 7,5—7,7 км/с, имеющий тонкослоисто-инверсионную структуру.

Сравнение приведенного разреза с двумя предыдущими вариантами по профилю показывает их существенное различие. Главное заключается в общем представлении сейсмической модели. В. З. Рябой и А. В. Егоркин с соавторами представляли земную кору как многослойную среду с большим числом протяженных субгоризонтальных границ (см. рис. 8, а, б). Залегают эти границы чаще всего согласно. На новом разрезе показана неоднородность коры (рис. 26), выраженная ее пестротой по отражающим площадкам. Единственная выдержанная отражающая граница на разрезе — граница М. Раздельная обработка каждой оси синфазности, входящей в опорное отражение  $P_{отр}^M$ , позволила определить ряд деталей формы границы М. Показано, например, существование поднятия по этой границе в районе Амударьинской впадины, в то время как на предыдущих разрезах эта граница погружалась в сторону впадины. Сопоставление значений пластовых скоростей показывает, что они близки для нашего разреза и варианта А. В. Егоркина (см. рис. 8, б и 26), что вполне естественно, так как в обоих случаях пластовые скорости определялись по отраженным волнам.

Профиль Фараб—Бабатаг северо-запад-юго-восточного простирания расположен параллельно Южному Тянь-Шаню. Информативный сейсмический материал получен здесь по поверхности консолидированной коры  $K_0$  и по границе  $M$ ; весьма неуверенный сейсмический материал соответствует границам  $K_1$  и  $K_2$  (рис. 27). Результативный сейсмический разрез проверен путем решения прямой задачи в двухмерном варианте и уточнен по сравнению с соответствующим разрезом земной коры, подобранным сначала путем решения прямой задачи в одномерном варианте (Зуннунов и др., 1977). Уточнены в основном, детали скоростного строения консолидированной коры.

По профилю наиболее рельефно выражена поверхность консолидированной коры  $K_0$ , по которой с северо-запада на юго-восток четко выделяются геоструктуры домезозойского фундамента — Чарджоуский выступ, Бешкентский прогиб, юго-западные отроги Гиссарского хребта

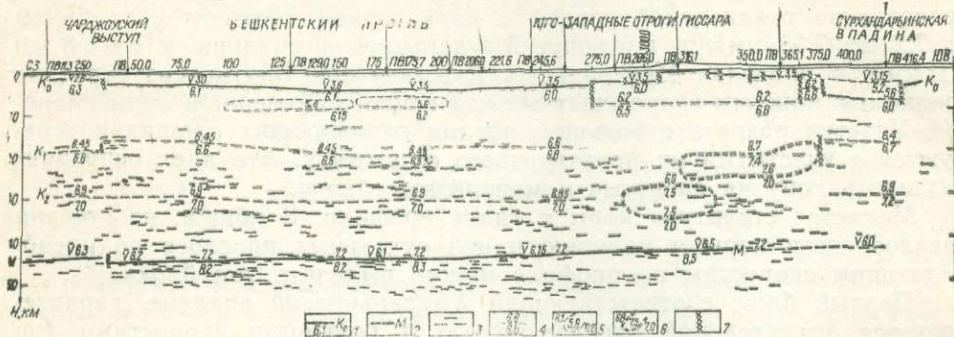


Рис. 27. Сейсмический разрез земной коры по профилю Фараб—Бабатаг. Условные обозначения см. на рис. 25, кроме 6 — зоны повышенной скорости.

и Сурхандарьинская впадина, ограниченные разрывными нарушениями с амплитудой до 2—5 км. На крайнем северо-западе профиля в пределах Чарджоуского выступа поверхность  $K_0$  залегает на глубине 1,5 км и характеризуется скоростью 6,3 км/с, в Бешкентском прогибе погружается на глубину до 5 км и характеризуется скоростями 6,0—6,1 км/с. В пределах юго-западных отрогов Гиссарского хребта эта поверхность приподнята и залегает на глубине 1,5—4 км, а в Сурхандарьинской впадине расположена на глубине 7,5—8 км, подстилая осадочный чехол.

Граница  $M$  залегает в северо-западной части профиля на глубине 44—45 км, а на юго-востоке под юго-западными отрогами Гиссарского хребта мы предполагаем ее на глубине 43—44 км. Более точно выделить границу  $M$  здесь не удастся, так как по преломленным и отраженным волнам она охарактеризована лишь в западной части этой области. Таким образом, вопрос о положении границы  $M$  под юго-западными отрогами Гиссара в целом остается дискуссионным. На крайнем юго-востоке профиля все глубинные построения основаны на отражающих площадках.

Мощность консолидированной коры в пределах Чарджоуского выступа и юго-западных отрогов Гиссарского хребта составляет 42 и 43 км, локальное ее уменьшение — до 39 км — соответствует Бешкентскому прогибу. Наибольшие значения средних скоростей (6,5 км/с), соответствующих земной коре, отмечены под юго-западными отрогами Гиссарского хребта, а наименьшие (6,0 км/с) — под Сурхандарьинской впадиной. По профилю граничные скорости вдоль поверхности  $M$  увеличиваются в юго-восточном направлении от 8,2—8,3 км/с под Бешкентским прогибом до 8,5 км/с под юго-западными отрогами Гиссарского хребта.

В пределах Чарджоуской ступени, Бешкентского прогиба, Сурхандарьинской впадины в консолидированной коре условно отмечены границы  $K_1$ ,  $K_2$ , расположенные соответственно на глубинах 17—20 и

29—31 км. Под этими геоструктурами верхний, средний и нижний скоростные этажи консолидированной коры соответственно характеризуются скоростями от 6,0—6,3 до 6,4—6,6; от 6,5—6,7 до 6,9 и от 7,0 до 7,2 км/с и мощностью 10—15, 10—13, 12—15 км. Под центральной частью Бешкентского прогиба в пределах верхнего скоростного этажа на глубинах 6,5—9 км выделены зоны инверсии скоростей с дефектом 0,5 км/с.

В пределах юго-западных отрогов Гиссарского хребта консолидированная кора характеризуется аномально высокими значениями скоростей. Изолинии скорости 6,5—6,6 км/с приподняты по сравнению с соседними геоструктурами на 10—11 км и залегают на глубине около 10 км. На глубинах 18—36 км отмечено два высокоскоростных включения с избытком скорости 0,5—0,7 км/с. Результаты математического моделирования показали, что увеличение эпицентральных расстояний и времен выхода волны  $R_{по}^M$  в первые вступления в юго-восточном направлении объясняется наличием отмеченных включений, а не погружением границы М, как изложено в работе (Пак и др., 1977).

Сравнение скоростных характеристик старого и нового разрезов (рис. 28) показало их принципиальное согласие по значениям пластовых скоростей внутри консолидированной коры до глубины 43 км. Однако расхождения в глубинах до границы М достигали значительных величин — 5—15 км. По мнению А. В. Егоркина, это было связано с отнесением к М более глубокой границы, пластовая скорость выше которой составляла 7,7 км/с: к подошве коры следует отнести сейсмическую границу, расположенную на глубине 44—47 км (рис. 7, а). По мнению Б. Б. Таль-Вирского (1971), большие глубины до М у А. В. Егоркина связаны с завышением средней скорости в коре.

Значительные расхождения в форме границы М наблюдаются между нашим разрезом и разрезом, составленным А. М. Насыровым (Пак и др., 1977) в районе юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Выше отмечалось, что выделение здесь границы М мало обосновано из-за недостаточности преломленных волн от нее и скоростных характеристик отражающих площадок. А. М. Насыров связывает с этой границей группу отражающих площадок на глубине более 50 км (рис. 29), волны от которых прослеживаются не в критической области, а на больших удалениях от источника. По мнению Б. Б. Таль-Вирского, эта интерпретация более обоснована из-за наличия в районе юго-западных отрогов Гиссарского хребта минимума силы тяжести. Нам представляется, что более обосновано проводить границу М по отражающим площадкам, волны от которых прослеживаются, как и везде, в критической области. Это мнение подтверждается и результатами решения прямой задачи по варианту разреза А. М. Насырова, по которому получены существенные расхождения между экспериментальными и теоретическими годографами (рис. 29).

Профиль Теджен — Карабекаул. Более информативный сейсмический материал получен на юго-западе профиля по границе М и менее информативный — по поверхности консолидированной коры  $K_0$

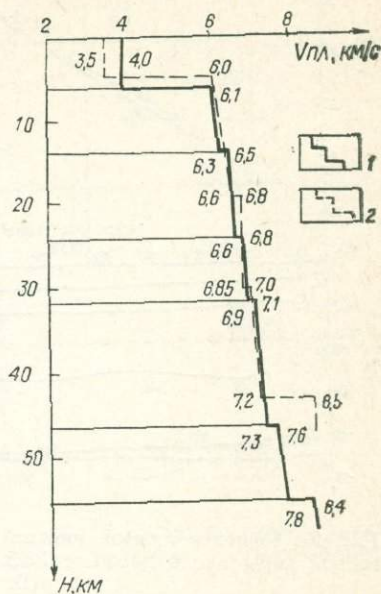


Рис. 28. Скоростной разрез земной коры по профилю Фараб—Бабатаг.

1 — по А. В. Егоркину и др., 1965; 2 — по Ф. Х. Зуннунову.

(рис. 30). Последняя характеризуется скоростью 6,5—6,6 км/с и залегает на глубине 12—15 км. Граница М субгоризонтальная и залегает на глубине 46—47 км. Эти глубины, как и глубины по профилю Ко-

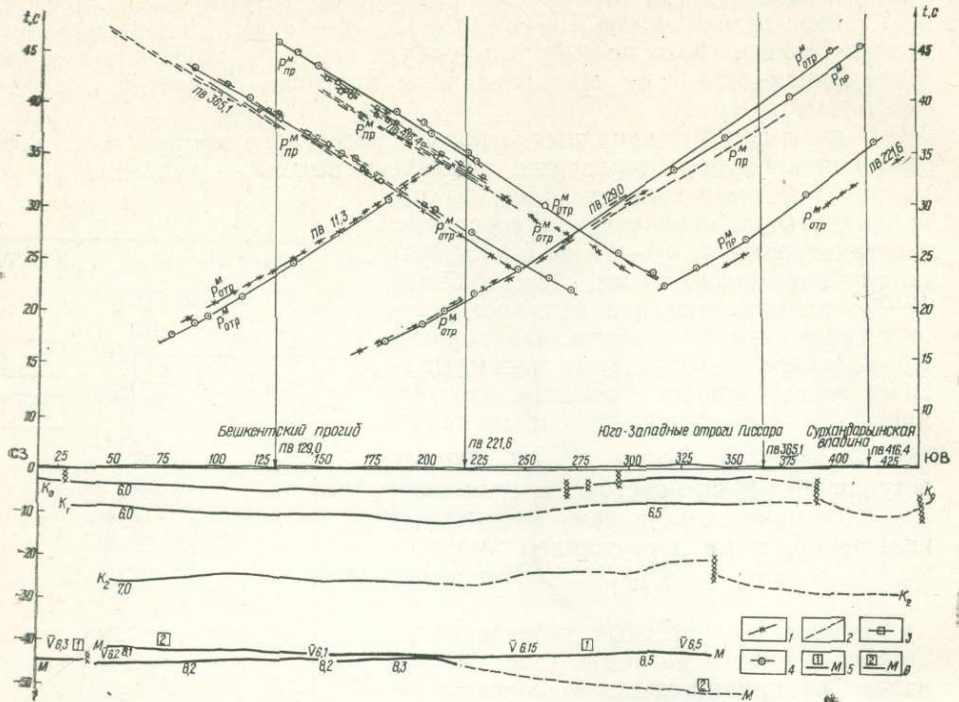


Рис. 29. Решение прямой кинематической задачи в двухмерном варианте по разрезу земной коры вдоль профиля ГСЗ Фараб—Бабатаг в интерпретации А. М. Насырова (В. А. Пак и др., 1977).

Годографы волн: 1 —  $P_{отр}^M$ , 2 —  $P_{пр}^M$ , 3 —  $P_{отр}^M$ , по А. М. Насырову, соответствующие юго-востоку профиля, 4 — теоретические годографы для модели А. М. Насырова, 5 — граница М по Ф. Х. Зуннунову, 6 — граница М по А. М. Насырову.

петдаг—Аральское море (см. рис. 25), соответствуют данным, изложенным в работе О. А. Одекова и др., (1974).

Осадочный слой, характеризующийся средней скоростью 4,3—4,5 км/с, изменяется по мощности от 15 км на юге профиля до 12 на

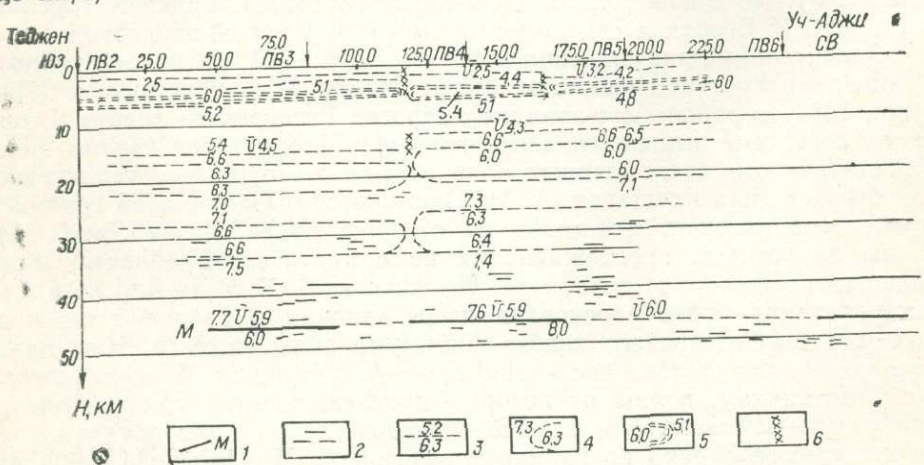


Рис. 30. Сейсмический разрез земной коры по профилю Теджен—Карабакул. Условные обозначения см. на рис. 25, 27.

севере и осложнен зонами пониженной скорости. Мощность консолидированной коры составляет 31—34 км. Она условно разделена на две части. Верхняя, осложненная зонами пониженной скорости, характе-

ризуется скоростью 6,5—7,3 км/с, нижней, мощностью 12—13 км, соответствуют скорости 7,4—7,7 км/с.

По описываемому профилю известно два варианта разреза. По первому из них (Фоменко, 1962), с юго-запада на северо-восток отмечено погружение границы М от 40 до 50 км, а по второму (И. С. Вольвовский, Б. С. Вольвовский, 1975) — воздымание от 52 до 47 км. Ю. Г. Юров в работе «Сейсмические модели литосферы...» (1980) рассмотрел причины расхождений этих разрезов и показал их несогласие с расчетными годографами. Он предлагает свой вариант разреза, на котором граница М залегает на глубине 38—39 км и средняя скорость в коре меньше, чем на нашем разрезе. Такая неоднозначность возможна, если учесть, что сейсмический материал по данному профилю относится к числу наименее информативных. Но по профилю Карабекаул—Койташ, характеризующемуся представительным и надежным сейсмическим материалом, в районе Карабекаула, общем для двух профилей, получена глубина границы М 45 км.

Сравнение скоростных характеристик старого и нового разрезов (рис. 31) показало понижение на новом разрезе средних скоростей до границы М. Расхождения в пластовых скоростях внутри консолидированной коры связано с наличием на новом разрезе зон пониженных скоростей.

Профиль Карабекаул—Койташ расположен на северо-восточном продолжении профиля Теджен-Карабекаул и с юго-запада на северо-восток почти вкрест пересекает Чарджоускую и Бухарскую

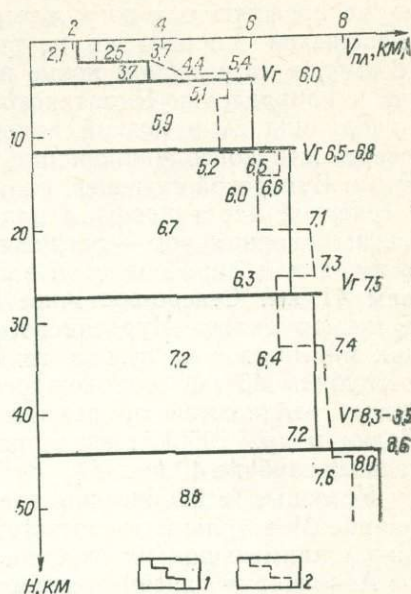


Рис. 31. Скоростной разрез земной коры по профилю Теджен—Карабекаул.

1 — по К. Е. Фоменко, 1962; 2 — по Ф. Х. Зуннунову.

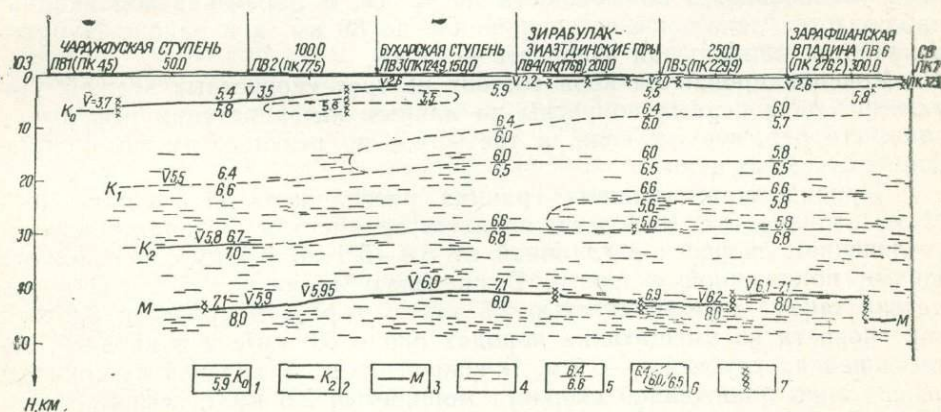


Рис. 32. Сейсмический разрез земной коры по профилю Карабекаул—Кайташ. Условные обозначения см. на рис. 25.

ступени Амударьинской впадины, западную часть Южного Тянь-Шаня (восточное погружение Зирабулак-Зиаэтинских гор, Зарафшанскую впадину и южный склон Нуратинского хребта).

Поверхность консолидированной коры, погребенная на юге профиля на глубине 7 км (рис. 32), ступенчато поднимается в северо-вос-

точном направлении, залегая в пределах Чарджоуской ступени на глубине 6—3,5 км, и характеризуется скоростью 5,8 км/с, а в пределах Бухарской ступени — на глубине 2,5—1,5 км со скоростью 5,9 км/с. Отмеченные ступени разграничены разрывным нарушением с амплитудой 1 км. Восточнее Зирабулак-Зиаэтдинских гор поверхность консолидированной коры, осложненная разломами, расположена на глубине 0,5—1 км и характеризуется скоростью 5,9 км/с. Северо-восточнее по профилю она погружается и залегает в центральной части Зарафшанской впадины на глубине 2,5 км, характеризуясь скоростью 5,8 км/с, а на северном конце профиля поднимается по системе разломов в направлении Нуратинского хребта.

Граница М в южной половине профиля практически конформна поверхности консолидированной коры, залегает в пределах Чарджоуской и Бухарской ступеней, соответственно, на глубине 44—42 и 41 км. В северной части профиля под Зирабулак-Зиаэтдинскими горами отмечены «корни» гор — погруженные поверхности М до глубин 42—43 км, а под Зарафшанской впадиной наблюдается ее подъем до глубины 41 км. Северо-восточнее отмечено погружение границы М, где на южном склоне Нуратинского хребта при интерпретации сейсмических материалов из выносного ПВ 8 отмечено погружение границы М до глубины 46 км, сопровождаемое разломом с амплитудой 4 км. Эти данные отличаются от результатов предшествующей интерпретации (Годин и др., 1960 б), когда под Нуратау граница М была расположена на глубине 40 км.

Условные сейсмические границы  $K_1$ ,  $K_2$  в принципе конформны границе М и залегают соответственно на глубине 17—21 и 30—32 км, причем наименьшая их глубина соответствует Зарафшанской впадине.

Анализируя гипсометрическое положение основных границ земной коры, отметим, что в большей части профиля наблюдается прямое соответствие поверхностей консолидированной коры и М, переходящее в обратное под Зарафшанской впадиной, Зирабулак-Зиаэтдинскими горами и Нуратау.

Мощность консолидированной коры в южной и центральной частях профиля меняется незначительно и составляет около 40 км, а изменение мощности земной коры от 41 до 44 км происходит за счет увеличения мощности осадочного слоя до 6 км в юго-западном направлении. В пределах Зирабулак-Зиаэтдинских гор консолидированная кора увеличивается по мощности до 42 км, в Зарафшанской впадине наблюдается локальное ее сокращение до 39 км, а в районе Нуратау отмечается наибольшая мощность — 46 км.

Консолидированная кора состоит из трех скоростных этажей. Параметры двух первых получены по данным интерпретации рефрагированных и отраженных волн, а третьего — по результатам интерпретации отраженных волн.

Верхний этаж (нижняя граница расположена на глубине 16—21 км) мощностью 16—14 км является градиентным, характеризуется увеличением скорости с глубиной от 5,8—5,9 до 6,4 км/с и осложнен зонами пониженной скорости. В пределах Чарджоуской ступени выделена такая зона мощностью 2,5 км с дефектом скорости 0,2 км/с при скорости во вмещающих породах около 5,8 км/с и с кровлей, залегающей на глубине 5—6 км. В южной части Бухарской ступени отмечена зона пониженной скорости мощностью 2,5 км с дефектом скорости 0,4 км/с, расположенная на глубине около 3 км. В низах первого слоя в центральной и северной частях профиля выделена зона пониженной скорости мощностью 5—9 км с дефектом скорости 0,3—0,7 км/с. Кровля зоны воздымается к северу от 14 до 8 км.

Средний этаж (нижняя граница расположена на глубине 32—29 км) мощностью около 12 км также является градиентным и характеризуется скоростями 6,5—6,7 км/с. Зона пониженной скорости, выделенная в низах слоя в северной половине профиля, имеет мощ-

ность 5—6,5 км, дефект скорости 0,8—1 км/с. Кровля зоны расположена на глубине 22—25 км. Нижний этаж мощностью 11—14 км характеризуется скоростью 6,8—7,1 км/с.

Вдоль профиля отмечается общее увеличение скоростей в консолидированной коре в юго-западном направлении. Это проявляется в исчезновении слоев с пониженными скоростями и в увеличении скоростей вдоль одних и тех же границ.

Профили ГСЗ Карабакаул—Койташ и Фараб—Бабатаг пересекаются и имеют совмещенные, т. е. расположенные в единой точке, пункты взрыва. Во втором из них, параллельном герцинским геоструктурам западной части Южного Тянь-Шаня, получен более высокоскоростной разрез консолидированной коры по сравнению с разрезом по первому профилю, расположенному вкосте простирания геоструктур Южного Тянь-Шаня.

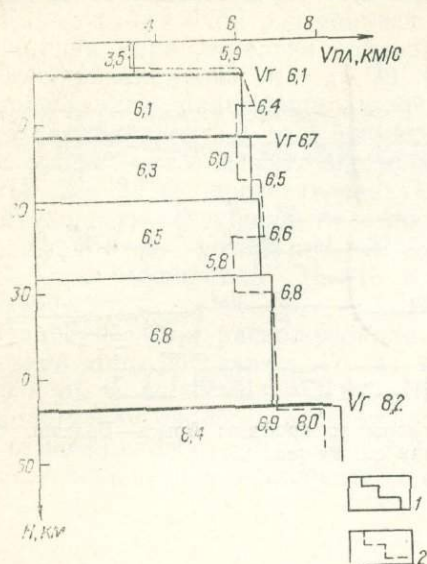


Рис. 33. Скоростной разрез земной коры по профилю Карабакаул—Койташ.

1 — по И. С. и Б. С. Вольвовским, 1962; 2 — по Ф. Х. Зуннунову.

слоенности земной коры, которая оказалась существенно различной для разных этажей коры: отражающих элементов гораздо больше в среднем и нижнем слоях консолидированной коры и в верхах мантии. Верхние 15 км коры лишены этой субгоризонтальной расслоенности. Проверка разреза прямой задачей показала, как и во всех предыдущих случаях, правильность построений, выполненных автором (рис. 32).

При сравнении скоростных характеристик старого и нового разрезов видно понижение на новом разрезе значения средних скоростей до границы М. Расхождения в пластовых скоростях внутри консолидированной коры связаны с наличием на новом разрезе зон пониженных скоростей (рис. 33).

Профиль Арысь — Балхаш с юго-запада на северо-восток пересекает северо-восточную часть Среднесырдарьинской депрессии, Каратауский антиклинорий, Чу-Сарысуйскую депрессию и Чу-Илийский антиклинорий.

Сейсмический разрез по профилю просчитывался прямой задачей дважды: в одномерном варианте (Зуннунов, Барсукова, 1977) и в двухмерном (рис. 34). Во втором варианте получены значения скоростей в слоях каждого блока земной коры и граница М залегает в среднем на 3 км глубже, чем в первом.

По профилю достаточно четко выделяются три блока земной коры, соответствующие Каратаускому, Чу-Илийскому антиклинориям, Чу-Сарысульской депрессии (рис. 34). Менее четко отмечен блок земной коры, соответствующий северо-восточной части Среднесырдарьинской депрессии.

Параметры сейсмических границ (перепады скоростей, глубины залегания) различны в разных блоках земной коры. Однако по всему профилю устойчиво выделяются поверхность и подошва консолидированной коры, залегающие на глубинах 0—5,5 и 44—47 км. Спорадически выделяется граница  $K_2$ , разделяющая консолидированную кору на две части и залегающая на глубинах 26—31 км.

Среднесырдарьинский блок земной коры расположен на крайнем юго-западе профиля. Мощность земной коры составляет 48 км, а кон-

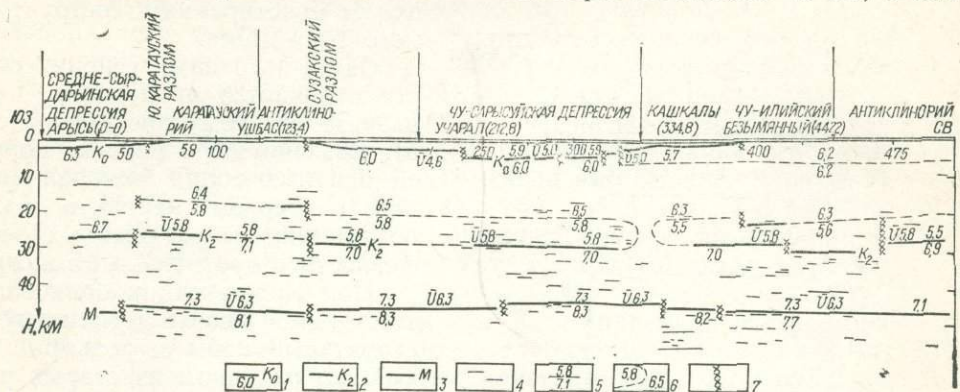


Рис. 34. Сейсмический разрез земной коры по профилю Арысь—Балхаш. Условные обозначения см. на рис. 25.

солидированной ее части — 46. Осадочный слой мощностью 1,5—2,5 км представлен градиентной средой, скорости в которой увеличиваются с глубиной от 2 до 3,4 км/с. В верхней части консолидированной коры мощностью 25—26 км скорости нарастают с глубиной от 6,3 до 6,7 км/с. Нижняя часть консолидированной коры характеризуется мощностью 21 км.

Каратауский блок разграничен с Среднесырдарьинским Южно-Каратауским разломом. Мощность земной коры составляет 46—48 км. Осадочный слой мощностью 0—1,3 км отмечен на юге блока. Верхняя часть консолидированной коры мощностью 25—27 км представлена градиентной средой с нарастанием скорости с глубиной от 5,5 до 6,1 км/с. Нижняя часть консолидированной коры мощностью 20 км характеризуется скоростью 7,1—7,3 км/с.

Чу-Сарысульский блок разграничен с Каратауским Сузакским разломом. Земная кора локально сокращена по мощности до 44 км, а ее консолидированная часть — до 39. Осадочный слой мощностью до 5,5 км представлен градиентной средой с нарастанием скорости с глубиной на юге блока от 4 до 5,8 км/с, в центральной части — от 4 до 5,9, а на севере — от 5 до 5,1. Верхняя часть консолидированной коры мощностью 23—28 км представлена также градиентной средой с увеличением скорости с глубиной от 6 до 6,7 км/с на юге, в центральной части блока, и от 5,7 до 6,7 км/с на севере. Нижняя часть консолидированной коры мощностью 15—18 км характеризуется скоростью 7,0—7,3 км/с.

Чу-Илийский блок расположен на северо-востоке профиля. Мощность земной коры составляет 47—48 км. В верхней части консолидированной коры мощностью до 31 км, представленной градиентной средой с нарастанием скорости с глубиной от 5,8 до 6,3 км/с, на глубине 6—7 км отмечен скоростной уровень 6,2 км/с, а на глубине 21—28 км — зона пониженной скорости, характеризующаяся мощностью 6—7 км и

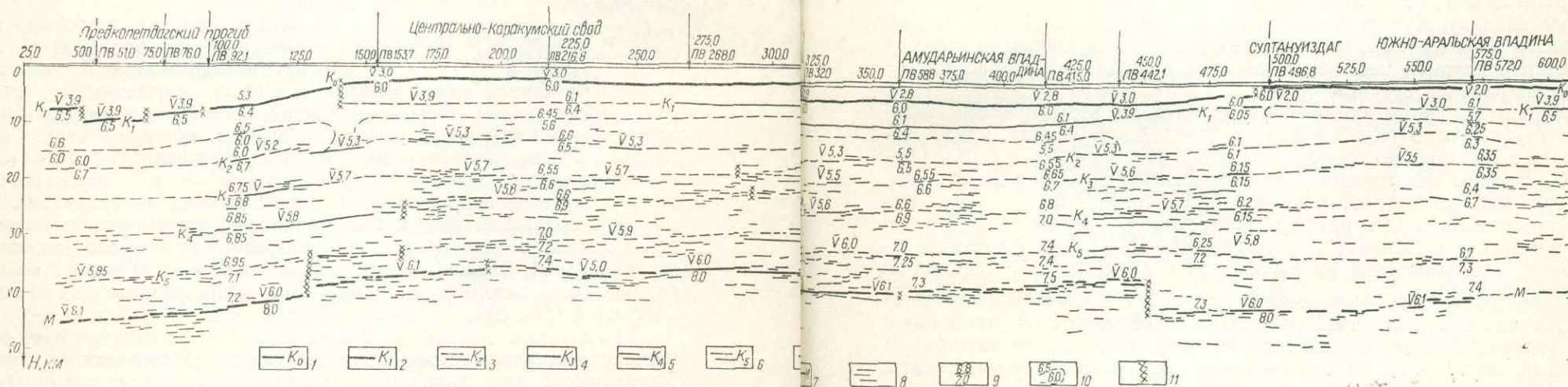


Рис. 25. Сейсмический разрез земной коры по профилю Копетдаг—Аральское море. Сейсмические границы: 1 — поверхность консолидированной коры, 2—6 — границы консолидированной коры, 7 — граница М, 8 — отдельные отражающие площадки, 9 — скоростные уровни, 10 — зоны пониженной скорости, 11 — разломы.

скоростью 5,5 км/с, обконтуренная значением скорости 6,3 км/с. Нижняя часть консолидированной коры мощностью 17—19 км характеризуется скоростью от 6,9—7,0 до 7,1—7,3 км/с.

Примечательно, что в пределах Каратауского, Чу-Сарысуйского, Чу-Илийского блоков земной коры сравнительно выдержана по мощности (15—20 км) и значению скорости (6,9—7,3 км/с) нижняя часть консолидированной коры.

Сопоставляя разрезы, полученные разными авторами по этому профилю (рис. 10, а, 10, б, 34), можно сказать, что главные особенности структуры коры отмечены на них одинаково: это подъем границы М под Чу-Сарысуйской впадиной, средняя мощность коры, ее скоростной разрез. Несколько завышенными получились скорости по промежуточной границе в коре на разрезе, изображенном на рис. 10, а (Пуш-

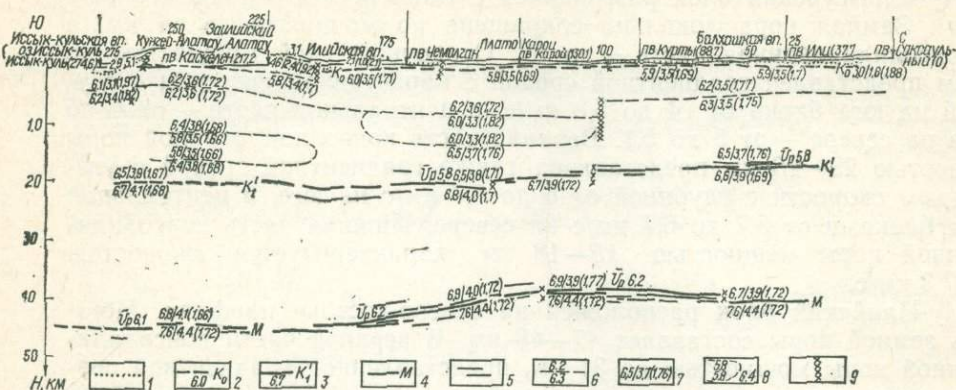


Рис. 35. Сейсмический разрез земной коры по профилю Каскеленский по Р-волнам.

Условные обозначения см. на рис. 25, кроме 1 — поверхность палеозойского фундамента (по В. И. Шацилу), 3 — отражающая граница в пределах консолидированной коры, 7 — значения  $V_p$ ,  $V_c$  и их отношений.

карев и др., 1968). Завышенные скорости в коре привели к несогласованности этой части разреза с временами первых вступлений.

Профиль Каскеленский с юга на север пересекает Иссykkульскую впадину, Кунгей Алатау, Заилийский Алатау, Илийскую впадину, плато Карой и Балхашскую впадину. Иссykkульская впадина — единственная крупная межгорная впадина региона, где до настоящего времени сохранился озерный режим.

Поверхность домезозойского фундамента на этом профиле залегает на глубине от 0 (Кунгей Алатау, Заилийский Алатау, плато Карой) до 3,8 км (Иссykkульская впадина) (Куниин и др., 1970.) Граница  $K_0$ , которую мы относим к поверхности консолидированной коры, характеризующаяся скоростью продольных волн 5,8—6,2 км/с, на севере и в центральной части профиля построена по надежному сейсмическому материалу и залегает на глубине 0,5—1,5 км, а на юге выделена условно и расположена на глубине до 6 км (рис. 35). Граница М охарактеризована в основном волной  $P_{отр}^M$  и залегает на глубине 40 (северная часть плато Карой, южная часть Балхашской впадины) — 49 км (Кунгей Алатау, Заилийский Алатау). Погружение границы М с севера на юг от 40 до 50 км отмечено также по результатам первого варианта интерпретации (Шацилу, 1980).

Земная кора в пределах Балхашской впадины и плато Карой имеет мощность 40—42 км. Южнее постепенно увеличивается, достигая наибольших значений (49 км) в пределах Кунгей Алатау и Заилийского Алатау. В районе Иссykkульской впадины мощность земной коры составляет 47 км, а ее консолидированной части — 41.

Консолидированная кора по профилю условно разделена на три части. Верхняя ограниченная поверхностью консолидированной коры  $K_0$  и поверхностью  $K_1$ , представлена градиентной средой с увеличе-

нием скорости с глубиной от 5,8—5,9 до 6,2 км/с. Мощность ее достигает 7—9 км в центральной части профиля, что соответствует плато Карой и Илийской впадине, уменьшаясь до 4 км на юге и 5—6 км на севере. Средняя часть снизу ограничена отражающей границей  $K_1^1$ , расположенной на глубине 19—22 км; представлена градиентной средой с нарастанием скорости с глубиной от 6,2—6,3 до 6,5 км/с и осложнена зонами пониженной скорости.

Кунгей Алатау, Заилийскому Алатау и плато Карой соответствуют зоны пониженной скорости мощностью около 5 км и скоростью 5,8 и 6,0 км/с, расположенные соответственно на глубинах 15—20 и 9—15 км. Они ограничены значениями скоростей 6,4 и 6,2—6,5 км/с. Мощность средней части консолидированной коры локально уменьшается до 10—12 км в центральной части профиля, увеличиваясь до 13 км на севере и 16—17 на юге. Нижняя часть мощностью 20—25 км представлена градиентной средой с увеличением скорости с глубиной: на юге профиля — от 6,7 до 6,8 км/с, в центральной части — от 6,7—6,8 до 6,9 и на севере — от 6,6 до 6,7 км/с. Проведенное деление консолиди-

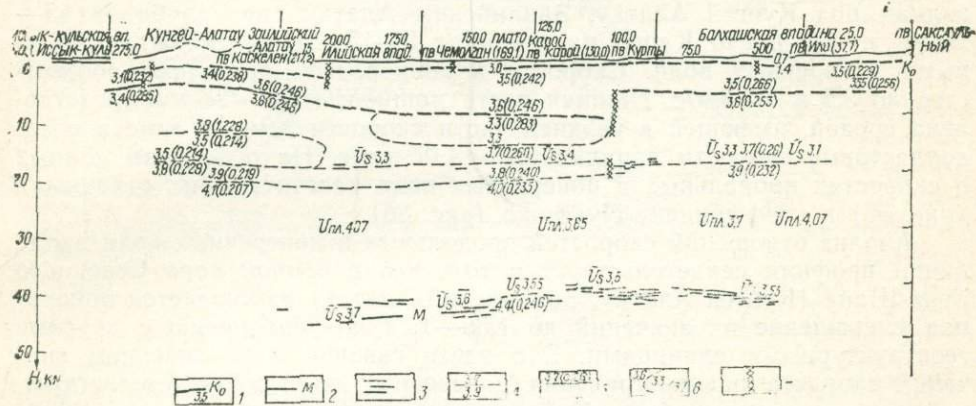


Рис. 36. Сейсмический разрез земной коры по профилю Каскеленский по  $S$  волнам. Условные обозначения см. на рис. 25, кроме 5 — значение  $V_s$  и коэффициент Пуассона.

рованной коры соответствует скоростным неоднородностям по данному разрезу и существенно отличается от принятых выше скоростных этажей. Это связано с пониженными значениями скоростей в консолидированной коре в целом и отсутствием в ней нижнего скоростного этажа, обычно характеризующегося значениями около 7,0 км/с и более. Это является экзотическим для Тянь-Шаня и сопредельных территорий.

При построении разреза земной коры по поперечным волнам (рис. 36) мы исходили из предположения о том, что по конфигурации основных границ она не должна в общем отличаться от разреза, полученного по продольным волнам (рис. 35). Решение прямых задач для сейсмического разреза по  $S$  волнам показало справедливость этого положения и хорошую сходимость теоретических и экспериментальных годографов. Первые вступления на расстояниях до 150 км представлены волнами, рефрагированными в верхней части земной коры (до глубины 20 км), а на расстояниях 175—200 км, где должны в первые вступления выходить волны  $S_{пр}^M$ , первыми регистрируются волны, рефрагированные в земной коре на глубине 20—25 км ( $V_s^x = 3,8—3,9$  км/с).

Получена хорошая сходимость теоретического и экспериментального годографов для волн  $S_{отр}^M$ . Для ПВ Саксаульный теоретический годограф волны  $S_{пр}^M$  совпадает с ветвью экспериментального годографа со скоростью  $V_s^x = 4,4$  км/с, интерпретируемой как рефрагиро-

ванная в верхней мантии. Все это свидетельствует о том, что полученный сейсмический разрез соответствует по основным параметрам зарегистрированному волновому полю.

Рельеф поверхности консолидированной коры ( $V_s=3,4-3,5$  км/с) на севере и в центральной части профиля получен по достаточно представительному сейсмическому материалу; эта поверхность залегает на глубине 0,5—1,8 км, а на юге профиля выделена условно на глубине около 6 км. Граница М ( $V_s=4,4$  км/с), полученная в основном по данным отраженных волн, залегает на глубине от 40—41 км (северная часть плато Карой, южная часть Балхашской впадины) до 46 км (Илийская впадина).

Консолидированная кора в пределах Балхашской впадины, северной части плато Карой имеет мощность 39—40 км. К югу в пределах Илийской впадины ее мощность достигает 43—44 км. Консолидированная кора условно разделяется на три части. Верхняя и средняя с суммарной мощностью 18—23 км представлены градиентной средой с нарастанием скорости поперечных волн с глубиной от 3,4—3,5 до 3,7—3,9 км/с. Зоны пониженных скоростей, выделенные по продольным волнам под Кунгей Алатау, Заилийским Алатау на глубинах 15—20 км и под плато Карой на глубинах 9—15 км, подтверждены данными поперечных волн. Скорости в волноводах составляют соответственно 3,5 и 3,3 км/с. Нижняя часть мощностью 20—24 км представлена средой, имеющей в верхней части скорости 3,9—4,1 км/с и среднепластовые скорости порядка 3,65—4,07 км/с. На основании данных о скоростях продольных и поперечных волн рассчитаны их отношения (рис. 35) и коэффициент Пуассона (рис. 36).

Анализ отношений скоростей продольных и поперечных волн вдоль линии профиля свидетельствует о том, что в земной коре Северного Тянь-Шаня (Кунгей Алатау, Заилийский Алатау) наблюдается локальное уменьшение их значений до 1,66—1,72 по сравнению с другими геоструктурными единицами. Это здесь связано с увеличением значений скорости распространения поперечных волн и свидетельствует, как это отмечено в работе «Сейсмические модели литосферы...» (1980), о возможно более пластичном состоянии вещества коры.

Сопоставление полученного автором разреза с предыдущими (рис. 2, 11, а, 11, б) показывает, что принципиальная структура земной коры отражена на них одинаково. Различия в деталях: глубинах до границы М и величинах пластовых скоростей, что находится в пределах точности построения разрезов ГСЗ. Абсолютная глубина до границы М определена с точностью  $\pm(2\div 5)$  км, пластовые скорости  $\pm 0,2$  км/с. Относительные изменения глубин до сейсмических границ определены на новом разрезе с большей детальностью.

Профиль Ленинабад—Караунгур юго-запад-северо-восточного простирания расположен в Центральном грабене Ферганской впадины (Таль-Вирский, Зуннунов, 1972; Зуннунов и др., 1973).

Поверхность консолидированной коры  $K_0$  (рис. 37), характеризующаяся скоростью 5,9—6,1 км/с, залегает на глубине 5,5—10 км и интерпретируется как поверхность складчатого фундамента (Тектоническая карта Ферганской межгорной впадины, 1972). Вдоль нее с востока на запад выделены основные структурные элементы впадины: Майлисуйский выступ [ПК 103—128], Дамкульский прогиб [ПК (—25)—51], Кокандское поднятие [ПК (—71)—(—25)], Акбельская антиклинальная зона [ПК (—119)—(—71)]. Еще западнее отмечен Северо-Ферганский (Самгарский) разлом с амплитудой до 3,5—5 км, разграничивающий Акбельскую антиклинальную зону и Полаский погребенный выступ [ПК (—132,4)—(—110)] Северного борта впадины, где поверхность консолидированной коры залегает на глубине 1—2,5 км.

В пределах консолидированной коры отмечены сейсмические границы  $K_1$  и  $K_2$ , характеризующиеся соответственно скоростями 6,5—6,6

и 6,9—7,0 км/с и залегающие на глубинах 25—26 и 35—37 км. Вследствие ограниченного интервала прослеживания волн  $P_1^{K_1 \text{ отр}}$  и  $P_0^{K_2 \text{ отр}}$  конфигурации этих границ условны.

Граница М, охарактеризованная в основном волной  $P_{\text{отр}}^M$ , залегает на глубине 46—48 км: в пределах Дамкульского прогиба — на глубине 46 км, в Акбельской антиклинальной зоне, Кокандском поднятии и на южном склоне Майлисуйского выступа — до 47—48 км. Граница М осложнена двумя разрывными нарушениями, по которым она приподнята в пределах Дамкульского прогиба. Западному из них соответствует Кокандская гравитационная ступень.

Анализ гипсометрических положений основных границ раздела земной коры показывает, что в центральной части профиля Дамкульскому прогибу фундамента соответствует локальное сокращение мощ-

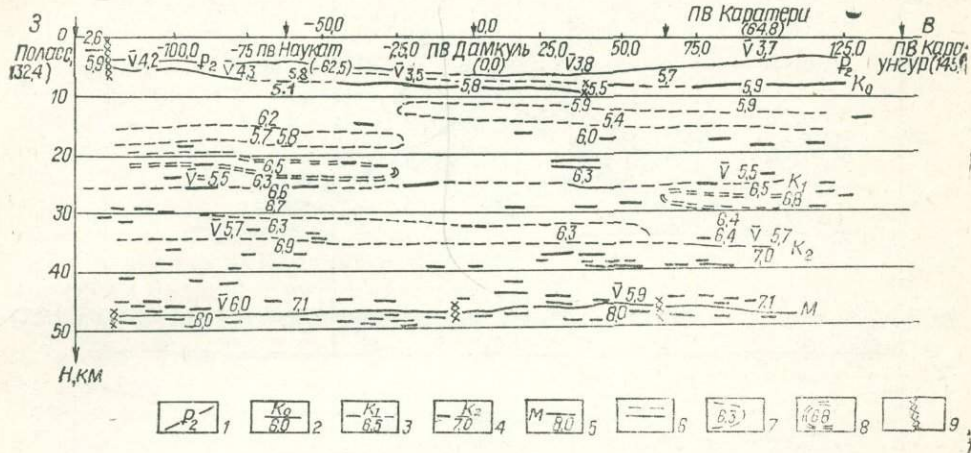


Рис. 37. Сейсмический разрез земной коры по профилю Ленинбад—Караунгур (Е. М. Бутовская и др., 1981).

Условные обозначения см. на рис. 25, 27, кроме 1 — известняки туркестанских слоев палеогена.

ности земной коры до 46 км, особенно ее консолидированной части — до 37 км. Увеличение мощности земной коры до 47—48 км и ее консолидированной части до 42 км наблюдается на востоке и западе профиля в пределах Майлисуйского выступа, Кокандского поднятия и Акбельской антиклинальной зоны.

Осадочный слой мощностью до 5,5—10 км характеризуется средней скоростью 3,9—4,3 км/с, причем наименьшее значение (3,9 км/с) соответствует Дамкульскому прогибу, где мощность низкоскоростных кайнозойских моласс достигает 7 км, а наибольшее (4,2—4,3 км/с) — западной части Кокандского поднятия и Акбельской антиклинальной зоне, где в разрезе осадочного слоя имеются высокоскоростные соленосные и гипсоносные образования (Перельман, Зуннунов, 1973). В центральной части профиля в низах осадочного слоя на глубине 5,5—10 км отмечена зона пониженной скорости (5 км/с) мощностью 1,5—2 км, околтуренная скоростями 5,5—5,8 км/с.

Консолидированная кора состоит из трех скоростных этажей. Верхний этаж обладает переменной мощностью 16—21 км, локально сокращаясь в пределах Дамкульского прогиба. Изменяется мощность консолидированной коры по профилю в основном за счет изменения мощности ее верхнего слоя. Он ограничен границами  $K_0$  (сверху) и  $K_1$  (снизу) и может быть представлен моделью с нарастанием скорости с глубиной от 5,9—6,1 до 6,3 км/с, осложненной двумя зонами пониженной и одной зоной повышенной скорости. Первая зона пониженной скорости соответствует центральной и восточной частям профиля, а вторая — западной. Они соответственно залегают на глубинах 11—16

и 16—19 км, характеризуются мощностями 2,5—3 и 2 км, скоростями 5,4 и 5,7—5,8 км/с, оконтурены значениями скоростей 5,9—6,0 и 6,1—0,2 км/с. На западе профиля отмечена зона повышенной скорости, расположенная на глубине 20—24 км. Эта зона характеризуется скоростями 6,45—6,5 км/с и оконтурена значениями скоростей 6,1—6,3 км/с.

Средний этаж обладает мощностью 9—12 км; расположен между границами  $K_1$  и  $K_2$ . Он характеризуется скоростью 6,4—6,7 км/с и к нему также приурочены зоны пониженной и повышенной скорости. Зона пониженной скорости отмечена на глубине 30—34 км над границей  $K_2$ , характеризуется мощностью 3—5 км и скоростью 6,3 км/с, оконтурена значениями скоростей 6,4—6,7 км/с. На востоке профиля на глубине 26—30 км отмечена зона повышенной скорости, характе-

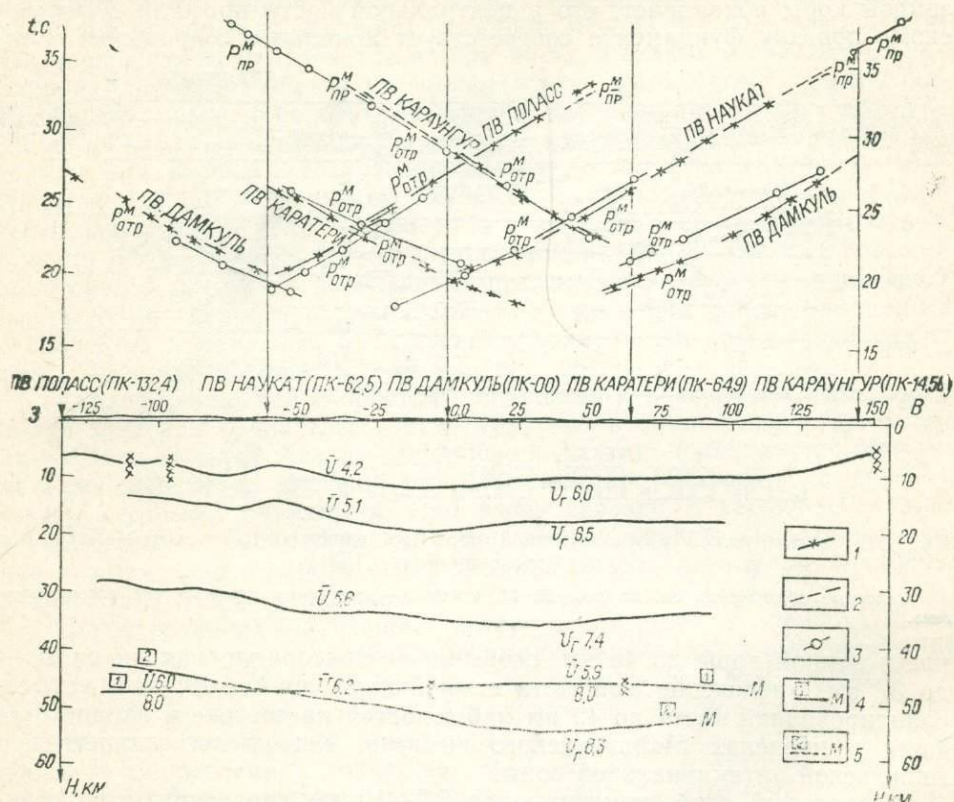


Рис. 38. Решение прямой кинематической задачи в двухмерном варианте по разрезу земной коры вдоль профиля ГСЗ Ленинабад—Караунгур в интерпретации Б. С. и И. С. Вольвовских (Ю. Н. Годин и др., 1960 а).

Годографы волн: 1 —  $P_{отр}^M$ , 2 —  $P_{пр}^M$ , 3 — теоретические годографы для модели Б. С. и И. С. Вольвовских, 4 — граница М по Ф. Х. Зуннунову, 5 — граница М по Б. С. и И. С. Вольвовским.

ризующаяся значением 6,8 км/с и оконтуренная скоростью 6,4—6,5 км/с.

Нижний этаж имеет мощность 11—13 км; сверху ограничен границей  $K_2$ , а снизу очень четко — границей М. Слой характеризуется скоростью 6,9—7,1 км/с.

Первый вариант разреза по этому профилю (Годин и др., 1960а) приведен на рис. 4. Построенный нами вариант существенно от него отличается. На нем выделено несколько слоев с пониженными скоростями. Отмечается пологое залегание границы М.

Изменился и общий вид разреза. Построение отражающих площадок по отдельным элементам годографов показало, что границы в земной коре прерывисты, а среда неоднородна. Степень этой неоднородности отображена на новом разрезе.

В свое время разрез по данному профилю, как и другие старые разрезы, не был проверен решением прямой задачи. Решение прямой

задачи в двухмерном варианте, выполненное нами по старому разрезу, показало различие экспериментальных и теоретических годографов (рис. 38).

При сравнении скоростных характеристик старого и нового разрезов выявлено понижение на новом разрезе (до 0,3 км/с) значения средней скорости до границы М. Расхождения в пластовых скоростях внутри консолидированной коры связаны с наличием на новом разрезе зон пониженных скоростей (рис. 39).

Профиль Абадан—Вуадиль отработан как непродольный из пунктов взрыва Караунгур, Наукат; он пересекает Ферганскую впадину в субмеридиальном направлении.

Сейсмический разрез, полученный при взрывах из ПВ Караунгур (рис. 40 а), соответствует меридиану Анджана и пересекает с юга на север Карадарьинский прогиб [ПК (—37)—(3)] Центрального грабена и Майлисуйский выступ [ПК (—3)—18] Северного борта Ферганской впадины. Волновые поля и соответствующие им глубинные границы здесь отождествлены в области пересечения с профилем ГСЗ Ленинабад—Караунгур. На сейсмическом разрезе в результате интерпретации волн  $P_1^{K_1}$  отр,  $P_0^{K_2}$  отр,  $P_{отр}^M$  выделены границы  $K_1$ ,  $K_2$  и М. Рельеф поверхности фундамента заимствован из «Тектонической карты Ферганской межгорной впадины» (1972).

Границы  $K_1$ ,  $K_2$ , М залегают соответственно на глубинах 23—26, 34—37, 43—48 км, причем наименьшие глубины соответствуют Карадарьинскому прогибу, где фундамент опущен на 11 км, а большие — Майлисуйскому выступу, где фундамент приподнят до 6,5 км. Локальное сокращение мощности земной коры (до 43 км), особенно ее консолидированной части (до 32 км), наблюдается в пределах Карадарьинского прогиба, а их соответственные увеличения (до 48 и 41 км) — в пределах Майлисуйского выступа.

Мощности среднего и нижнего этажей консолидированной коры меняются незначительно и составляют 10—11 км. Основной фактор изменения мощности консолидированной коры так же, как и по профилю Ленинабад—Караунгур, — мощность верхнего этажа, увеличивающаяся от 12 км в пределах Карадарьинского прогиба до 20 км в пределах Майлисуйского выступа.

Сейсмический разрез, полученный при взрывах из ПВ Наукат (рис. 40, б), соответствует меридиану Коканда и пересекает с юга на север Южно-Ферганскую флексурно-разрывную зону, Бешарыкский прогиб, восточный склон Кокандского поднятия и Шайданский прогиб Ферганской мегасинклинали. В результате исследований ГСЗ выделены граница М и отражающие площадки, группирующиеся на 3,5 км выше границы  $K_1$  и на 4 км ниже границы  $K_2$  по профилю ГСЗ Ленинабад—Караунгур. Рельеф поверхности фундамента также заимствован из «Тектонической карты Ферганской межгорной впадины» (1972). По имеющимся данным оказалось невозможным охарактеризовать отдельные слои консолидированной земной коры.

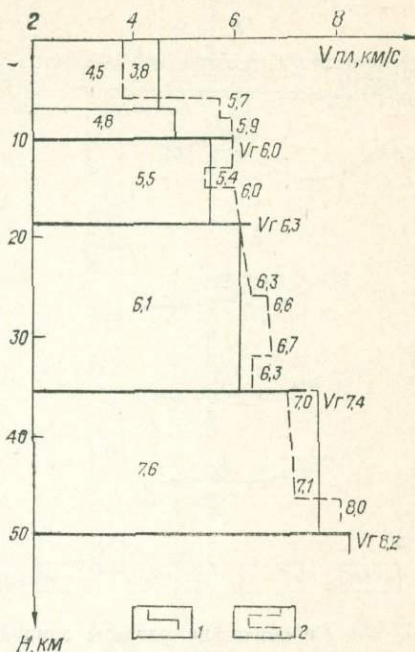


Рис. 39. Скоростной разрез земной коры по профилю Ленинабад—Караунгур.

1 — по И. С. и Б. С. Вольвовским, 1962; 2 — по Ф. Х. Зунунову.

В пределах Центрального грабена Ферганской впадины граница М залегает на глубине 47—49 км. По границе М отмечен разлом с амплитудой около 3 км, соответствующий разломам Южно-Ферганской флексурно-разрывной зоны, южнее которого граница М приподнята до 45 км. Наибольшая мощность земной коры (до 48—49 км) и ее консолидированной части (до 39—42 км) отмечена в центральной части профиля, где мощность осадочного слоя составляет 7,5—9 км.

Разрезы земной коры по профилям ГСЗ Ленинабад—Караунгур и Абадан—Вуадиль [ПВ Караунгур] свидетельствуют об обращенности

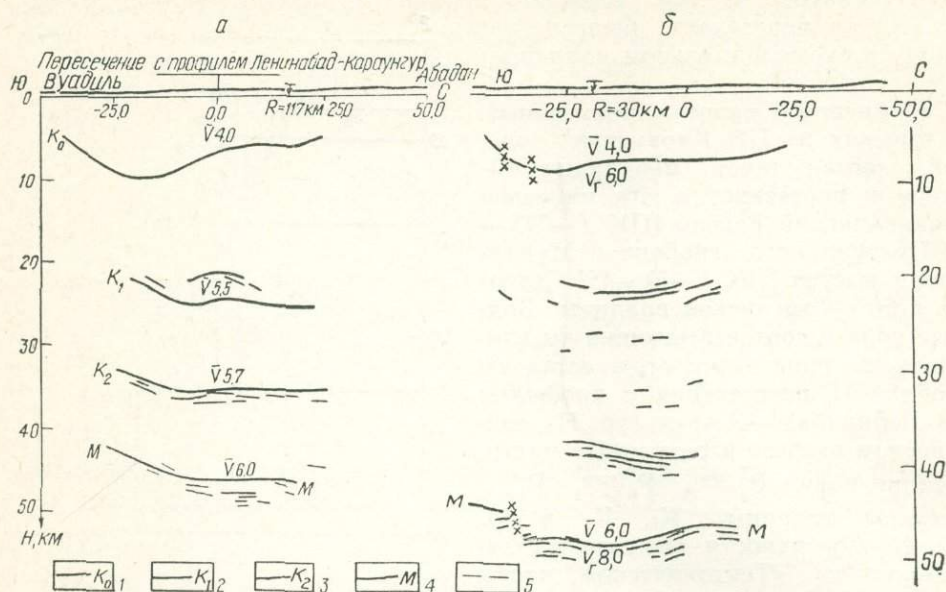


Рис. 40. Сейсмические разрезы земной коры по непродольному профилю Вуадиль—Абадан.

*а* — ПВ Караунгур, *б* — ПВ Наукат. Сейсмические границы: 1 — поверхность фундамента, 2—3 — внутри консолидированной коры, 4 — граница М, 5 — отдельные отражающие площадки.

рельефа границы М по отношению к фундаменту. Однако последний профиль из ПВ Наукат показывает их согласное залегание.

Существуют и другие представления о положении границы М в Ферганской впадине. В работе Б. С. Вольвовского и др. (1973) предполагается прямое соотношение рельефов поверхностей фундамента и М. Соглашаясь с этим, Б. Б. Таль-Вирский (1982) считает, что средний гипсометрический уровень границы М во впадине выше, чем в горном обрамлении, а в зоне их сочленений предполагает гребневидные поднятия. Подтверждением этой точки зрения может служить сейсмический разрез по профилю ГСЗ Канибадам—Узген с дискретными наблюдениями станциями «Черепаша», составленный А. Р. Митрофановой. В Восточной Фергане по нему отмечаются отражающие площадки с резким восточным воздыманием и срывами по разломам в том же направлении. Однако этот профиль недостаточно информативен и не проверен решением двухмерной прямой задачи. Необходимы дальнейшие исследования на более высоком техническом и методическом уровне.

Профиль Токтогул—Нанга Парбат на юге начинается в пределах Индостанского щита, в северном направлении пересекает Гималаи, Каракорум, Памир, Южный и Срединный Тянь-Шань. Сейсмические наблюдения по профилю можно отнести к типу точечного зондирования с отдельными участками кусочно-непрерывного профилирования. При составлении сейсмического разреза (рис. 41) использованы нижеследующие материалы.



1. Экспериментальные годографы, полученные в 1974—1978 гг. из пунктов взрывов Нанга Парбат (Астор), Зоркуль, Ранкуль, Каракуль, Сарыташ, Чигирчик, Узген, Токтогул. За основу приняты годографы волн, опубликованные в работе С. А. Алиева и др. (1977). Ввиду недостаточности системы наблюдений, резкой пересеченности рельефа местности и сложности приповерхностной геологической ситуации возникли большие трудности при корреляции сейсмических волн. Участки кусочно-непрерывного профилирования располагались на значительном удалении друг от друга и не позволили проследить закономерное изменение кажущихся скоростей на годографе. Поэтому мы были вынуждены провести корреляцию волн, опираясь на существующие общие представления о структуре волновых полей. Нет на этом профиле надежных данных даже о границе М (волн  $P_{пр}^M$ ).

2. Данные около 200 землетрясений класса точности  $a$  (координаты очагов определены с точностью  $\pm 3$  км) с глубинами очагов от 0 до 35 км, что дало в общей сложности около 2000 экспериментальных точек. Широко использованы записи землетрясений 1974—1975 гг. в районе Алайской долины, характеризующихся глубинами очагов от 5 до 20 км. Они получены не только с помощью сейсмологических станций ВЭГИК, расположенных по площади, но и с помощью станций «Земля», расположенных вдоль трассы рассматриваемого профиля и регистрировавших взрывы. Наиболее представительный сейсмологический материал получен на отрезке профиля Токтогул—Каракуль. На этом отрезке с использованием методического опыта, изложенного в работе Е. М. Бутовской и др. (1981), мы совместно обработали данные ГСЗ и сейсмологии (Бутовская и др., 1982 а).

Результативный сейсмический разрез (рис. 41) проверен путем решения прямой задачи в двухмерном варианте и уточнен по сравнению с ранее опубликованным («Строение литосферы по профилю...», 1979) разрезом земной коры. По информативности его можно разбить на три участка: Зоркуль—Нанга Парбат, Каракуль—Зоркуль и Токтогул—Каракуль. Наименее информативным оказался южный участок Зоркуль—Нанга Парбат. Для годографа волн первых вступлений, соответствующего ПВ Нанга Парбат, методом перебора решений прямых задач до глубины 20 км получена одномерная скоростная модель. По данным интерпретации годографов отраженных волн на глубинах 13, 28, 42 и 74 км построены отдельные отражающие площадки. Отражающая площадка, расположенная на глубине 74 км, вероятно, соответствует границе М.

По значениям эффективных скоростей рассчитаны среднепластовые скорости между отражающими площадками. Необходимо отметить приуроченность отражающей площадки, расположенной на глубине 13 км, к границе первого рода с перепадом скорости 0,3 км/с, полученной решением обратной задачи по годографам волн первых вступлений. По годографам волны, зарегистрированной на удалении около 270 км от ПВ Нанга Парбат, Каракуль и интерпретируемой как волна  $P_{пр}^M$ , на глубинах 68 и 65 км, соответствующих пикетам от —113 до —104 и от —95 до —70, построены фрагменты границы М.

На участке Каракуль—Зоркуль скоростной разрез составлен по данным обработки годографов, полученных из ПВ Зоркуль, Ранкуль и Каракуль. По годографам волн первых вступлений информация о скоростях получена до глубин 10—20 км. По годографам отраженных волн построены отдельные отражающие площадки и определены значения эффективных скоростей. По данным обработки записей, полученных из ПВ Каракуль с использованием станций «Поиск-48-КМПВ» Института геологических наук АН КазССР, в районе ПВ Ранкуль на глубине 72 км построены отражающие площадки, предположительно приуроченные к границе М.

Значения скорости в приповерхностной части разреза составляют 5,0—5,5 км/с и на глубине 32—42 км возрастают до 6,6 км/с. По данным обработки годографов отраженных волн и записей землетрясений, происшедших в районе Иркештама, на глубине 32—50 км установлена зона пониженной скорости мощностью 6—12 км, характеризующаяся скоростью 5,5 км/с при скорости во вмещающей среде 6,6—6,8 км/с. Значения скорости от 6,8 до 7,2 км/с, соответствующие нижней части консолидированной коры, приближенно определены по данным обработки фрагментарных годографов отраженных волн.

На участке Токтогул—Каракуль разрез значительно информативнее, так как здесь, во-первых, получен наиболее полный, хотя и не совсем отвечающий требованиям кусочно-непрерывного профилирования, материал по взрывам, и, во-вторых, мы имели достаточно представительный материал по землетрясениям.

На этом участке профиля можно выделить три блока земной коры, различающихся параметрами скоростного разреза и условно названные Северо-Памирским (ПК 175—240), Алайским (ПК 240—345) и Восточно-Ферганским (ПК 345—500).

Первые два блока характеризуются повышенной пятнистостью разреза и чередующимися высокоскоростными и низкоскоростными включениями. В первом блоке на глубине 2 км, а во втором — на глубине 5—6 км залегают высокоскоростные включения мощностью 2—3 км, соответственно характеризующиеся скоростями 6,0 и 6,5—6,6 км/с. На глубинах 18—23, 30—36 и 40—47 км выделены зоны пониженной скорости с дефектом скорости 0,8—1; 0,5; 0,5—0,6 км/с соответственно.

В пределах первого блока скоростной уровень 6,4—6,5 км/с залегает на глубине 24 км, а во втором отмечается резкий его подъем до глубины 14—15 км. Для третьего блока характерно нарастание скорости с глубиной и отсутствие зон пониженной скорости. Изолиния скорости 6,5 км/с залегает в основном на глубине 28—29 км, и только в северной части блока она ступенчато поднимается до глубины 20—23 км.

Поверхность консолидированной коры, характеризующаяся скоростью 5,2—6,0 км/с, в пределах первого блока залегает на глубине 0,5—3,5 км, а в пределах второго и третьего — соответственно на глубине 2—4 и 0—4 км.

В пределах первого блока граница М залегает на глубине 68 км. Во втором блоке она охарактеризована по данным отраженных волн из ПВ Каракуль, Узген и по данным волны  $P_{пр}^m$  из ПВ Каракуль. Кроме того, имелись данные, полученные по землетрясениям с очагами, расположенными в пределах Алайской долины. Граница М залегает на глубинах 62—65 км, осложнена разрывными нарушениями с амплитудой 4—5 км. В пределах третьего блока граница М по системе разрывных нарушений с амплитудой 2—3 км ступенчато поднимается в северном направлении от 57 до 50 км.

Вдоль советской части профиля можно условно выделить нижний скоростной этаж консолидированной коры. На севере профиля (отрезок Токтогул—Узген) он имеет мощность 10—12 км и характеризуется скоростью 6,8—6,9 км/с, южнее, на отрезке Узген—Чигирик, соответственно 15 км и 6,8—7,0 км/с, а на отрезке Ранкуль—Зоркуль — 27—31 км и 6,8—7,2 км/с. Увеличение мощности нижнего этажа в южном направлении сопровождается общим нарастанием мощности земной коры от 50 (восток Ферганской впадины) до 72 км (Юго-Восточный Памир) (рис. 41).

Следует отметить большую дискретность системы наблюдения, сильную ограниченность источников возбуждения в условиях высокогорного рельефа и, как следствие, малую информативность результативного сейсмического разреза.

Сопоставление полученного автором разреза с предыдущими (см. рис. 24, 41) показывает, что в принципе структура земной коры

отражена на них одинаково. Различия касаются деталей: величин пластовых скоростей в коре и конфигурации границы М. На новом разрезе пластовые скорости определены с большей детальностью, а граница М мало информативна из-за отсутствия надежных данных о волнах  $R_{пр}^M$  и недостаточности данных о волнах  $R_{отр}^M$ .

Подводя итоги сопоставления новых и старых построений по всем профилям, отметим те расхождения, которые имеют принципиальное значение для геологической интерпретации. На старых разрезах земная кора чаще всего представлена в виде нескольких однородных слоев, разделенных субгоризонтальными протяженными границами. По нашим разрезам, кора является сложной неоднородной средой с изменчивой по глубине и вдоль профиля тонкой расслоенностью, обусловленной полем отражающих площадок. Изменение их числа по вертикали и горизонтали можно использовать для характеристики степени внутренней неоднородности отдельных блоков коры: интрузивные массивы более монолитны, чем метаморфические породы.

Из протяженных границ на новых разрезах выделены поверхность фундамента и граница М. Их форма и внутренняя структура даны на разрезах гораздо более подробно, чем ранее. Особенно это касается границы М. Применявшаяся ранее групповая корреляция или схематизация годографов приводила к изображению ее довольно гладкой, непрерывной границей первого рода. Фазовая корреляция и построение каждого элемента границы по всей совокупности наблюдаемых сложных групп волн показали, что переход от земной коры к верхней мантии представлен пачкой отражающих площадок.

Сравнение скоростных характеристик старых и новых разрезов показало, что на новых разрезах значения средних скоростей до границы М, особенно в районах развития седиментных бассейнов, обычно на 0,3 км/с ниже. Расхождения в пластовых скоростях внутри консолидированной коры довольно существенны в тех случаях, когда для их определений использовались ранее граничные скорости. При использовании отраженных волн эти расхождения не наблюдаются. На новых разрезах имеются зоны пониженной скорости, которых не было раньше. Это связано с введением в обработку дополнительных данных — промежуточных отражений.

Причина завышения значений граничных скоростей по сравнению со средними на многих старых разрезах ГСЗ обсуждается в работе «Сейсмические модели литосферы...» (1980). Это происходит потому, что при построении старых разрезов волны, прослеженные в первых и последующих вступлениях, интерпретировались как головные. В системе интерпретации при этом нередко включались и докритические отражения, что в конечном счете и приводило к завышению граничных скоростей. Проведенный нами анализ волновых полей ГСЗ Средней Азии подтвердил этот вывод.

Глубины до границы М по разным вариантам разрезов близки, что свидетельствует об устойчивости этого параметра земной коры. Однако на профилях Фараб—Бабатаг, Ленинабад—Караунгур расхождения достигали значительных величин — 5—15 км. По первому профилю это связано с завышением ранее средней скорости в коре, а по второму — с отождествлением отраженных волн  $R_{отр}^M$  с головными. Нам представляется особенно важным определение природы опорных отражений  $R_{отр}^M$  непосредственно по временным разрезам путем сопоставления их с редуцированными годографами первых волн.

## ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Общие закономерности строения земной коры, базирующиеся на результатах предыдущего раздела, являются дальнейшим развитием представлений о глубинном строении исследуемой территории, изло-



Ферганской впадине соответствует перегиб изогипс поверхности М (рис. 43). Границами морфоструктур этой поверхности нередко служат зоны разрывных нарушений.

Поверхность М находится на различных глубинах, составляющих в среднем для Средней Азии 47 км и достигающих максимума (65—70 км и более) в горных сооружениях Алая и Памира (рис. 41). Наименьшая глубина (35—37 км) характерна для западной части территории (Центрально-Каракумский свод). На большей части исследуемой территории, за исключением Ферганской впадины и юго-западных отрогов Гиссарского хребта, в пределах точности построений подтвердились глубины до границы М, полученные предшествующими исследователями (Таль-Вирский, 1971, 1982; И. С. Вольвовский, 1973; И. С. Вольвовский, Б. С. Вольвовский, 1975; Беляевский 1974). Отмеченные ранее Б. Б. Таль-Вирским (1982) гребневидные поднятия поверхности М, расположенные в зоне сочленений депрессий и подня-

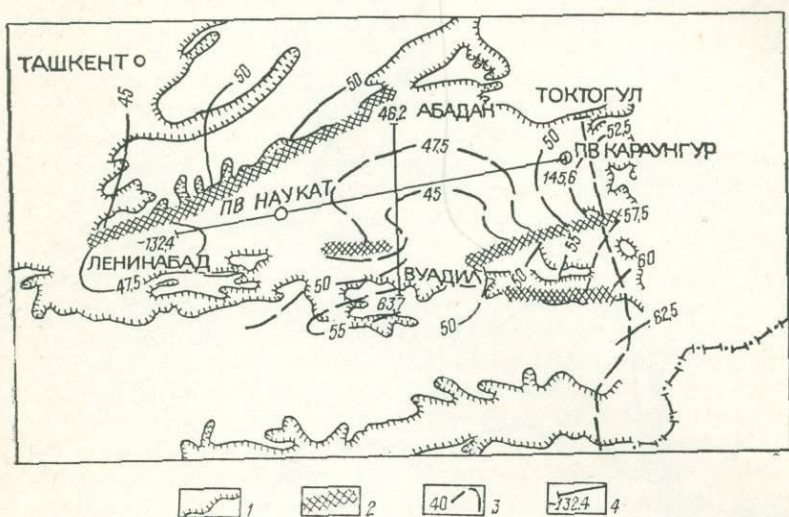


Рис. 43. Схема рельефа поверхности Мохоровичича территории Ферганской впадины и ее горного обрамления (составлена по данным Ф. Х. Зуннунова, А. Р. Митрофановой).

1 — выходы докембрийского фундамента, 2 — разломы, 3 — изогипсы глубин, 4 — профили ГСЗ.

тий Тянь-Шаня, подтвердились в пределах Южного прибортового склона Центрального грабена и Южного борта Ферганской впадины между меридианами Коканда и Андижана, а роль Северного краевого разлома Тянь-Шаня в гипсометрическом положении границы М оказалась преувеличенной. По нашему мнению, для уточнения структуры указанных гребневидных поднятий и параметров Северного краевого разлома необходима отработка на современном техническом и методическом уровне новых профилей ГСЗ непрерывного профилирования.

В пределах Средней Азии мощность земной коры меняется от 35—37 (Центрально-Каракумский свод, северо-запад Амударьинской впадины) до 62 (Алайский хребет) — 72 км (Юго-Восточный Памир). В пределах Южного Тянь-Шаня она возрастает в юго-восточном направлении, составляя под Центральными Кызылкумами 40—42 км, Нуратау — 46 км и Алайским хребтом — 62—65 км. Эта тенденция сохраняется в пределах Амударьинской впадины, где мощность земной коры увеличивается от 35—37 до 44 км. Под Иссыккульской, Ферганской межгорными впадинами она составляет 46—48 км. Локально пониженные до 43 км ее значения отмечены под Карадарьинским прогибом Ферганской впадины и Сурхандарьинской впадиной. Илийской впадине, Чу-Сарысуьской депрессии соответствует мощность земной

коры, равная 43—45 км. Под Кунгей-Алатау, Заилийским Алатау и Каратау она составляет 46—49 км. Предкопетдагскому, Бешкентскому прогибам и Зирабулак-Зиаэтинским горам, юго-западным отрогам Гиссарского хребта соответствуют мощности земной коры, равные 44—45 и 42—44 км (табл. 5).

Вариационная кривая мощности земной коры приведена на рис. 44 (Фузайлов, Зуннунов, 1980). Она имеет два модальных значения — 43 и 52 км. Первое указывает на распределение мощностей коры в равнинных районах, второе — в горных. На структуру земной коры влияли эпиплатформенные орогенетические процессы, в результате которых отдельные ее участки испытали интенсивное погружение, а другие — значительное воздымание. Это, в свою очередь, способствовало накоплению мощного слоя осадочных отложений на первых участках и существенной денудации верхов коры (в том числе консолидированной ее части) на вторых.

Отмечается прямая связь между мощностью земной коры и высотой рельефа дневной поверхности (рис. 45). Причем, эта зависимость резко меняется начиная с высоты 700—800 м над уровнем моря. Некоторые авторы полагают, что с горообразовательными процессами связано возникновение так называемых «корней» гор. Это в полной мере относится к Средней Азии (рис. 45). Прямая связь между мощностью земной коры и высотой рельефа дневной поверхности ранее установлена для территории СССР (Борисов, 1967; И. С. Вольвовский, 1973) и континентов (Белявский, 1981).

Как видно из рис. 45, а, связь между мощностью земной коры и высотой дневного рельефа не простая. Если рассматривать область значений для равнинных районов (до 700 м над ур. м.), то здесь зависимость  $H(h)$  очень слабая: для районов с примерно одинаковой высотой рельефа наблюдаются резкие колебания мощности коры — от 36 до 45 км. Не по линейному закону изменяется эта зависимость и для области максимальных перепадов отметок рельефа. Это означает, что компенсация последнего происходит не только за счет изменения мощности земной коры. С этой точки зрения представляет интерес исследование изменчивости мощностей отдельных слоев внутри коры.

По профилям ГСЗ устойчиво на всей исследуемой территории прослеживаются только две резкие сейсмические границы — поверхность консолидированной коры  $K_0$  и граница  $M$ , характеризующиеся граничными скоростями соответственно около 6 и 8 км/с. Скачок скорости на первой границе может достигать до 4 км/с, а на второй — до 1 км/с. Граница  $K_0$  четко разделяет земную кору на осадочный слой и консолидированную ее часть. Осадочный слой в пределах седиментных бассейнов (Амударьинская, Сурхандарьинская, Ферганская впадины, Предкопетдагский прогиб) характеризуется мощностью до 6—10 км и средней скоростью 3,5—4,3 км/с.

Мощность консолидированной части земной коры увеличивается в

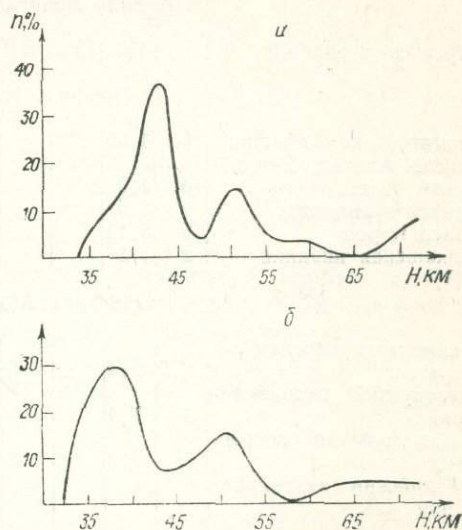


Рис. 44. Вариационные кривые распределения мощностей.

а — земной коры, б — консолидированной части земной коры.

Осредненные сейсмические параметры основных блоков земной коры Средней Азии  
вдоль профилей ГСЗ

Геоструктура	Осадочный слой		Скоростные этажи консолидированной коры						Консолидированная кора в целом		Земная кора	
	ΔН, км	V пл, км/с	верхний		средний		нижний		ΔН, км	V пл, км/с	ΔН, км	V пл, км/с
			ΔН, км	V пл, км/с	ΔН, км	V пл, км/с	ΔН, км	V пл, км/с				

## Профиль Ленинабад—Караунгур

Ферганская впадина	7	4,2	18	6	10	6,5	12	7	40	6,4	47	5,95
--------------------	---	-----	----	---	----	-----	----	---	----	-----	----	------

## Профиль Каскеленский

Иссыккульская впадина	6	4,65							41	6,6	47	6,2
Кунгей Алатау, Заилыйский Алатау	4	4,9							45	6,45	49	6,2
Илийская впадина	2	2,5							43	6,5	45	6,1
Плато Карой	2	5,15							40	6,5	42	6,35
Балхашская впадина	2	2,0							40	6,5	42	6,1

## Профиль Арысь—Балхаш

Среднесырдарьинская депрессия	2,5	2,4					20	7,2	45,5	6,75	48	6,3
Каратауский антиклинорий	1	2,4					20	7,2	46	6,5	47	6,3
Чу-Сарысуйская депрессия	5	5,0					16	7,15	39	6,5	44	6,3
Чу-Илийский антиклинорий							17	7,15	47	6,3	47	6,3

## Профиль Карабекаул—Койташ

Амударьинская впадина	5,5	3,5	15	6,1	12	6,65	12	7,05	39	6,55	44,5	5,9
Чарджоуская ступень	2	2,4	15	6,0	12	6,55	12	6,95	39	6,45	41	5,95
Бухарская ступень												
Зирабулак-Зияэтдинские горы	1	2,0	15	6,1	13	6,55	13	7,0	41	6,5	42	6,2
Зарафшанская впадина	2,5	2,8	13	6,0	13	6,55	12	7,15	38,5	6,5	41	6,0

## Профиль Фараб—Бабатаг

Бешкентский прогиб	5	3,5	14	6,2	12	6,7	14	7,1	40	6,65	45	6,1
Юго-западные отроги Гиссарского хребта	2	3,5	7	6,1	12	6,65	23	7,2	42	6,8	44	6,5
Сурхандарьинская впадина	8,5	4,0	10	6,2	12	6,8	12,5	7,2	34,5	6,75	43	6,0

## Профиль Фараб—Тамдыбулак

Амударьинская впадина	3	3,25	13	6,0	12	6,85	11	7,25	36	6,6	39	6,15
Каракульский прогиб	2	3,1	17	5,9	11	6,6	13	7,25	41	6,5	43	6,15
Газлийское поднятие												
Центрально-Кызылкумская зона поднятий	1	3,1	13	5,9	13	6,5	14	6,95	40	6,45	41	6,3

## Профиль Копетдаг—Аральское море

Предкопетдагский прогиб	8	3,9			22	6,55	14	7	35	6,7	42	5,9
Центрально-Каракумский свод	3	3,0	11	6,0	10	6,55	13	7,1	34	6,55	37	6,0
Амударьинская впадина	3	2,8	10,5	6,0	9,5	6,65	14	7,2	34	6,65	37	6,0
Султануздаг	0,5	2,0							40,5	6,3	41	6,15
Южно-Аральская впадина	1	2,0							38,5	6,5	39,5	6,15

Геоструктура	Осадочный слой		Скоростные этажи консолидированной коры						Консолидированная кора в целом		Земная кора	
	ΔН, км	V пл, км/с	верхний		средний		нижний		ΔН, км	V пл, км/с	ΔН, км	V пл, км/с
			ΔН, км	V пл, км/с	ΔН, км	V пл, км/с	ΔН, км	V пл, км/с				

## Профиль Токтогул—Нанга Парбат

Южный Памир	3	5,2						31	7,0	70	6,4	73	6,3
Северный Памир	3	4,0						22	7,0	68	6,35	71	6,2
Алайская долина	3	4,0								62	6,3	65	6,1
Алайский хребет	2	4,0						15	6,9	60	6,3	62	6,0

восточном направлении от 32—35 (Центрально-Каракумский свод) до 55—60 км (Алайский хребет), на Памире достигает 70 км.

Как видно из вариационной кривой (рис. 44, б), мощность консолидированной коры также имеет два модальных значения — 38 и 51 км, характеризующих соответственно равнинные и горные районы. Здесь еще отчетливее проявилась зависимость мощности от высоты рельефа дневной поверхности (рис. 45, б), причем существенно сгладилась начальная часть кривой. С другой стороны, рассматривая мощность консолидированной коры в западных равнинных районах Сред-

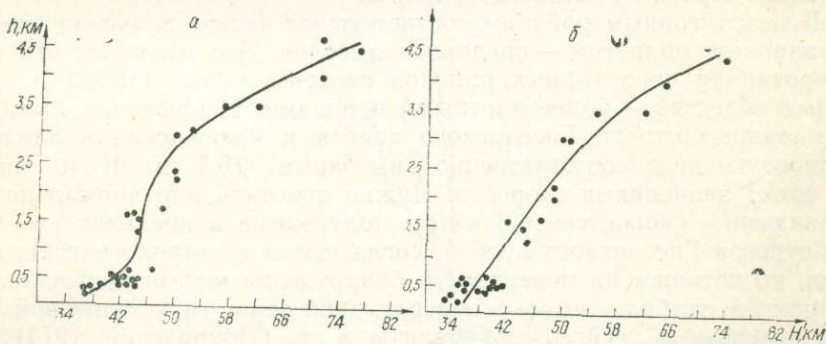


Рис. 45. Зависимость между высотой дневного рельефа и мощностью  
а — земной коры (H), б — консолидированной части земной коры (H<sup>1</sup>).

ней Азии, слабо подвергшихся неоген—четвертичной активизации, не трудно заметить, что она изменяется в зависимости от их геотектонической принадлежности. Наименьшие значения мощности характерны для срединных массивов (Центрально-Каракумский свод, Амударьинская впадина, Среднесырдарьинская, Чу-Сарьсуйская и Южно-Таджикская депрессии), наибольшие — для геосинклинальных систем (Центральные Кызылкумы).

Геоструктурным единицам исследуемых районов Средней Азии соответствуют различные мощности консолидированной коры. В пределах Южно-Тяньшанской геосинклинали ее толщина увеличивается в юго-восточном направлении от 40 (Центральные Кызылкумы) до 60 км (Алайский хребет) в соответствии с повышением абсолютных отметок рельефа.

В пределах Срединного (Большекаратауская геосинклинали) и Северного Тянь-Шаня (Кунгей Алатау, Заилийский Алатау) она составляет 46—49 км. В пределах Муюнкумо-Наратского, Курамино-Ферганского и Каракумо-Таджикского «жестких» массивов (Ахмеджанов и др., 1977, 1979; Зуннунов, 1980) мощность консолидированной коры

сохраняется около определенного среднего значения, равного 40 км. Она изменяется в пределах 37—43 км. Под двумя последними массивами отмечены области аномально пониженных до 32—36 км значений мощности, соответствующие в альпийском структурном плане Карадарьинскому прогибу Ферганской впадины и Сурхандарьинской впадине, северо-западу Амударьинской впадины и Предкопетдагскому прогибу.

Таким образом, изменение отметок дневного рельефа и типа структуры проявляется в изменчивости мощности консолидированной земной коры. Более закономерный характер кривой  $H'(h)$  свидетельствует о том, что существует обратная зависимость между мощностями осадочного слоя и консолидированной коры, которая и создает уравновешенность отдельных ее слоев.

Для характеристики внутренней структуры коры важным сейсмическим параметром является также средняя скорость распространения продольных сейсмических волн в пределах консолидированной коры, значение которой колеблется от 6,3 до 6,8 км/с. Низкие ее значения (6,3—6,45 км/с) соответствуют Северному Памиру, Алайскому хребту, Чу-Илийскому антиклинорию, Султануиздагу, Южному Памиру, Центрально-Кызылкумской зоне поднятий, Ферганской впадине, Кунгей Алатау и Заилийскому Алатау, средние (6,5—6,65 км/с) — Южно-Аральской, Амударьинской (Дарьялык-Дауданский, Бешкентский прогибы, Бухарская, Чарджоуская ступени), Балхашской, Илийской, Иссыккульской, Зарафшанской впадинам, Центрально-Каракумскому своду, Каратаускому антиклинорию, Чу-Сарысуйской депрессии и, наконец, высокие значения (6,7—6,8 км/с) — Предкопетдагскому прогибу, Среднесырдарьинской депрессии, Сурхандарьинской впадине, юго-западным отрогам Гиссарского хребта.

В целом горным районам соответствуют низкие значения скорости, а равнинным областям — средние и высокие. Это означает, что консолидированная кора горных районов сложена менее плотными, а равнинных областей — более плотными породами. Исключение составляют юго-западными отроги Гиссарского хребта и Ферганская впадина, характеризующиеся соответственно высокими (6,8 км/с) и низкими (6,4 км/с) значениями скорости. Нужно отметить, что аномально высокие значения скоростей (6,8 км/с), полученные в пределах юго-западных отрогов Гиссарского хребта, согласуются с петрологическими данными, по которым на поверхности обнаружены метаморфические породы нижней наиболее высокотемпературной зоны амфиболитовой фации метаморфизма — гнейсы, амфиболиты и др. (Покровский, 1974).

Средние скорости в коре, включая осадочную толщу, меняются незначительно и колеблются в пределах 5,9—6,3 км/с: пониженные значения соответствуют седиментным бассейнам, а повышенные — горным сооружениям. Аномально высокие значения (6,5 км/с) отмечены под юго-западными отрогами Гиссарского хребта. Малую изменчивость их значений можно объяснить, как было уже сказано, тем, что консолидированная кора седиментных бассейнов в основном характеризуется средними и высокими значениями скоростей распространения сейсмических волн.

Помимо отмеченной закономерности — увеличения мощности земной коры и уменьшения средней скорости в ее консолидированной части в горных регионах, можно отметить некоторую связь значений скорости с типом геоструктуры. Так, в областях глубоких седиментных бассейнов равнинных частей исследуемой территории наблюдается увеличение скоростей в консолидированной коре.

В пределах консолидированной коры наблюдается общее увеличение скорости с глубиной, на фоне которого отмечены локальные знакопеременные вариации скоростей (рис. 46). На сейсмических разрезах мы попытались выделить три скоростных этажа со средними скоростями около 6,0, 6,5 и 7,0 км/с и охарактеризовать изменчивость мощности этих этажей по площади (табл. 5). Такое деление коры пред-

ложено в работах (N. I. Pavlenkova, 1979; F. Kh. Zupunov, 1980) и использовано при обобщении данных ГСЗ по территории СССР («Сейсмические модели литосферы...», 1980). При этом показано, что верхний скоростной этаж характеризуется значительным вертикальным градиентом скорости, вертикально слоистой структурой. Иногда он не-

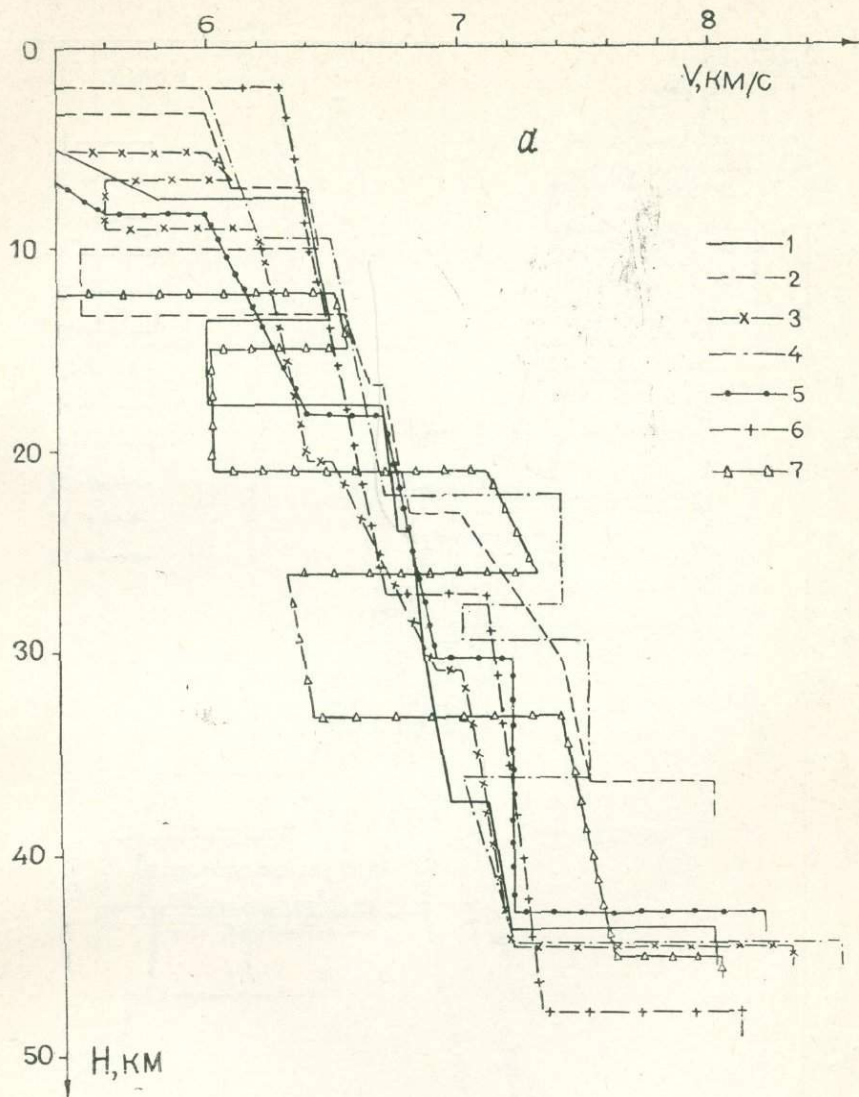
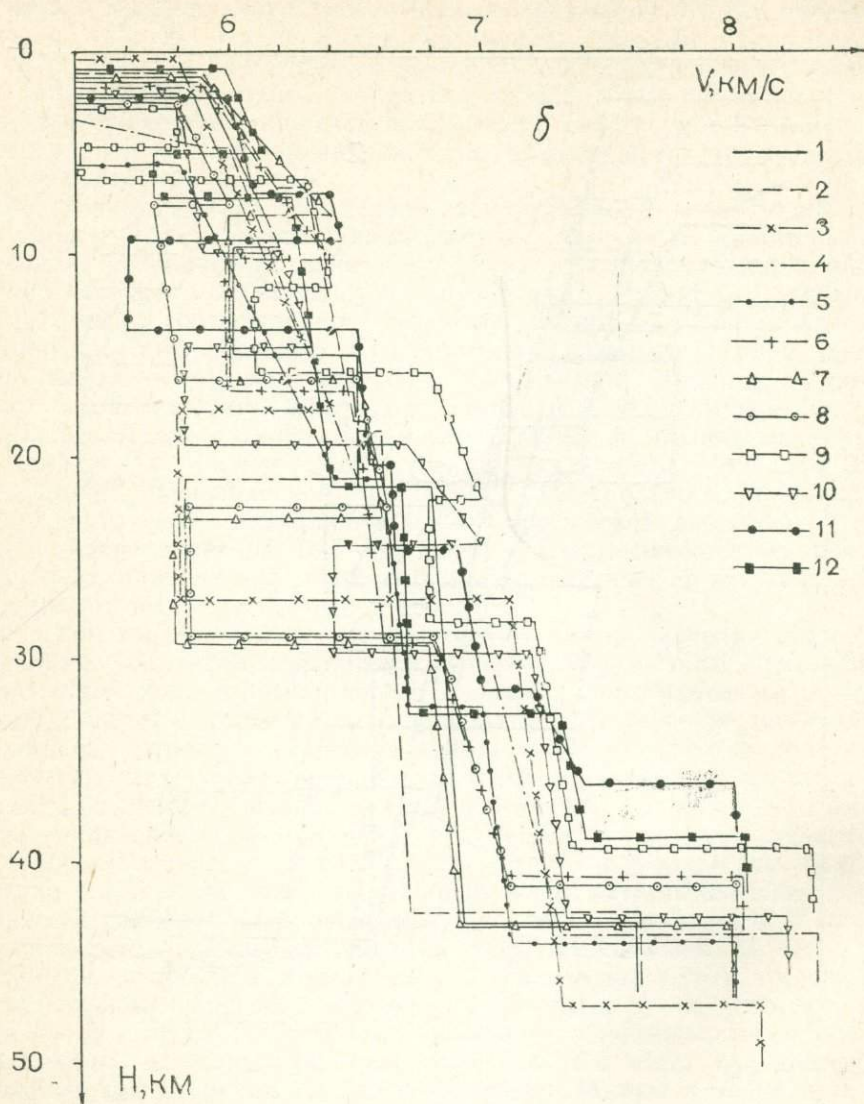


Рис. 4б. Основные типы скоростных колонок земной коры:  
*a* — высокоскоростной, *б* — среднескоростной, *в* — низкоскоростной.

*a*: 1 — Предкопетдагский прогиб (профиль ГСЗ Копетдаг—Аральское море), 2 — Амударьинская впадина (профиль ГСЗ Копетдаг—Аральское море), 3 — Бешкентский прогиб (профиль ГСЗ Фараб—Бабатаг), 4 — юго-западные отроги Гиссарского хребта (профиль ГСЗ Фараб—Бабатаг), 5 — Сурхандарьинская впадина (профиль ГСЗ Фараб—Бабатаг), 6 — Среднесырдарьинская депрессия (профиль ГСЗ Арысь—Балхаш), 7 — Мургабская впадина (профиль ГСЗ Теджен—Карабекаул);

заметно переходит в средний этаж, отличительными особенностями которого являются значительная горизонтальная расслоенность, малый вертикальный градиент скорости, наличие зон инверсии скоростей. Эти особенности, а также отсутствие четкой блоковости этажа и очагов землетрясений дали основание предположить более пластичное состояние слагающих его пород по сравнению с верхним этажом. Нижний скоростной этаж соответствует на обобщенной модели высокоскоростным образованиям со скоростями более 6,8—7,0 км/с.

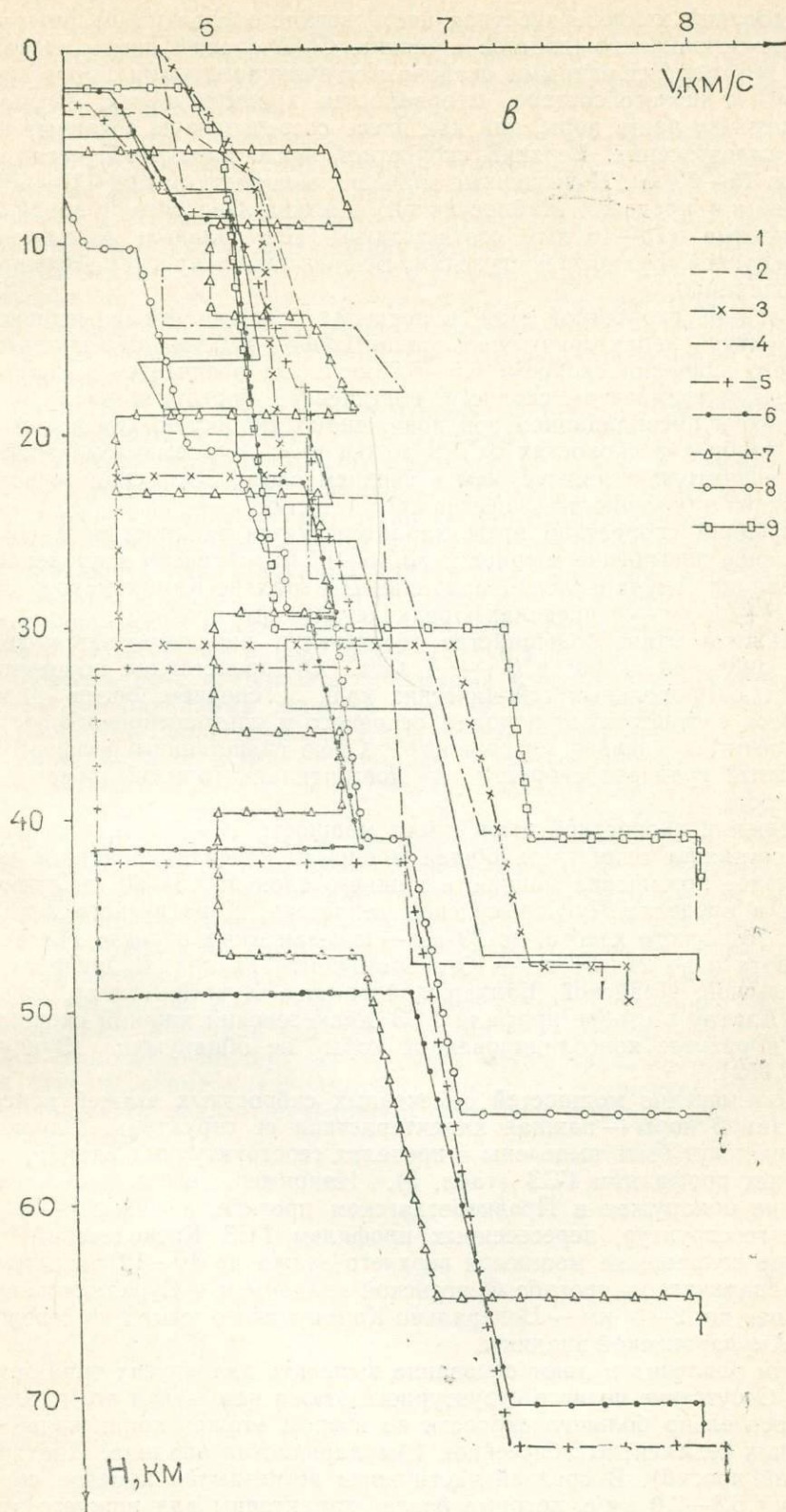
Рассмотрение материалов по Средней Азии показало, что описанная обобщенная модель в целом характерна и для этого региона, но имеются отклонения от общей закономерности. На рис. 46 дано сопоставление скоростных колонок по профилям ГСЗ и их осреднение по типам. Можно выделить три основных типа: с высокоскоростной, нор-



6: 1 — Илийская впадина (профиль ГСЗ Каскеленский), 2 — Балхашская впадина (профиль ГСЗ Каскеленский), 3 — Каратауский антиклинорий (профиль ГСЗ Арысь—Балхаш), 4 — Чу-Сарысуйская депрессия (профиль ГСЗ Арысь—Балхаш), 5 — Чарджууская ступень (профиль ГСЗ Карабекаул—Койташ), 6 — Бухарская ступень (профиль ГСЗ Карабекаул—Койташ), 7 — Зирабулак—Зияятдинские горы (профиль ГСЗ Карабекаул—Койташ), 8 — Зарафшанская впадина (профиль ГСЗ Карабекаул—Койташ), 9 — Каракульский прогиб (профиль ГСЗ Фараб—Тамдыбулак), 10 — Газлийское поднятие (профиль ГСЗ Фараб—Тамдыбулак), 11 — Центрально-Каракумский свод (профиль ГСЗ Копетдаг—Аральское море), 12 — Южно-Аральская впадина (профиль ГСЗ Копетдаг—Аральское море);

мальной и низкоскоростной корой. Нормальная кора соответствует большей части территории Средней Азии. Это равнинная ее часть, покрытая не более 5-километровой толщей осадочных образований.

Верхний скоростной этаж для этого типа коры характеризуется сравнительно большим диапазоном значений скорости 5,8—6,4 км/с. Ему свойственны большой вертикальный градиент скорости в верхней части разреза и четкая блоковость строения. По данным геологической съемки, глубокого бурения, сейсморазведки КМПВ и гравимагнитных



в: 1—Ферганская впадина (профиль ГСЗ Ленинабад—Караунгур), 2—Кунгей Алатау, Заилийский Алатау (профиль ГСЗ Каскеленский), 3—Чу—Илийский антиклинорий (профиль ГСЗ Арысь—Балхаш), 4—Центрально-Кызылкумская зона поднятий (профиль ГСЗ Фараб—Тамдыбулак), 5—Южный Памир (профиль ГСЗ Токтогул—Нанга Парбат), 6—Северный Памир (профиль ГСЗ Токтогул—Нанга Парбат), 7—Алайская долина (профиль ГСЗ Токтогул—Нанга Парбат), 8—Алайский хребет (профиль ГСЗ Токтогул—Нанга Парбат), 9—Султануиздаг (профиль ГСЗ Копетдаг—Аральское море).

исследований приповерхностная часть верхнего слоя имеет преимущественно вертикально-слоистое строение. Слой сложен дислоцированными и метаморфизованными осадочными вулканогенными породами основного и кислого состава, прорванными гранитоидными массивами. Это жесткая часть коры, так как здесь сосредоточены основные коровые землетрясения. Верхний скоростной этаж характеризуется мощностью 13—20 км. Повышенные значения мощности этажа (18—20 км) отмечены в пределах Майлисуйского выступа Ферганской впадины, а пониженные (13—16 км) соответствуют Центральным Кызылкумам, Чарджоуской, Бухарской ступеням, Бешкентскому прогибу Амударьинской впадины.

Средний скоростной этаж в пределах большинства исследованных геоструктур характеризуется сравнительно небольшим диапазоном среднего значения скорости 6,5—6,7 км/с. Он отличается малым вертикальным градиентом скорости, повышенной горизонтальной расслоенностью и преобладанием зон пониженных скоростей. Последние создают разброс в скоростях от 5,8 до 6,8 км/с. Коровых землетрясений здесь значительно меньше, чем в верхнем слое. Это свидетельствует о большей пластичности вещества среднего слоя.

Средний скоростной этаж характеризуется мощностью 9—13 км. Локальное повышение мощности до 15—17 км отмечено в пределах северо-запада Амударьинской впадины, Центрально-Каракумского свода и до 21—23 км — в пределах Предкопетдагского прогиба.

Нижний этаж большинства геоструктур характеризуется диапазоном значений скорости 6,8—7,4 км/с. Он представлен породами со скоростью продольных сейсмических волн в среднем более 7,0 км/с. Скорости соответствуют породам основного и ультраосновного состава, изученным на дневной поверхности. Слою свойственны большой вертикальный градиент скорости и повышенная горизонтальная расслоенность.

Нижний скоростной этаж имеет мощность 10—15 км, что в среднем составляет одну треть общей мощности консолидированной коры. Локальное повышение мощности нижнего слоя до 15—20 км отмечено также в пределах Чу-Сарысуйской депрессии, Каратауского антиклинария, Алайского хребта, до 23 км — юго-западных отрогов Гиссарского хребта и до 27—31 км — Юго-Восточного Памира. В пределах Иссыккульской, Илийской, Балхашской впадин, Кунгей Алатау, Заилийского Алатау в створе профиля ГСЗ Каскеленский нижний скоростной этаж в разрезе консолидированной коры не обнаружен (Зуннунов, 1981; 1982).

Соотношение мощностей отмеченных скоростных этажей консолидированной коры — важная характеристика ее структуры. Однако не все они могут быть выделены в пределах геоструктурных единиц, пересеченных профилями ГСЗ (табл. 5). Например, верхний скоростной этаж не обнаружен в Предкопетдагском прогибе, а нижний — в пределах геоструктур, пересеченных профилем ГСЗ Каскеленский. Локальное сокращение мощности верхнего этажа до 10—12 км отмечено в Карадарьинском прогибе Ферганской впадины и в Сурхандарьинской впадине, до 2—5 км — Центрально-Каракумского свода и северо-запада Амударьинской впадины.

Эти различия и дают основание выделить два других типа земной коры. Отсутствие первого структурного этажа или малая его мощность и относительно большие скорости во втором этаже характерны для глубоких седиментных бассейнов (Амударьинская впадина, Предкопетдагский прогиб). В средней части коры встречаются прослои со скоростями 6,8—7,0 км/с, которые более характерны для нижнего этажа коры. Отличительная особенность моделей этих структур — значительная внутренняя расслоенность коры, резкая дифференциация скоростей в отдельных слоях.

К третьему типу коры относится низкоскоростная, утолщенная кора Памира. Для нее характерны сейсмические скорости 5,9—6,4 км/с до глубин 25 км. Относительно невысокие скорости  $\approx 6,4$  км/с наблюдаются на глубине 25—35 км, где в равнинных регионах выделяется нижний высокоскоростной этаж коры.

Изложенные сведения дают возможность предположить, что изменения мощности скоростных этажей консолидированной коры связаны с глубинными процессами следующим образом: геосинклинальное развитие и тектоно-магматическая активизация способствуют значительному увеличению суммарной мощности верхнего и среднего скоростных этажей. Следует заметить, что указанная мощность преобладает над мощностью нижнего этажа вдоль всех изученных профилей ГСЗ. Исключения составляют юго-западные отроги Гиссарского хребта по профилю Фараб—Бабатаг, где наблюдается обратное соотношение мощностей.

Для территории СССР, как отмечено в работе «Сейсмические модели литосферы...» (1980), на платформах соотношение мощностей слоев консолидированной коры близко к 1:1:1, а в геосинклинальных орогенических зонах составляет 1:0,5:0,8; в прогибах верхний слой очень тонкий и основную часть консолидированной коры здесь занимает нижний слой. Анализ данных, полученных для большинства исследованных геоструктурных единиц Средней Азии, в целом свидетельствует о близости этих соотношений к 1:1:1. Исключения составляют Ферганская впадина и юго-западные отроги Гиссарского хребта, где эти соотношения равны 1:0,6:0,7 и 0,3:0,5:1.

Однако, если сравнивать скоростные колонки земной коры, полученные для равнинных областей Средней Азии, с типовыми колонками для Восточно-Европейской платформы, то можно отметить несколько меньшие скорости в верхах коры на Туранской плите. На Русской плите скорости 6,3—6,4 км/с устойчиво выделяются уже на глубине 8—12 км, а на Туранской — на 12—15 км. Это естественно, если учесть разный возраст плит. Таким образом, сейсмические параметры земной коры тесно связаны с особенностями тектонического развития регионов и могут быть использованы для изучения истории этого развития.

Соотношение мощностей скоростных этажей (слоев) использовано И. Х. Хамрабаевым (Хамрабаев, 1974; Хамрабаев, Кошлаков, 1977) для районирования территории Средней Азии по типу строения земной коры и выделения площадей с разнообразными рудно-магматическими комплексами. Развивая эти идеи, можно отметить, что при районировании территории по типу земной коры, осуществляемом на определенном отрезке времени (например, к моменту завершения герцинского тектонического цикла), необходимо учитывать влияние всех последующих факторов.

## Глава IV. ИССЛЕДОВАНИЕ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ МАНТИИ

В данной главе в синтезированном виде приведены новые сведения о строении верхней мантии, полученные автором совместно с Ю. А. Бурмаковым, Л. П. Винником, В. З. Рябым, Л. Н. Старобинец и др. (Зуннунов и др., 1977 а, 1977 б; Бурмаков и др., 1980, 1981 а, б; Барсукова и др., 1984).

Первые представления о скоростных вариациях в верхней мантии районов Средней Азии получены в результате сейсмологических исследований (Лукк, Нерсесов, 1965; Алексеев и др., 1971; Азбель, Кондорская, 1974; Винник, 1976 и др.). Тянь-Шань пересечен сейсмологическим профилем Памир—Байкал, вдоль которого составлен скоростной разрез верхней мантии до глубины 300—400 км (Алексеев и др., 1971). На этом разрезе в пределах Памира под границей М в диапазоне глубин, равном 50—200 км, выделен слой с пониженными до 7,9—8,0 км/с значениями скоростей, мощность которого по мере приближения к Тянь-Шаню сокращается до 50—100 км. В этом же направлении отмечается увеличение скорости в выделенном волноводе до 8,0—8,1 км/с. Для Средней Азии также построен осредненный сейсмологический разрез, на котором скорость с глубиной монотонно возрастает от 8,1 км/с под границей М до 8,7—8,8 км/с на глубине 300—330 км (Азбель, Кондорская, 1974).

Обработка записей удаленных землетрясений, зарегистрированных в пределах Тянь-Шаня (восточнее Таласо-Ферганского разлома), Памира и Гиндукуша, позволила выделить в верхней мантии на глубинах до 150—200 км горизонтальные скоростные неоднородности, линейные размеры которых превышают 80—100 км, а значения средних скоростей варьируют от 7,5 до 8,5 км/с. При этом намечены связи между указанными скоростными неоднородностями и приповерхностными геологическими структурами (Винник, 1976).

Установлено, что промежуточная сейсмическая зона в верхней мантии Памиро-Гиндукуша соответствует телу с более высокой (в среднем на 0,4 км/с) скоростью распространения продольных сейсмических волн, чем окружающая среда. Контуры отмеченного тела соответствуют выходам докембрийских пород. Скорости продольных волн от удаленных землетрясений в верхней мантии указанной зоны Памиро-Гиндукуша на глубинах 70—270 км составляют 8,4—8,8 км/с, тогда как в сопредельных областях Афгано-Таджикской депрессии и Восточного Памира на этих же глубинах 8,1—8,3 км/с (Винник, Лукк, 1982).

По данным обработки проходящих волн от Памиро-Гиндукушских глубокофокусных землетрясений в пределах фокальной зоны в верхней мантии Памиро-Гиндукуша отмечено понижение пластовых скоростей до 7,1 км/с (Гольдвирт и др., 1982). В другом варианте интерпретации проходящих волн в зоне глубокофокусных землетрясений до глубины 200 км установлено наличие низкоскоростного (7,6 км/с), а к северо-западу фокальной зоны — высокоскоростного (8,35 км/с) блоков верхней мантии (Эргешев, Каримова, 1982; Эргешев и др., 1982).

Привлечение к обработке поля отраженных волн от Памиро-Гин-

дукушских глубокофокусных землетрясений позволило выделить в верхней мантии Западного Памира на глубине около 120—280 км два слоя пониженных скоростей, характеризующихся значениями 8,15 и 8,6 км/с (Хамрабаев, 1980, 1982; Эргешев и др., 1982).

Большую ценность для уточнения строения верхней мантии Средней Азии имеют материалы взрывной сейсмологии, полученные на длинных профилях ГСЗ (Зуннунов и др., 1977; Рябой, 1979) и при регистрации крупных промышленных взрывов сетью сейсмологических станций (Бутовская, Уломов, 1962; И. С. Вольвовский и др.; Бурмаков и др., 1980). Важность этих данных определяется точным знанием

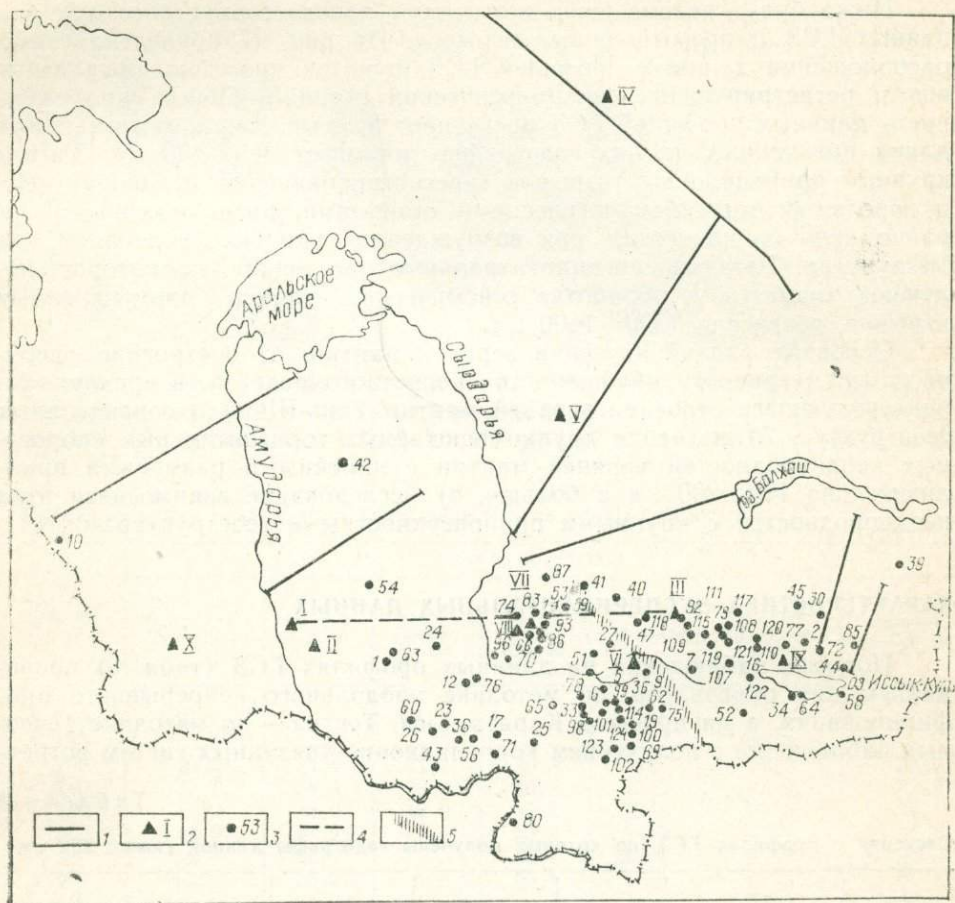


Рис. 41. Схема расположения длинных профилей ГСЗ, пунктов промышленных взрывов и сейсмологических станций.

— длинные профили ГСЗ, 2 — пункты промышленных взрывов, 3 — сейсмологические станции и их номера, 4 — линия, вдоль которой построен скоростной разрез верхней части мантии по материалам регистрации крупных промышленных взрывов, 5 — Таласо-Ферганский разлом.

координат и времени взрыва, более высокими значениями регистрируемых частот, а также в условиях ГСЗ возможностью использования, по сравнению с регистрацией землетрясений, оптимальных систем наблюдений, предназначенных для решения конкретных геофизических задач. Вдоль отдельных профилей ГСЗ построены сейсмические разрезы земной коры и верхней мантии до глубины 80—120 км. Совместная обработка данных по профилям ГСЗ и промышленных взрывов, зарегистрированных сетью сейсмологических станций Института физики Земли им. О. Ю. Шмидта АН СССР, Института геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева АН УзССР, Института сейсмологии АН УзССР, КазССР, КиргССР, Института сейсмостойкого строительст-

ва и сейсмологии АН ТаджССР и ТашГУ им. В. И. Ленина, позволила построить стандартный скоростной разрез и приступить к изучению распределения горизонтальных скоростных неоднородностей верхней мантии Тянь-Шаня и прилегающих районов Туранской плиты до глубины 100—150 км (Бурмаков и др., 1980).

К настоящему времени собраны и проанализированы дополнительные экспериментальные данные о временах пробега мантийных волн, возбужденных крупными промышленными взрывами, а также усовершенствованы методы их обработки. Это позволило уточнить и детализировать представления о скоростном строении верхней мантии Тянь-Шаня и сопредельных геоструктур.

Ниже будут рассмотрены результаты нового совместного анализа данных ГСЗ и промышленных взрывов. На рис. 47 приведена схема расположения длинных профилей ГСЗ, пунктов промышленных взрывов и регистрирующих сейсмологических станций. Общая протяженность длинных профилей ГСЗ превышает 3,5 тыс. км, а максимальная длина полученных на них годографов достигает 360—800 км. Записи крупных промышленных взрывов зарегистрированы 85 стационарными и передвижными сейсмологическими станциями, расположенными неравномерно по площади, при возбуждении упругих колебаний на 10 пунктах. Наибольшие эпицентральные расстояния, на которых получены принятые к обработке сейсмические записи промышленных взрывов, достигали 1500—1600 км.

Основные задачи изучения верхней мантии: а) построение сферически-симметричного обобщенного скоростного разреза, в среднем характеризующего строение верхней мантии Тянь-Шаня и сопредельных геоструктур, б) изучение крупномасштабных горизонтальных скоростных неоднородностей верхней мантии с линейными размерами приблизительно 100—200 км и больше, в) исследование взаимосвязи этих неоднородностей с крупными приповерхностными геоструктурами.

## ХАРАКТЕРИСТИКА ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Полевые наблюдения на длинных профилях ГСЗ (табл. 6) проводились, как отмечалось, по методике продольного непрерывного профилирования, а на профиле Каратау—оз. Тенгиз — по методике точечных наблюдений с получением корреляционно-увязанных систем встреч-

Таблица 6

Сведения о профилях ГСЗ, на которых получены годографы длиной свыше 300 км

Профиль	Длина профиля, км	Число годографов длиной $R > 300$ км	Максимальная длина годографов, км	Основной исполнитель, год выполнения работ
Копетдаг — Аральское море	625	6	612	В. З. Рябой, 1963
Фараб — Тамдыбулак	410	3	370	В. З. Рябой, 1965
Арысь — Балхаш	523	4	523	И. К. Пушкарев, 1965
Жаланаш — Талдыкурган	217	1	403	И. К. Пушкарев, 1967
Каскеленский	276	1	400	В. И. Шацлов, 1968
Иссыкский	317	2	415	В. И. Шацлов, 1969

ных и нагоняющих годографов глубинных волн. Максимальные удаления точек регистрации от пунктов взрыва достигали на профиле Каратау—оз. Тенгиз 700—800 км, а на остальных профилях — 360—612 км. Применявшиеся системы наблюдений позволили детально изучить кинематические и динамические характеристики сейсмических волн, распространяющихся до глубин 100—150 км.

Крупные промышленные взрывы регистрировались также сетью сейсмологических станций, расстояния между которыми варьировали от первых десятков до первых сотен километров (рис. 47). Диапазон

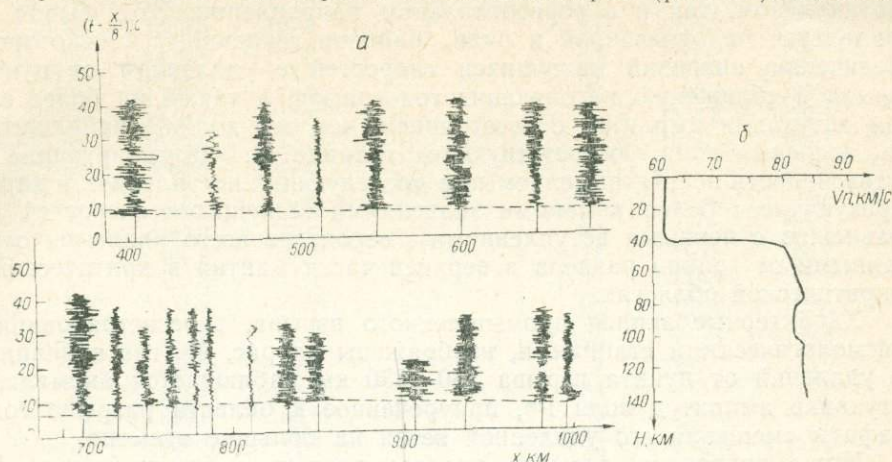


Рис. 48. Записи группы мантийных волн  $P^M$ , зарегистрированных расположенными к востоку от Амударьи сейсмологическими станциями (а) и скоростной разрез (б), соответствующий теоретическим годографам первых вступлений рефрагированных в верхней мантии волн (штриховая линия).

регистрируемых частот сейсмических колебаний составлял 0,5—5 Гц. Значения коэффициента увеличения сейсморегируемых каналов на разных станциях изменялись от  $10^4$  до  $10^5$ . Взаимное расположение

Таблица 7

Времена пробега первых вступлений волн  $P^M$  по данным ГСЗ

$\Delta$ , км	t для профилей ГСЗ, с						
	Темир-Тау—Куйбышев	Арьсь-Бадлаш	Фараб-Тамдыбулак	Жаланаш-Талды-Курган	Иссыкский	Копетдаг-Аральское море	Каратау-оз. Тенгиз
160	27,5		28,1			30,5	
180						33,0	
200	32,3	34,4	33,4	35,8		33,0	33,0
240	37,7	38,4	38,0	40,9	40,3	38,2	38,3
280	43,2	43,2	42,9	45,5	45,8	43,0	43,1
320	47,8	47,9		50,4	50,9	47,7	47,8
360	52,7	52,9		55,1	56,4	52,8	52,6
400	57,6	58,2		60,1	61,4	57,2	57,5
440		64,0				62,3	62,5
480		69,5				67,3	66,8
520		74,2				72,7	71,4
560						77,6	76,2
600						82,5	81,1
640							86,0
680							91,1
720							96,2
760							101,4
800							105,5
840							110,4
880							115,3

пунктов взрывов и сейсмологических станций вдоль линии профиля Амударья—Токтогул (рис. 47) длиной около 800 км позволило построить систему двух встречных годографов мантийных волн, при интерпретации которых применялась методика, разработанная для построения двухмерных скоростных разрезов верхней мантии при профильных наблюдениях ГСЗ.

Анализ записей ГСЗ показывает, что группа волн  $P^M$  неоднородна по кинематическим и динамическим характеристикам. Она состоит

из нескольких ветвей. Первые вступления рассматриваемой группы волн в основном являются однократными рефрагированными, распространяющимися в среде, где скоростные параметры изменяются как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. Этот вывод основывается на отмеченной в ряде районов тенденции к некоторому увеличению значений кажущихся скоростей с удалением от пункта взрыва и сближению нагоняющих годографов, а также на более слабом затухании амплитуд с расстоянием, чем это должно наблюдаться для головных волн, соответствующих границе М. Доминирующие по интенсивности волны, выделяемые в последующих вступлениях и характеризующиеся более высокими значениями кажущихся скоростей (по сравнению с первыми вступлениями), вероятнее всего являются отраженными от границ раздела в верхней части мантии в критической и закритической областях.

Характерные записи промышленного взрыва, зарегистрированные сейсмологическими станциями, изображены на рис. 48, где в диапазоне удалений от пункта взрыва 730—830 км наблюдается аномальное затухание амплитуд волн  $P^M$ , приуроченное к области разрыва годографа и смещения его удаленной ветви на большие времена.

Ниже приведены времена пробега первых вступлений волн  $P^M$ , зарегистрированных сетью сейсмологических станций, а также по данным длинных профилей ГСЗ (табл. 7).

Номер на схеме (рис. 47)	$\Delta$ , км	$t$ , с		Номер на схеме (рис. 47)	$\Delta$ , км	$t$ , с
ПВ I						
1	218,8	33,8		40	722,4	97,4
63	232,1	35,7		99	730,8	97,4
12	404,8	58,2		114	730,8	97,9
70	482,0	67,0		101	741,6	98,8
66	514,3	72,3		124	741,6	98,8
84	545,5	75,1		102	764,9	103,1
86	548,0	76,0		123	764,9	103,1
65	587,3	80,2		46	779,2	102,0
59	594,5	81,8		100	784,3	104,6
33	638,4	86,4		69	788,3	105,7
78	648,2	87,9		62	811,5	106,7
51	654,0	89,2		7	893,5	117,7
98	670,0	90,2		2	1147,2	150,5
5	704,5	94,7		58	1236,4	161,5
6	711,8	95,0				
ПВ II						
24	275,5	43,2		7	850,6	114,3
12	356,0	53,8		119	905,5	120,8
74	450,9	64,5		79	915,8	122,5
66	477,3	67,8		121	936,9	125,7
84	505,1	71,2		117	944,3	124,7
86	512,8	72,5		122	981,9	129,7
87	539,2	75,5		120	996,6	131,5
59	560,9	78,5		126	1063,4	139,3
10	590,6	80,5		61	1086,8	142,3
78	600,0	83,1		2	1107,7	145,3
5	657,9	90,5		30	1147,4	149,5
118	748,4	101,6		58	1192,6	156,1
116	826,5	111,0		44	1198,6	156,3
115	832,8	111,3				
ПВ III						
69	207,7	35,9		45	336,8	52,4
41	227,3	38,2		96	360,4	54,3
53	230,6	38,4		72	372,1	56,5
16	232,6	38,6		30	378,8	57,3
14	263,2	41,7		76	420,9	62,2
84	264,4	42,0		44	430,6	67,3
83	271,9	44,1		24	494,0	70,9
86	271,9	44,1		39	586,0	83,4
77	296,1	48,5		54	648,4	89,3
66	299,1	46,4		42	822,1	110,1
34	326,2	52,1				

			ПВ IV		
92	1246,6	159,3	5	1380,2	177,6
45	1260,5	160,5	78	1398,5	179,0
8	1269,8	162,3	4	1423,3	181,5
30	1300,5	165,6	44	1439,9	182,9
51	1333,3	171,6	34	1455,5	186,0
9	1344,6	172,6	52	1461,5	187,1
2	1345,3	173,0	58	1490,3	190,6
7	1348,5	172,8	17	1502,2	190,3
72	1368,1	173,3	10	1614,1	203,2
63	1368,6	172,6			
			ПВ V		
53	417,5	59,8	77	736,2	99,5
74	492,9	70,5	30	751,2	100,1
42	499,8	69,3	17	765,1	104,2
47	508,6	71,5	69	776,4	105,7
66	511,6	73,0	60	787,0	106,7
84	544,7	77,0	26	790,7	108,0
92	577,2	79,7	72	800,7	105,2
24	606,7	84,7	4	843,2	113,0
79	618,4	86,3	34	843,6	114,0
9	632,6	88,6	43	874,7	119,0
5	655,1	91,0	44	879,3	116,4
7	669,3	92,6	58	912,1	123,5
1	685,6	92,0	80	956,0	127,9
			ПВ VI		
84	209,0	35,0	66	243,0	39,8
93	211,0	35,4			
			ПВ VII		
5	213,5	36,6	19	315,5	48,5
36	267,0	42,7	75	317,0	48,2
			ПВ VIII		
78	203,1	32,9	36	293,7	43,3
5	236,7	37,4	1	294,9	45,7
17	247,4	39,6	60	311,6	48,7
25	256,8	41,5	19	336,7	48,2
23	270,2	43,1	69	353,4	50,5
63	276,7	44,0	92	385,3	57,1
9	282,6	42,5	7	400,5	56,3
47	283,1	43,5	42	543,9	76,6
46	291,3	44,0	16	546,0	76,0
			ПВ IX		
85	190,0	32,0	19	354,9	55,4
7	191,0	32,2	39	357,6	54,5
92	212,7	36,1	8	376,4	58,4
62	302,5	50,0	69	376,5	58,4
9	317,0	51,8	40	391,7	60,2
47	319,0	50,8	27	409,9	62,0
36	344,8	57,1	53	478,9	73,1
			ПВ X		
10	324,0	52,0	62	1074,5	139,9
54	478,4	68,1	92	1162,7	152,3
1	486,4	69,2	109	1208,8	157,8
63	503,1	71,0	112	1221,9	160,9
24	591,8	82,4	79	1232,2	161,5
66	793,6	107,3	107	1248,8	164,5
84	821,3	109,6	108	1249,3	161,8
65	845,1	113,5	110	1311,7	170,5
33	896,0	119,7	16	1316,1	171,2
78	909,9	121,5	77	1379,5	178,5
53	919,9	121,2	72	1456,4	186,2
51	924,2	123,0	44	1513,7	195,2
41	935,6	124,1	85	1541,5	198,1
9	1040,0	136,0	39	1649,4	210,4
46	1049,8	137,2			

Обобщенный годограф, осредняющий все экспериментальные данные, строился путем сглаживания прямоугольной функцией с шириной суммирующего окна 60 км, которое перемещалось по оси расстояний с перекрытием 40 км (49, а). Сравнение годографов первых вступлений волн  $P^m$  на фиксированных удалениях от источника возбуждения колебаний показало, что различия между ними достигают 6—8 с. Среднеквадратическое отклонение отдельных точек от осредняющего годографа равно  $\pm 1,27$  с.

Для устранения искажающего влияния земной коры времена пробега первых вступлений волн  $P^M$  были пересчитаны к выровненной подошве земной коры (к уровню 40 км), согласно лучевым представлениям (рис. 49, б), по способу и с использованием вычислительных программ, описанных для профильных наблюдений ГСЗ в работах В. З. Рябого, Л. В. Егоровой (1973), И. Г. Воронцовой, В. З. Рябого (1974). При этом земная кора аппроксимировалась однослойной моделью с варьирующими по площади значениями средней скорости и мощности. Параметры земной коры определялись по данным глубинных сейсмических исследований. Кажущиеся скорости первых вступлений волн  $P^M$ , которые требуются для вычисления углов выхода сейсмических лучей, определялись на профилях ГСЗ по соответствующим экспериментальным годографам, а для сейсмологических станций — по осредняющему годографу первых вступлений волн  $P^M$  (рис. 49, а).



Рис. 49. Времена пробега первых вступлений мантийных волн  $P^M$ :

а — наблюдаемые, б — пересчитанные к выровненной подошве земной коры ( $H=40$  км).

1—3 — значения времен пробега волн, распространяющихся в направлении запад—восток (1), север—юг (2) и других направлениях (3); 4 — годографы длинных профилей ГСЗ, 5 — осредняющий годограф, 6 — среднее квадратическое отклонение.

Из рис. 49, б, на котором приведены пересчитанные к выровненной подошве земной коры годографы первых вступлений волн  $P^M$ , видно, что расхождения во временах пробега продольных волн достигают для одинаковых удалений от источника возбуждения колебаний 5—7 с. Эти значения примерно в 5—10 раз превышают возможную погрешность определения времен пробега в отдельных точках и свидетельствуют о наличии в верхней мантии исследуемых районов существенных скоростных неоднородностей. Среднее квадратическое отклонение от осредняющего годографа равно  $\pm 1,45$  с.

Взаимное расположение пунктов взрывов и регистрирующих станций (см. рис. 47) позволило из совокупности данных о временах пробега первых вступлений мантийных волн выделить две группы, одна из которых соответствует волнам, распространяющимся в направлении запад—восток (в основном в пределах Тянь-Шаня), а другая — север—юг характеризует волны в прилегающих к Тянь-Шаню с севера областях — структуры Туранской плиты (Чу-Сарысуйская депрессия) и Казахской складчатой области. Значения времен пробега (рис. 50, а) сглажены в скользящем временном интервале шириной 60 км. Максимальные отклонения отдельных точек от осредняющих годографов достигают  $\pm (3-4)$  с.

Пересчитанные к выровненной подошве земной коры значения времен пробега (рис. 50, б), как и наблюдаемые времена, сглаживались. Среднее квадратическое отклонение отдельных точек от осредняющих годографов для структур Тянь-Шаня и прилегающих с севера областей равны  $\pm 1,1$  и  $\pm 0,6$  с соответственно. Точность осредняющих годографов, приведенных на рис. 50, составляет  $\pm (0,3-0,5)$  с.

На эпицентральных расстояниях свыше 1000—1100 км годограф, соответствующий Тянь-Шаню, характеризуется большими временами

пробега продольных волн в верхней мантии — в среднем на 2—3 с по сравнению с годографом для прилегающих с севера областей (рис. 50, б). Расхождение осредняющих годографов, как мы видим, значительно превышает их погрешность, что указывает на различие в скоростном строении верхней мантии Тянь-Шаня и прилегающих с севера областей.

Существенно, что осредняющие годографы (рис. 50, б), различаются не только значениями времен пробега, но также формой и наклоном отдельных ветвей. Годограф, соответствующий северным об-

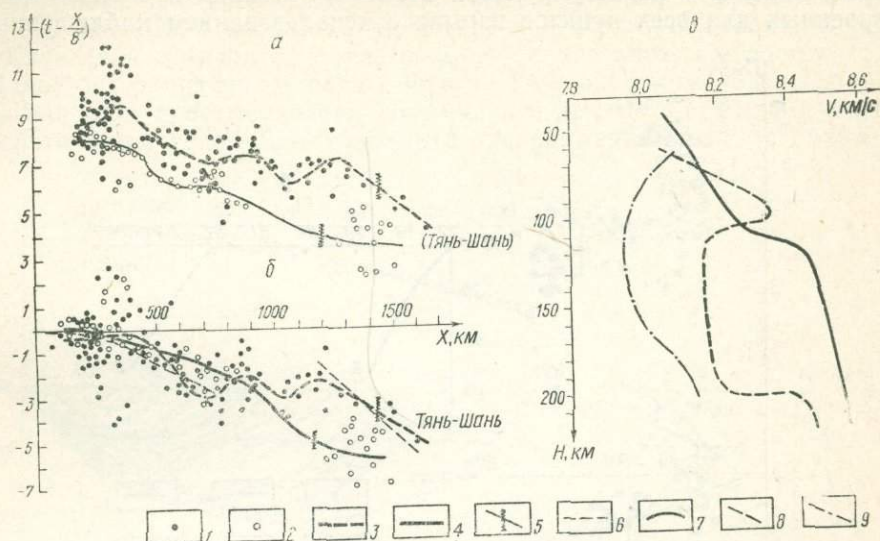


Рис. 50. Годографы первых вступлений и скоростные модели верхней мантии Тянь-Шаня и прилегающих с севера областей.

Годографы: а — наблюдаемые, б — пересчитанные к подошве земной коры; в — скоростные модели верхней мантии. 1, 2 — времена пробега, характеризующие структуры Тянь-Шаня (1) и прилегающие с севера области (2); 3, 4 — осредняющие годографы, соответствующие Тянь-Шаню (3) и прилегающим с севера областям (4); 5 — значения точности осредняющих годографов, 6 — теоретический годограф для скоростной модели верхней мантии, содержащий слой с пониженной скоростью; скоростные модели верхней мантии (по Ю. А. Бурмакову и др., 1981 а): 7 — севера Туранской плиты (Чу-Сарысуйская депрессия) и Казахской складчатой области; 8 — Тянь-Шаня; 9 — скоростная модель Тянь-Шаня (по А. С. Алексееву и др., 1971).

ластям, по мере увеличения эпицентральных расстояний в среднем характеризуется постепенным увеличением значений кажущихся скоростей. Причем, на удалении свыше 900—1000 км значения кажущейся скорости резко возрастают, а затем снова уменьшаются. На годографе для структур Тянь-Шаня в интервале эпицентральных расстояний 700—1000 км отчетливо выделяется область с уменьшенными значениями кажущихся скоростей (до 8,0—8,1 км/с), более низкими, чем на меньших и больших удалениях от пункта взрыва. Указанная часть годографа, обусловленная в основном рассеянными колебаниями, характеризуется разрывом и смещением его удаленной ветви на большие времена. Эти данные могут свидетельствовать о наличии в разрезе верхней мантии Тянь-Шаня зоны пониженной скорости.

Материалы, полученные на профилях ГСЗ и сейсмологических станциях, расположенных в пределах собственно Тянь-Шаня, позволили разделить данные о временах пробега первых вступлений мантийных волн на две подгруппы для территорий, расположенных к западу и востоку от Таласо-Ферганского разлома. Пересчитанные к выровненной подошве земной коры значения времен пробега, как и наблюдаемые времена, сглаживались. Максимальные отклонения отдельных точек от осредняющих годографов достигают 1,5—2 с (рис. 51). Точность осредняющих годографов составляет  $\pm(0,3-0,5)$  с. Западная

часть Тянь-Шаня, по сравнению с восточной, характеризуется существенно меньшими значениями времен пробега мантийных волн. Разница между осредняющими годографами для указанных частей Тянь-Шаня на эпицентральных расстояниях 400 км составляет 3,5 с.

Экспериментальные данные о временах пробега первых вступлений волн  $P^m$ , приведенные на рис. 49, использованы также для построения схем аномалий времен пробега, значения которых определялись по отношению к осредняющему годографу. Значения аномалий времен пробега условно относились к середине расстояния между пунктом взрыва и регистрирующей станцией. Анализ подобных схем, построенных для всех пунктов взрыва с использованием наблюдаемых

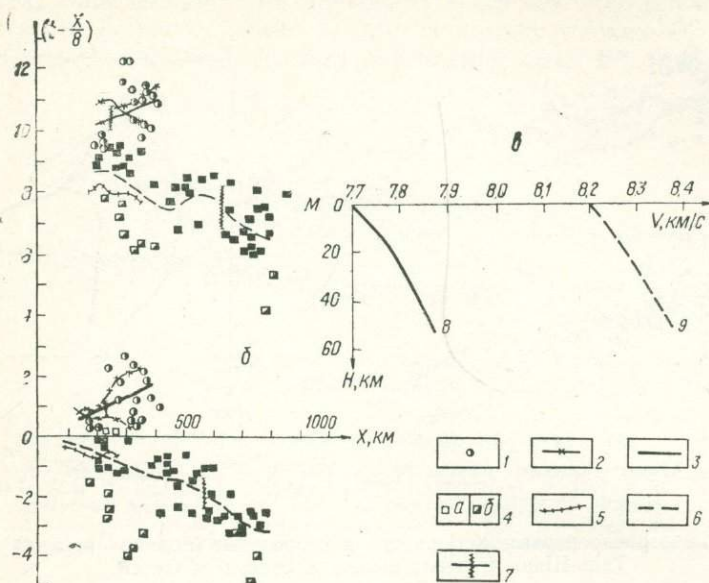


Рис. 51. Годографы первых вступлений и скоростные модели верхней мантии востока и запада Тянь-Шаня.

Годографы: *a* — наблюдаемые, *b* — пересчитанные к подошве земной коры; *в* — скоростные модели верхней мантии. 1—3 — времена пробега по данным регистрации промышленных взрывов (1), ГСЗ (2) и осредняющий годограф (3) для восточной части Тянь-Шаня; 4—6 — то же для западной части Тянь-Шаня [4 — для западной части Тянь-Шаня (а), Ферганской впадины (б)]; 7 — значение точности осредняющих годографов; скоростные модели верхней мантии: *δ* — востока, *9* — запада Тянь-Шаня.

в пересчитанных к подошве земной коры годографов, показал, что они имеют сложный характер. Знак и величина аномалий времен пробега изменяются при переходе из одного района в другой, а также в зависимости от эпицентральных расстояний. Аномалии времен пробега, полученные с учетом искажающего влияния земной коры, изменяются от  $(-2 \div -3)$  до  $(4 \div 5)$  с. Для эпицентральных расстояний меньше 500 км наиболее высокие положительные аномалии приурочены к Северному Тянь-Шаню и прилегающим хребтам Кендыктас, Джунгарский Алатау и к Нарынской впадине, а наиболее низкие отрицательные значения соответствуют Ферганской впадине, Центрально-Кызылкумской зоне поднятий и Предкопетдагскому прогибу.

#### МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ СКОРОСТНЫХ ПАРАМЕТРОВ

Скоростные модели верхней части мантии по длинным профилям ГСЗ строились способом перебора решений прямых кинематических задач. Расчет теоретических годографов и их сопоставление с экспериментальными осуществлялись на ЭВМ и включали три основных этапа: расчет теоретических годографов для заданной скоростной модели, определение расхождения между теоретическими и эксперимен-

тальными годографами по критериям среднеквадратического и максимального отклонения и коррекцию скоростного разреза. Вычисления теоретических годографов для полученных в результате перебора разрезов при некоторой вариации значений скоростных параметров показали, что ошибка их определения по материалам профильных наблюдений ГСЗ равна  $\pm (0,1-0,2)$  км/с, а точность вычисления глубины залегания скоростных уровней составляет  $\pm (2\div 4)$  км (Зуннунов и др., 1977).

По данным крупных промышленных взрывов одномерные скоростные модели верхней мантии строились по осредняющим годографам, полученным для всей исследуемой территории, для территорий собственно Тянь-Шаня и прилегающих с севера структур Туранской плиты и Казахской складчатой области, а также для запада и востока Тянь-Шаня, разграниченных Таласо-Ферганским разломом. Были подобраны наиболее простые модели (Бурмаков и др., 1981 а, б), для которых теоретические годографы совпали с экспериментальными с точностью

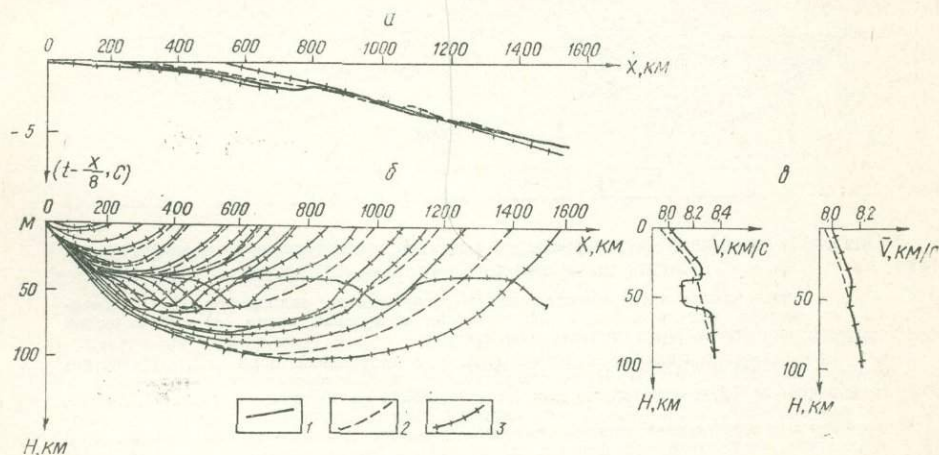


Рис. 52. Построение сферически-симметричного обобщенного скоростного разреза верхней мантии.

*a* — сопоставление осредняющего экспериментального и теоретических годографов, *б* — лучевая схема, *в* — графики зависимости  $V = f(H)$  и  $V = f(H)$ , построенные от границы  $M$ . 1 — обобщенный осредняющий экспериментальный годограф первых вступлений волн  $P^M$ , пересчитанных к выровненной границе  $M$ , 2—3 — оптимальные скоростные разрезы и соответствующие им теоретические годографы и траектории сейсмических лучей.

$\pm (0,3-0,5)$  с. Экспериментальные данные также позволили получить систему двух встречных годографов первых вступлений мантийных волн для профиля Амударья—Токтогул протяженностью свыше 800 км и построить двухмерный скоростной разрез верхней мантии до глубины 100 км.

Мы приводим результаты построения обобщенной для исследованной территории скоростной модели (рис. 52) и двухмерного скоростного разреза верхней части мантии по профилю Амударья—Токтогул (рис. 53). Из рассмотрения этих рисунков видно, что рассчитанные для подобранных моделей теоретические годографы совпадают с экспериментальными с точностью до 0,4—0,6 с.

Теоретические годографы, рассчитанные для одномерных моделей со слоем пониженной скорости мощностью 20 км и без него, согласуются с осредняющим годографом для всей исследуемой территории (рис. 52). Однако ознакомление с записями мантийных волн позволяет уменьшить эту неоднозначность и отдать предпочтение разрезу, содержащему слой с пониженной скоростью. В случае наличия в разрезе такого слоя в интервале удалений от пункта взрыва 700—800 км на сейсмограммах должно наблюдаться ослабление амплитуд (зона тени), приуроченное к участку разрыва годографа и смещение на большие времена его удаленной ветви (см. рис. 48). При расчетах теоретических годографов, приведенных на этом же рисунке, исполь-

зованы однослойная модель земной коры, характеризующаяся мощностью 43 км и средней скоростью 6,2 км/с, и модель верхней части мантии (Бурмаков и др., 1980), но содержащая волновод.

Следует иметь в виду, что по годографам волн первых вступлений мы не можем судить о деталях изменения скорости с глубиной. Нельзя, в частности, однозначно решить вопрос, являются выделенные границы резкими или скорость на них изменяется постепенно. Различные значения параметров слоя пониженной скорости могут практически соответствовать одному и тому же годографу первых вступлений. Выполненные расчеты показали, что с годографом для Тянь-Шаня согласуются модели, содержащие слой с пониженной скоростью, мощность

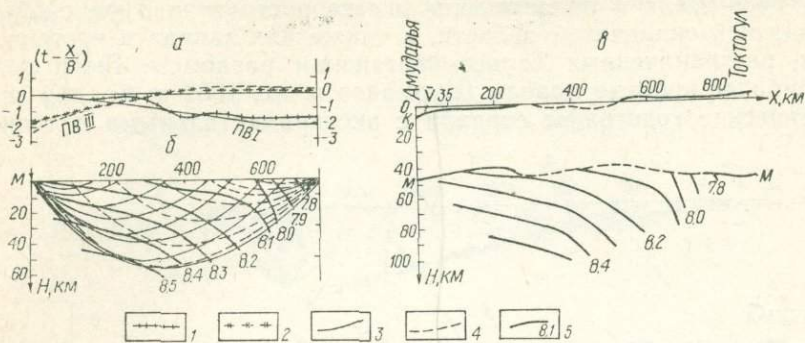


Рис. 53. Составление сейсмического разреза земной коры и верхней части мантии по профилю Амударья—Токтогул.

*а* — сопоставление экспериментальных и теоретических годографов, *б* — двухмерная скоростная модель верхней части мантии и лучевая схема, *в* — сейсмический разрез земной коры и верхней части мантии.

1, 2 — экспериментальные годографы первых вступлений волн  $P^M$ , зарегистрированных от ПВ I и ПВ III соответственно; 3, 4 — теоретические годографы и траектории лучей, рассчитанные для ПВ I и ПВ III соответственно (рис. 47), 5 — изолинии скоростей, км/с;  $K_0$ ,  $M$  — поверхности консолидированной коры и  $M$  соответственно (непрерывной линией показаны участки, построенные по данным ГСЗ и геологии, штриховой — по данным сейсмологии и гравиметрии).

которого варьирует в пределах 50—100 км, а значения скорости составляют от 7,8—7,9 до 8,1—8,2 км/с соответственно.

Для изучения распределения горизонтальных скоростных неоднородностей верхней мантии времена пробега первых вступлений волн  $P^M$  пересчитаны в схемы относительных и абсолютных аномалий скорости. Значения относительных аномалий скорости  $\Delta V/V_{cp}$  определялись с помощью приближенного соотношения

$$\frac{\Delta t_i}{t_{cp}} \approx - \frac{\Delta V_i}{V_{cp}},$$

где  $\Delta V_i$  — разность между средней скоростью в верхней мантии до глубины максимального проникновения сейсмического луча в точке  $i$  и значением средней скорости  $V_{cp}$  до такой же глубины, определенной по обобщенной сферически-симметричной модели (рис. 52).

Выраженные в процентах значения относительных аномалий скорости разделялись на три группы в зависимости от эпицентрального расстояния, на котором они наблюдались: менее 500 км, 500—1000 км и более 1000 км. В этих группах аномалии времен пробега обусловлены, как показали расчеты траекторий сейсмических лучей (рис. 52, б), особенностями скоростного строения трех слоев верхней части мантии мощностью соответственно 20—30, 50—60 и 80—100 км, расположенных непосредственно под границей  $M$ . Затем разделенные на три группы значения аномалий относились к середине расстояния между пунктом взрыва и регистрирующей станцией и для ослабления влияния случайных погрешностей и мелкомасштабных скоростных неоднородностей сглаживались с помощью круговой палетки диаметром 200 км.

Относительные значения аномалий скорости пересчитаны в абсолютные (рис. 54—56) с помощью обобщенной зависимости изменения средней скорости с глубиной (рис. 52, в) и построенной для этой же зависимости лучевой схемы (рис. 52, б).

Важным моментом является выяснение минимальных линейных размеров горизонтальных скоростных неоднородностей верхней ман-

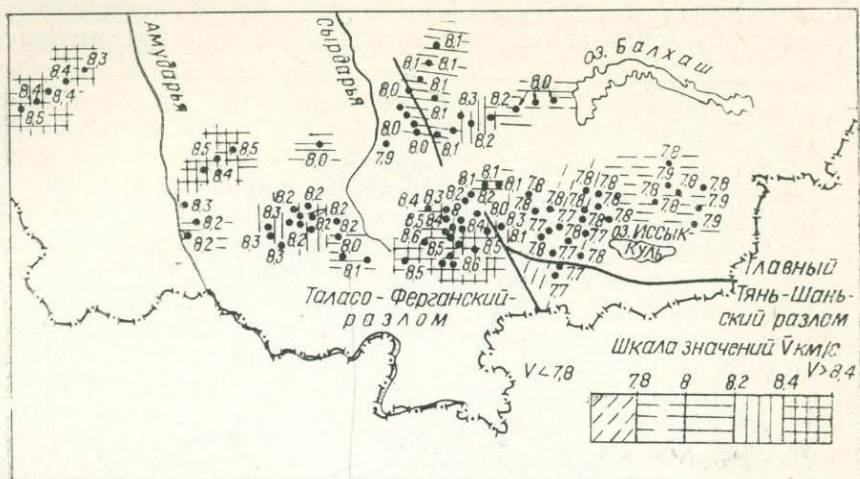


Рис. 54. Схема распределения значений средней скорости распространения продольных волн в верхней мантии, соответствующих временам пробега на удалениях менее 500 км.

тии, которые надежно могут быть выделены описанным выше способом, и оценка возможных погрешностей определения значений их скоростных параметров. Отнесение аномалий времен пробега и соот-

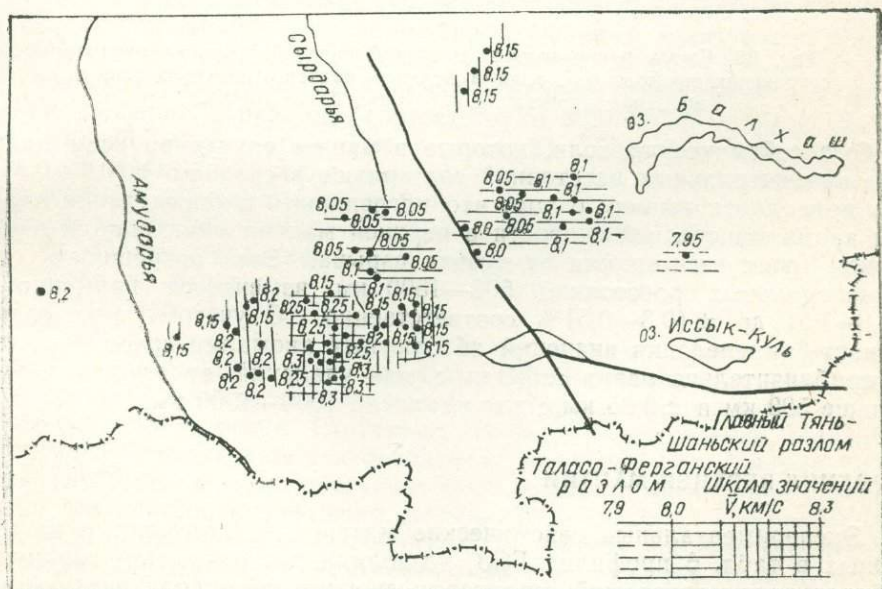


Рис. 55. Схема распределения значений средней скорости распространения продольных волн в верхней мантии, соответствующих временам пробега на удалениях 500—1000 км.

ветствующих им скоростных аномалий к середине расстояния между пунктом взрыва и точкой регистрации — формальная процедура, тем более оправданная, чем меньше эпицентральное расстояние. При расстоянии менее 500 км район, к которому относится аномалия скорос-

тей, определяется с приемлемой для тектонических приложений точностью, примерно равной  $\pm (100-200)$  км. С увеличением эпицентрального расстояния эта погрешность возрастает до 400—500 км и более. Приведенные оценки учитывались при выяснении соотношения неоднородностей верхней мантии с распределением по площади геологических структур.

Ошибки определения значений аномалий средней скорости в верхней мантии обуславливаются погрешностями в определении времени

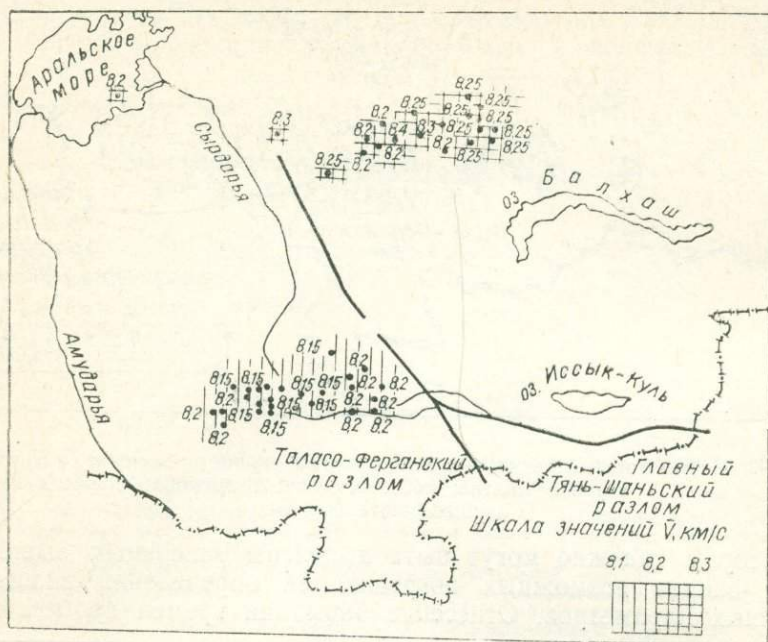


Рис. 56. Схема распределения значений средней скорости распространения продольных волн в верхней мантии, соответствующих временам пробега на удалениях более 1000 км.

пробега сейсмических волн, которые в нашем случае во всем диапазоне эпицентральных расстояний составляют в среднем  $\pm (0,4 \div 0,6)$  с. Это приводит к выводу о том, что погрешность в определении значений аномалий средней скорости в верхней мантии уменьшается с удалением точек регистрации от пункта взрыва. Эта погрешность для эпицентральных расстояний 500—1500 км изменяется примерно от  $\pm (1-1,5)$  до  $\pm (0,3-0,5)$  % соответственно. С учетом этих оценок точность определения значений абсолютных аномалий средней скорости приблизительно равна  $\pm 0,1$  км/с для удалений от пункта взрыва меньше 500 км и  $\pm 0,05$  км/с для удалений 1000—1500 км.

## СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Экспериментальные сейсмические материалы, полученные на указанных в табл. 6 профилях ГСЗ, позволили построить для различных районов рассматриваемой территории скоростные модели верхней части мантии до глубины 80—100 км. Система годографов, полученных на профилях Арысь—Балхаш, Копетдаг—Аральское море, позволила осуществить интерпретацию в рамках двухмерных моделей строения среды (Зуннунов и др., 1977; Бурмаков, Рябой, 1973). Для остальных профилей ГСЗ, указанных в табл. 6, а также для профиля Копетдаг—Аральское море, построены горизонтально-однородные скоростные модели верхней мантии (Матвеева, Рябой, 1975). По результатам отмеченных работ верхняя часть мантии районов Средней Азии характери-

зуется значительной скоростной неоднородностью как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Значения скоростей распространения продольных волн в исследованном диапазоне глубин изменяются от 7,6—7,8 до 8,6—8,8 км/с.

В результате совместной интерпретации материалов регистрации крупных промышленных, а также обычных взрывов на длинных профилях ГСЗ и сетью сейсмологических станций получены новые сведения о строении верхней части мантии. Обобщенная для всей исследуемой территории модель верхней части мантии в первом приближении может быть разделена на два слоя (рис. 52, в). Верхний слой мощностью 30—40 км характеризуется относительно быстрым увеличением скорости с глубиной, в среднем от 8,0—8,1 км/с на границе М до 8,25—8,3 км/с на его подошве. Как показали теоретические расчеты (Fuchs, 1979), этот факт трудно объяснить только изменением термодинамических условий. Он, вероятно, может свидетельствовать об изменении с глубиной химического или минералогического состава вещества верхней части мантии. Глубже расположен слой, в котором скорость возрастает медленнее, достигая 8,3—8,4 км/с на глубинах 100—150 км. В этом слое может быть выделена зона пониженной скорости мощностью 20—30 км. Значения скоростей на разрезе, приведенном на рис. 52, в в среднем на 0,1—0,2 км/с ниже, чем на таких же глубинах в верхней мантии под древними платформами — Восточно-Европейской (Винник и др., 1978; Рябой, 1979) и Сибирской (Винник, Егоркин, 1980).

Рассмотренные особенности скоростной модели верхней мантии выдерживаются в пределах исследованной территории только в среднем. Горизонтальные вариации значений скоростных параметров могут достигать  $\pm(4-5)\%$  по отношению к обобщенному скоростному разрезу (см. рис. 52, в).

Скоростная модель для Тянь-Шаня (западные районы Южного и Срединный Тянь-Шань; см. рис. 50, в), отличается от модели для прилегающих с севера структур Туранской плиты и Казахской складчатой области наличием слоя пониженной скорости мощностью 100 км с кровлей на глубине около 100 км (Бурмаков и др., 1981, а).

Геоструктурам Тянь-Шаня, расположенным западнее и восточнее Таласо-Ферганского разлома, соответствуют различные скоростные модели верхней части мантии (см. рис. 51, в). При этом ее западная часть, где преимущественно развиты герциниды, характеризуется более высокими значениями скоростей (в среднем на 0,5 км/с) по сравнению с восточной, где преобладают каледониды (Бурмаков и др., 1981, б). Общее увеличение значений скоростей в западной части Тянь-Шаня по сравнению с восточной отмечено и по профилю Амударья—Токтогул (см. рис. 53).

Западная часть Тянь-Шаня обладает повышенными положительными и отрицательными значениями изостатических аномалий, тогда как восточная характеризуется незначительными отклонениями от изостатического равновесия (Артемьев, 1975). Соответственно меняются амплитуды четвертичных тектонических движений. Если западу Тянь-Шаня свойственны максимальные восходящие и нисходящие четвертичные тектонические движения, обладающие резкой дифференцированностью и повышенной контрастностью, то для востока характерны невысокие амплитуды и незначительная их дифференцированность (Крестников и др., 1979).

Наиболее подробно изучено строение самого верхнего слоя мантии мощностью 20—30 км. В пределах исследованных районов средние скорости распространения продольных волн изменяются от 7,7—7,8 до 8,5—8,6 км/с (рис. 54). Структурным элементам Тянь-Шаня соответствует различное скоростное строение верхней части мантии, а именно: верхняя мантия под Северным Тянь-Шанем и прилегающими хребтами Кендыктас и Джунгарский Алатау, а также под Нарынской

впадиной характеризуется наиболее низкими значениями скоростей, равными 7,7—7,9 км/с.

Для большинства рифтовых зон Земли отмечается аномальный слой, расположенный между земной корой и верхней частью мантии, в частности, для Байкальского рифта — слой со скоростью 7,7 км/с и мощностью 17 км (Крылов и др., 1981). Области, где обнаружены скорости 7,7—7,9 км/с, могут быть отнесены к Трансзиатскому рифтовому поясу Наливщина (Попов и др., 1978).

При пересечении с востока на запад Таласо-Ферганского разлома и переходе к Срединному Тянь-Шаню отмечается резкое увеличение значений скорости на 0,5—0,9 км/с, что может указывать на проникновение Таласо-Ферганского разлома в верхнюю мантию до глубин не менее 80—100 км.

Самые высокие значения скоростей (8,5—8,6 км/с) соответствуют Ферганской впадине, Центрально-Кызылкумской зоне поднятий и Предкопетдагскому прогибу. Для большей части исследуемой территории, где расположены Кураминский, Чаткальский хребты, Нуратау, Амударьинская впадина, Центрально-Каракумский свод, характерны средние значения (8,2—8,4 км/с), а для Чу-Сарысуйской депрессии типичны пониженные (7,8—8,2 км/с).

На рис. 55, 56 приведены схемы горизонтального изменения значений средней скорости распространения продольных волн в слоях верхней мантии мощностью 50—60 и 80—100 км соответственно. В связи с тем, что эти схемы построены по материалам регистрации взрывов на эпицентральных расстояниях до 1000—1600 км, минимальные размеры выделяемых на них скоростных неоднородностей возрастают по сравнению со схемой на рис. 54 в 2—3 раза, а диапазон изменения значений скоростного параметра уменьшается до 8,1—8,3 км/с. Это во многом обусловлено осредняющим эффектом точечных наблюдений на больших удалениях от пункта взрыва и само по себе еще не служит однозначным доказательством гомогенизации среды на глубинах 100—150 км. Не исключено, что более контрастные скоростные неоднородности, выделенные в самом верхнем слое мантии мощностью 20—30 км (рис. 54), продолжают до глубин 100—150 км и больше.

Для Северного и Центрального Тянь-Шаня установлена корреляция высоты рельефа дневной поверхности с горизонтальными изменениями средней скорости в верхней части мантии мощностью около 100 км, установленными по данным обработки записей удаленных землетрясений (Винник, Лукк, 1982). Значения  $V_{\text{ср}}$  варьируют от 8,3 до 7,7 км/с. Высокие значения  $V_{\text{ср}}$  отмечены под Илийской, Иссыккульской впадинами, низкие — под хребтами.

Таким образом, полученные результаты показывают, что совместная интерпретация материалов регистрации взрывов на длинных профилях ГСЗ и сетью сейсмологических станций позволяет получить важные сведения об особенностях строения верхней части мантии не только в платформенных областях (Винник и др., 1978), где геологические структуры земной коры характеризуются сравнительно простым строением и значительными линейными размерами, достигающими 1000 км, но и в тектонически активных регионах, имеющих гораздо более сложное строение.

## Глава V. О ВЗАИМОСВЯЗИ ПРИПОВЕРХНОСТНОГО И ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Интерпретация полученных скоростных моделей земной коры и верхней мантии возможна с различных точек зрения: изучения строения и состава земной коры, определения природы аномалий других геофизических полей, исследования связи сейсмичности со структурой земной коры и т. д. Каждая из этих проблем является самостоятельной, и для их решения требуется использование большого объема дополнительных геологических, геофизических данных. Автор не ставил перед собой задачу решения всех этих вопросов. Делается лишь попытка сопоставления полученных сейсмических моделей с данными других геофизических методов и сравнения структуры земной коры и верхней мантии между собой. Для этого используются отдельные примеры, где сопоставление обеспечено достаточно надежными данными.

### СОПОСТАВЛЕНИЕ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ С ГРАВИТАЦИОННЫМ ПОЛЕМ И СЕЙСМИЧНОСТЬЮ

**Структура земной коры и гравитационное поле.** Сопоставление данных ГСЗ и гравиметрии в пределах территории Средней Азии позволило оценить зависимость между глубиной залегания границы М и абсолютными значениями аномалий Буге (Marussi, 1976). Линейная корреляционная зависимость — уменьшение аномалий Буге с увеличением глубины залегания границы М — отмечена в пределах Южного Тянь-Шаня (рис. 57). Для равнинных областей (стабильные массивы) такой зависимости обнаружить не удалось. При примерно одинаковой мощности коры ( $\sim 45$  км) наблюдаются самые различные аномалии Буге — от  $-50$  до  $-250$  мгл (рис. 57). Это означает, что гравитационные аномалии связаны не со структурой коры, а с более глубокими источниками.

Сопоставление значений средней скорости распространения продольных сейсмических волн в пределах консолидированной коры и изостатических аномалий (Артемьев, 1975) показало обратную корреляцию этих данных.

Горным районам соответствуют низкие ( $6,3-6,45$  км/с) значения скорости, а равнинным областям — средние ( $6,5-6,65$  км/с) и высокие ( $6,7-6,8$  км/с), в то же время для горных районов Тянь-Шаня характерны положительные изостатические аномалии, а для впадин — отрицательные. Отклонением является данные, полученные в пределах юго-западных отрогов Гиссарского хребта и Ферганской впадины, характеризующиеся соответственно высокими ( $6,8$  км/с) и низкими ( $6,4$  км/с) значениями средней скорости распространения сейсмических волн в консолидированной коре. Соответственно наиболее сильное нарушение изостазии связано с юго-западными отрогами Гиссарского хребта и Ферганской впадиной, причем первая характеризуется интенсивным максимумом, а вторая — интенсивным минимумом изостатических аномалий.

Помимо таких общих сопоставлений данных ГСЗ с гравитационным полем была сделана попытка составления комплексной геофизической модели некоторых геоструктур.

Составление комплексной геофизической модели земной коры разделяется на два этапа. Первый — составление геофизических моделей по данным различных геофизических методов с учетом разрешающей способности каждого отдельного геофизического метода и второй — построение комплексной геофизической модели.

Под последней мы понимаем функцию распределения различных физических параметров, создающих поля, в пределах заданной точности совпадающие с наблюдаемыми. Комплексная геофизическая модель — это совокупность моделей по разным физическим параметрам и связанных между собой определенными соотношениями, удовлетворяющими требованию состояния

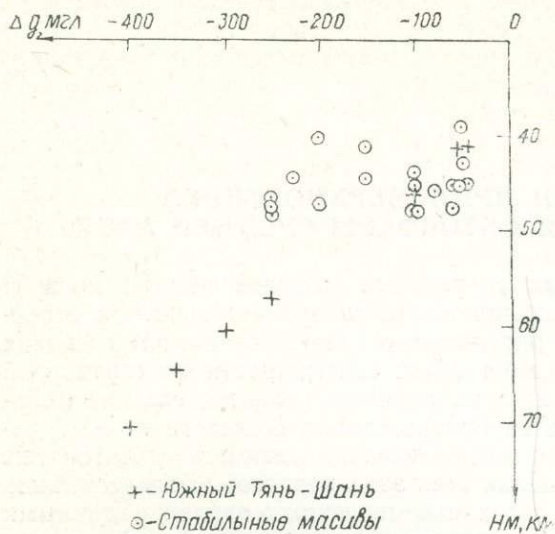


Рис. 57. Зависимость  $\Delta g = f(H_m)$ .

вещества при данных температурах и давлениях (Бурьянов и др., 1979).

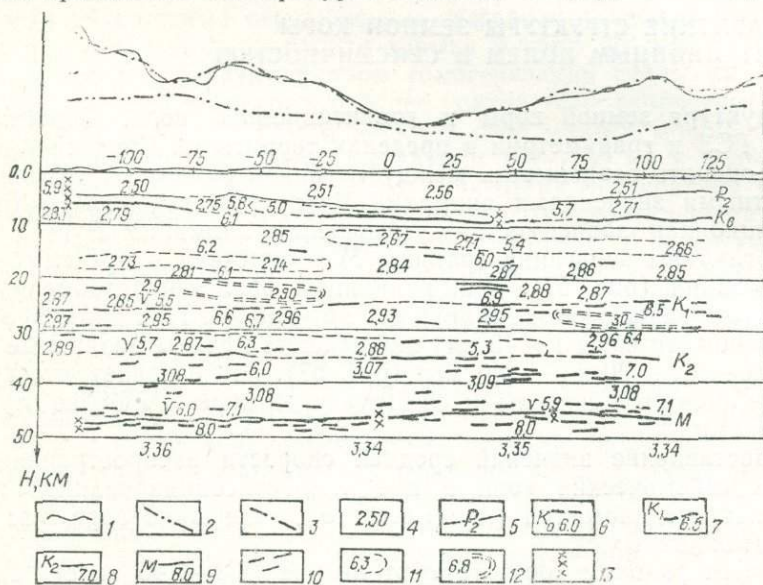


Рис. 58. Комплексная модель земной коры по профилю ГСЗ Лени-набад—Караулунгур.

1 —  $\Delta g$  наблюдаемое, 2 — прямая задача (стандартная модель), 3 — подобранная модель, 4 — подобранные плотности, 5 — известия туркестанских слоев палеогена, 6 — поверхность консолидированной коры, 7 — граница  $K_1$ , 8 — граница  $K_2$ , 9 — граница М, 10 — отдельные отражающие площадки, 11 — зоны пониженной скорости, 12 — зоны повышенной скорости, 13 — разломы.

Составлять комплексные геофизические модели земной коры естественно по профилям глубинных сейсмических исследований. Но при этом следует учитывать общую неоднозначность сейсмических построений и недостатки разрезов прошлых лет. Для комплексирования необ-

ходимо использовать только те разрезы земной коры, которые составлены по надежным сейсмическим материалам и проверены решением двумерных прямых задач (Каратаев, Павленкова, 1979). Это условие не было выполнено ранее при составлении плотностных моделей земной коры по профилям ГСЗ (Юсупходжаев и др., 1977, 1979).

На рис. 58 приведен пример построения плотностного разреза по профилю через Ферганскую впадину. По результатам ГСЗ для данного профиля консолидированная кора условно делится на три части, которые соответственно характеризуются значениями скоростей, равными 6,0; 6,5; 7,0 км/с (Зуннунов, 1976). Сначала на основе рекомендаций изложенных в работе (Павленкова, 1978), для этих частей консолидированной коры и поверхности верхней мантии были определены значения плотности, равные 2,7; 2,8; 2,9; 3,1 г/см<sup>3</sup>, и рассчитан гравитационный эффект разреза ГСЗ. Полученное гравитационное поле значительно отличается от наблюдаемого. Это означало, что необходимо учесть все детали строения коры.

Модель земной коры по данным сейсмических исследований гораздо более дифференцирована (Бутовская и др., 1981). На основе литературных данных о зависимости плотности от скорости продольных волн приняты следующие значения плотности (г/см<sup>3</sup>): для осадочного слоя — 2,48 (пределы изменения избыточной плотности  $\Delta\delta$  от  $-0,1$  до  $0,25$ ), верхней части консолидированной коры — 2,82 ( $\Delta\delta$  от  $-0,17$  до  $0,10$ ), средней ее части — 2,92 ( $\Delta\delta$  от  $-0,05$  до  $0,08$ ) и нижней — 3,05 ( $\Delta\delta = \pm 0,01$ ), для поверхности верхней части мантии — 3,35. Избыточные плотности подобраны (рис. 58).

На основании информации о глубинном тепловом режиме (Таль-Вирский, Борисов, 1981), полученной путем анализа результатов интерпретации магнитного поля, а также идеи, изложенной в работе В. Б. Бурьянова и др. (1979), определен гравитационный эффект теплового разуплотнения, что позволило учесть распределение термодина-

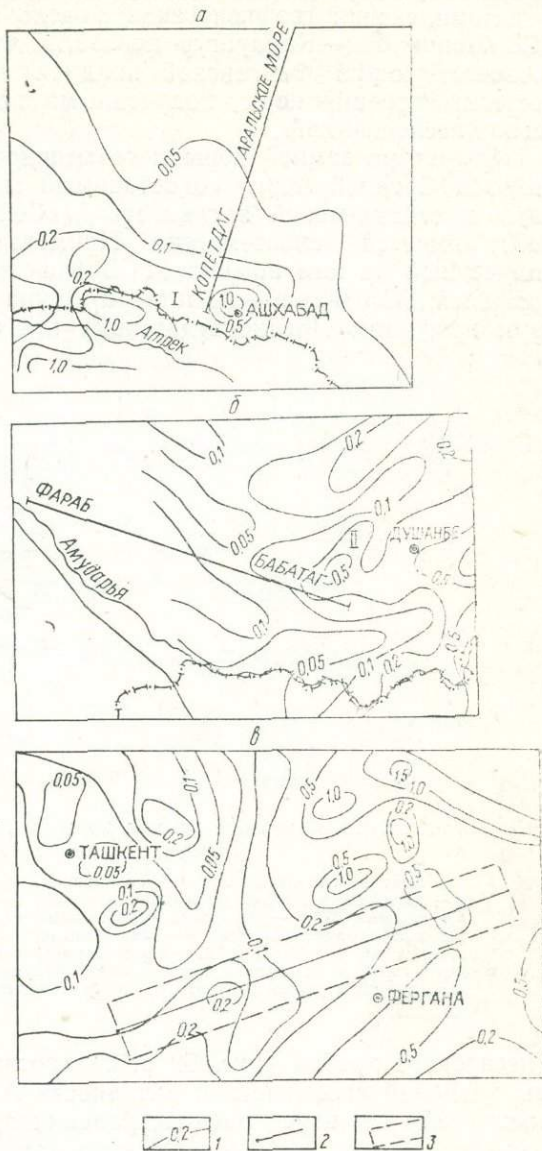


Рис. 59. Схемы сейсмической активности А районов расположения профилей ГСЗ Копетдаг—Аральское море (а), Фараб—Бабатаг (б), Ленинабад—Карауингур (в).

а — Предкопетдагский прогиб (1), б — юго-западные отроги Гиссарского хребта (11), в: 1 — изолинии  $A_{10}$ , 2 — профиль ГСЗ Ленинабад—Карауингур, 3 — область сопоставления сейсмичности и механизма очагов землетрясений со строением земной коры.

мических условий по глубине и подобрать плотностную модель земной коры с учетом этих условий. Контролировалась правильность этих решений совпадением рассчитанного гравитационного поля с наблюдаемым при фиксированных сейсмических границах.

Комплексная геофизическая модель земной коры вдоль профиля ГСЗ Ленинабад—Караунгур показала, что гравитационный минимум, соответствующий Ферганской впадине, можно объяснить неоднородностями строения коры, полученными по данным глубинных сейсмических исследований.

**Структура земной коры и сейсмичность.** В пределах изученных районов Средней Азии сопоставимый материал о структуре земной коры и сейсмической активности («Сейсмическая сотрясаемость...», 1979) имеется не повсеместно. Примечательным оказался материал, полученный на юге профиля ГСЗ Копетдаг—Аральское море и вдоль профилей ГСЗ Фараб—Бабатаг и Ленинабад—Караунгур. По первым двум профилям Предкопетдагскому прогибу и юго-западным отрогам

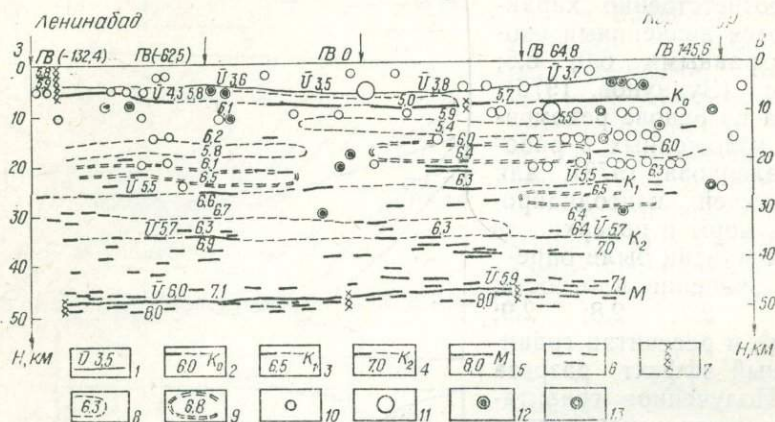


Рис. 60. Сопоставление разреза коры по профилю ГСЗ Ленинабад—Караунгур с сейсмичностью.

Сейсмические границы: 1 — известняки туркестанских слоев палеогена, 2 — поверхность консолидированной коры  $K_0$ , 3 — граница  $K_1$ , 4 — граница  $K_2$ , 5 — граница  $M$ , 6 — отдельные отражающие площадки, 7 — разломы, 8 — зоны пониженной скорости, 9 — зоны повышенной скорости, 10 — очаги землетрясений с  $10 < K < 12$ , 11 — очаги землетрясений с  $K > 12$ ; 12 — очаги землетрясений, в результате которых снято напряжение сжатия, 13 — очаги землетрясений, в результате которых снято напряжение растяжения.

Гиссарского хребта (рис. 59 а, б) соответствуют локальные максимумы значений сейсмической активности  $A$  (до 0,2—0,5) и средней скорости (6,7—6,8 км/с) распространения продольных сейсмических волн в пределах консолидированной коры (табл. 5).

В створе профиля Ленинабад—Караунгур консолидированная кора Ферганской впадины характеризуется низкими (6,4 км/с) значениями скорости, хотя здесь значения сейсмической активности такие же, как и в пределах отмеченных выше геоструктур, а увеличение сейсмической активности согласуется с повышением контрастности поля скоростей.

В Ферганской впадине сопоставление сейсмической активности (Сейдузова и др., 1979) и механизма очаговых зон землетрясений со строением земной коры выполнено в полосе шириной около 40 км по профилю ГСЗ Ленинабад—Караунгур (Бутовская и др., 1982) (рис. 59, в). Ширина полосы обусловлена ошибкой определения эпицентров землетрясений. Использована сейсмическая активность  $A = A_{10}$ , которая представляет число очагов землетрясений величиной  $K = 10$  ( $K = \lg E$ ,  $E$  — сейсмическая энергия, Дж), на площади 1000 км<sup>2</sup> в течение 1 года (Ризниченко, 1958). Наименее сейсмоактивна централь-

ная часть отмеченной полосы, характеризующаяся значениями  $0,1 \leq A_{10} \leq 0,2$ . Юго-западной ее части соответствуют несколько большие значения  $A_{10} \geq 0,5$ . Сопоставление рис. 59, в и 60 показывает, что увеличение сейсмической активности согласуется с увеличением контрастности скоростного поля.

На рис. 60 представлены очаги землетрясений энергетической величины  $K \geq 10$  (или  $M \geq 3,3$ ). Землетрясения с  $10 \leq K \leq 12$  приведены за период 1957—1978 гг., с  $K \geq 13$  — все известные землетрясения до 1978 г. Массовые определения глубин очагов землетрясений с  $K \leq 12$  до 1957 г. практически отсутствовали. Для сильных землетрясений глубины очага определялись по макросейсмическим данным [«Новый каталог...», 1977]. Слабые землетрясения ( $K < 10$ ) не наносились на сейсмический разрез, но учитывались при расчете сейсмической активности. Четкой приуроченности очагов землетрясений к определенной глубине не наблюдается. Приуроченность очагов к крутопадающим внутрикоровым границам, характерная для землетрясений с  $K \geq 14$  и  $M \geq 5,5$ , отмечена в работе Е. М. Бутовской и др. (1977). Однако это явление по исследуемому профилю прослеживается неуверенно.

В рассмотренных геоструктурах Средней Азии строение земной коры и характеристики сейсмичности соотносятся различным образом и установить какие-либо единые закономерности не представляется возможным.

### СОПОСТАВЛЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ МАНТИИ

В данном разделе проведено сопоставление значений средней скорости распространения продольных сейсмических волн в пределах

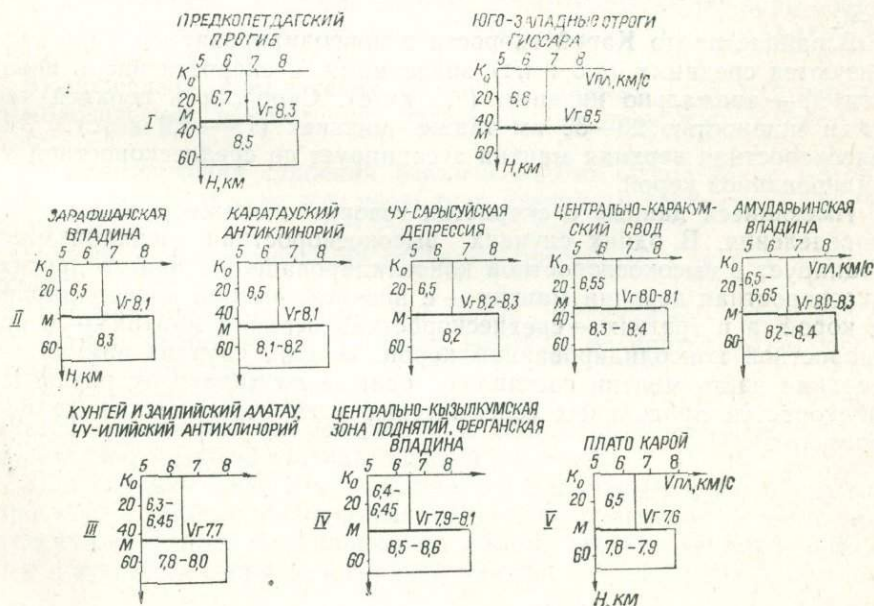


Рис. 61. Осредненные сейсмические параметры основных типов литосферы Средней Азии.

*I* — высокоскоростные верхняя мантия и консолидированная кора, *II* — среднескоростные верхняя мантия и консолидированная кора, *III* — низкоскоростные верхняя мантия и консолидированная кора, *IV* — высокоскоростная верхняя мантия и низкоскоростная консолидированная кора, *V* — низкоскоростная верхняя мантия и среднескоростная консолидированная кора.

консолидированной коры (см. табл. 5), граничной скорости вдоль поверхности *M* и особенностей скоростного строения верхней части мантии мощностью 20—30 км (см. рис. 54). Отметим, что граничные ско-

рости вдоль поверхности М характеризуют тонкий пласт и могут не соответствовать значениям скоростей на различных диапазонах глубин верхней мантии. Такое сопоставление дает возможность наметить основные типы литосферы Средней Азии.

Для Предкопетдагского прогиба скорости в пределах консолидированной коры, вдоль поверхности М и в верхах мантии мощностью 20—30 км составляют соответственно 6,7; 8,3; 8,5 км/с, а в районе юго-западных отрогов Гиссарского хребта скорости в консолидированной коре, вдоль поверхности М составляют 6,8 и 8,5 км/с. Эти два примера свидетельствуют о том, что высокоскоростная верхняя мантия ассоциирует с высокоскоростной консолидированной корой (рис. 61).

Для Центрально-Каракумского свода, Амударьинской, Зарафшанской впадин, Каратауского антиклинория, Чу-Сарысуйской депрессии скорости в пределах консолидированной коры, вдоль поверхности М и в верхах мантии мощностью 20—30 км характеризуются соответственно значениями 6,5—6,65; 8,0—8,3; 8,1—8,4 км/с. Здесь среднескоростная верхняя мантия ассоциирует со среднескоростной консолидированной корой и такой тип литосферы наиболее распространен.

Для Чу-Илийского антиклинория указанных три скоростных параметра характеризуются соответственно значениями 6,3; 7,7; 8,0 км/с. На этом примере можно говорить о том, что низкоскоростная верхняя мантия ассоциирует с низкоскоростной консолидированной корой.

Для Центрально-Кызылкумской зоны поднятий и Ферганской впадины скорости в консолидированной коре и вдоль поверхности М характеризуются пониженными значениями (соответственно 6,4—6,45 и 7,9—8,1 км/с), а скорости в верхнем слое мантии мощностью 20—30 км — аномально высокими (8,5—8,6 км/с). Здесь высокоскоростная верхняя мантия ассоциирует с низкоскоростной консолидированной корой.

В районе плато Карой скорости в консолидированной коре характеризуются средними (6,5 км/с) значениями, а скорости вдоль поверхности М — аномально низкими (7,6 км/с). Скорости в верхней части мантии мощностью 20—30 км также низкие (7,8—7,9 км/с). Здесь низкоскоростная верхняя мантия ассоциирует со среднескоростной консолидированной корой.

Имеющиеся данные о скоростях говорят о сложном характере их распределения. В одних случаях высокоскоростная верхняя мантия ассоциирует с высокоскоростной консолидированной корой, в других — низкоскоростная верхняя мантия — с низкоскоростной консолидированной корой, а в третьих — среднескоростная верхняя мантия — со среднескоростной консолидированной корой. В этих случаях земная кора и верхняя часть мантии составляют единые по характеру распределения скоростей продольных сейсмических волн субвертикальные блоки литосферы.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ и интерпретация данных ГСЗ, сейсмологии и крупных промышленных взрывов позволили получить надежные количественные сведения о горизонтальных и вертикальных неоднородностях литосферы Средней Азии и составить новую ее сейсмическую модель до глубины 200 км.

Высокая информативность и достоверность этой модели обеспечена следующим:

1) по единой методике пересмотрен весь первичный материал ГСЗ непрерывного профилирования, что дало основу для обобщения его результатов;

2) разработанная методика машинной переинтерпретации материалов ГСЗ позволила включить в обработку основные элементы поля отраженных волн и тем самым повысить надежность и информативность сейсмического разреза, изучить тонкую структуру коры, определить скорости по всему разрезу, включая слои с пониженной скоростью и выпадающие;

3) проведена комплексная обработка данных ГСЗ и площадных сейсмологических наблюдений, расширяющая возможности обоих методов;

4) для изучения строения верхней мантии использован материал промышленных взрывов, что позволило увеличить глубинность построений до 200 км.

Основные закономерности строения литосферы Средней Азии следующие:

1) Туранская эпипалеозойская плита отличается стабильной по мощности и скоростному строению корой и сравнительно высокоскоростной верхней мантией;

2) эпиплатформенная орогеническая область Тянь-Шаня характеризуется изменчивой по мощности и скоростному строению корой и относительно низкоскоростной верхней мантией;

3) в среднем Тянь-Шань отличается наличием слоя с пониженной скоростью; западные районы Тянь-Шаня, по сравнению с восточными, отделенными Таласо-Ферганским разломом, характеризуются повышенными значениями скорости в верхней мантии.

## ЛИТЕРАТУРА

- Авербух А. Г. Интерпретация материалов сейсморазведки преломленными волнами. М.: Недра, 1975. 223 с.
- Азбель И. Я., Кондорская Н. В. Об особенностях скоростных разрезов мантии по наблюдениям над землетрясениями СССР.— В кн.: Теоретическая и вычислительная геофизика, вып. 2. М., Наука, 1974, с. 122—128.
- Алексеев А. С. О кинематических и динамических свойствах основных глубинных волн в случае некоторых теоретических моделей земной коры в СССР. Л.: Гостехиздат, 1962, с. 320—334.
- Артемьев М. Е. Изостазия территории СССР. М.: Наука, 1975. 215 с.
- Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974. 280 с.
- Беляевский Н. А. Строение земной коры континентов по геолого-геофизическим данным. М.: Недра, 1981. 432 с.
- Берзон И. С. Сейсмическая разведка вертикально-слоистых сред фундамента. М.: Недра, 1977. 320 с.
- Бессонова Э. Н., Рябой В. З., Ситникова Г. А., Фишман В. М. Решение обратной кинематической задачи ГСЗ методом  $\tau(p)$ .— В кн.: Вычислительная сейсмология, 1973, № 6, с. 134—159.
- Больших С. Ф. О приближенном представлении годографа отраженных волн в случае многослойной покрывающей среды. Прикладная геофизика, 1956, вып. 15, с. 3—13.
- Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М.: Недра, 1967. 303 с.
- Бунэ В. И., Бутовская Е. М.** О годографе и строении земной коры в Средней Азии по записям мощных взрывов/Тр. ГеоФИ АН СССР. М.: 1955, № 30 (157), с. 142—153.
- Бурмаков Ю. А., Рябой В. З. Определение по материалам ГСЗ скоростного разреза верхней части мантии при наличии горизонтальных неоднородностей среды.— В кн.: Вычислительные и статистические методы интерпретации сейсмических данных. Вычислительная сейсмология. М., Наука, 1973, вып. 6, с. 218—227.
- Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В., Павленкова Н. И. Комплексная геофизическая модель юга Европейской части СССР.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев, Наукова думка, 1979, с. 137—149.
- Бутовская Е. М. Методика и результаты построения скоростных разрезов последовательными приближениями на примере некоторых районов Узбекистана.— Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, 1968, № 8, с. 25—35.
- Бутовская Е. М., Уломов В. И. Годографы сейсмических волн и некоторые особенности строения земной коры в Средней Азии по данным записей мощных взрывов.— В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л., Гостехиздат, 1962, с. 309—319.
- Бутовская Е. М., Атабаев Х. А., Фленова М. Г. Строение земной коры территории Восточного Узбекистана и сопредельных районов по сейсмологическим данным.— В кн.: Глубинное строение земной коры территории Узбекистана. Ташкент, Фан, 1971, с. 9—27.
- Бутовская Е. М., Соколова И. А., Павлов А. Б. О режиме выделения сейсмической энергии.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М., Наука, 1977, с. 152—161.
- Бутовская Е. М., Зуннунов Ф. Х., Суров В. П. Методика и результаты интерпретации материалов глубинных сейсмических исследований на примере некоторых геоструктур востока Средней Азии.— Геофизический журнал. Киев, Наукова думка, 1981, т. 3, № 2, с. 89—92.
- Бутовская Е. М., Зуннунов Ф. Х., Матасова Л. М. Механизм очаговых зон землетрясений и строение земной коры Ферганской впадины.— Узб. геологический журнал, 1982, № 3, с. 38—40.
- Бутовская Е. М., Зуннунов Ф. Х., Суров В. П. Комплексная обработка данных сейсмологии и ГСЗ при построении моделей земной коры.— В кн.:

- Применение численных методов в исследованиях литосферы/Тр. ВЦ СО АН СССР. Новосибирск, 1982, с. 55—65.
- Бутовская Е. М., Зуннунов Ф. Х., Суров В. П. Комплексная обработка данных ГСЗ и сейсмологии.— В кн.: Литосфера Памира и Тянь-Шаня. Ташкент, Фан, 1982, с. 156—158.
- Винник Л. П. Исследования мантии Земли сейсмическими методами. М.: Наука, 1976. 198 с.
- Винник Л. П., Давыдова Н. И., Косминская И. П. Строение тектоносферы по сейсмическим данным.— В кн.: Тектоносфера Земли. М., Наука, 1978, с. 179—219.
- Винник Л. П., Лукк А. А. Строение верхней мантии по данным продольных волн от землетрясений.— В кн.: Памир—Гималаи. Глубинное строение земной коры. М., Наука, 1982, с. 82—85.
- Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С., Таль-Вирский Б. Б. Строение земной коры восточных районов Средней Азии.— Геофизический бюллетень, 1973, № 26, с. 52—64.
- Вольвовский И. С. Сейсмические исследования земной коры в СССР. М.: Недра 1973. 208 с.
- Вольвовский И. С., Вольвовский Б. С. Характер волновой картины при исследованиях методом глубинного сейсмического зондирования в Узбекистане (Ферганская межгорная впадина, Бухаро-Хивинский район).— В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л.: Гостоптехиздат, 1962, с. 77—94.
- Вольвовский И. С., Вольвовский Б. С. Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования. М.: Советское радио, 1975. 268 с.
- Воронцова И. Г., Рябой В. З. Пересчет годографов сейсмических волн в нижнее полупространство.— Сейсморазведка, вып. 22. Ротапринт. М.: ВНИИГеофизика, 1974. 25 с.
- Гамбурцев Г. А. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры.— ДАН СССР, 1952, т. 87, № 6, с. 943—946.
- Гамбурцев Г. А. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры.— В кн.: Тр. Геофизического института АН СССР, 1954, № 25 (152), с. 124—133.
- Гамбурцев Г. А., Вейцман П. С., Тулина Ю. В. Строение земной коры в районе Северного Тянь-Шаня по данным глубинного сейсмического зондирования.— ДАН СССР, 1955, т. 105, № 1, с. 83—86.
- Геолого-геофизические особенности строения земной коры Средней Азии как основы ее тектонического районирования./М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов, Ш. Д. Давлятов и др.— В кн.: Тр. САИГИМСа: Принципы тектонического (структурно-формационного) районирования Средней Азии. Ташкент, 1977, вып. 28, с. 20—30.
- Гервер М. Л., Маркушевич В. М. Определение по годографу скорости распространения сейсмической волны.— В кн.: Вычислительная сейсмология, 1967, № 3, с. 3—51.
- Гизе П., Павленкова Н. И. О природе последующих волн в ГСЗ при больших удалениях от источника.— Геофизический сборник АН УССР, 1975, вып. 66, с. 28—36.
- Глубинное геологическое строение Ферганской межгорной впадины и его изучение геофизическими методами./Ф. Х. Зуннунов, М. Б. Зильберштейн, И. И. Перельман и др. Ташкент: Фан, 1973. 191 с.
- Глубинное сейсмическое зондирование земной коры на Северном Тянь-Шане./Г. А. Гамбурцев, П. С. Вейцман, Н. И. Давыдова, Ю. В. Тулина.— Бюллетень Совета по сейсмологии, 1957, № 3, с. 13—23.
- Годин Ю. Н., Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С. Сейсмические исследования земной коры в районе Ферганской межгорной впадины.— ДАН СССР, 1960 а, т. 133, № 6, с. 1398—1401.
- Годин Ю. Н., Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С. Сейсмические исследования земной коры в Бухарском районе Узбекской ССР.— ДАН СССР, 1960 б, т. 134, № 5, с. 1069—1072.
- Гольдвирт Э. А., Пак В. А., Таль-Вирский Б. Б. Результаты регистрации проходящих волн от Памиро-Гиндукушских глубокофокусных землетрясений.— В кн.: Памир—Гималаи. Глубинное строение земной коры. М., Наука, 1982, с. 64—70.
- Давыдова Н. И. Изучение тонкой структуры области перехода от коры к мантии. М.: Наука, 1977. 163 с.
- Егоркин А. В. Способы определения скоростных параметров разреза земной коры по годографам отраженных волн.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1966, № 11, с. 108—114.
- Егоркин А. В., Астафьева М. И., Абрамсон Р. И. Глубинное строение Юго-Западного Узбекистана по данным региональных сейсмических исследований.— Советская геология, 1965, № 6, с. 143—148.
- Егоркин А. В., Матушкин Б. А. Строение земной коры на Кавказе и в западной части Средней Азии по данным геофизических исследований.— Изв. АН СССР. Сер. геологическая, 1969, № 5, с. 5—16.
- Епинатьева А. М. О рефрагированных и отраженных волнах в земной коре.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1969, № 3, с. 38—52.

- Зуннунов Ф. Х. Об одном примере определения эффективных скоростей способом подбора.— Разведочная геофизика, 1969, вып. 36, с. 30—31.
- Зуннунов Ф. Х. Об интерпретации отраженных волн при глубинном сейсмическом зондировании.— ДАН УзССР, 1970, № 10, с. 50—52.
- Зуннунов Ф. Х. Земная кора Южного и Восточного Узбекистана.— Геофизический сборник АН УССР, вып. 72, Киев: Наукова думка, 1976, с. 65—72.
- Зуннунов Ф. Х. Туранская плита и сопредельные геоструктуры Тянь-Шаня.— В кн.: Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М., Наука, 1980, с. 78—82.
- Зуннунов Ф. Х. Литосфера Средней Азии по данным взрывной сейсмологии.— В кн.: Закономерности тектонической структуры Средней Азии. Душанбе, Дониш, 1981, с. 99—100.
- Зуннунов Ф. Х. Взрывная сейсмология.— В кн.: Литосфера Памира и Тянь-Шаня. Ташкент, Фан, 1982, с. 103—113.
- Зуннунов Ф. Х., Перельман И. И. О сейсморазведке методом отраженных волн в Ферганской депрессии.— В кн.: Тектоника, магматизм и геохимия палеозойских формаций Узбекистана. Ташкент, Фан, 1966, с. 60—75.
- Зуннунов Ф. Х., Перельман И. И. Волновое поле, регистрируемое при вертикальном сейсмическом профилировании в северо-западной части Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области.— Узб. геологический журнал, 1972, № 4, с. 77—79.
- Зуннунов Ф. Х., Эргешев Т. Некоторые особенности строения земной коры Западного Узбекистана по данным ГСЗ и КМПВ.— В кн.: Земная кора Узбекистана. Ташкент, Фан, 1974, с. 33—65.
- Зуннунов Ф. Х., Перельман И. И., Суров В. П. Сейсмическая модель земной коры Восточного и Южного Узбекистана.— Узб. геологический журнал, 1975, № 5, с. 69—71.
- Зуннунов Ф. Х., Барсукова Н. В. Земная кора по результатам повторной интерпретации материалов ГСЗ по профилю Арысь—Балхаш.— Узб. геологический журнал, 1977а, № 3, с. 24—29.
- Зуннунов Ф. Х., Рябой В. З., Старобинец Л. Н. Строение верхней части мантии по профилю ГСЗ Арысь—Балхаш.— ДАН УзССР, 1977б, № 11, с. 54—56.
- Исследование верхней мантии Тянь-Шаня и сопредельных геоструктур по данным взрывной сейсмологии/Барсукова Н. В., Бурмаков Ю. А., Винник Л. П. и др.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия Памира, Гималаев и Южного Тянь-Шаня, Наука, М., 1984, с. 65—84.
- Каратаев Г. И., Павленкова Н. И. Анализ и пути дальнейшего совершенствования методики построения гравитационных моделей земной коры и верхней мантии.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев, Наукова думка, 1979, с. 228—232.
- Карта сейсмической активности Средней Азии и Казахстана./С. С. Сейдзуова, Р. С. Михайлова, Л. М. Матасова, К. Д. Джанузакон.— В «Атласе карт сейсмической активности А, максимальных возможных землетрясений К и сейсмической сотрясаемости». М., Наука, 1979, лист. 4А.
- Корреляционный метод преломленных волн./Г. А. Гамбурцев, Ю. В. Ризниченко, И. С. Берзон и др. М.: Академиздат, 1952, 239 с.
- Косминская И. П. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1968, 227 с.
- Косминская И. П. О разрешающей способности ГСЗ.— В кн.: Методика и результаты комплексных глубинных геофизических исследований. Л., Недра, 1969, с. 27—36.
- Косминская И. П., Михота Г. Г., Тулина Ю. В. Строение земной коры в Памиро-Алайской зоне по данным глубинного сейсмического зондирования.— Изв. АН СССР. Сер. геофизическая, 1958, № 10, с. 1162—1180.
- Крестников В. Н., Нерсесов И. Л. Тектоническое строение Памира и Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Мохоровичича.— Советская геология, 1962, № 11, с. 36—69.
- Куни Н. Я., Иванов А. П., Шацков В. И. Глубинное строение Южного Казахстана по результатам глубинного сейсмического зондирования.— Бюллетень МОИП. Отд. геол., 1970, т. 15, вып. 6, с. 53—66.
- Лоссовский Е. К. Суммарные многократные волны и проблема надежности сейсмогеологических построений в ГСЗ. Киев: Наукова думка, 1974, 128 с.
- Лук А. А., Нерсесов И. Л. Строение верхней части оболочки Земли по наблюдениям над землетрясениями с промежуточной глубиной очага.— ДАН СССР, 1965, т. 162, № 3, с. 559—562.
- Матвеева Н. Н. Машинный алгоритм и методика определения скоростного разреза по совокупности кинематико-динамических данных.— В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Л., Наука, 1968, вып. 9, с. 150—165.
- Матвеева Н. Н., Лук А. А. Оценка точности построения годографов Памиро-Гиндукушской зоны и машинный поиск скоростного разреза верхней мантии.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1968, № 8, с. 12—24.
- Матвеева Н. Н., Рябой В. З. Изучение строения верхней части мантии по данным ГСЗ.— «Кора и верхняя мантия Земли (геология, геофизика, геохимия)», вып. 2. М., Изд-во МГУ; 1975, с. 94—109.

- Михота Г. Г. Спектры глубинных волн и оптимальные характеристики аппаратуры ГСЗ для условий Западного Узбекистана.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1968, № 1, с. 79—87.
- Недра Байкала по сейсмическим данным./С. В. Крылов, М. М. Мандельбаум, Б. П. Мишенский и др. Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1977. 535 с.
- Основные характеристики глубинных волн, зарегистрированных в районах Северного Тянь-Шаня, Памиро-Алая и Юго-Западной Туркмении./П. С. Вейцман, И. П. Косминская, Г. Г. Михота, Ю. В. Тулина.— В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л., Гостоптехиздат, 1962, с. 35—65.
- Павленкова Н. И. Волновые поля и модель земной коры. Киев: Наукова думка, 1973.— 219 с.
- Павленкова Н. И. Комплексная интерпретация данных глубинного сейсмического зондирования и гравиметрии.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1978, № 2, с. 38—46.
- Павленкова Н. И., Пилипенко В. Н., Роман В. А. Методика составления скоростных разрезов. Киев: Наукова думка, 1972.— 214 с.
- Памир—Гималаи. Глубинное строение земной коры./Н. А. Беляевский, Б. С. Вольвовский, И. С. Вольвовский и др. М.: Наука, 1982.— 176 с.
- Первые сейсморазведочные исследования методом отраженных волн в юго-западных отрогах Гиссара./Ф. Х. Зуннунов, И. И. Перельман, В. В. Рубо и др.— Узб. геологический журнал, 1970, № 3, с. 8—11.
- Перельман И. И. Аналитический способ подбора в методе отраженных волн.— /Тр. Института математики АН УзССР. Ташкент, 1963, вып. 2, с. 175—189.
- Перельман И. И., Пак В. А. О трансформации годографа отраженной волны в линию  $t_0[x]$ .— Разведочная геофизика, 1966, вып. 15, с. 18—26.
- Перельман И. И., Зуннунов Ф. Х. Применение ЭВМ для изучения скоростной характеристики кайнозойских моласс Ферганской межгорной впадины.— Нефтегазовая геология и геофизика. Экспресс-информация. М.: 1973, № 8, с. 1—4.
- Перельман И. И., Зуннунов Ф. Х., Иванцов Ю. Ф. Влияние экранирования высокоскоростного пласта на волновое поле ВСП.— Разведочная геофизика. М.: Недра, 1974, вып. 63, с. 29—32.
- Покровский А. В. Метаморфические комплексы Южного Узбекистана. Ташкент: Фан, 1974. 229 с.
- Померанцева И. В., Марготьева М. В. К вопросу о природе волн, регистрируемых при ГСЗ. Ротапринт ВНИИ Геофизики, 1959, 13 с.
- Проблемы тектоники Тянь-Шаня и Туранской низменности./М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов, Ш. Д. Давлятов и др.— В кн.: Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979, с. 141—152.
- Пузырев Н. Н. Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн. М.: Гостоптехиздат, 1969. 451 с.
- Пушкарев И. К., Шацков В. И., Иванов А. П. Глубинные сейсмические исследования по профилю Арысь—Балхаш.— В кн.: Геофизические исследования в Казахстане. Алма-Ата: Казахстан, 1968, с. 43—47.
- Раджабов М. М. Определение лучевых скоростей по годографу отраженных волн.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1972, № 9, с. 84—92.
- Региональные сейсмологические исследования./Е. М. Бутовская, М. Г. Фленова, Х. А. Атабаев и др.— В кн.: Земная кора Узбекистана. Ташкент: Фан, 1974, с. 7—17.
- Ризниченко Ю. В. Геометрическая сейсмика слоистых сред.— Тр. Ин-та теоретической геофизики АН СССР, М.—Л., 1946, том. II, вып. 1, 114 с.
- Ризниченко Ю. В. Об изучении сейсмического режима.— Изв. АН СССР. Сер. геофизическая, 1958, № 9, с. 1057—1074.
- Розова Е. А. Составление годографа и определение основных сейсмических элементов для Средней Азии.—/Тр. Сейсмологического института АН СССР. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1939, № 72.—28 с.
- Розова Е. А. Землетрясения Средней Азии.—/Тр. Сейсмологического института АН СССР. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1947, № 123, 122 с.
- Розова Е. А. Расположение эпицентров и гипоцентров землетрясений Средней Азии.—/Тр. Геофизического института АН СССР. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1950, № 10 [137],— 131 с.
- Рябой В. З. Строение земной коры и верхней мантии по профилю ГСЗ Копетдаг—Аральское море.— Советская геология, 1966а, № 5, с. 159—162.
- Рябой В. З. Кинематические и динамические характеристики глубинных волн, связанных с границами раздела в земной коре и верхней мантии.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1966б, № 3, с. 177—184.
- Рябой В. З. Структура верхней мантии территории СССР по сейсмическим данным. М.: Недра, 1979.— 246 с.
- Рябой В. З., Егорова А. В. О пересчете годографов сейсмических волн при интерпретации материалов ГСЗ, КМПВ.— Разведочная геофизика. М.: Недра, 1973, вып. 59, с. 22—30.
- Свойства глубинных сейсмических границ в Западном Узбекистане./Н. И. Давыдова, Ю. Ф. Иванцов, Б. Б. Таль-Вирский и др.— В кн.: Сейсмические свойства границы Мохоровичича. М., Наука, 1972, с. 37—49.

- Сейсмическая сотрясаемость территории СССР: Сб. ст./Отв. ред. Ю. В. Ризниченко. М.: Наука, 1979.— 192 с.
- Сейсмические исследования земной коры Памира и Южного Тянь-Шаня./С. А. Алиев, Н. А. Беляевский, Е. М. Бутовская и др. М.: Наука, 1977. 68 с.
- Сейсмический метод отраженных волн в рудных районах./Н. А. Караев и др.— Л.: Недра, 1982. 308 с.
- Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР./Отв. ред. С. М. Зверев, И. П. Косминская. М.: Наука, 1980. 184 с.
- Скорости Р-волн в верхней мантии Восточно-Европейской платформы./Л. П. Винник, В. З. Рябой, Л. Н. Старобинец и др.— ДАН СССР, 1978, № 1, с. 70—73.
- Скоростные вариации в верхней части верхней мантии Средней Азии по данным взрывной сейсмологии./Ю. А. Бурмаков, Л. П. Винник, Ф. Х. Зуннунов и др.— ДАН УзССР, 1980, № 8, с. 49—52.
- Скоростные разрезы верхней мантии Тянь-Шаня и прилегающих с севера геоструктур./Ю. А. Бурмаков, Л. П. Винник, Ф. Х. Зуннунов и др.— Узб. геологический журнал, 1981а, № 6, с. 6—10.
- Скоростное строение верхней мантии каледонид и герцинид Тянь-Шаня./Ю. А. Бурмаков, Л. П. Винник, Ф. Х. Зуннунов и др.— ДАН УзССР, 1981б, № 11, с. 47—50.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Результаты глубинного сейсмического зондирования по странам. Украинская Советская Социалистическая Республика.— В кн.: Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы. Киев: Наукова думка, 1971, с. 116—182.
- Строение земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ./Ф. Х. Зуннунов, И. И. Перельман, В. З. Рябой, В. Н. Башаев.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М., Наука, 1977а, с. 79—106.
- Строение земной коры по данным гравиметрии./Х. И. Юсупходжаев, Ю. С. Шманенко, Б. Б. Таль-Вирский и др.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М., Наука, 1977, с. 106—120.
- Строение земной коры по данным дискретных наблюдений со станциями «Земля»./В. А. Пак, Б. Б. Таль-Вирский, А. М. Насыров и др.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М., Наука, 1977, с. 54—78.
- Строение литосферы по профилю глубинного сейсмического зондирования Тянь-Шань — Памир — Каракорум — Гималаи./В. В. Белоусов, Н. А. Беляевский, А. А. Борисов и др.— Советская геология, 1979, № 1, с. 11—28.
- Структура земной коры юга Туркмении./О. А. Одеков, Г. И. Каратаев, О. К. Васов и др. Ашхабад: Илим, 1974. 196 с.
- Таль-Вирский Б. Б. Строение земной коры Южного и Западного Узбекистана и сопредельных районов по данным взрывной сейсмологии.— В кн.: Глубинное строение земной коры территории Узбекистана. Ташкент: Фан, 1971, с. 67—81.
- Таль-Вирский Б. Б. Геофизические поля и тектоника Средней Азии. М.: Недра, 1982. 271 с.
- Таль-Вирский Б. Б., Зуннунов Ф. Х. Тектоническое районирование Ферганской межгорной впадины по геофизическим данным.— Геотектоника, 1972, № 1, с. 119—123.
- Таль-Вирский Б. Б., Борисов С. О. Гипсометрия поверхности Кюри Средней Азии.— ДАН УзССР, 1981, № 4, с. 51—53.
- Уломов В. И. Некоторые особенности строения земной коры Средней Азии по записям мощного взрыва.— Изв. АН СССР. Сер. геофизическая, 1960, № 1, с. 131—134.
- Уломов В. И. Глубинное строение земной коры юго-востока Средней Азии по данным сейсмологии. Ташкент: Фан, 1966, 122 с.
- Федынский В. В., Ризниченко Ю. В. Изучение земной коры.— Вестник АН СССР, 1962, № 6, с. 86—89.
- Фоменко К. Е. Волновая картина при глубинном сейсмическом исследовании земной коры в Юго-Восточной Туркмении.— В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л., Гостоптехиздат, 1962, с. 95—113.
- Фузайлов И. А., Зуннунов Ф. Х. Особенности строения земной коры основных геоструктур Средней Азии.— В кн.: Тр. САИГИМСа: Некоторые актуальные проблемы геологии и рудоносности складчатых поясов. Ташкент: 1980, с. 20—30.
- Хамрабаев И. Х. Заключение.— В кн.: Земная кора Узбекистана. Ташкент: Фан, 1974, с. 266—269.
- Хамрабаев И. Х. Строение земной коры Западного Памира по комплексным геолого-геофизическим данным по профилю Гарм — Калайхумб — Хорог — Ишкашим.— Узб. геологический журнал, 1980, № 5, с. 47—51.
- Хамрабаев И. Х. Глубинное строение Памира и Гималаев.— Вестник АН СССР, 1982, № 12, с. 81—84.
- Хамрабаев И. Х., Кошляков Г. В. Районирование территории Средней Азии по типам строения земной коры.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Наука, 1977, с. 175—184.
- Четвертичная тектоника Памира и Тянь-Шаня./В. Н. Крестников, Т. П. Белоусов, В. И. Ермилин и др. М.: Наука, 1979. 115 с.

- Численный метод определения структуры верхней мантии Земли./А. С. Алексеев, М. М. Лаврентьев, Р. Г. Мухометов и др.— В кн.: Математические проблемы геофизики. Новосибирск: 1971, вып. 2, с. 143—165.
- Шацкилов В. И. Северный Тянь-Шань.— В кн.: Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980, с. 116—120.
- Экспериментальные исследования по регистрации глубинных отраженных волн./В. Г. Белоусов, Б. С. Вольвовский, И. С. Вольвовский, В. З. Рябой.— Изв. АН СССР. Сер. геофизическая, 1962, № 8, с. 1034—1044.
- Эргешев Т. Э., Каримова Г. Г. Методика построения сейсмического разреза верхней мантии Памиро-Гиндукушской зоны и анализ его особенностей.— В кн.: Магматизм и глубинное строение земной коры Средней Азии. Ташкент: Фан, 1982, с. 89—108.
- Эргешев Т. Э., Каримова Г. Г., Рубайло В. И. Профильные сейсмические наблюдения.— В кн.: Литосфера Памира и Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1982, с. 113—144.
- Юров Ю. Г. Региональное сечение через Русскую платформу/профиль Купянск—Кинешма./В кн.: Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980, с. 50—60.
- Юсупходжаев Х. И., Хасанов П. Х., Абдумуталов А. Ю. Гравитационная модель земной коры и верхней мантии центральной и восточной частей Средней Азии.— В кн.: Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев, Наукова думка, 1979, с. 188—193.
- Ярошевская Г. А. Глубинные отраженные волны и модель земной коры по результатам работ ГСЗ в Западном Узбекистане: Автореферат. Дисс.... канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1973. 32 с.
- Fuchs K. Structure, physical properties and lateral heterogeneities of the subcrustal lithosphere from longrange deep seismic sounding observations on continents.— Tectonophysics, 1979, vol. 56, N 1/2, p. 1—15.
- Marussi A. Gravity in the Karakorum.— In: Geotectonics of the Kashmir Himalaya Karakorum—Nindu Kush—Pamir orogenic belts. Roma: Acc. Naz. dei Linsei, 1976, p. 131—137.
- Pavlenkova N. I. Generalized geophysical model and dynamic properties of the continental crust. Tectonophysics, 1979, 59, p. 381—390.
- Zunnunov F. Kh. The earth's crust and upper mantle of the western part of the South Tien Shan and adjacent territories of the Turanian platform according to the data of explosion seismology.— Proc. of the 17th Assembly of the ESC. Budapest, 1980, p. 561—564.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Развитие представлений о модели земной коры Средней Азии и подходов к интерпретации сейсмических данных	6
Глава II. Методика повторной интерпретации материалов глубинных сейсмических исследований земной коры	22
Волновые поля ГСЗ и корреляция волн	22
Обработка отраженных волн	31
Совместная обработка данных преломленных и отраженных волн	36
Комплексная обработка данных ГСЗ и сейсмологии	37
Глава III. Сейсмические модели земной коры	45
Характеристика сейсмических разрезов	45
Общие закономерности строения земной коры	68
Глава IV. Исследование верхней части мантии	81
Характеристика экспериментальных данных	82
Методика определения скоростных параметров	88
Строение верхней мантии	92
Глава V. О взаимосвязи приповерхностного и глубинного строения литосферы Средней Азии	95
Сопоставление структуры земной коры с гравитационным полем и сейсмичностью	95
Сопоставление сейсмических параметров консолидированной коры и верхней части мантии	99
Заключение	101
Литература	102

Фархад Хасанович Зуннунов

### Литосфера Средней Азии по сейсмическим данным

*Утверждено к печати Ученым советом  
Института геологии и геофизики  
и Отделением наук о Земле АН УзССР*

Редактор Р. Б. Якубович  
Художник Г. Н. Провиоров  
Технический редактор Р. К. Лушикова  
Корректор И. Климова

ИБ № 3057

Сдано в набор 6.06.85. Подписано к печати 23.08.85. P04019. Формат 70×108<sup>1/16</sup>. Бумага типографская № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 9,45. Уч.-изд. л. 9,3. Тираж 1000. Заказ 117. Цена 1 р. 40 к.

Издательство «Фан» УзССР: 700047, Ташкент, ул. Гоголя, 70.  
Типография Издательства «Фан»: Ташкент, проспект М. Горького, 79.

Цена 1 р. 40 к.

5056

