

МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ПРИ ПРЕЗИДИУМЕ АКАДЕМИИ НАУК СССР

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SOVIET GEOPHYSICAL COMMITTEE



*РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ*

ПАМИР - ГИМАЛАИ

Глубинное строение земной коры

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1982

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ
ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

RESULTS OF RESEARCHES
ON THE INTERNATIONAL
GEOPHYSICAL PROJECTS



RESULTS OF RESEARCHES
ON THE INTERNATIONAL GEOPHYSICAL PROJECTS

THE PAMIRS – HIMALAYAS

Deep Structure of the Earth's Crust

*In celebration of the 100th
Anniversary of the International
Geophysical Research*



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
Moscow 1982



РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ПРОЕКТАМ

ПАМИР - ГИМАЛАИ

Глубинное строение земной коры

*Посвящается 100-летию
международных
геофизических исследований*

5403



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1982



Памир—Гималаи. Глубинное строение земной коры/ Н.А. Беляевский,
Б.С. Вольвовский, И.С. Вольвовский, К.Л. Кайла, А. Марусси,
Б.Б. Таль-Вирский, И.Х. Хамрабаев. М.: Наука, 1982. 176 с.

Монография посвящена итогам международного Памиро-Гималайского проекта, выполнявшегося в 1974—1978 гг. в целях геолого-геофизического изучения строения земной коры и верхней мантии по профилю, проложенному вкrest простираения геологических структур и горных сооружений Гималаев, Каракорума, Гиндукуша, Памира и Южного Тянь-Шаня. Исследована, в частности, история развития земной коры, изучена специфика ее строения в связи с размещением и поисками месторождений полезных ископаемых.

Работы выполнялись организациями СССР, Индии, Пакистана, Италии.
Табл. 27, ил. 83, библиогр.: с. 166—171 (179 назв.).

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР
В.В. БЕЛОУСОВ

ВВЕДЕНИЕ

С 1971 по 1980 г. многие геологи, геофизики и геохимики, занимающиеся изучением недр Земли, были объединены работами по международному Геодинамическому проекту. Программа Проекта включала исследование самых различных сторон жизни земной коры и подстилающей ее верхней мантии. Объединяющим все исследования был вопрос о природе и происхождении тех сил, которые вызывают движения земной коры, обмен материалом между корой и верхней мантией, магматические явления, метаморфические преобразования горных пород. Эта обширная программа была разделена на ряд направлений, которые составляли предмет деятельности отдельных рабочих групп.

Одна из таких групп ставила своей целью изучение геодинамических процессов, происходящих в Центральной Азии, в области, лежащей между Гималаями и Памиром. Эта область привлекла к себе специальное внимание в связи с особой мощностью протекания в ее пределах такого выразительного геодинамического процесса, как горообразование. Здесь находятся самые высокие на земном шаре горные хребты, разделенные глубокими долинами. Своеобразием этой области являются обширные поднятые плато. К тому же следует принять во внимание, что процессы горообразования здесь не только геологически молоды (они начали развиваться преимущественно с неогена, т.е. не более чем за 30 млн. лет до нашего времени), но и продолжаются до сих пор. На это указывают и большая современная сейсмическая активность, и формы рельефа, свидетельствующие о продолжающемся быстром поднятии хребтов.

Сочетание большой интенсивности горообразовательных процессов с их молодостью позволяло рассчитывать на то, что характер глубинных процессов, являющихся причиной горообразования, тут может быть вскрыт и изучен наилучшим образом.

Известно, что своеобразное строение Высокой Азии и ее эндогенная активность вызвали к жизни ряд геолого-геофизических гипотез, из которых наибольшее распространение получила гипотеза давления Индостанской платформы с юга на Евразийский материк. В рамках распространенной в настоящее время гипотезы "тектоники плит" предполагается, что массив Индостана не только давит с юга на Евразию, но и пододвигается под нее, вызывая на поверхности видимое надвигание Гималаев на юг, и что хребты, расположенные к северу от Гималаев — вплоть до района оз. Байкал, поднялись под влиянием давления Индостана в "подбрюшье" Евразии.

Однако, несмотря на большой интерес, который вызывает эта горная область, и на существование столь смелых геодинамических гипотез, высочайший горный узел Центральной Азии до сих пор остается чрезвычайно мало изученным. Причина этого — в трудной доступности этой отдаленной области, природа которой дика и негостеприимна. Немалое значение имеют также и политические причины: здесь соприкасаются окраинные территории ряда стран — СССР, Афганистана, КНР, Пакистана, Индии, — и любое исследование, чтобы быть эффективным, должно перебрасываться по сложным маршрутам из одной страны в другую.

Исследования, которым был посвящен данный проект, ставили своей целью в какой-то мере восполнить пробел наших знаний о глубинном строении Высокой Азии. Они оказались возможными в связи со значительным прогрессом в некоторых геофизических методах (в первую очередь в глубинном сейсмическом зондировании), а также благодаря сотрудничеству советских, индийских, пакистанских и итальянских специалистов.

Центральной задачей исследования было проведение сейсмического профиля от

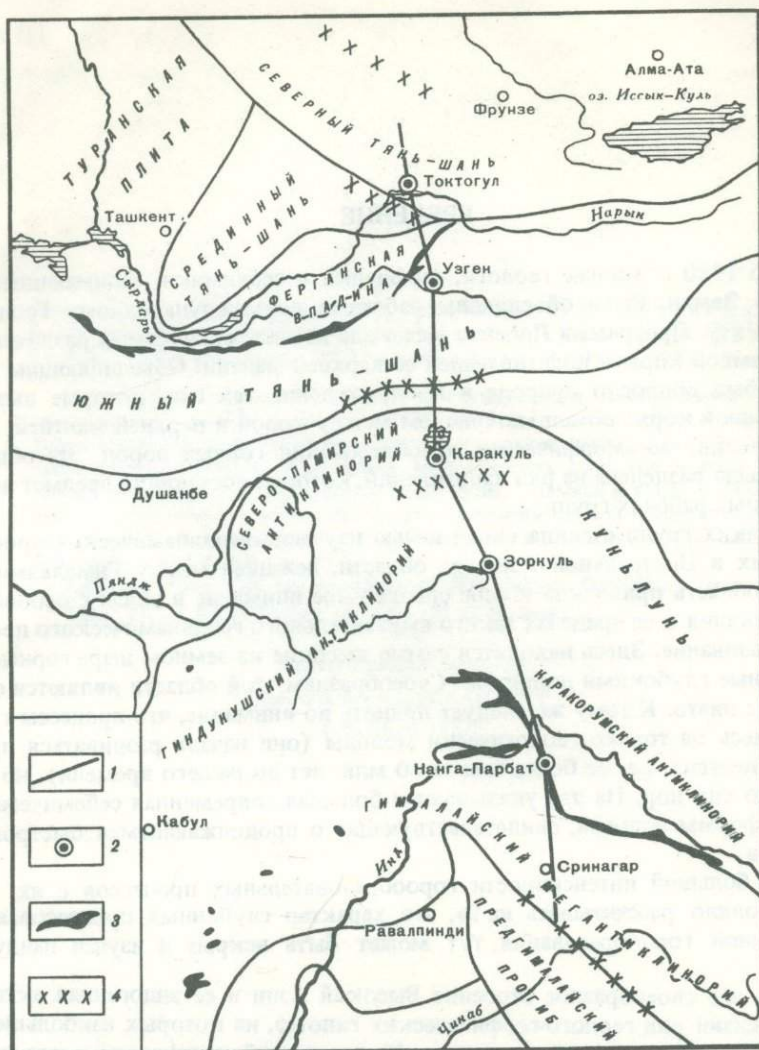


Рис. 1. Схема расположения сейсмического профиля Токтогул – Сринагар
 1 – линия профиля; 2 – пункты взрыва; 3 – зоны развития офиолитов; 4 – сейсмически активные зоны

Индостанской платформы на юге до Северного Тянь-Шаня на севере через район так называемого Пенджабского синтаксиса. Сейсмический профиль дополнялся гравиметрическими и геомагнитными исследованиями. Кроме того, вдоль него были обобщены имеющиеся геологические данные и данные по современной сейсмичности.

Этот профиль имеет протяженность более 1500 км (рис. 1). На юге он начинается в районе Джамму, затем косо сечет Предгималайский прогиб и далее пересекает все зоны Гималаев, разделенные крупными региональными разломами. Минуя пик Нанга-Парбат (высота свыше 8 км), профиль переходит через важнейший структурный рубеж – шов Инда с его офиолитовым поясом. Еще севернее профиль пересекает горную систему Каракорума и, наконец, вступает в область Памира. Северный конец профиля находится в Северном Тянь-Шане, западнее Токтогула.

История работы по Памиро-Гималайскому проекту может быть разделена на следующие этапы.

Впервые идея изучения глубинного строения горного пояса Центральной Азии возникла на Всесоюзном тектоническом совещании в Душанбе в 1967 г. В 1971 г. группой специалистов под руководством Н.А. Беляевского была проведена геолого-геофизическая рекогносцировка на местности и выбрано направление профиля на территории СССР от Оша до оз. Зоркуль.

В 1973 г. на заседании рабочей группы № 36 (позже № 6) Межсоюзной комиссии по геодинатике в Хайдарабаде (Индия) была принята рекомендация о геофизическом пересечении Гималаев по нескольким траверсам и была разработана программа таких пересечений. На основании этой рекомендации в том же году в СССР были начаты подготовительные полевые работы на указанном профиле.

В 1974 г. семинар по геофизике твердой Земли в Хайдарабаде и коллоквиум по тектонике Кашмиро-Каракорумского и Гиндукуш-Памирского орогенических поясов в Риме подтвердили большой научный интерес сейсмического пересечения этих поясов и приняли единую программу такого пересечения, объединив отдельные национальные программы в форме международного Памиро-Гималайского проекта. Отделение геологии, геофизики и геохимии Секции наук о Земле Президиума АН СССР приняло тогда же решение, одобряющее организацию этих научных исследований.

В 1974 г. советская сторона разработала окончательный проект работ. Были согласованы точные даты взрывов в целях сейсмического зондирования, и осенью того же года в озерах Каракуль и Зоркуль на Памире и в оз. Сринагар (Индия) были произведены пробные взрывы, которые регистрировались советскими специалистами на территории СССР, итальянскими и пакистанскими геофизиками на территории Пакистана и индийскими и советскими специалистами на территории Индии.

В 1975 г. в Киеве состоялось координационное совещание для обсуждения полученных результатов с участием советских, итальянских и индийских специалистов.

Основные работы производились в 1975, 1976 и 1978 гг., когда на территории СССР взрывы были выполнены в Зоркуле, Рангуле, Каракуле, Сарыташе, Чигирчике, Узгене, Токтогуле. Регистрация взрывов из первых трех пунктов производилась как в СССР, так и в Пакистане и Индии. Производились взрывы также в Пакистане (районы Нанга-Парбат и Атток).

Координационные совещания происходили параллельно с работами: в 1975 г. (Киев), в 1976 г. (Ялта), в 1978 г. (Хайдарабад и Ленинград), в 1980 г. (Рим).

В международном Памиро-Гималайском проекте участвовали следующие организации.

От СССР:

Институт ВНИИГеофизика Мингео СССР (Москва),
Институт геологии и геофизики АН УзССР (Ташкент),
Ферганская геофизическая экспедиция Мингео УзССР (Коканд),
Институт геофизики АН УССР (Киев),
Ташкентский государственный университет (Ташкент),
Институт геологических наук АН КазССР (Алма-Ата),
Геофизическая экспедиция УГ СМ ТаджССР (Душанбе).
Основные исполнители работ: С.А. Алиев, Н.А. Беляевский,
И.С. Вольвовский, В.А. Пак, В.И. Рубайло, Б.Б. Таль-Вирский,
И.Х. Хамрабаев, Г.Е. Харечко, Т.Э. Эргешев.

От Индии:

Национальный геофизический исследовательский институт (Хайдарабад).
Основные исполнители работ: Х. Нараин, К.Л. Кайла.

От Пакистана:

Геологическая служба Пакистана (Кветта).
Основные исполнители работ: А. Фарах, М.А. Мирза.

От Италии:

Национальная Академия деи Линчеи (Рим),
Национальный исследовательский совет (Рим),
Геофизическая экспериментальная обсерватория (Триест),
Национальный геофизический институт (Рим),
Институт геофизики литосферы (Милан),
Обсерватория Везувий (Неаполь),
Триестский, Неаполитанский, Миланский, Катанийский, Павийский университеты.
Основные исполнители работ: А. Марусси, И. Финетти.

Общее руководство и координация исследований осуществлялись Междуведомственным геофизическим комитетом АН СССР (В.В. Белоусов, Б.С. Вольвовский).

Результаты исследований по Проекту изложены в настоящей монографии. Она состоит из трех различных по объему частей. Первая, большая, содержит описание исследований, выполненных на той части профиля, которая проходит по территории СССР. Вторая часть посвящена результатам, полученным в Пакистане и Индии. Обобщение данных по всему профилю дается в третьей части.

Такая структура монографии объясняется прежде всего значительной разницей в объеме работ, проведенных, с одной стороны, на советской территории, а с другой — в Пакистане и в Индии. На территории СССР был применен широкий и весьма разнообразный комплекс геофизических и геологических исследований, тогда как на зарубежном отрезке профиля исследования были гораздо более ограниченными и по применявшимся методам, и по объему. Кроме того, характер изложения результатов у советских и зарубежных авторов оказался весьма различным, так же как и некоторые выводы общего плана о глубинном строении изученного горного узла. Эти теоретические разногласия вполне понятны на современном этапе познания строения Центральной Азии. Они полностью сохранены в тексте монографии, но в ЗаклЮчении делается попытка разъяснить их причины.

Основными авторами книги являются Н.А. Беляевский, Б.С. Вольвовский, И.С. Вольвовский, К.Л. Кайла, А. Марусси, Б.Б. Таль-Вирский и И.Х. Хамрабаев. Они же являются главными руководителями и исполнителями Проекта.

Кроме перечисленных выше авторов, в написании отдельных разделов монографии приняла участие большая группа советских и зарубежных ученых, что способствовало более полному и всестороннему освещению проблемы.

Автором Введения является В.В. Белоусов.

В написании первой части участвовали советские специалисты: гл. 1 — Д.П. Резвой и Н.А. Беляевский; гл. 2 — И.А. Абубакиров, Э. Искандеров, О.Х. Нурмаматов, А. Мирзакельдыев; гл. 3 — раздела "Методика наблюдений" — С.А. Алиев, И.С. Вольвовский, В.И. Рубайло, раздела "Волновое поле" — И.С. Вольвовский, Г.В. Краснопевцева, А.Р. Митрофанова, В.А. Пак, Б.В. Таль-Вирский, раздела "Обобщенный годограф продольных волн для модели земной коры Памира" — Б.С. Вольвовский, И.С. Вольвовский, раздела "Методика построения сейсмического разреза" — Э.А. Гольдвирт, Е.В. Ефанов, С.А. Зуева, А.Р. Митрофанова, Б.Б. Таль-Вирский, О.Г. Якупов; гл. 4 — С.А. Алиев, Б.С. Вольвовский, И.С. Вольвовский, Э.А. Гольдвирт, С.А. Зуева, Г.В. Краснопевцева, А.Р. Митрофанова, В.А. Пак, В.И. Рубайло, Б.Б. Таль-Вирский; гл. 5 — И.П. Косминская, Ф.С. Трегуб; гл. 6 — С.А. Зуева, В.В. Ильяшенко, В.А. Пак, Б.Б. Таль-Вирский; гл. 7 — Э.А. Гольдвирт, В.А. Пак, Б.Б. Таль-Вирский; гл. 8 — Н.Х. Абдуллаев, Е.М. Бутовская, Ф.Х. Зуннунов, О.А. Кошмак, Г.А. Мамонов, В.П. Суров, И.Х. Хамрабаев, Р.А. Шарипов, Т.Э. Эргешев; гл. 9 — Л.П. Винник, А.А. Лукк; гл. 10 — Е.Г. Булах, Х.И. Юсупходжаев, В.А. Раганицын; гл. 11 — Г.В. Кошлаков, Д.Р. Мучаидзе, Е.С. Орлов, А.Т. Дуркин; гл. 12 — Ю.Ф. Коновалов, Г.В. Кошлаков.

В написании второй части приняли участие итальянские и индийские ученые: гл. 1 — А. Марусси; гл. 2 — И. Финетти, Ф. Джиоржетти, Г. Поретти; гл. 3 — С. Скарраши, И. Гуэрра, Дж. Луонго, Б. Коломби; гл. 4 — К.Л. Кайла, В.Г. Кришна, К.Р. Чоудхури, Х. Нараин; гл. 5. — К.Л. Кайла, В.Г. Кришна; гл. 6 — А. Дезио.

Часть третья написана совместно советскими и зарубежными авторами: гл. 1 — В.В. Белоусовым, Н.А. Беляевским, Е.М. Бутовской, Б.С. Вольвовским, И.С. Вольвовским, К.Л. Кайла, А.Марусси, Х. Нарайном, В.А. Паком, Д.П. Резвым, Б.Б. Таль-Вирским, И. Финетти, И.Х. Хамрабаевым; гл. 2 — А.А. Борисовым, Н.П. Лопатиной; гл. 3 — Ю.К. Шукиным.

Авторами ЗаклЮчения являются В.В. Белоусов, Б.С. Вольвовский, И.С. Вольвовский.

Составители монографии отдают себе отчет в том, что выполненные ими исследования являются лишь первым шагом в изучении глубинного строения этой интереснейшей области. Следует надеяться, что горный узел Высокой Азии будет пересечен новыми геолого-геофизическими профилями и это будет способствовать дальнейшему освещению глубинных причин горообразования.

Часть первая

ПАМИР И ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

Глава I

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Задача краткого описания такого обширного региона, как Памир и прилегающая часть Тянь-Шаня, представляется крайне трудной. Причина этого кроется в сложном и разнообразном геологическом строении региона, пережившего богатую событиями историю своего развития.

Входя составными частями в единое грандиозное новейшее орогеническое поднятие, удачно названное "Высокая Азия" [85], Памир и Тянь-Шань образуют его самую северную окраину, а лежащие южнее Куньлунь, Гиндукуш, Каракорум и Гималаи — его центральную и южную части (рис. 2). Если новейшая (альпийская) история поднятия всей Высокой Азии является в значительной степени однородной [81], то более древние этапы ее развития весьма разнообразны [11]. Общей тенденцией здесь было постепенное омоложение геосинклинального развития при движении с севера на юг: от протерозойско-раннепалеозойского Северного Тянь-Шаня к средне-позднепалеозойским Южному Тянь-Шаню и Северному Памиру и далее к раннемезозойскому Центральному и Южному Памиру. Самая же южная часть Высокой Азии — Гималаи рассматриваются в настоящее время как часть платформы Индостана, активизированная новейшими тектоническими движениями [81, 119 и др.].

Южный Тянь-Шань. Северным обрамлением Памира является Южный Тянь-Шань — обширное горное сооружение, прошедшее геосинклинальную стадию развития в среднем палеозое, орогенную — в верхнем, квазиplatformенную — в мезозое, палеогене и, наконец, эпиplatformенную — орогенную — в неогене и в четвертичный период. Орографически в Южный Тянь-Шань входят хребты Гиссарский и Зеравшанский на западе, Туркестанский и Алайский на меридиане Памира и Ферганский с Кокшаальским на востоке.

Главной особенностью Южного Тянь-Шаня является очень характерный пучок параллельных субширотных разломов [64], разделяющих всю территорию на узкие длинные блоки. Одни из них подняты и имеют структуру антиклинорий, другие опущены и являются синклинориями.

Наиболее древний формационный комплекс принадлежит в Южном Тянь-Шане к нижнему палеозою (?) и силуру и представлен мощной терригенной, повсеместно развитой толщей серых сланцев и песчаников (нижняя терригенная формация). Расположенный выше комплекс девонского и раннекаменноугольного возраста состоит из разнохарактерных формаций: карбонатной (рифидной и доломитовой), вулканогенной, кремнисто-карбонатной и терригенной. Здесь характерны частые и быстрые взаимопереходы разновозрастных формаций. Мощный орогенный комплекс, состоящий из флишовой и молассовой формаций среднего, верхнего карбона и нижней перми, заканчивает геосинклинальный и орогенный этапы развития Южного Тянь-Шаня. Магматическая деятельность проявилась здесь в эффузивной форме в силуре, девоне и карбоне, в интрузивной (гранитоидный состав) — в девоне, среднем карбоне и поздней перми [68].

Мезозойские осадочные формации Южного Тянь-Шаня резко различаются по квазиplatformенным условиям образования. Угленосная юрская формация, обладающая типичными чертами континентального аллювиального генезиса, распространена пятнами и полосами и только местами достигает мощности в несколько сот метров¹.

¹ Исключение представляет Восточно-Ферганский угленосный бассейн, где формационный состав отличен и где мощности значительно больше.

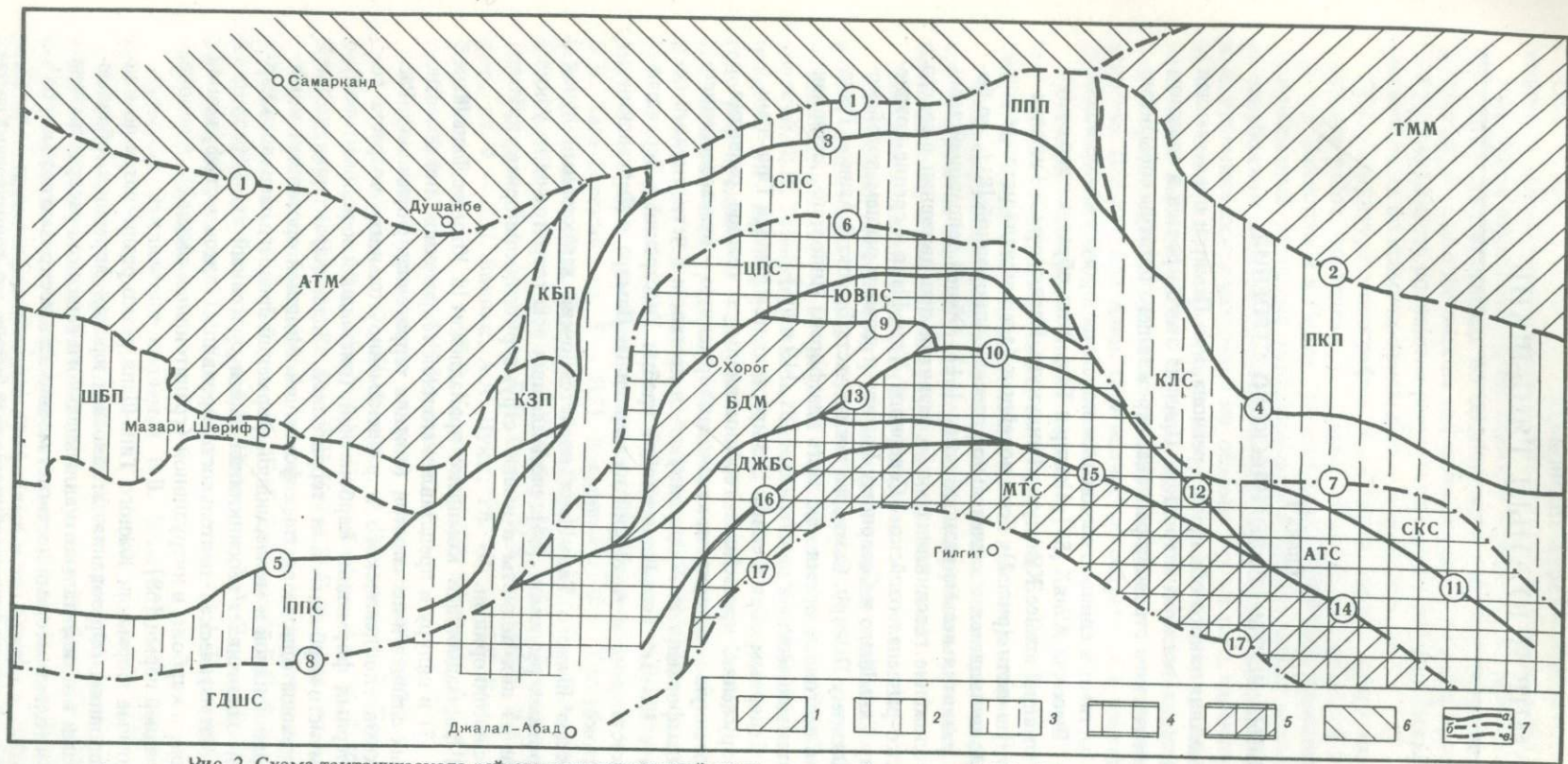


Рис. 2. Схема тектонического районирования северной части Памиро-Гималайского региона (составил Н.А. Беляевский)
 1 – срединные массивы: Афгано-Таджикский – АТМ, Таримский – ТММ, Бадахшанский – БДМ; 2 – краевые и передовые прогибы: Шибарганский – ШБП, Кундузский – КЗП, Кулябский – КБП, Предпамирский – ППП, Предкуньлуньский – ПКП; 3 – Памиро-Куньлуньская и Паропамизская складчатые системы: Паропамизская – ППС, Северо-Памирская – СПС, Куньлуньская – КЛС; 4, 5 – Памиро-Каракорумская (4) и Гиндукушская (5) складчатые системы: Центрально-Памирская – ЦПС, Юго-Восточ-

ного Памира – ЮВПС, Суруквартская – СКС, Атыльская – АТС, Джалалабадская – ДЖБС, Гиндукушская – ГДШС, Музтагская – МТС; 6 – Южно-Тянь-Шаньская складчатая система; 7 – разломы (а – установленные, б – разделяющие складчатые системы, в – предполагаемые): 1 – Южно-Тянь-Шаньский, 2 – Южно-Таримский, 3 – Каракульский, 4 – Мамукский, 5 – Паропамизский, 6 – Акбайтальский, 7 – Суруквартский, 8 – Герирудский, 9 – Аличурский, 10 – Гунтский, 11 – Агильский, 12 – Упранский, 13 – Южно-Памирский, 14 – Шиокский, 15 – Музтагский, 16 – Джалалабадский, 17 – Гилгидский

Красноцветная формация нижнего мела несет все черты накопления в континентальных аридных условиях и тоже не достигает особенно большой мощности (сотни метров). Верхнемеловые и палеогеновые отложения составляют единую пестроцветную глинистую толщу очень постоянного состава и также небольшой мощности (десятки и первые сотни метров). Новейшая орогенная формация, представленная внизу мощной кирпично-красной толщей олигоцен-миоцена, а выше бурыми и серыми терригенными породами неоген-древнечетвертичного возраста, присутствует во всех межгорных впадинах и коррелятна новейшим горным поднятиям. Ее мощность несколько тысяч метров.

В структурном отношении в Южном Тянь-Шане следует четко различать структуры, образованные палеозойским и мезозойско-кайнозойским комплексами пород. Последние созданы главным образом в эпоху новейших движений.

Основное положение в палеозойской структуре центрального сектора Южного Тянь-Шаня занимает Зеравшанский антиклинорий. На всем своем протяжении антиклинорий совпадает с долиной р. Зеравшан, на востоке он исчезает под молодыми образованиями Алайской долины, испытывая продольное погружение. В морфологическом отношении это правильное веерообразное сооружение отчетливого антивергентного строения. Отсутствие в его стратиграфическом разрезе пород более молодых, чем венклокские, позволяет думать об относительной древности поднятия, которое послужило основой для образования всей структуры (ранний девон). С севера и юга антиклинорий ограничен зонами Туркестанского и Зеравшанского разломов [10 и др.].

К югу от названного антиклинория располагается Зеравшано-Гиссарская тектоническая зона. Главным структурным элементом здесь является крупный антивергентный Северо-Гиссарский антиклинорий [30], протягивающийся от гор Чакылкалаян на западе, через горный узел Чимтарга-Ганза в восточную часть Гиссарского хребта и в хр. Каратегин, т.е. на расстояние около 200 км при ширине около 30 км. Для крыльев антиклинория характерны опрокинутые в разные стороны складки и надвинутые один на другой моноклиналильные пакеты.

С юга Зеравшано-Гиссарская тектоническая зона ограничена системой глубинных разломов Гиссарского хребта шириной до 45—50 км. К этой зоне, получившей название Южно-Гиссарской магматогенной [30], приурочен крупнейший в Южном Тянь-Шане Гиссарский гранитоидный плутон среднекаменноугольного возраста и интенсивный раннекаменноугольный вулканизм. По Южно-Гиссарскому разлому Южный Тянь-Шань граничит с Таджикско-Афганским срединным массивом, скрытым под мезозойско-кайнозойскими образованиями Южно-Таджикской депрессии. Этот массив, возможно, сложен допалеозойским кристаллическим комплексом [75 и др.]. Система разломов Гиссарского хребта может предположительно считаться звеном в системе планетарного линеамента, тянущегося с запада от Днепровско-Донецкого авлакогена и уходящего далеко на восток вдоль северной окраины Внутренней Азии.

К северу от Зеравшанского антиклинория в Южном Тянь-Шане располагается Туркестано-Алайская тектоническая зона с ее крупными антиклинориями и разделяющими их зонами разломов и приразломных синклинориев. Среди первых — антиклинории Ходжаачканский и Кичикалайский, представляющие собой крупные антивергентные сооружения, которые характеризуются системой складок, опрокинутых в разные стороны. На крыльях и в ядрах антиклинориев присутствуют гранитоидные массивы. Несколько особым сооружением является так называемый рифоидный кольцевой антиклинорий Восточного Алая — крупное складчатое сооружение, существенную часть которого составляют среднепалеозойские, главным образом девонские, "кольца" рифогенных известняков, в два ряда опоясывающие ядерную, местами прогнутую часть этого горного сооружения. Восточно-Алайский антиклинорий, как и другие, имеет общее антивергентное строение.

Антиклинории разделены крупными структурными элементами обратной или отрицательной кривизны — приразломными синклиноориями. К их числу в Алайском хребте относятся Карачатырский и Сурметаш-Гульчинский. Сложенные мощными флишоидными и молассоидными образованиями верхнего палеозоя, эти синклинории имеют более простое строение, чем антиклинории, и являются типичными структурными образованиями орогенного этапа развития Южно-Тянь-Шаньской геосинкли-

нали. Входящие в состав синклиналиев складки отличаются относительно простой куполообразной и мульдообразной формой.

Структурные формы, в строении которых участвуют мезозойские и кайнозойские образования, в большинстве своем созданы новейшими тектоническими движениями. Не останавливаясь на положительных формах новейшей тектоники (все существующие сейчас горные хребты полностью лишены мезозойско-кайнозойского покрова), рассмотрим строение прогибов.

Ферганская межгорная впадина ограничивает центральную часть Южного Тянь-Шаня с севера и является самым крупным новейшим структурным элементом региона. Ограниченная с северо-запада хребтами Кураминским и Чаткальским (Срединный Тянь-Шань), а с востока — Ферганским, впадина протягивается вдоль подножия хребтов Туркестанского и Алайского на расстояние свыше 400 км при ширине около 200 км. Несмотря на очень большую (свыше 10 км) мощность выполняющих ее мезозойских и кайнозойских отложений, полностью скрывающих основание, можно полагать, что в западной части впадины основание принадлежит уже Курамино-Кызылкумской геантиклинали или срединному массиву, обнаженному только в Кураминском хребте [82].

Прогиб заполнен комплексом мезозойских и палеогеновых отложений, выше которых лежат еще более мощные континентальные образования неоген-четвертичного возраста. Кирпично-красный массагетский комплекс (олигоцен — миоцен) состоит здесь в нижней части из глинисто-песчаных, а в верхней — из песчаных накоплений общей мощностью 3500—4000 м. Бактрийский сероцветный комплекс (плиоцен) — серые глинистые песчаники и конгломераты — обладает мощностью около 4000 м. Древнечетвертичные и более молодые конгломераты и галечники составляют не меньше 1500—2000 м. Вдоль северного и южного бортов прогиба широко развиты так называемые адырные складки — пологие куполо- или валобразные сооружения, с давних пор привлекающие к себе внимание нефтяников и подробно описанные в литературе [80, 84, 87].

Памир. Существуют две концепции относительно структурных связей Южного Тянь-Шаня и Памира. Согласно одной из них оба региона принадлежат к двум принципиально различным тектоническим областям: Тянь-Шань — к варисской, Памир — к альпийской, с очень интенсивным надвиганием второй на первую [37, 44, 66, 67, 69]. По другой концепции оба региона являются неразрывным и единым целым с постепенными переходами между ними. Предполагается, что варисский и альпийский тектогенез проявились в образовании складок, формирующих дуги, обращенные выпуклостью одна к другой [62, 63, 88]. Надвигание Памира на Тянь-Шань при этом полностью отвергалось. Позже наметилась некоторая компромиссная и, видимо, более правильная концепция, по которой признавалось известное формационное отличие Северного Памира от Алайского хребта, граница же между обоими регионами устанавливалась по зоне глубинных разломов [45, 57, 77, 81].

Тектоническое районирование Памира также имеет достаточно длинную историю и менялось по мере накопления новых геологических данных, однако все исследователи всегда приходили к выводу о резко зональном и дугообразном строении Памира. В настоящее время может считаться общепризнанным деление Памира на Внешний, Северный, Центральный, Юго-Восточный и Юго-Западный [5, 45].

Внешним Памиром (Внешней дугой) называют обычно сравнительно узкую полосу мезозойских и палеогеновых пород, слагающих северный склон Заалайского хребта. Эти породы сильно дислоцированы, собраны в опрокинутые на север складки и являются частью Алайского межгорного прогиба, его южным бортом. Алайский межгорный прогиб расположен на стыке Тянь-Шаня и Памира и орографически отвечает Алайской долине — широкому понижению в рельефе, поднятому до абсолютных отметок 2800—3500 м, но много уступающему по высоте хребтам Алайскому (4500—5000 м) и Заалайскому (до 7000 м). Широко развитые здесь мезозойские и неоген-четвертичные накопления в значительной мере скрывают истинные структурные взаимоотношения Тянь-Шаня и Памира.

Высокая тектоническая активность субстрата отмечена в южной части прогиба, примыкающей к Северо-Памирскому разлому, который может быть принят за северную границу собственно Памира [45]. С середины триаса в предразломной зоне началось накопление континентальных образований и вулканических туфов, в лейасе

цепочка вулканов располагалась вдоль современного Заалайского хребта, она и обусловила излияния андезито-базальтовых лав. Об интенсивности прогибания в это время свидетельствует суммарная мощность лейасовых накоплений, достигавшая на юге 1500–2000 м и уменьшавшаяся на севере, уже в пределах Алайского хребта, до 200 м. В течение мелового периода в палеогене и неогене картина резко неравномерного осадконакопления сохранялась.

В структурном отношении Алайский межгорный прогиб также крайне асимметричен. Если в его северной (алайской) части мезозойские и палеогеновые породы малой мощности залегают моноклинально и спокойно падают к югу, то в Заалайском хребте, где их мощность многократно возрастает, они образуют сложную систему опрокинутых на север складок с надвиганием отдельных чешуй одних на другие. Амплитуды отдельных частных надвигов, достигающие здесь иногда нескольких километров, приводили к кажущейся картине общего значительного надвигания Памира на Тянь-Шань [37, 44, 67].

Северный Памир занимает пространство между Заалайским хребтом и системой разломов, проходящей вдоль долины р. Ванч, через верховья р. Танымас и далее к оз. Рангуль. Общая ширина этой субширотной полосы около 60–80 км.

Наиболее древней здесь считается предположительно нижнепалеозойская толща кристаллических пород мощностью до 2000–3000 м, обнажающаяся на Пяндже. Метаморфические сланцы покрываются толщей филлитов и кварцитовидных песчаников тоже условно силурийского возраста (2000 м), постепенно переходящих в толщу амфиболовых известняков силура – девона (700–1200 м); выше известняков – комплекс вулканогенных пород и метаморфических сланцев условно девонского возраста (1000–3000 м). На Дарвазе этот комплекс перекрывается с несогласием "спилитовой свитой" нижнего карбона (около 1000 м), в более восточных районах Северного Памира нижняя часть карбона представлена известняками, верхняя – сланцами. Нижнепермские отложения образуют весьма мощную толщу аспидных сланцев, песчаников, конгломератов и туфов (2500–4000 м). Еще выше с размывом лежит одна из очень характерных нижнепермских толщ Северного Памира – свита "фиолетово-зеленых песчаников, сланцев и туфов" (более 2000 м). Самые высокие части палеозойского разреза представлены верхнепермскими гипсоносными (400 м), вулканогенными (90 м) и известняковыми (150 м) накоплениями. Общая мощность палеозойских толщ на Дарвазе и в Северном Памире достигает громадной величины – 12–13, а местами даже 16 км.

В формационном и возрастном отношении палеозойский разрез Северного Памира значительно отличается от разреза Южного Тянь-Шаня. Если в нижних частях разреза обоих регионов присутствует сходная по характеру "нижняя терригенная формация" (нижний палеозой – силура), то уже в девоне намечаются различия: на Памире гораздо меньше карбонатных отложений, но начиная с девона присутствует больше эффузивного материала. Главным же отличием Северного Памира от Тянь-Шаня является значительно растянутый во времени геосинклинальный этап развития, охвативший весь поздний палеозой до конца перми включительно. На Южном Тянь-Шане, как уже говорилось, в среднекаменноугольную эпоху начался орогенный этап развития с накоплением флишеидной и молассовой формаций.

В структурном отношении Северный Памир представляет собой комбинацию двух зон антиклинорного строения, разделенных широким и пологим синклинием. Северную часть здесь занимает Калаихумб-Сауксайский антиклинорий, наиболее отчетливо выраженный в низовьях р. Муксу и опрокинутый к северо-западу. Ядро антиклинория сложено метаморфическими сланцами и эффузивами среднего палеозоя. Северное крыло антиклинория, образованное нижнекаменноугольными отложениями, срезано надвигом.

С юга к Сауксайскому антиклинорию примыкает широкая полоса верхнепалеозойских отложений, прослеженных непрерывно от западных до восточных границ Памира. По данным П.В. Виноградова [29], верхний палеозой обладает пологим залеганием, "часто породы лежат горизонтально или слабо волнисто". Однако эта простота кажущаяся, здесь сильно развиты кливаж и узкие зоны мелких сложных складок и пloyчатости, свидетельствующие об интенсивной дислоцированности (там же, с 558). Общее строение всей полосы признается синклинорным, общая ширина достигает 25–35 км (оз. Каракуль). Это – Каракульский синклинорий.

Дарваз-Сарыкольский антиклинорий является самым южным из крупных структурных элементов Северного Памира. К югу от зоны разломов, ограничивающих Каракульскую синклинали, и вплоть до Центрального Памира расположена область развития мощной, сложнодислоцированной толщи филлитов предположительно силурийского возраста, в которой, однако, встречаются горизонты известняков с девонской фауной и тектонические клинья пермских пород. Вся эта толща образует обширный антиклинорий. Ядро сооружения интродуцировано гранитоидами пермского возраста, протягивающимися на значительное расстояние от Дарваза до самых верховьев р. Баляндкик. Оба крыла антиклинория имеют чешуйчатое строение и надвинуты на соседние участки: северное — на Каракульский синклинорий, южное — на мезозойские и палеозойские толщи Центрального Памира [73, 81].

Давая общую оценку структуре Северного Памира, большинство исследователей сходятся во мнении о позднепалеозойском возрасте ее образования с последующим поднятием на мезозойско-кайнозойском этапе и надвиганием палеозоя на мезозой в крыльях сооружения. Таким образом, за Северным Памиром следует признать все признаки крупного веерообразного антиклинорного сооружения, созданного суммарным действием позднепалеозойских и новейших тектонических движений.

Северной границей Центрального Памира признается Акбайтальская зона интенсивных разрывных нарушений (проходящая по северному склону Ванчского хребта, через ледник Федченко, верховья рек Танымас, Кокуйбельсу и Музкол), о которой уже было сказано. Граница с Юго-Западным Памиром проводится по окраине площади развития метаморфического комплекса, а с Юго-Восточным — по Рушано-Пшартскому разлому, окаймляющему сплошное поле верхнепалеозойских и мезозойских отложений Юго-Восточного Памира [28].

Комплекс осадочных образований Центрального Памира включает в себя почти все системы палеозоя и мезозоя и имеет громадную мощность (до 22 км). В формационном отношении тут можно выделить нижнюю терригенную формацию нижнего палеозоя, сложенную главным образом кварцитами и сланцами (4500 м), среднепалеозойскую, преимущественно карбонатную (до 3500 м), и верхнепалеозойскую, представленную терригенными песчано-сланцевыми образованиями в своей нижней части и терригенно-карбонатно-эффузивными в верхней (3500 м). Все палеозойские накопления образуют здесь единый согласно залегающий комплекс пород с обликом, характерным для этапа общего погружения геосинклинали. Мезозойские отложения (триас) резко несогласно ложатся на палеозойский комплекс только в северной части Центрального Памира (хр. Музкол), южнее же несогласие между пермскими и триасовыми отложениями исчезает. В этом же направлении происходит и переход от континентально-лагунных образований (триас, юра) к морским, а также общее увеличение мощности с 6000 до 9000 м. Это увеличение осуществляется главным образом за счет появления известняковых рифоидных массивов триаса и юры, погруженных в общую терригенную массу черных сланцев и песчаников. Эффузивные породы и их туфы встречаются в разрезе мезозоя в нижней юре, средней юре и нижнем мелу, образуя толщи мощностью от 500 до 1500 м.

Нижнемеловые отложения повсеместно ложатся на все более древние с резким угловым несогласием; они начинаются базальными конгломератами красноцветной континентально-лагунной толщи с изменчивыми мощностями, которые колеблются в пределах первых двух тысяч метров. Морские известняки с фауной валанжина известны только в самой юго-восточной части Памира, где они образуют единую толщу с известняками верхней юры.

Несогласие в нижнем мелу знаменует собой важнейший момент в жизни палеозойско-юрской геосинклинали Центрального Памира и свидетельствует о ее замыкании. Все это позволяет относить структуры региона к варисско-киммерийским. Верхний мел Центрального Памира представлен красноцветными песчано-глинистыми, иногда гипсоносными образованиями континентального происхождения мощностью в пределах первых сотен метров.

Достоверных отложений палеогена здесь не обнаружено; условно к неогену могут быть отнесены красноцветные конгломераты с прослоями песчаников, имеющие спорадическое распространение и весьма непостоянную мощность (630–1000 м, р. Западный Пшарт).

В структурном отношении Центральный Памир в своей северной части несет на себе черты мощной пограничной зоны, разделяющей два региона с достаточно различной историей геологического развития. Если на Северном Памире налицо все признаки окончания геосинклинального развития в конце палеозоя, то на Центральном и Юго-Восточном Памире — это начало раннемеловой эпохи. Соответственно северное ограничение Центрального Памира на всех геологических картах выглядит как интенсивное сгущение разрывных нарушений, образующих участки сложного чешуйчатого строения. Так, в Язгулемском хребте нижнепалеозойская толща перекрыта с юга пологим надвигом всего мезозойского комплекса пород. Надвигу сопутствуют второстепенные разрывы; вся система протягивается от р. Панж до ледника Федченко. Восточнее, в бассейне правых притоков р. Кудары, мезозойские и частично палеозойские отложения образуют зоны шириной 8–15 км, тоже чрезвычайно сложного чешуйчатого строения; здесь насчитывается около 20 чешуй, перекрывающих одна другую. Все надвиги этого участка связаны с движением со стороны Дарваз-Сарыкольского антиклинория, т.е. с севера. В надвигании участвуют породы от нижнего палеозоя до верхнего мела включительно, что свидетельствует о связи этого процесса с новейшими движениями. В широко известной Акбайтальской зоне разломов преобладающими также являются разломы с надвиганием с севера. За пределами Памира продолжением этой зоны нарушений является Упрангский разлом, выделенный Н.А. Беляевским [9]. Он служит рубежом между палеозойским Куньлуном и мезозойскими складчатыми сооружениями Каракорума. В пределах Центрального Памира выделяют Музкол-Рангкульское поднятие и Сарезско-Пшартский прогиб.

Под Юго-Восточным Памиром обычно понимают область верховий р. Аксу, где на дневную поверхность выходят пермские, триасовые и юрские миогеосинклинальные образования большой мощности. Здесь преобладают простые складчатые формы и слабоволнистое, иногда почти горизонтальное залегание мощных юрских известняков. Нередки надвиги с небольшой амплитудой. Эта область тянется далеко на юго-восток и вместе с Каракорумом образует единую Памиро-Каракорумскую тектоническую зону [9]. В пределах Юго-Восточного Памира выделяются три структурно-формационные зоны: Пшартская, Тохтамышская и Истыкская.

Юго-Западный Памир отделен от более северного разломами Язгулем-Ташкурганской зоны, проходящей вдоль северного склона Рушанского хребта и через западную часть хр. Базардара; восточнее эта граница проводится условно по долинам рек Аличур и Гурумды. На западе, в пределах Афганистана, зона уходит в хр. Гиндукуш. В основном граница картируется по мощной серии метаморфических пород, состоящей из гнейсов, кристаллических сланцев и мраморов, общей мощностью более 7 км. Возраст толщи принимается условно как докембрийский и нижнепалеозойский [5]. Соотношения с породами соседних зон преимущественно тектонические. Весь массив метаморфических пород обладает отчетливым веерообразным строением. В его северной части (Рушанский хребет) все надвиги и складки опрокинуты к северу, в южной (Шахдаринский и Шугнанский хребты) — преимущественно к югу. Промежуточная область — его центральная часть — представляет собой пояс крутых складок, наклоненных то к северу, то к югу. Восточнее антиклинорий разделяется на два крупных, погружающихся к востоку антиклинальных поднятия. В бассейне р. Гурумды все сооружение исчезает под сплошной толщей мезозоя и верхнего палеозоя. Между обоими антиклинальными поднятиями располагается депрессия, выполненная мощной толщей отложений верхнего триаса и юры (бассейн рек Аличур и Гурумды). Изменение мощностей и состава юрских и частично триасовых отложений в разных частях этой синклинальной структуры показывает, что формирование обоих поднятий шло одновременно с заполнением впадины. На востоке мезозойские отложения впадины сливаются с отложениями Юго-Восточного Памира.

В соответствии с общей субширотной поясовой структурой Памира отчетливо выступает зональное распределение проявлений эффузивного и интрузивного магматизма [18].

Отчетливо выделяются два пояса эффузивной деятельности: первый простирается вдоль северного края Северного Памира и тяготеет к Северо-Памирской зоне глубинных разломов, второй — вдоль зоны интенсивных дислокаций Центрального Памира по линии Бартанг — Акбайтал — Рангкуль. В пределах этих поясов эффузивная

деятельность проявлялась на протяжении всей геологической истории — от нижнего палеозоя до мезозоя включительно. На Юго-Восточном Памире зональность в распространении эффузивов выражена менее заметно. На Юго-Западном Памире намечается прерывистый пояс, окаймляющий кристаллические толщи с севера и востока.

В распределении интрузивных массивов на Памире намечается четкая широтная зональность: 1) ранневарисские гранитоиды (нижний, средний карбон) занимают северную часть Северного Памира (альбитовые граниты, гранодиориты); 2) поздневарисские (пермь) микроклиновые граниты тяготеют к центральной части Северного Памира (р. Баяндкиик, оз. Каракуль); 3) киммерийские интрузии гранитоидов Язгулемского комплекса и Кудары тяготеют к зоне Центрального Памира на всем ее протяжении — от р. Язгулем до оз. Рангуль.

В пределах Юго-Западного Памира известен гранитоидный пояс Шунганского и Аличурского хребтов, протягивающийся на расстояние около 200 км. Его слагают породы весьма разнообразного состава, укладываемые в ряд гранит—гранодиорит. Возраст этого комплекса остается невыясненным. Большинство интрузивных массивов Памира приурочено к антиклинорным структурным элементам.

Памир имеет чрезвычайно своеобразный структурный план и ярко выраженное дугообразное строение, чем резко отличается от субширотного Тянь-Шаня, примыкающего с севера. Совершенно очевидно, что структуру Памира нельзя правильно понять, если не принять во внимание смежные горные сооружения Гиндукуша, Куньлуня, Каракорума и Гималаев. Изображенные на одной карте, эти крупнейшие горные цепи Земли дают изумительную картину круто изогнутой дуги синтаксиса, облегающей с севера Джеламский выступ платформы Индостана. В кульминации синтаксиса расположен Памир. Неудивительно, что эта, как казалось, предельно четкая структурная картина наталкивала исследователей на предположение об обязательности "давления" со стороны Джеламского выступа, в результате чего и возникло Памиро-Гималайское скупивание.

Тщательный анализ складчатых сооружений Памира не дает, однако, оснований для суждения о господствующем здесь горизонтальном давлении со стороны платформы Индостана. Упомянутые выше антиклинории имеют антивергентную веерообразную форму и возникли скорее в результате поднятия и растекания горных пород в стороны, чем в результате одностороннего сжатия с юга. Напряженность складчатости в межантиклинорных зонах падает местами до минимума. Кроме того, некоторые крупные складчатые сооружения, возникшие из геосинклинальных прогибов, находят на Памире свое окончание; это касается Памиро-Каракорумского и Памиро-Гиндукушского сооружений.

Все высказанное заставляет рассматривать Памир как зону некоторого поперечного поднятия в хребтах Центральной Азии, имеющих субмеридиональное направление. Дугообразность же слагающих его тектонических зон в какой-то мере может быть объяснена соседством крупных платформенных (срединных) массивов, к числу которых следует отнести Таримский, Таджикско-Афганский и Тибетский массивы и северную часть платформы Индостана. Приспосабливаясь к этим стабильным элементам, геосинклинальные прогибы палеозойского и мезозойского возраста и придали возникшим из них складчатым сооружениям Высокой Азии дугообразную в плане форму.

В заключение следует заметить, что повсеместно укоренившаяся на тектонических картах традиция изображать Памир желтым цветом "альпийской складчатости" вряд ли правомерна. Ведь на Памире нет геосинклинальных формаций моложе верхнеюрских, следовательно, в лучшем случае Центральный и Южный Памир должны рассматриваться как мезозойские (киммерийские) складчатые сооружения, Северный же Памир, несомненно, должен быть признан верхнепалеозойским (варисским).

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

В пределах Памира породы с наибольшей плотностью (более $2,75 \text{ г/см}^3$) обнажаются в его юго-западной части (архейские образования, слагающие Абхарвскую антиклинальную структуру), а с относительно пониженной плотностью ($2,65\text{--}2,69 \text{ г/см}^3$) характеризуют осадочные образования, развитые в юго-восточной части, и обширные поля гранитоидов в южной. На остальной территории Памира плотность пород в среднем составляет $2,70\text{--}2,74 \text{ г/см}^3$. В Тянь-Шане наибольшее распространение имеют породы плотностью $2,65\text{--}2,69 \text{ г/см}^3$, к которым относятся средне-верхнепалеозойские отложения и крупные гранитоидные массивы позднепалеозойского возраста.

Сравнивая плотность гранитоидов Алая и Памира со средними плотностями аналогичных пород различных регионов СССР [6, 48], можно установить, что плотность биотитовых гранитов ($2,59\text{--}2,60 \text{ г/см}^3$) почти одинакова для всех регионов. В то же время средние значения плотностей гранодиоритов и диоритов ($2,66$ и $2,76 \text{ г/см}^3$) совпадают с таковыми для пород геосинклинальных зон послерифейских складчатых областей (Восточный Урал, Северный Кавказ и др.) и являются несколько увеличенными. Это, по-видимому, объясняется явлениями контаминации, в частности повышенным содержанием в них аксессуарных (сфен, циркон, апатит, магнетит, пирит) компонентов [47].

Образцы основных и ультраосновных пород были отобраны из небольших интрузивных массивов на северном склоне Алайского хребта, в зоне Южно-Ферганского глубинного разлома. Все эти породы в той или иной степени подвержены вторичным изменениям, что нашло отражение и в плотностных характеристиках. Так, наименьшие значения плотности характерны для амфиболизированных габбро и серпентинизированных перидотитов.

Для метаморфических пород характерны значительные изменения плотности в пределах той или иной группы. В частности, плотность зеленокаменных пород (кварц-хлоритовые, кварц-хлорит-эпидотовые и тому подобные сланцы) колеблется от $2,66$ до $3,02 \text{ г/см}^3$, роговиков — от $2,66$ до $3,19 \text{ г/см}^3$, что объясняется различным содержанием в них меланократовых минералов.

Результаты лабораторных исследований физических свойств пород приведены в табл. 1–5.

Анализируя табл. 1, можно отметить сходство плотностных характеристик гранитоидных пород Памира и Алая, что, очевидно, объясняется близким минералогическим составом этих пород, среди которых преобладают биотитовые граниты и амфибол-биотитовые гранодиориты. Несколько повышенная пористость памирских пород объясняется тем, что часть образцов из-за труднодоступности была отобрана не из коренных массивов, а из близлежащих моренных отложений.

Как видно из табл. 2, все исследованные разновидности изверженных пород Памиро-Алая характеризуются значительными различиями скоростей распространения сейсмических волн в отдельных образцах, при этом максимальные значения скоростей возрастают от гранитов к габбро и серпентинитам, что указывает на ее зависимость от минералогического состава и плотности пород.

Для метаморфических пород характерен большой диапазон изменения скоростей распространения сейсмических волн, в первую очередь для сланцевых разновидностей. Так, в микрокристаллических сланцах среднего и нижнего палеозоя — углестых, слюдястых, кварцево-сланцевых и т.п. — скорость продольных волн колеблется от 4270 до 5690 м/с , в кристаллических сланцах — кварц-эпидот-хлоритовых, кварц-хлоритовых и т.п. (зеленокаменные породы нижнего палеозоя и, условно, докембрия) — от 4280 до 6000 м/с , в кремнистых сланцах и яшмах силура и девона — от 3250 до 5920 м/с . При этом наблюдается уменьшение скорости, измеренной перпендикулярно слоистости, примерно в полтора раза по сравнению со скоростью, измеренной параллельно слоистости.

В результате статистической обработки литературных [6, 14, 32, 48, 86] и лабораторных данных по плотностям и упругим свойствам разнообразных генетических типов горных пород различных регионов Советского Союза и зарубежных стран



Плотностные свойства горных пород Памиро-Алая

Породы	Район	Количество образцов	Плотность, $10^3 \cdot \text{кг/м}^3$	Удельный вес, г/см^3	Эффективная пористость, %
Изверженные Граниты	Алай, Блеулинский и Аскалинский массивы	27	$\frac{2,56-2,62}{2,60}$	$\frac{2,61-2,70}{2,64}$	$\frac{0,74-2,96}{1,36}$
	Памир, Северо-Каракульский и Памиро-Шугнанский массивы	6	$\frac{2,57-2,62}{2,59}$	$\frac{2,63-2,70}{2,66}$	$\frac{1,51-3,33}{2,58}$
Гранодиориты	Алай, Блеулинский и Аскалинский массивы	28	$\frac{2,63-2,77}{2,66}$	$\frac{2,66-2,80}{2,70}$	$\frac{0,70-2,20}{1,07}$
	Памир, Северо-Каракульский и Памиро-Шугнанский массивы	10	$\frac{2,61-2,71}{2,66}$	$\frac{2,67-2,77}{2,71}$	$\frac{1,09-2,89}{1,89}$
Диориты	Алай, Блеулинский и Аскалинский массивы	14	$\frac{2,69-2,83}{2,76}$	$\frac{2,71-2,84}{2,79}$	$\frac{0,47-1,10}{0,84}$
	Алай, верховья р. Куршаб	15	$\frac{2,88-3,04}{2,97}$	$\frac{2,93-3,08}{3,01}$	$\frac{0,67-2,19}{1,24}$
Сerpентиниты	Алай, верховья р. Куршаб, бассейн р. Киргизата	26	$\frac{2,70-3,02}{2,82}$	$\frac{2,74-3,05}{2,86}$	$\frac{0,57-2,01}{1,22}$
	Алай, верховья р. Куршаб, бассейны рек Киргизата и Акбура	61	$\frac{2,69-3,03}{2,80}$	$\frac{2,71-3,05}{2,83}$	$\frac{0,33-2,11}{0,81}$
Экструзивные серпентиниты, брекчии	Алай, бассейн р. Коксу	9	$\frac{2,84-2,91}{2,87}$	$\frac{2,85-2,93}{2,89}$	$\frac{0,21-0,75}{0,51}$
Метаморфические Зеленокаменные	Алай, низовья р. Гульча	29	$\frac{2,66-3,02}{2,82}$	$\frac{2,72-3,05}{2,86}$	$\frac{0,47-2,56}{1,30}$
	Алай, бассейн р. Гульча	36	$\frac{2,66-3,19}{2,77}$	$\frac{2,68-3,25}{2,80}$	$\frac{0,20-1,39}{0,76}$
Яшмы и кремнистые сланцы	Алай, бассейны рек Гульча, Куршаб и Акбура	49	$\frac{2,56-2,74}{2,66}$	$\frac{2,60-2,77}{2,69}$	$\frac{0,11-1,87}{0,69}$
	Алай, бассейны рек Гульча и Куршаб	26	$\frac{2,61-2,74}{2,68}$	$\frac{2,65-2,76}{2,70}$	$\frac{0,63-5,28}{1,76}$
Мраморы	Алай, бассейны рек Гульча и Киргизата	8	$\frac{2,65-2,72}{2,69}$	$\frac{2,72-2,74}{2,73}$	$\frac{0,55-1,88}{1,20}$
Осадочные Известняки	Алай, бассейны рек Гульча, Акбура и Киргизата	31	$\frac{2,64-2,72}{2,69}$	$\frac{2,69-2,75}{2,71}$	$\frac{0,73-1,86}{1,03}$
	Алай, бассейны рек Гульча и Талдык	11	$\frac{2,62-2,71}{2,66}$	$\frac{2,67-2,73}{2,69}$	$\frac{0,40-1,27}{1,07}$
Алевролиты	Алай, бассейны рек Гульча и Киргизата	5	$\frac{2,61-2,73}{2,67}$	$\frac{2,63-2,75}{2,69}$	$\frac{0,60-1,07}{0,84}$
Конгломераты и гравелиты	Алай, бассейны рек Гульча и Акбура	4	$\frac{2,64-2,70}{2,65}$	$\frac{2,66-2,73}{2,68}$	$\frac{0,40-1,77}{0,75}$

Примечание. В числителе — граничные значения, в знаменателе — среднестатистические.

Таблица 2

Значения постоянных коэффициентов при расчете скоростей распространения упругих продольной (V_P) и поперечной (V_S) волн в горных породах

Породы	Постоянные коэффициенты*			
	V_P		V_S	
	a_P	b_P	a_S	b_S
Граниты	2,156	0,145	1,173	0,081
Гранодиориты	2,270	0,145	1,310	0,094
Диориты	2,290	0,165	1,260	0,091
Габбро	2,295	0,161	1,260	0,088
Андезито-базальты	2,166	0,153	1,210	0,088
Сланцы кристаллические и гнейсы	2,215	0,153	1,498	0,103
Сланцы микрокристаллические	2,023	0,151	1,280	0,096
Известняки плотные и мраморы	2,360	0,169	1,249	0,035
Песчаники	2,200	0,150	1,394	0,094

*Пояснение см. в тексте.

Примечание. $\Pi \leq 2\%$ для всех типов пород, кроме базальтов (для базальтов $\Pi \leq 5\%$).

Таблица 3

Скорость распространения упругих волн в горных породах Памиро-Алая

Породы	Район	Количество образцов	Экспериментальные значения скорости распространения продольных сейсмических волн V_P , м/с		Расчетные значения скорости распространения продольных V_P и поперечных V_S сейсмических волн, м/с	
			минимальная	максимальная	V_P	V_S
Граниты	Алай	16	2740	5180	5400	2940
"	Памир	5	2920	5650	5200	2830
Гранодиориты	Алай	20	3600	5800	5870	3390
"	Памир	6	3080	5410	5740	3310
Диориты	Алай	7	5400	6500	6130	3540
Габбро	"	8	4810	7280	6570	3610
Серпентиниты	"	8	4370	7200	—	—
Вулканогенные породы основного состава (диабазы и др.)	"	25	4000	6600	5740	3300
Зеленокаменные	"	13	4280	6000	5800	3280
Роговики	"	15	4600	5900	5800	3270
Сланцы кремнистые и яшмы	"	19	3250	5920	5580	3150
Сланцы глинистые, слюдистые, углистые	"	12	4270	5690	5160	3260
Мраморы	"	6	4900	5950	6150	3250
Известняки	"	16	4700	6150	6180	3270
Песчаники	"	6	4780	5590	5750	3600
Конгломераты и гравелиты	"	4	5500	5700	5720	3620

Коэффициенты термического расширения горных пород Алая

Породы	Количество образцов	Количество определений	Коэффициенты термического расширения ($\alpha \cdot 10^{-6} \text{ } ^\circ\text{C}$) при разных температурах, $^\circ\text{C}$				
			200	300	400	500	600
Граниты	4	12	$\frac{7,9-9,2}{8,55}$	$\frac{10,16-12,1}{11,17}$	$\frac{13,42-15,1}{14,26}$	$\frac{16,0-17,2}{16,6}$	$\frac{20,0-21,5}{20,56}$
Гранодиориты	8	24	$\frac{5,44-6,89}{6,11}$	$\frac{6,43-7,87}{7,15}$	$\frac{8,06-10,86}{9,46}$	$\frac{10,8-14,6}{12,7}$	$\frac{16,0-23,21}{19,6}$
Диориты	6	18	$\frac{4,35-4,81}{4,58}$	$\frac{6,15-7,96}{7,05}$	$\frac{7,62-9,34}{8,48}$	$\frac{9,6-12,42}{11,0}$	$\frac{15,37-20,87}{18,12}$
Габбро	5	15	$\frac{6,5-8,6}{7,58}$	$\frac{7,2-11,9}{9,06}$	$\frac{8,7-13,6}{10,6}$	$\frac{10,0-18,3}{12,38}$	$\frac{11,5-20,4}{16,86}$
Сerpентиниты	10	30	$\frac{4,5-5,6}{5,55}$	$\frac{4,85-6,0}{5,43}$	$\frac{4,6-9,6}{7,1}$	$\frac{4,9-10,6}{7,75}$	$\frac{5,94-11,7}{8,83}$
Вулканогенные основного состава	10	30	$\frac{4,42-8,64}{6,25}$	$\frac{6,0-10,15}{8,19}$	$\frac{6,8-12,0}{9,3}$	$\frac{8,31-14,66}{11,3}$	$\frac{12,99-18,9}{15,54}$
Зеленокаменные	4	12	$\frac{7,0-7,74}{7,37}$	$\frac{8,0-9,6}{8,8}$	$\frac{9,0-10,98}{9,96}$	$\frac{10,0-11,9}{10,95}$	$\frac{11,61-18,66}{15,16}$
Сланцы кремнистые и яшмы	2	6	$\frac{7,2-7,8}{7,5}$	$\frac{8,3-9,1}{8,7}$	$\frac{10,2-10,9}{10,55}$	$\frac{12,5-14,0}{13,25}$	$\frac{19,67-21,2}{20,43}$
Мраморы	4	12	$\frac{6,44-7,21}{6,53}$	$\frac{8,65-9,36}{9,0}$	$\frac{10,22-11,13}{10,66}$	$\frac{10,87-13,18}{12,02}$	$\frac{12,62-21,23}{16,93}$
Известняки	4	12	$\frac{4,78-6,7}{5,79}$	$\frac{7,67-9,31}{8,5}$	$\frac{10,2-11,60}{10,9}$	$\frac{11,86-13,4}{12,63}$	$\frac{14,0-16,83}{15,42}$
Песчаники	3	9	$\frac{7,2-8,64}{7,92}$	$\frac{8,56-10,15}{9,85}$	$\frac{9,81-11,49}{10,65}$	$\frac{11,72-13,64}{12,68}$	$\frac{15,79-19,32}{17,56}$

Примечание. В числителе — граничные значения, в знаменателе — среднестатистические.

были получены следующие зависимости:

$$V_P = \rho(a_P - b_P \Pi) \text{ м/с}; \quad V_S = \rho(a_S - b_S \Pi) \text{ м/с},$$

где V_P — скорость распространения продольных волн; V_S — скорость распространения поперечных волн; ρ — плотность; Π — эффективная пористость; a_P, b_P, a_S, b_S — постоянные коэффициенты генетических типов пород (см. табл. 2).

В табл. 3 приведены экспериментальные и средние расчетные данные о скоростях распространения упругих волн в породах описываемого разреза. Отметим, что сходимость результатов удовлетворительная, так как значения погрешности расчета не выходят за пределы интервала ошибок измерения (5–7%).

Необходимо отметить, что приведенные в табл. 1 и 3 минимальные значения плотности и скорости распространения продольных волн характеризуют микротрещиноватые породы, обнажающиеся на поверхности, а максимальные значения этих же параметров в основном свойственны более плотным породам, залегающим на глубинах 3–5 км. На глубинах 6–8 км расчетные значения скоростей распространения упругих волн в породах (V_P и V_S соответственно) установлены в следующих пределах (м/с): сланцы и граниты — 5500–5700, 3100–3500; роговики, песчаники, гравелиты, гранодиориты — 6000–6100, 3400–3800; диориты, диабазы, мраморы, известняки и зеленокаменные породы — 6300–6400, 3400–3600; габбро — 6900 и 3800. Эти данные характеризуют осадочно-метаморфический и "гранитный" слои земной коры.

В пределах Северного и Центрального Памира высокой магнитностью (к 2000×10^{-6} ед. СГС) характеризуются протерозойские и кембрийские гнейсы, амфиболиты, сланцы, нижнекарбонные, пермские и палеогеновые эффузивы среднего и основного состава, а также магматические ультраосновные тела Кеврон-Джарфского интрузива. Породы Южного Памира в основном немагнитны.

Ниже приводится перечень осадочно-вулканогенных и магматических комплексов, создающих основную магнитовозмущающий эффект [54].

На Северном Памире основными разновидностями пород, обладающих повышенной магнитной восприимчивостью, являются следующие.

Из осадочно-вулканогенных и эффузивных комплексов: а) породы спилито-кератофировой нижнекаменноугольной формации Калайхумб-Сауксайской подзоны (к от $50-100$ до $2000-6000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС); б) эффузивы ишийской свиты нижнего-среднего ордовика (диоритовые порфириды, диабазы, кератофиры и т.д.) Дарваз-Сарыкольской подзоны (к $9730 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС).

Из интрузивных комплексов: а) ультраосновные породы Кеврон-Джарфского и других массивов, представленные перидотитами, гарцбургитами, горнблендитами, сменяющимися габбро-диоритами и диоритами; все разности изменены до серпентинитов, амфиболитов, хлорит-тремолитовых и других пород (к до $8000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС); б) магнитные разновидности плагиигранитов Дарвазского массива (к до $400 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС); в) плагиигранитные разновидности гранитоидных массивов Каракульского синклиория, Дарваз-Баяндкиикского и Южно-Каракульского гранитоидных массивов (к от 40 до $4350 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС).

На Центральном Памире из осадочно-вулканогенных пород, отличающихся повышенной магнитной восприимчивостью, могут быть отмечены: а) амфиболитовые гнейсы музкольского метаморфического комплекса, магнитная восприимчивость пород Блеулинской свиты которого варьирует от 100 до $3800 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, и сарыджилгинской свиты (к от 20 до $3700 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС); язгулемская свита, относящаяся, как и две предыдущие, к верхнему протерозою и сложенная кристаллическими сланцами и амфиболитами, имеющими среднее значение магнитной восприимчивости до $3835 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС; б) отложения сарезской свиты ниже-среднекаменноугольного возраста, представленные терригенными породами, переслаиваемыми с эффузивами. Среднее значение магнитной восприимчивости эффузивов свиты равно $4430 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС при экстремальных значениях от 10 до 10000×10^{-6} ед. СГС; в) эффузивы пермо-триаса и палеогена, имеющие магнитную восприимчивость до $4000-6000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС.

Из интрузивных пород зоны Центрального Памира повышенной магнитностью характеризуются породы палеогенового возраста, за исключением Сочарвского и

Электрические свойства горных пород Алая

Породы	Количество образцов	Количество определений	Электропроводность ($\text{Ом}^{-1} \cdot \text{см}^{-1}$) при разных температурах, $^{\circ}\text{C}$		
			200	300	400
Граниты	4	12	$3,12 \cdot 10^{-12}$	$2,48 \cdot 10^{-11}$	$3,31 \cdot 10^{-10}$
Гранодиориты	5	15	$6,27 \cdot 10^{-11}$	$4,28 \cdot 10^{-10}$	$5,21 \cdot 10^{-10}$
Диориты	3	9	$8,72 \cdot 10^{-11}$	$5,72 \cdot 10^{-10}$	$7,24 \cdot 10^{-10}$
Габбро	6	18	$5,26 \cdot 10^{-10}$	$1,21 \cdot 10^{-9}$	$3,72 \cdot 10^{-9}$
Серпентиниты	7	21	$6,61 \cdot 10^{-9}$	$1,66 \cdot 10^{-8}$	$4,78 \cdot 10^{-8}$
Вулканогенные основного состава (диабазы и др.)	3	9	$4,72 \cdot 10^{-10}$	$1,82 \cdot 10^{-9}$	$4,32 \cdot 10^{-9}$
Зеленокаменные	4	12	$1,23 \cdot 10^{-9}$	$1,31 \cdot 10^{-8}$	$2,10 \cdot 10^{-8}$
Роговики	3	9	$4,32 \cdot 10^{-10}$	$3,41 \cdot 10^{-9}$	$2,22 \cdot 10^{-8}$
Сланцы кремнистые и яшмы	5	15	$1,92 \cdot 10^{-10}$	$4,76 \cdot 10^{-10}$	$1,45 \cdot 10^{-9}$
Алевролиты	3	9	$3,10 \cdot 10^{-9}$	$5,10 \cdot 10^{-9}$	$8,72 \cdot 10^{-8}$
Известняки	8	24	$5,21 \cdot 10^{-9}$	$2,21 \cdot 10^{-8}$	$3,34 \cdot 10^{-8}$

Гивичского массивов. Магнитная восприимчивость пород наиболее полно изученного Шатпутского массива, например представленных измененными габбро, составляет $1870 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС при максимальных значениях до $2000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС.

Юго-Восточный и Юго-Западный Памир характеризуются развитием практически немагнитных пород.

Коэффициенты термического расширения (КТР) пород были изучены при температурах от 200 до 600°C через каждые 100°C (см. табл. 4).

На коэффициент термического расширения наиболее существенное влияние оказывают пористость и минералогический состав пород, особенно процентное содержание кварца. Так, самые высокие значения КТР зарегистрированы у гранитов, яшм и кремнистых сланцев. С увеличением пористости КТР, как правило, уменьшается. С повышением температуры от 200 до 600°C КТР всех типов пород возрастает. Характер изменения коэффициента линейного термического расширения определяется минералогическим составом, структурно-текстурными особенностями и напряженным состоянием пород. В изменении КТР кварцсодержащих пород определенную роль играет интервал температур $570-600^{\circ}$, где значение КТР достигает максимума, что вызывается полиморфным превращением α -кварца в β -кварц.

КТР гранитоидных пород нормального ряда возрастают от диоритов к гранитам, резко увеличиваясь при температуре около 600°C . Для остальных типов пород значения КТР являются относительно более низкими и с увеличением температуры возрастают более плавно. Определенные значения коэффициентов термического расширения различных генетических типов пород Алайского хребта хорошо согласуются с данными для других районов Советского Союза и зарубежных стран [65, 72, 86].

Средние значения электрических свойств магматических и осадочно-метаморфических пород Алая приводятся в табл. 5. Исследованные породы по своему составу очень разнообразны, и поэтому значения их удельной электропроводности в интер-

Электропроводность ($\text{Ом}^{-1} \cdot \text{см}^{-1}$) при разных температурах, °С				Интервал тем- ператур, °С	Энергия акти- вации, эВ	Предэкспо- ненц. коэф- фициент, $\text{Ом}^{-1} \cdot \text{см}^{-1}$
500	600	700	800			
$1,23 \cdot 10^{-9}$	$2,41 \cdot 10^{-9}$	$4,48 \cdot 10^{-8}$	$1,21 \cdot 10^{-7}$	200–400	0,27	–8,6
				400–800	1,48	–3,6
$3,41 \cdot 10^{-9}$	$8,21 \cdot 10^{-9}$	$5,61 \cdot 10^{-8}$	$3,40 \cdot 10^{-7}$	200–500	0,24	–7,6
				500–800	1,16	1,5
$1,20 \cdot 10^{-9}$	$4,40 \cdot 10^{-8}$	$3,98 \cdot 10^{-7}$	$6,76 \cdot 10^{-7}$	200–400	0,32	–7,3
				400–800	1,08	1,5
$6,67 \cdot 10^{-8}$	$1,11 \cdot 10^{-7}$	$3,28 \cdot 10^{-7}$	$1,41 \cdot 10^{-6}$	200–400	0,29	–7,5
				400–800	0,94	–1,7
$5,00 \cdot 10^{-7}$	$6,72 \cdot 10^{-7}$	$4,32 \cdot 10^{-6}$	$2,21 \cdot 10^{-5}$	200–400	0,15	–6,4
				400–800	0,90	–1,0
$5,42 \cdot 10^{-8}$	$2,00 \cdot 10^{-7}$	$4,21 \cdot 10^{-7}$	$8,72 \cdot 10^{-6}$	200–500	0,40	–5,9
				500–800	0,90	–3,6
$1,50 \cdot 10^{-7}$	$5,21 \cdot 10^{-7}$	$1,21 \cdot 10^{-6}$	$1,48 \cdot 10^{-5}$	200–600	0,35	–5,5
				600–800	1,20	0,2
$1,00 \cdot 10^{-7}$	$2,48 \cdot 10^{-7}$	$8,72 \cdot 10^{-7}$	$2,24 \cdot 10^{-6}$	200–600	0,74	–5,2
				600–800	0,68	–
$2,12 \cdot 10^{-8}$	$2,24 \cdot 10^{-7}$	$4,58 \cdot 10^{-7}$	$5,32 \cdot 10^{-7}$	– –	–	–
$3,21 \cdot 10^{-7}$	$6,24 \cdot 10^{-7}$	$3,00 \cdot 10^{-6}$	$5,61 \cdot 10^{-6}$	200–400	0,14	–7,3
				400–800	0,64	–3,6
$3,94 \cdot 10^{-8}$	$2,54 \cdot 10^{-7}$	$3,36 \cdot 10^{-6}$	$4,32 \cdot 10^{-6}$	200–600	0,16	–7,2
				600–800	1,4	–1,8

вале относительно невысоких температур (200–400°C) значительно варьируют. С повышением температуры на 600° (от 200 до 800°C) значения электропроводности всех типов пород интенсивно возрастают, при этом наиболее высокие показатели характерны для серпентинитов и зеленокаменных пород (до $n \cdot 10^{-5} \text{ Ом}^{-1} \cdot \text{см}^{-1}$), что хорошо согласуется с литературными данными по электропроводности аналогичных типов пород для других регионов, а также с величинами, полученными из вариаций электромагнитного поля Земли [14, 65, 66, 86].

Глава 3

РЕЗУЛЬТАТЫ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРОДОЛЬНЫМИ ВОЛНАМИ ОТ ВЗРЫВОВ

МЕТОДИКА НАБЛЮДЕНИЙ

Линия профиля зафиксирована местоположением главных пунктов взрыва (ПВ): Нанга-Парбат – Зоркуль – Каракуль – Узген – Токтогул. Профиль проходит близ меридиана 74° в.д. и имеет излом в 20° на пункте Каракуль. Азимут линии профиля к северу от Каракуля юго-восток 175°, к югу – юго-восток 154°.

Размещение пунктов взрыва определялось в основном наличием водоемов и площадок для бурения взрывных скважин. По ряду причин оказалось возможным взрывать только в озерах Каракуль и Санго Сар (ПВ Нанга-Парбат), а бурить скважины – на пунктах Чигирчик и Узген. Остальные пункты взрыва были размещены в руслах сухих саев или в мелких водоемах (ПВ Зоркуль, Сарыташ, Ранкуль): здесь производились накладные взрывы с площадным расположением зарядов. Из пункта Токтогул осуществлена регистрация мощного (700 т) промышленного взрыва.

Эффективность взрывов при рассмотренных условиях расположения и укупорки зарядов иллюстрируется рис. 3. Анализ приведенного графика показывает, что: 1) при максимальной величине суммарного заряда 7–10 т из шурфов можно получить годограф длиной не более 150–170 км; 2) при размещении суммарного заряда 6–7 т в группе достаточно глубоких скважин можно получить годограф длиной 200–250 км; 3) наиболее эффективными являются взрывы в глубоких естественных водоемах: при расположении суммарного заряда 2–5 т на глубине нескольких десятков метров можно получить годограф длиной 500 км и более.

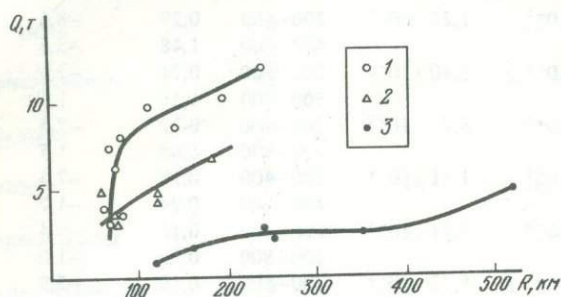


Рис. 3. График зависимости дальности регистрации сейсмических волн (R) от величины заряда (Q) и способа его укупорки
1 — шурфы; 2 — скважины; 3 — глубокие водоемы

Анализ полученных записей также показал, что дальность регистрации волн при одинаковых параметрах взрыва в южном и юго-западном направлениях примерно вдвое больше, чем в северном и северо-восточном, что, очевидно, связано с сильным поглощением энергии взрыва Кызылартским, Акбайтальским и Южно-Ферганским разломами (табл. 6).

Станции регистрации располагались: в северной и средней (советских) частях профиля по долине р. Аксу и вблизи дороги Ош — Хорог, на юге — по долинам рек Гилгит и Карамбур (Пакистан) и вблизи г. Сринагар (Индия). Максимальные отклонения точек наблюдения от линии профиля при этом составили для северной части ± 20 км, для южной — ± 50 км.

Расстояния между пунктами наблюдений в среднем 6–8 км, на отдельных участках профиля они увеличиваются до 10–12 км или уменьшаются до 1–3 км и даже до нескольких сот метров. Вдоль трассы профиля выполнены четыре зондирования станциями "Поиск". Длина отдельных зондирований составляет 9,4 км, что соответствует одной расстановке двух сейсмостанций при 100-метровом шаге приборов. Наблюдения станциями "Земля" и "Черепаша" выполнены в отдельных пунктах (точках).

Регистрация взрывов вдоль трассы профиля производилась также стационарными и экспедиционными станциями региональной сейсмологической службы Средней Азии (см. с. 71) и стационарными и экспедиционными станциями Комплексной сейсмологической экспедиции Института физики Земли АН СССР, расположенными вдоль хр. Петра Первого в пределах Гармского сейсмологического полигона (см. с. 53).

Таблица 6

Максимальная длина годографов, км

Пункт взрыва	К югу от ПВ	К северу от ПВ	Пункт взрыва	К югу от ПВ	К северу от ПВ
Нанга-Парбат	—	367,0	Сарьгаш	33,5	102,5
Зоркуль	233,0*	236,6	Чигирчик	119,0	61,5
Рангкуль	86,5	106,5	Узген	187,0	—
Каракуль	397,9**	274,0	Токтогул	189,0	—

* На территории СССР — 23 км.

** На территории СССР — 168 км. В 1974 г. получены записи из пункта взрыва Каракуль в двух точках южнее г. Сринагар (Индия) на удалении 534 км.

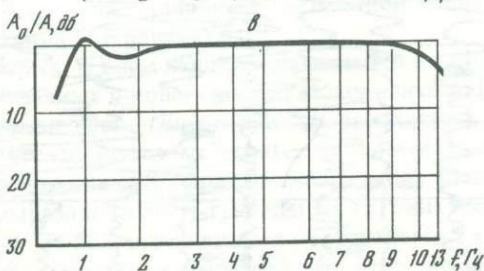
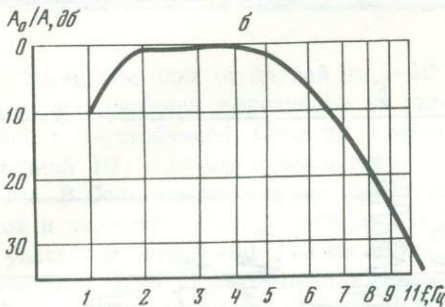
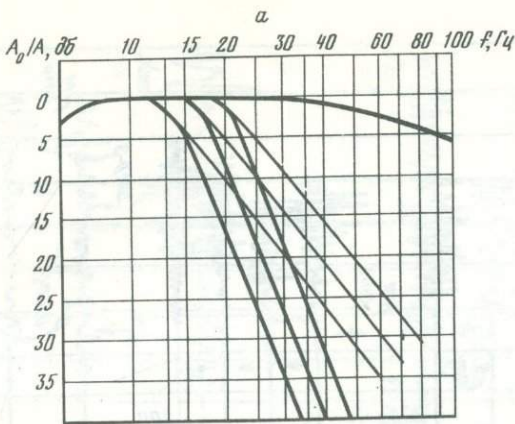
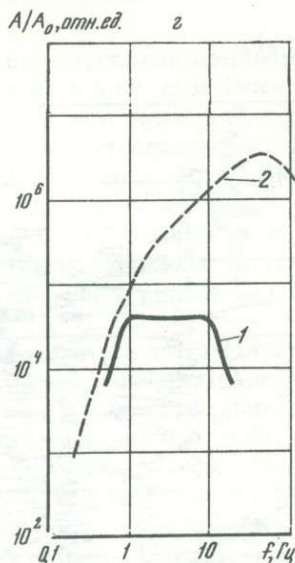


Рис. 4. Частотные характеристики сейсмических станций "Поиск-КМПВ" (а), "Земля" (б), "Черепаша" (в), станций региональной (2,1) и экспедиционной (2,2) сейсмологической сети



Взрывы в озерах Санго-Сар и Каракуль регистрировались 18 сейсмическими станциями, расположенными на территории Пакистана к северу от Нанга-Парбата (Астора) (см. с. 116). На территории Индии несколько южнее Сринагара (Кашмир) выполнены зондирования станциями "Поиск-КМПВ", зарегистрировавшими взрывы в оз. Каракуль.

Регистрация сейсмических колебаний советскими исследователями осуществлялась различными серийными сейсмическими станциями советского производства — "Поиск-КМПВ", "Земля", "Черепаша", стационарными и экспедиционными станциями региональной сейсмической службы и временными высокочувствительными радиорелейными сейсмологическими станциями, а нашими зарубежными коллегами — станциями типа "Марс" [174]. Частичные характеристики всех указанных станций приведены на рис. 4.

ВОЛНОВОЕ ПОЛЕ

Анализ волнового поля сделан по сейсмограммам зондирований станциями "Поиск-КМПВ", полученным по всему профилю на эпицентральных расстояниях от 0 до 140,7 км, и по записям станций "Земля" и "Черепаша", сгруппированным в сводные сейсмограммы (рис. 5). При описании волнового поля учитывались также записи, сделанные сейсмологическими станциями, расположенными вдоль трассы профиля и в Гармском районе, а также сейсмограммы, полученные в Индии и Пакистане нашими иностранными коллегами по Памиро-Гималайскому проекту.

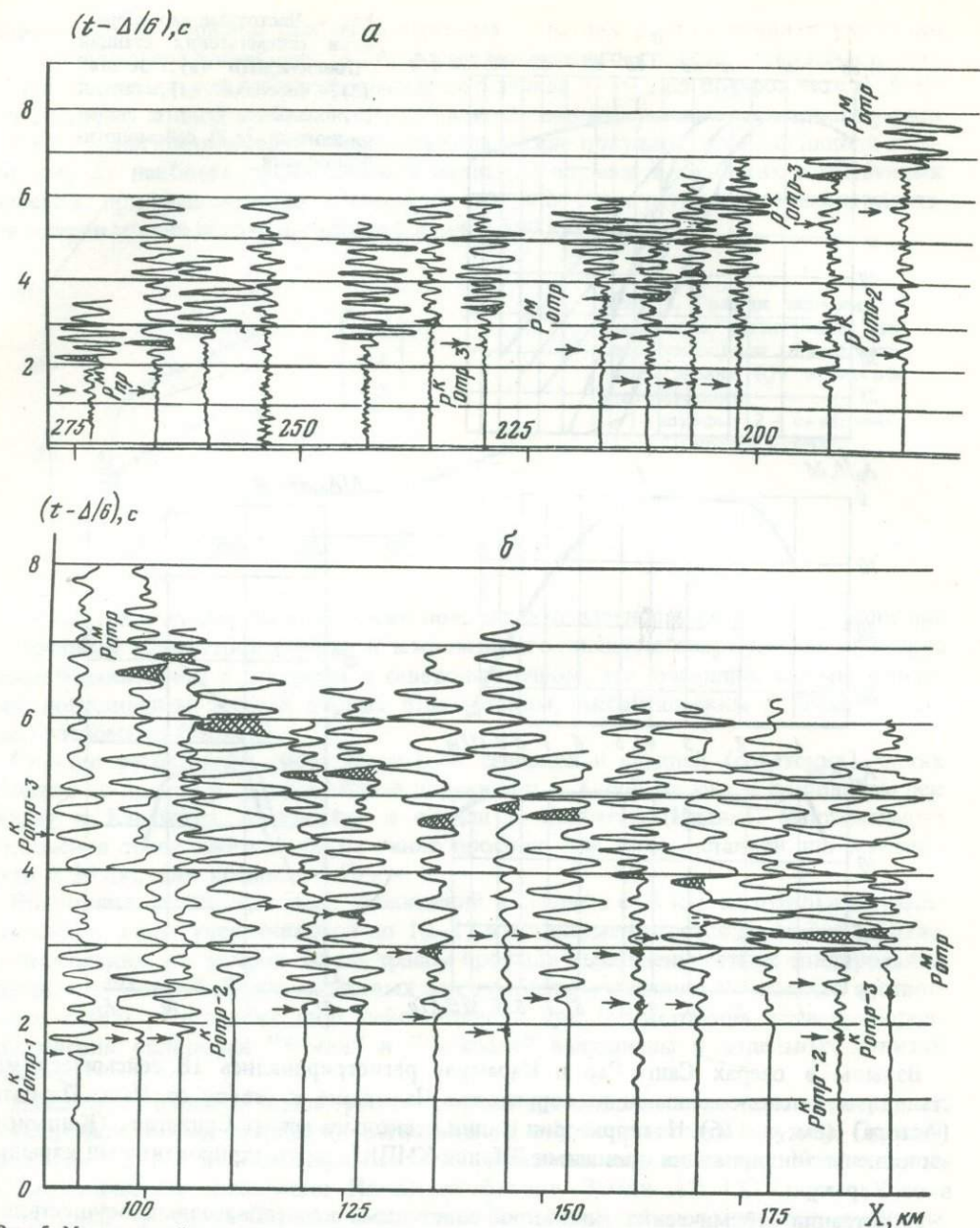
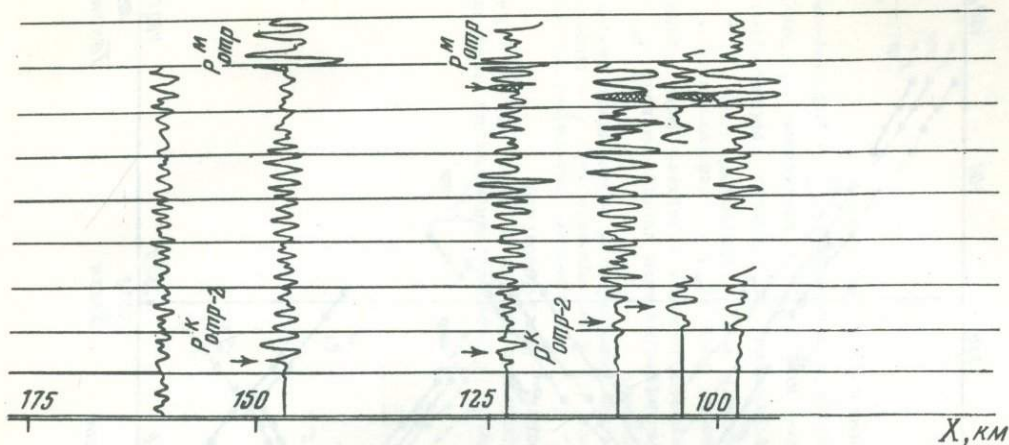


Рис. 5. Монтажи сейсмограмм
 Пункты взрыва: а - Каракуль, б - Токтогул. Штриховкой показаны выделенные фазы волн $P_{отр}^M$; стрелками - $P_{пр}^M$, $P_{отр-2}^K$, $P_{отр-3}^K$

В результате проведенных исследований получена значительная информация о волновом поле, в основном отражающая его кинематические особенности, в результате чего интерпретация годографов осуществлялась преимущественно с использованием кинематических критериев, хотя при корреляции волн в последующих вступлениях использовались и динамические признаки.

Отметим два момента, имеющие существенное значение при интерпретации полученного волнового поля.

Во-первых, о достоверности выделения и корреляции волн в последующей за первыми вступлениями части записи на различных удалениях от пункта взрыва. До удалений 100–120 км длительность записей отдельных волн, объединяемых огибающей экстремумов, составляет 0,3–0,4 с. На сейсмограммах здесь в интервале записи 5 с фиксируется до 14 волн. В этих условиях при дискретных наблюдениях стан-



циями, отстоящими одна от другой на 5–10 км, и при отсутствии доминирующих по амплитуде колебаний корреляция не только фаз, но и волн становится многовариантной и неустойчивой. Судя по изменению кажущихся скоростей, вероятно, до расстояний 100–120 км в последующих вступлениях регистрируются отраженные волны. В большинстве случаев они не имеют достаточно ярких амплитудных признаков и поэтому не могут быть достоверно отождествлены от станции к станции. На удалениях свыше 100–120 км запись упрощается, уменьшается число регистрируемых волн, среди них появляются доминирующие на значительных расстояниях. В этих условиях становится возможной более достоверная корреляция волн в последующих вступлениях.

Во-вторых, о возможности диагностики по динамическим признакам отраженных волн, связанных с поверхностью Мохоровичича. Полученные материалы показывают, что при различных эпицентральных расстояниях доминирующими являются разные волны, отразившиеся от границ, расположенных на различных гипсометрических уровнях. В частности, при эпицентральных расстояниях 100–140 км доминируют волны, отразившиеся от границы на глубине около 40 км; на удалениях, больших 140 км, — волны, отразившиеся от границы на глубине около 70 км. Таким образом, только динамическая выраженность волн не может служить критерием их связи с какой-либо определенной границей в земной коре, в том числе и с поверхностью Мохоровичича.

Рассмотрим параметры наиболее выразительных волн, сохраняющих свои характерные волновые признаки на достаточно больших интервалах корреляции. По кинематическим и динамическим признакам они отнесены нами к классам рефрагированных, квазиголовных и отраженных за критическим углом волн.

Волны, рефрагированные в верхней части консолидированной коры, регистрируются в первых вступлениях до удалений 100–120 км (рис. 6). Далее в области, близкой к видимым первым вступлениям, регистрируются закритические отраженные волны от границ в земной коре. Огибающая асимптотических ветвей годографов этих волн рассматривалась нами как предельное положение годографа волны, рефрагированной в консолидированной коре. В последующих вступлениях на расстояниях более 120 км регистрируются волны, отраженные от поверхности Мохоровичича за критическим углом. В отдельных случаях в последующих вступлениях удалось выделить отраженные волны, связанные с горизонтами в нижней части земной коры.

Наконец, на расстояниях свыше 220–250 км в первых вступлениях регистрируются квазиголовные волны от поверхности Мохоровичича.

Рассмотрим особенности всех перечисленных групп волн.

В о л н ы P_3^k , характеризующие самую верхнюю эродированную часть земной коры, занимают на годографах интервал от пункта взрыва до удалений 20–25 км. Количество их невелико — всего 2–3. Кажущиеся скорости изменяются от 2,7–3,0 до 4,2–4,5 км/с. На южном участке профиля в интервале наблюдений от 7–9 до 20–25 км выделяются волны с $V^* = 5,0$ км/с, также отнесенные нами к группе P_3^k .

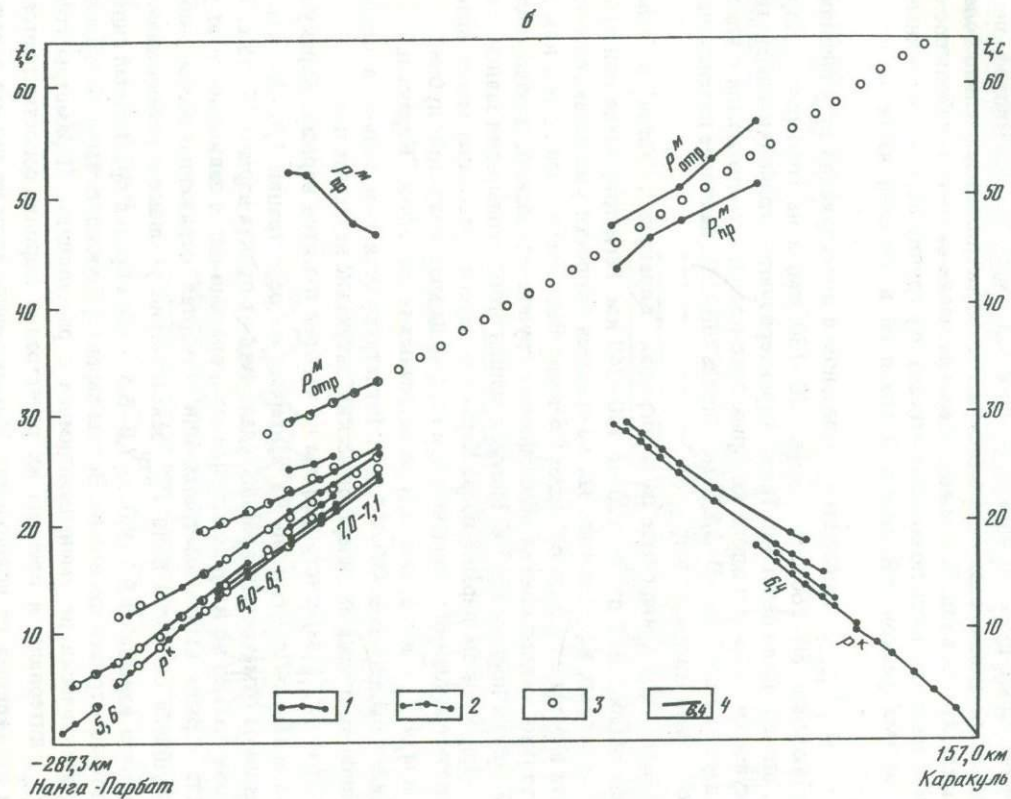


Рис. 6. Годографы сейсмических волн по профилям Зоркуль - Токтогул (а) и Каракуль - Нанга-Парбат (б)

1, 2 - наблюдаемые годографы: уверенные (1) и неуверенные (2); 3 - теоретические годографы; 4 - кажущиеся скорости, км/с

Экспериментальные годографы волн: P^{K_1} - рефрагированных в верхней части "гранитного" слоя; P^{K_1} - рефрагированных в нижней части "гранитного" слоя; $P^{K_{отр}}$ - отраженных от границ в консолидированной коре; $P^{M_{отр}}$ - отраженных от поверхности Мохоровичича; P^M - рефрагированных в верхней части мантии

Волны $P_0^{K_1}$, рефрагированные в верхней части "гранитного" слоя, занимают на годографе интервал первых вступлений от 7–25 до 80 км. Их кажущаяся скорость постепенно возрастает от 5,6–5,8 км/с в начале регистрации до 6,2–6,4 км/с на конце годографа. Выход волн $P_0^{K_1}$ в первые вступления характеризуется резким изломом годографа. Представлены волны $P_0^{K_1}$ двумя-тремя фазами с характерным "острым" максимумом второй из них (рис. 7, 8). Тем не менее форма записи волн $P_0^{K_1}$ очень сложная, нередко интерференционная, затухание сильное. Даже при достаточно эффективных взрывах в группе скважин на пункте Узген выделить волны $P_0^{K_1}$ на удалениях, больших 70 км, не удалось.

Волны $P_1^{K_1}$, рефрагированные в нижней части "гранитного" слоя, регистрируются в интервале наблюдений 30–102 км, с удалений ~ 60 км они следятся первыми. Кажущиеся скорости волн $P_1^{K_1}$ в интервале их совместного прослеживания с волнами $P_0^{K_1}$ очень близки и также несколько возрастают с удалением от пункта взрыва. Их разделение обосновывается разным рисунком записи: волны $P_1^{K_1}$ характеризуются тремя практически одинаковыми, весьма интенсивными импульсами и более низкими, чем у первых волн, частотами (7–8 Гц против 9–10).

Волны $P_{отр-1}^{K_1}$ регистрируются в интервале наблюдений от 55 до 120–130 км; как правило, на удалениях, больших 90–100 км, они регистрируются первыми. Характеризуются криволинейными годографами с кажущимися скоростями, уменьшающимися с удалением от пункта взрыва (7,5–6,5 км/с; на максимальных удалениях с некоторых пунктов взрыва – даже 6,2 км/с). Запись многофазная, четкая, интенсивная, затухание незначительное. Частоты колебаний значительно более низкие, чем у предыдущих волн. Такой характер изменения скорости, небольшое затухание и высокая интенсивность позволяют отнести эту группу волн к отраженным, связанным с весьма резкой сейсмической границей в верхней части консолидированной коры.

Волны $P_{отр-2}^{K_1}$ выделяются в основном в последующих вступлениях в интервале наблюдений 80–160 км. Далее 120–130 км, а на годографе "Каракуль" с 103 км, они следятся первыми. Также характеризуются криволинейными годографами, кажущиеся скорости вдоль которых закономерно уменьшаются с удалением от пункта взрыва от 9,5 до 6,0–5,8 км/с. Запись сложная, наиболее интенсивная, в большинстве случаев многофазная.

Волны $P_{отр-3}^{K_1}$ выделены на годографах "Каракуль", "Узген" и "Токтогул" в интервале наблюдений от 90–120 до 190–240 км. Регистрируются они практически только во вторых вступлениях. Их кажущиеся скорости уменьшаются с удалением от пункта взрыва от 8,5 до 6,0 даже 5,5 км/с. Выделяются эти волны как характерная, довольно интенсивная и многофазная группа колебаний, длительность записи которой иногда превышает 3 с. Рисунок записи этой группы волн зависит от условий взрыва. При мелком взрыве в оз. Каракуль зарегистрированы менее интенсивные и более низкочастотные волны, чем при взрыве на максимальной глубине.

Волны $P_{отр-4}^{K_1}$ выделены на паре встречных годографов "Каракуль" – "Узген" в интервале наблюдений 95–190 км. Регистрируются они только в последующей части записи, годограф их гиперболический, затухание незначительное.

Волны $P_{отр}^M$ зарегистрированы из четырех пунктов взрыва: Каракуль, Узген, Токтогул и Нанта-Парбат (рис. 9). Интервал их регистрации 120–367 км. Времена регистрации на отмеченных крайних удалениях от пункта взрыва 25–55 с. Регистрируются они только во вторых вступлениях, впереди них в зависимости от удаления от пункта взрыва выделены третья или четвертая отраженная волна, либо волны $P_{пр}^M$. Кажущиеся скорости волн $P_{отр}^M$ закономерно убывают с увеличением расстояния от пункта взрыва от 9,5–9,0 до 7,0–6,5 км/с, образуя правильный гиперболический годограф отраженной волны. Волны характеризуются самыми большими амплитудами, практически не уменьшающимися с расстоянием. Параметры годографов волн $P_{отр}^M$, интервалы и времена их регистрации хорошо сопоставляются с годографами отраженных от поверхности Мохоровичича волн из пункта взрыва Кабуд-Хауз по материалам исследований ИФЗ АН СССР в Памиро-Алайской зоне, где они стратифицированы по своим преломленным аналогам (рис. 10).

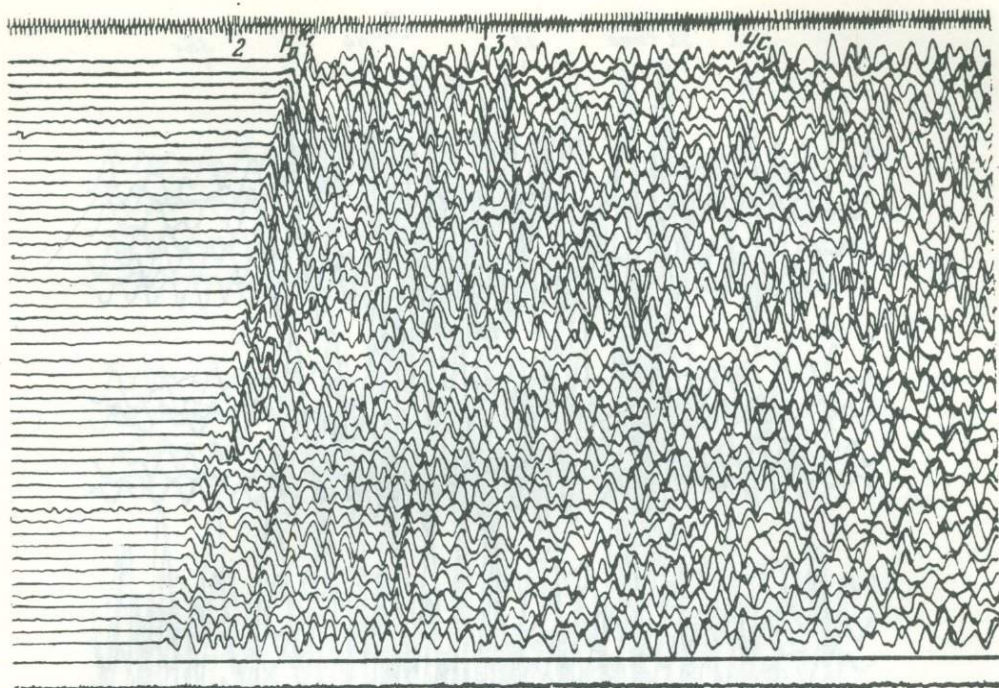


Рис. 7. Характерная запись волн $P_0^{K_1}$ сейсмическими станциями "Поиск" (пункт взрыва Рангуль, $R = 8,8-11,2$ км)

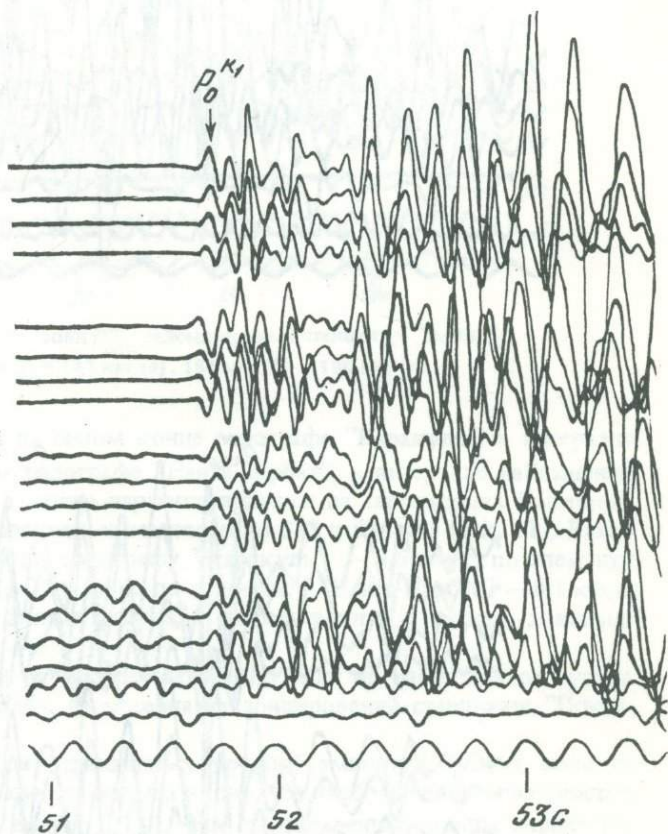
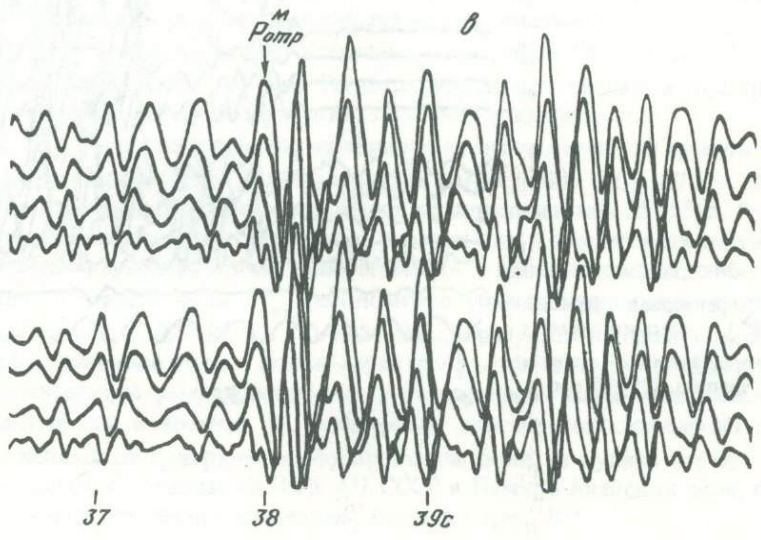
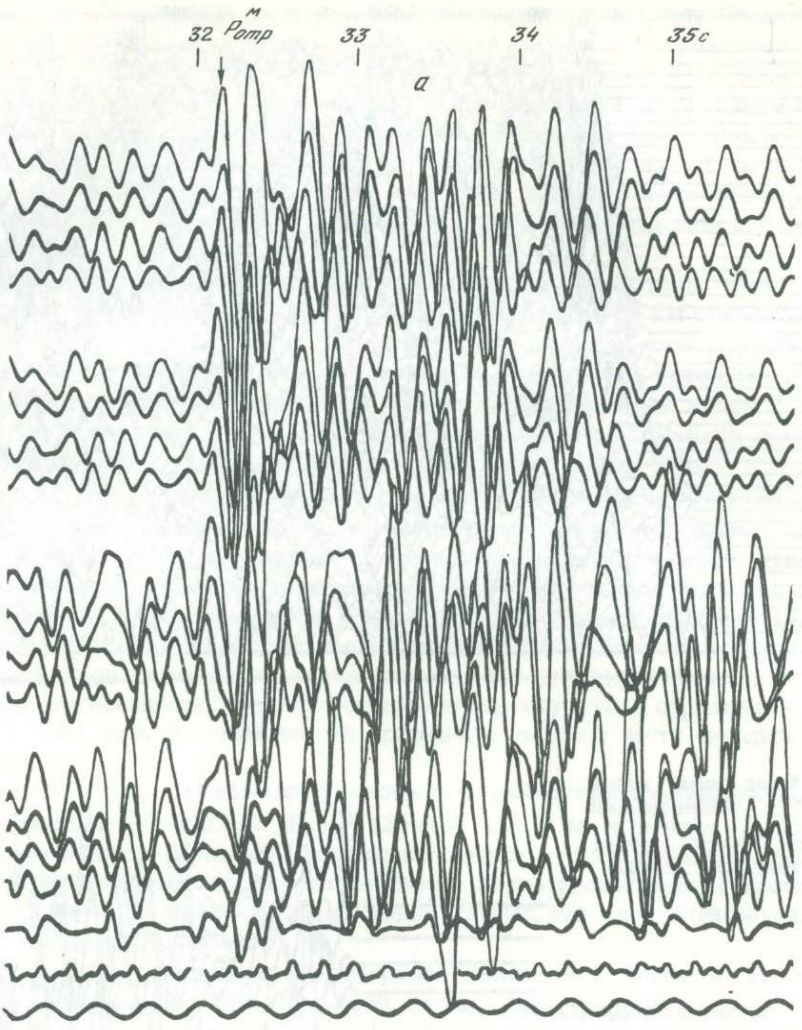


Рис. 8. Характерная запись волн $P_0^{K_1}$ сейсмическими станциями "Земля" (пункт взрыва Сарыташ, $R = 14,8$ км)



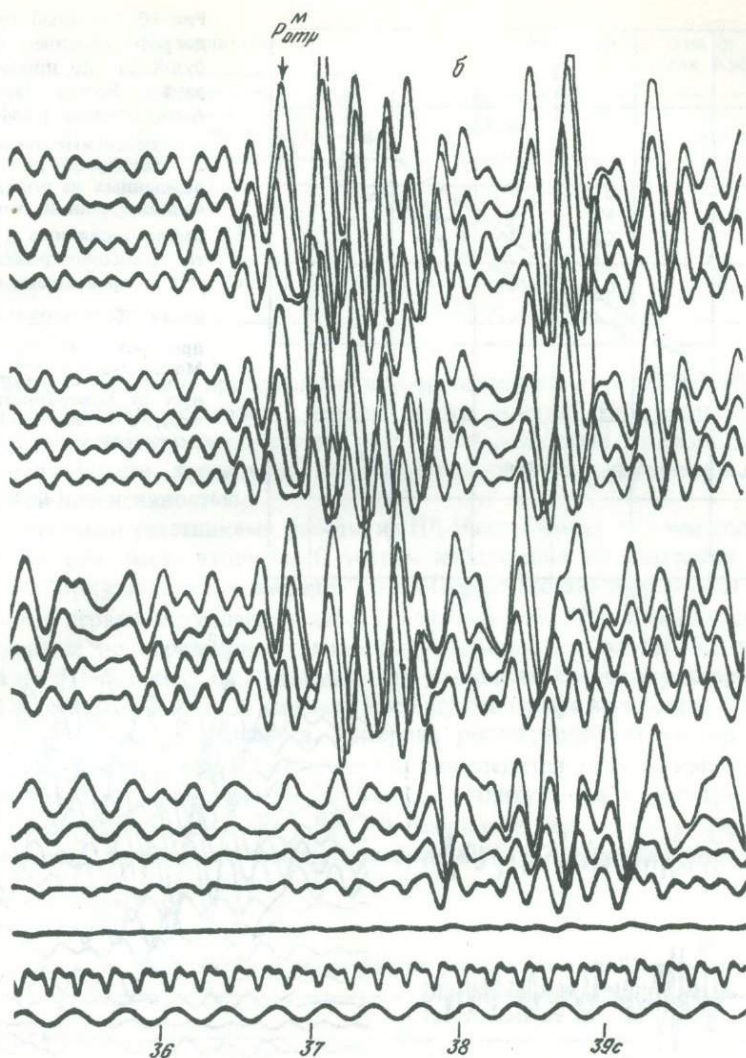


Рис. 9. Характерная запись волн $P_{отр}^M$ сейсмическими станциями "Земля"
Пункт взрыва Каракуль, $R = 147$ км (а), 181 км (б) и 190 км (в)

Волны $P_{пр}^M$ выделены на самом конце годографа "Каракуль", в интервале наблюдений 253–274 км, и на годографе "Нанга-Парбат", в интервале наблюдений 253–297,5 км (см. рис. 6), а также зарегистрированы на территориях Пакистана и Индии на максимальных удалениях соответственно 312 и 534 км (рис. 11). Кажущаяся скорость, определенная по годографу "Каракуль", — 8,5 км/с, по элементу годографа в районе Сринагара — 7,8 км/с, по годографу "Нанга-Парбат" — 8,1 км/с. Как можно видеть на приведенных рисунках, запись волн $P_{пр}^M$ четкая, довольно интенсивная.

Динамические соотношения рассмотренных групп волн на удалениях от пункта взрыва до 140 км хорошо видны на материалах зондирования станциями "Поиск-КМПВ" (табл. 7).

При сравнении приведенных осредненных уровней амплитуд разных волн на фиксированных удалениях от пункта взрыва видно, что наибольшей интенсивностью на этих удалениях обладают волны $P_{отр-2}^K$. Все рассмотренные волны характеризуются сильным затуханием: при увеличении эпицентрального расстояния вдвое амплитуды волн уменьшаются почти в 3 раза. И это несмотря на то, что величина заряда на максимальных удалениях была значительно большая. Указанные соотношения амплитуд зарегистрированных волн видны и на сейсмограммах станций "Земля".

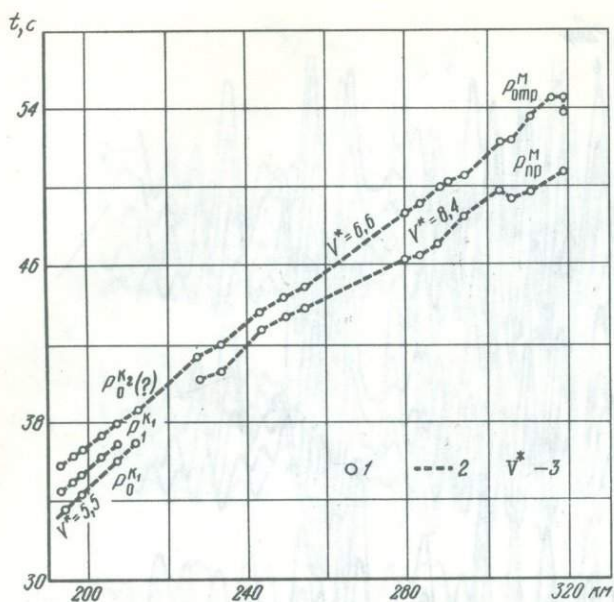


Рис. 10. Сводный групповой годограф сейсмических волн "Кабуд-Хауз" по профилю ГСЗ Дараут - Курган-Шарт в Памиро-Алайской зоне [25]

1 - экспериментальные данные, 2 - годографы волн: $P_0^{K_1}$ - преломленных на поверхности консолидированной коры, $P_1^{K_1}$ - рефрагированных в верхней части консолидированной коры, $P_0^{K_2}$ - преломленных на поверхности "базальтового" слоя. $P_{пр}^M$ - преломленных на поверхности Мохоровичича, $P_{отр}^M$ - отраженных от поверхности Мохоровичича; 3 - значения кажущихся скоростей, км/с

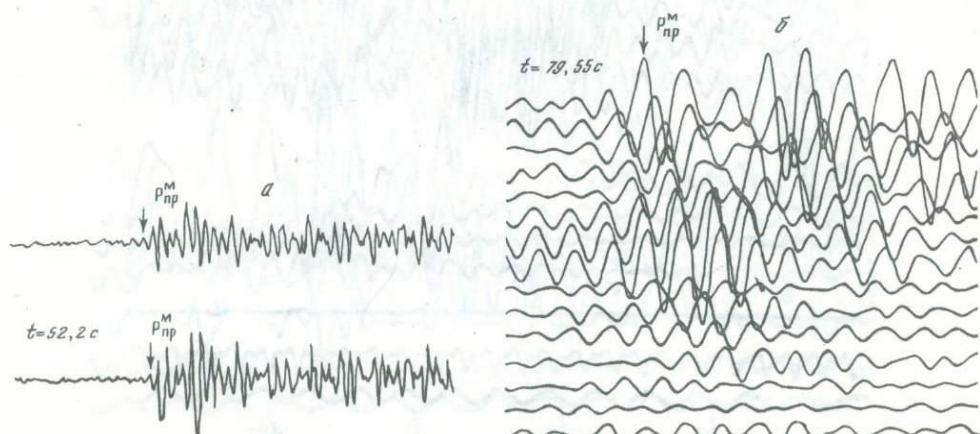


Рис. 11. Запись волн $P_{пр}^M$ сейсмическими станциями "Марс" в районе Гилгита (Пакистан) на удалении 312 км (а) и сейсмическими станциями "Поиск" в районе Сринагара (Индия) на удалении 531-534 км (б) от пункта взрыва Каракуль

Видимые частоты колебаний на сейсмограммах станций "Поиск-КМПВ" закономерно уменьшаются с увеличением эпицентральных расстояний от 16 Гц у пункта взрыва до 9-10 Гц на удалении 140 км (табл. 8). На удалении, больших 40-50 км, они изменяются мало и практически до конца полученного годографа остаются на уровне 10-12 Гц.

Видимые частоты колебаний на сейсмограммах станций "Поиск-КМПВ" мало зависят от условий взрыва; можно лишь отметить, что при взрывах в шурфах (ПВ Зоркуль, Рангкуль) они на 1-2 Гц ниже, чем при взрывах в скважинах (ПВ Узген). Видимые частоты на сейсмограммах станций "Земля" для всего цуга колебаний в интервале регистрации времен около 2 с изменяются для всего профиля в очень незначительных пределах - от 7-9 Гц около пункта взрыва до 5-6 Гц на удалении 150 км и более (табл. 9). Закономерность убывания частот с удалением от пунктов взрыва примерно одинаковая.

При анализе частотного спектра колебаний, полученного в зависимости от характера источника, отчетливо выявляется закономерность, показанная в табл. 10: наиболее низкие частоты колебаний получены при взрывах в глубоком водоеме.

На некоторых сейсмограммах (или на группе сейсмограмм) выделяются и другие,

Таблица 7

Амплитуды волн, мм

Волны	Расстояние от ПВ, км		
	30-40	70-80	130-140
P^{K_1}	5	7	—
$P^{K_{отр-1}}$	—	13	5
$P^{K_{отр-2}}$	—	25	9

Таблица 8

Видимые частоты (в Гц) волн на записях КМПВ

R, км	P^{K_1}	$P^{K_{отр-1}}$	$P^{K_{отр-2}}$
10	16	—	—
40	14	—	—
70	12	12	—
90	11	11	11
140	10	10	9

менее выразительные и протяженные волны, связанные с границами внутри консолидированной коры, возможно, верхней части мантии. Интервалы записи между отмеченными волнами заполняются разрозненными осями синфазности незначительной протяженности, характеризующимися различными кажущимися скоростями и невысокой интенсивностью.

Итальянскими участниками работы из ПВ Нанга-Парбат получен годограф длиной 132,77 км (см. часть вторую). С учетом наблюдений на советской территории к северу от Зоркуля длина годографа "Нанга-Парбат" составляет 367 км. На удалениях до 60 км в первых вступлениях здесь следятся волны $P_0^{K_1}$. Кажущиеся скорости их, определенные по осредненному годографу, изменяются от 5,7–5,8 км/с у пункта взрыва до 6,0–6,1 км/с на максимальных удалениях. Волны характеризуются интенсивной и четкой 2–3-фазной записью. К концу годографа вследствие сильного затухания интенсивность уменьшается. Интервал регистрации следующей группы волн $P_0^{K_1}$ — 20–100 км, в первых вступлениях они следятся далее 60 км. Это тоже весьма интенсивная и компактная группа волн. Амплитуды их с расстоянием затухают значительно меньше, чем волн $P_0^{K_1}$. В результате уже на удалениях 40–50 км их интенсивность значительно выше, чем волн $P_0^{K_1}$. Кажущиеся скорости волн $P_1^{K_1}$

Таблица 9

Видимые частоты (в Гц) на записях станций "Земля"

Пункт взрыва	Расстояние от ПВ, км			
	0-10	50	100	150
Зоркуль	6,5	6,5	5,5	6,0
Ранкуль	8,5	7,5	7,0	—
Каракуль	7,0	6,0	6,6	5,0
Сарыташ	7,5	6,0	5,0	—
Чигирчик	9,0	7,5	7,0	—
Узген	8,0	7,0	6,0	5,5

Таблица 10

Частотный спектр колебаний (в Гц) для различных эпицентральных расстояний

Условия взрыва	Расстояние от ПВ, км				
	0-10	50	100	150	190
Шурф	6,5	6,5	6,5	6,0	—
Мелкий водоем (3-5 м)	7,7	6,5	6,0	5,0	—
Скважина	8,0	7,0	6,0	5,0	—
Глубокий водоем (50 м)	—	—	5,5	4,0	3,5

существенно больше, чем предыдущих, они изменяются от 6,0–6,2 до 7,0–7,1 км/с при регистрации в первых вступлениях.

В последующей части записи выделяется еще несколько групп волн, образующих довольно протяженные гиперболические годографы. Волны эти четко выражены динамически и хорошо разделены во времени. "Стратиграфическая" привязка рассмотренных годографов может быть сделана путем сопоставления с теоретическими годографами, соответствующими подобранной модели земной коры.

Две группы волн, выделенные на удалениях 253–367 км, с учетом возможной их увязки на взаимных временах с годографом "Каракуль" отождествлены нами соответственно с преломленными и отраженными волнами от границы Мохоровичича. Кажущиеся скорости первой из них составляют 7,2 км/с в начальной части годографа и 8,0–8,4 км/с на максимальных удалениях. Кажущаяся скорость, определенная по годографу второй волны, составляет 5,9–6,0 км/с. Можно допустить, что интенсивные волны, выделенные в интервале наблюдений 110–150 км на временах 29–33 с, являются докритическими отражениями от границы Мохоровичича.

ОБОБЩЕННЫЙ ГОДОГРАФ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН ДЛЯ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПАМИРА

Обобщенный годограф продольных волн от взрывов, названный нами "Каракуль", построен как среднестатистический из ряда встречных и нагоняющих годографов по профилю Токтогул – Сринагар и по удаленной части годографа большого промышленного взрыва "Ош" [59] (табл. 11).

Таблица 11

Максимальная длина годографов

Годограф	Методика наблюдений	Длина, км	Годограф	Методика наблюдений	Длина, км
"Ранкуль"	ГСЗ	80; 100	"Каракуль"	ГСЗ	270; 534
"Зоркуль"	ГСЗ	130; 240	"Ош"	Большой промышленный взрыв	560

Таблица 12

Отклонение экспериментальных значений от обобщенного годографа

Эпицентральное расстояние, км	Обобщенный годограф		Годограф "Каракуль"		
	t , с	V^* , км/с	t , с	Δt , с	V^* , км/с
10	2,1	5,6	2,0	-0,1	6,2
40	7,6	5,8	7,6	0	
80	14,4		14,0	-0,4	5,2
120	21,0	6,0	21,3	+0,3	6,2
160	28,2		27,7	-0,5	
200	34,6	7,2			
240	40,5	5,7			
280	46,4	8,1			
320	50,8		50,6	-0,2	7,8
360	55,8		56,2	+0,4	
400	60,8	8,4	61,6	+0,8	
440	65,6		66,8	+1,2	
480	70,3		72,3	+2,0	
520	75,2		77,8	+2,6	
560	78,4				

Как видно на рис. 12 (вкл.) и в табл. 12, расхождение наблюдаемых годографов с обобщенным годографом "Каракуль" в среднем $\pm(0,3-0,5)$ с. Максимальное расхождение (до 2 с) отмечено на эпицентральных удалениях свыше 400 км. Очевидно, годограф Ош, использованный для составления обобщенного годографа, не вполне соответствует строению низов земной коры и верхней части мантии Северного Памира. На обобщенном годографе в первых вступлениях выделяется шесть достаточно прямолинейных отрезков с разными значениями кажущихся скоростей: 5,6 км/с (интервал годографа 10-40 км), 5,8 км/с (40-120 км), 6,0 км/с (120-180 км), 7,2-7,5 км/с (180-280 км), 8,1 км/с (280-400 км) и 8,4 км/с (400-560 км).

Приведенная на рис. 12, б модель земной коры Памира построена по обобщенному годографу "Каракуль" путем решения обратной сейсмической задачи [78]. Производилось последовательно вычисление мощностей в покрывающей толще. При этом предполагалось, что на годографе выделены волны от всех достаточно толстых слоев, а искажения, вносимые негоризонтальностью границ, сведены к минимуму за счет использования при построении обобщенного годографа нескольких встречных и нагоняющих годографов. Наибольшие погрешности при определении параметров разреза в этом методе были связаны с погрешностями определения t_0 . Особенно они были велики (до 15%) при использовании удаленных ветвей годографов, трассирование которых до оси времен производилось с точностью $\pm(1,5-2)$ с. В этом случае точность определения глубины залегания границ при максимальных погружениях (свыше 50 км) составила $\pm(3-5)$ км.

Как видно на рис. 12, большой согласованности моделей нет. Очевидно, построение моделей по обобщенным годографам для такой сложнопостроенной структуры, как Памир, может производиться с большими оговорками и только в целях выявления самых общих и принципиальных особенностей ее строения. Тем не менее можно видеть, что главной особенностью строения земной коры Северного Памира является наличие "сильного" волновода в низах коры, непосредственно над границей Мохоровичича. Его мощность порядка 10 км, скоростные параметры 7,2-5,7-8,1 км/с. Верхняя часть консолидированной коры в интервале глубин 10-40 км на всех моделях расчленена слабо, скорости незначительно возрастают с глубиной - от 6 км/с на глубинах 10-12 км до 6,4 км/с на глубине ~ 40 км. Граница Мохоровичича залегает на больших глубинах - от 65 до 75 км.

Для сравнения приведены обобщенные годографы и соответствующие им модели земной коры: "Ош" для Южного Тянь-Шаня (рис. 13, вкл.) и "Нанга-Парбат" для Гималаев (рис. 14, вкл.).

Годограф "Зоркуль"			Годограф "Ош"		
t , с	Δt , с	V^* , км/с	t , с	Δt , с	V^* , км/с
2,0	-0,1	5,8			
7,4	-0,2				
13,9	-0,5	7,0			
20,2	-0,8	5,6			
34,4	-0,2		33,5	-1,1	6,2
			40,0	-0,5	
			46,4	0	8,6
			51,0	+0,2	
			55,5	-0,3	
			60,0	-0,8	
			64,5	-1,1	9,2
			68,4	-1,9	
			72,6	-2,6	
			75,8	-2,6	

МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА

Поправки к годографам. В полученные годографы были внесены поправки за нелинейность профиля и негоризонтальность линии наблюдений. Поскольку профиль в большей своей части размещается вблизи шоссе Ош – Хорог и далее по долине р. Аксу, точки наблюдения располагались на некотором расстоянии от средней прямой линии, которая принята за линию приведения – линию расчетного профиля (рис. 15). Осредняющая линия расчетного профиля имела излом на пункте взрыва Каракуль под углом 20° . Азимут расчетного профиля в интервале Токтогул – Каракуль юго-восток 175° , в интервале Каракуль – Зоркуль юго-восток 154° . При этом максимальное отклонение точек от расчетного профиля составляло ± 20 км. Приведение точек наблюдения к расчетному профилю осуществлялось следующим образом. На плане через каждый пункт взрыва проводились прямые, параллельные расчетному профилю. На них по дугам окружностей с центром в пункте взрыва проектировались точки наблюдения, в которых осуществлялась регистрация волн при возбуждении в данном пункте. Таким образом, по этим условным линиям проекции точек наблюдения располагались на реальных эпицентральных расстояниях. Далее параллельным переносом рассматриваемых линий на расчетный профиль достигалось совмещение годографов из всех пунктов взрыва в одной плоскости. При этом расстояния на годографе соответствуют эпицентральным, но горизонтальные координаты точек наблюдения для разных пунктов взрыва не совпадают и указаны на специальных шкалах. Естественно, взаимные точки совпадают только для пунктов взрыва, расположенных на расчетном профиле. Однако и для других пунктов взрыва смещение взаимных точек по оси расстояний невелико.

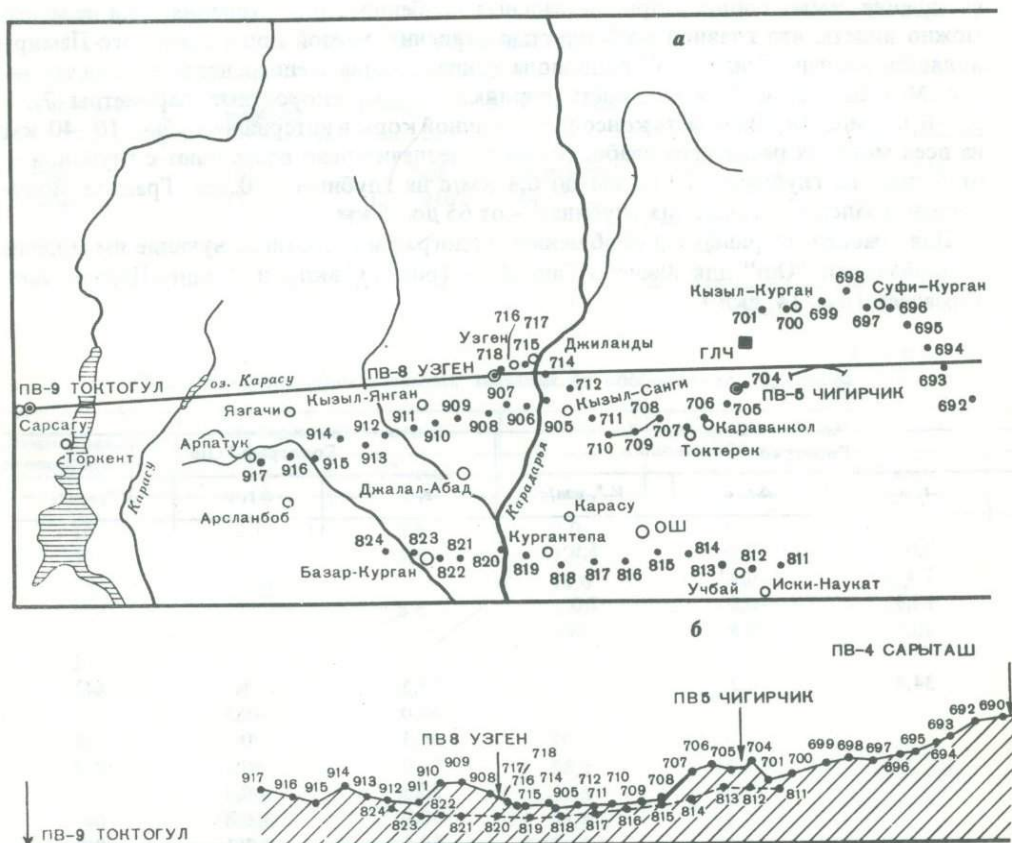


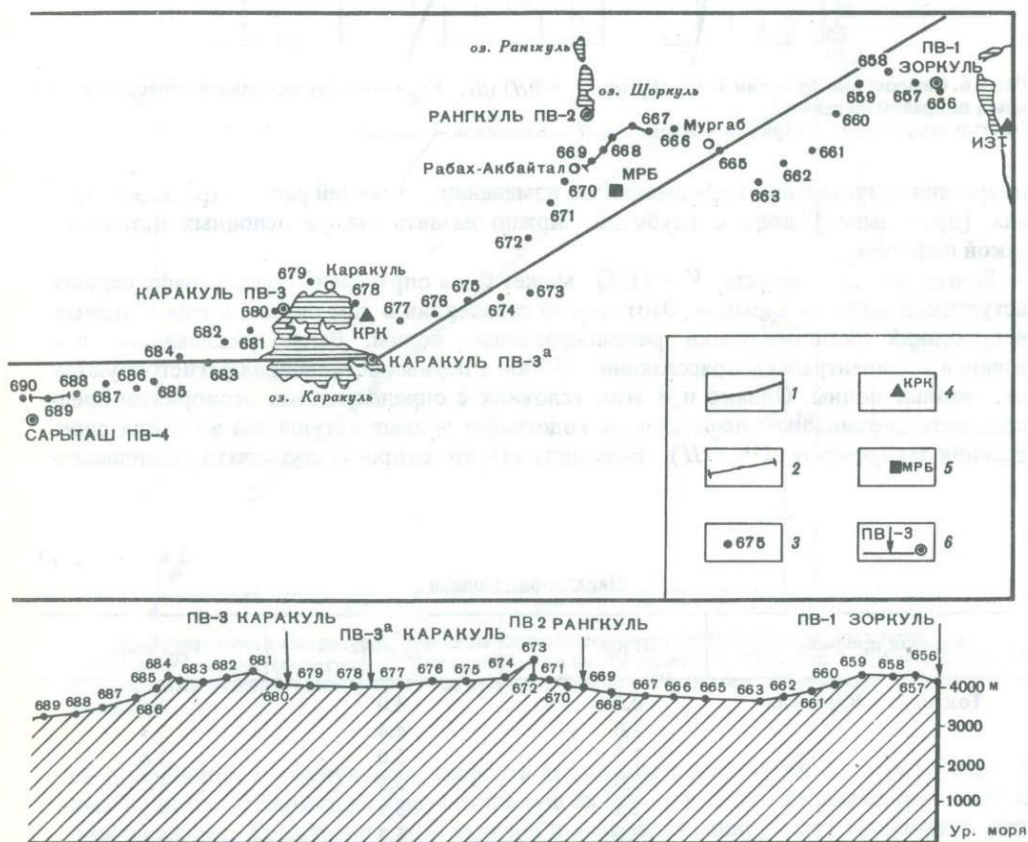
Рис. 15. Схема расположения точек наблюдения (а) и рельеф дневной поверхности (б) по профилю Зоркуль – Токтогул

1 – условная линия профиля; 2 – расстановка станций "Поиск-КМПВ"; 3–5 – станции: 3 – АСС-ЗМ ("Черепаша") и "Земля", 4 – экспедиционной сети, 5 – региональной сети; б – пункты взрыва

Поправки за негоризонтальность линии наблюдения (поправки за рельеф) вводились только для северной части профиля (на участке Каракуль-Токтогул), где абсолютные отметки точек наблюдения изменялись больше, чем на 2000 м. Южнее Каракуля альтитуды изменяются в пределах 3800–4200 м, и вводить поправки за негоризонтальность линии наблюдений здесь не имело смысла. На северном участке профиля для введения этих поправок был определен закон изменения скорости с глубиной в верхней части разреза, для чего были использованы записи станций "Поиск-КМПВ", полученные при взрывах в пункте Чигирчик, где максимальные эпицентральные расстояния не превышали 16 км. При этом предполагалось, что первые волны являются рефрагированными. По годографам первых вступлений была определена одномерная скоростная модель $V = f(H)$ и построен график времен пробега волн по вертикали $t_{\text{верт}} = f(H)$, который и использовался для введения поправок за рельеф (рис. 16). По записям станций "Поиск-КМПВ" была посчитана модель и для южной части профиля, но для введения поправок за рельеф она не использовалась. Получены следующие параметры модели (табл. 13).

Все годографы для северной части профиля приводились к уровню +1000 м. При этом допускалось, что лучи всех волн выше уровня приведения вертикальны. Поправки вводились за превышение пункта взрыва и пункта приема над линией приведения $\Delta t_{\text{пв}} = f(\Delta h_{\text{пв}})$ и $\Delta t_{\text{пп}} = f(\Delta h_{\text{пп}})$, где $\Delta h_{\text{пв}}$ – альтитуда пункта взрыва минус 1000 м; $\Delta h_{\text{пп}}$ – альтитуда пункта приема минус 1000 м. Исправленные годографы для интервала профиля Токтогул – Каракуль были приведены на рис. 6. Максимальные поправки в районе пункта взрыва Каракуль составили 1,3 с.

Определение зависимостей изменения средней скорости распространения продольных волн с глубиной. Экспериментальные материалы предоставили возможность



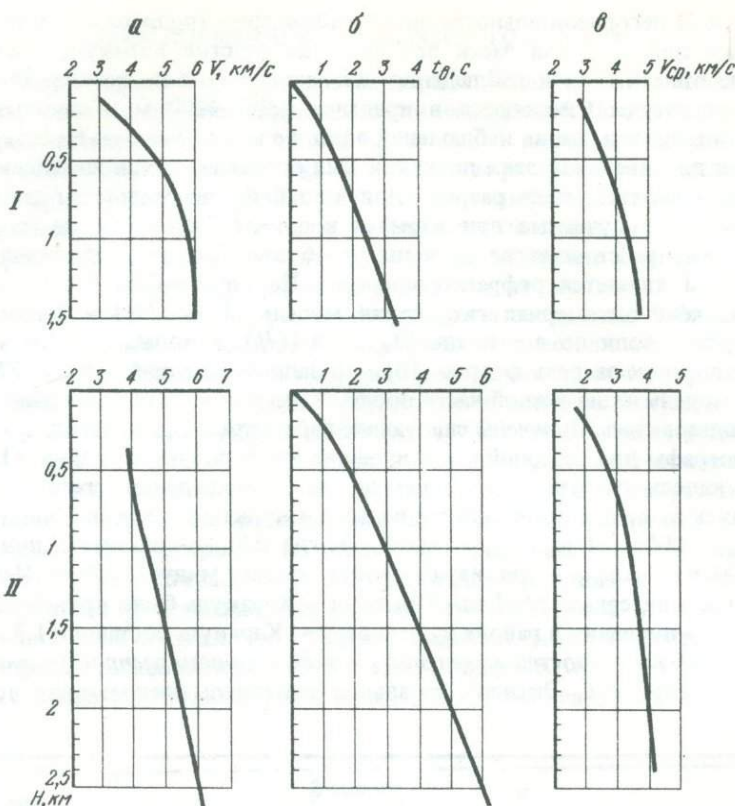


Рис. 16. Скоростные функции $V = f(H)$ (а), $t_b = f(H)$ (б), $V_{cp} = f(H)$ (в), использованные для введения поправок за рельеф
 Участки профиля: I – Зоркуль – Каракуль, II – Каракуль – Токтогул

получения значительной информации об изменении скоростей распространения упругих (продольных) волн с глубиной. Можно назвать четыре основных источника такой информации.

Во-первых, зависимость $V = f(H)$ может быть определена по годографу первых вступлений волн от взрывов. Этот способ справедлив в том случае, когда в первых вступлениях регистрируются рефрагированные волны. Выше указывалось, что начиная с эпицентральных расстояний ~ 50 км в первых вступлениях регистрируются отраженные волны. Однако и в этих условиях с определенными оговорками представляется возможным использовать годографы первых вступлений волн для определения зависимости $V = f(H)$. Если полагать, что скорость ступенчато увеличивает-

Таблица 13

Параметры модели

Участок профиля	$H, \text{ км}$	$V_{п}, \text{ км/с}$	$V_{cp}, \text{ км/с}$
Токтогул – Каракуль	0,5	4,0	2,8
	1,0	4,4	3,3
	1,5	5,0	3,8
	2,0	5,5	4,0
	2,5	5,9	4,3
	3,0	6,3	4,4
Каракуль – Зоркуль	0,5	4,8	3,7
	1,0	5,7	4,4
	1,5	6,0	4,8

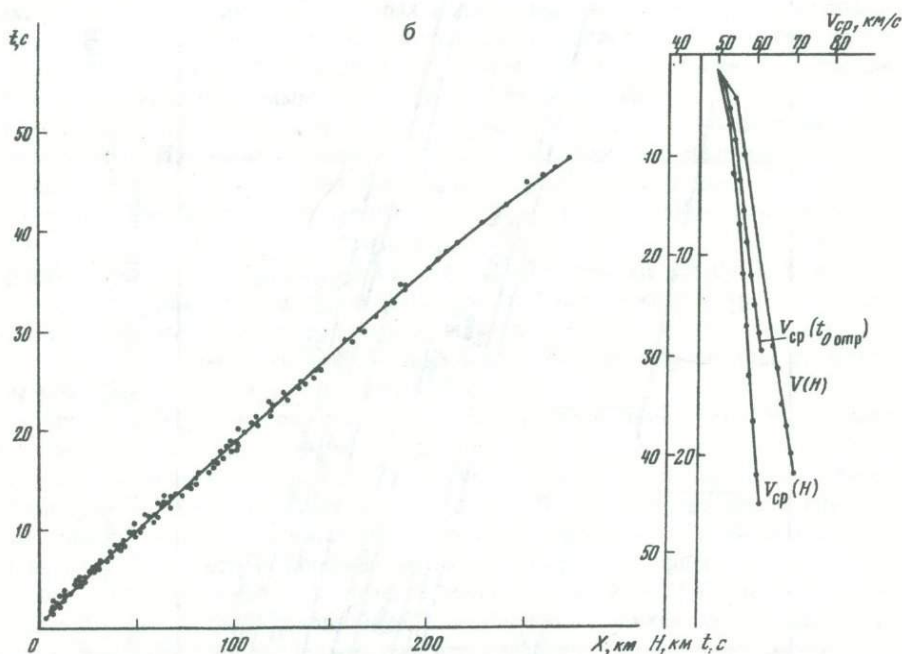
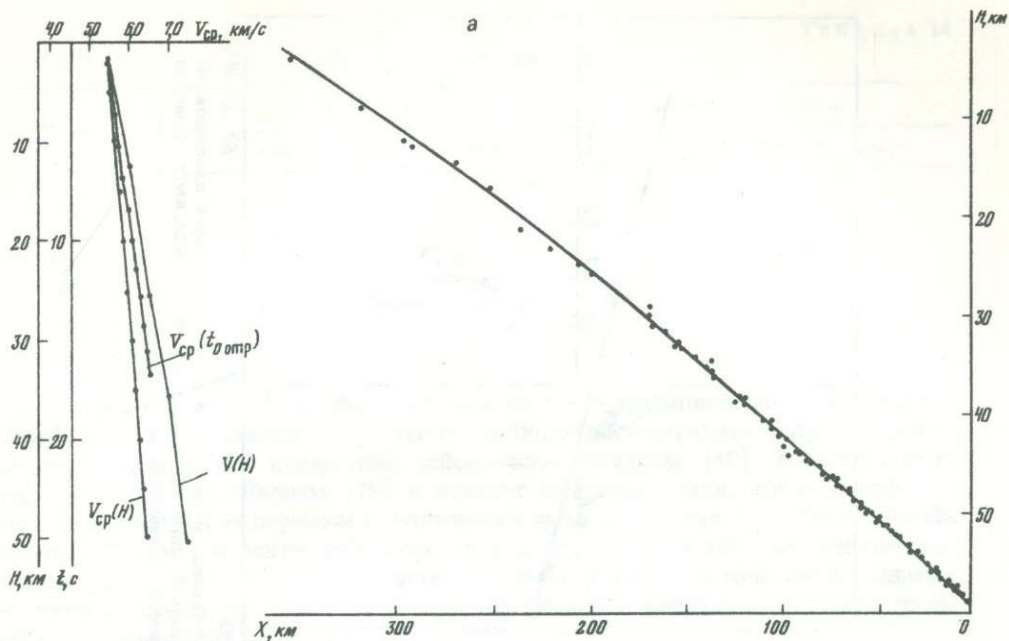


Рис. 17. Зависимости скорости от глубины, определенные по годографам первых волн
 а — южный участок (годографы: "Каракуль" — на юг, "Рангкуль", "Зоркуль", "Нанга-Парбат")
 б — северный участок (годографы: "Токтогул", "Узген", "Чигирчик", "Сарыташ", "Каракуль" — на север)

ся с глубиной, то кажущаяся скорость асимптотической ветви годографа отраженных волн будет характеризовать истинную скорость в слое, покрывающем отражающий горизонт. Естественно, при наличии в разрезе экранирующих горизонтов кажущиеся скорости асимптотических ветвей должны стремиться к скорости в экранирующем горизонте [15].

Во-вторых, информация о законе изменения скорости с глубиной может быть получена путем определения эффективных скоростей по годографам отраженных

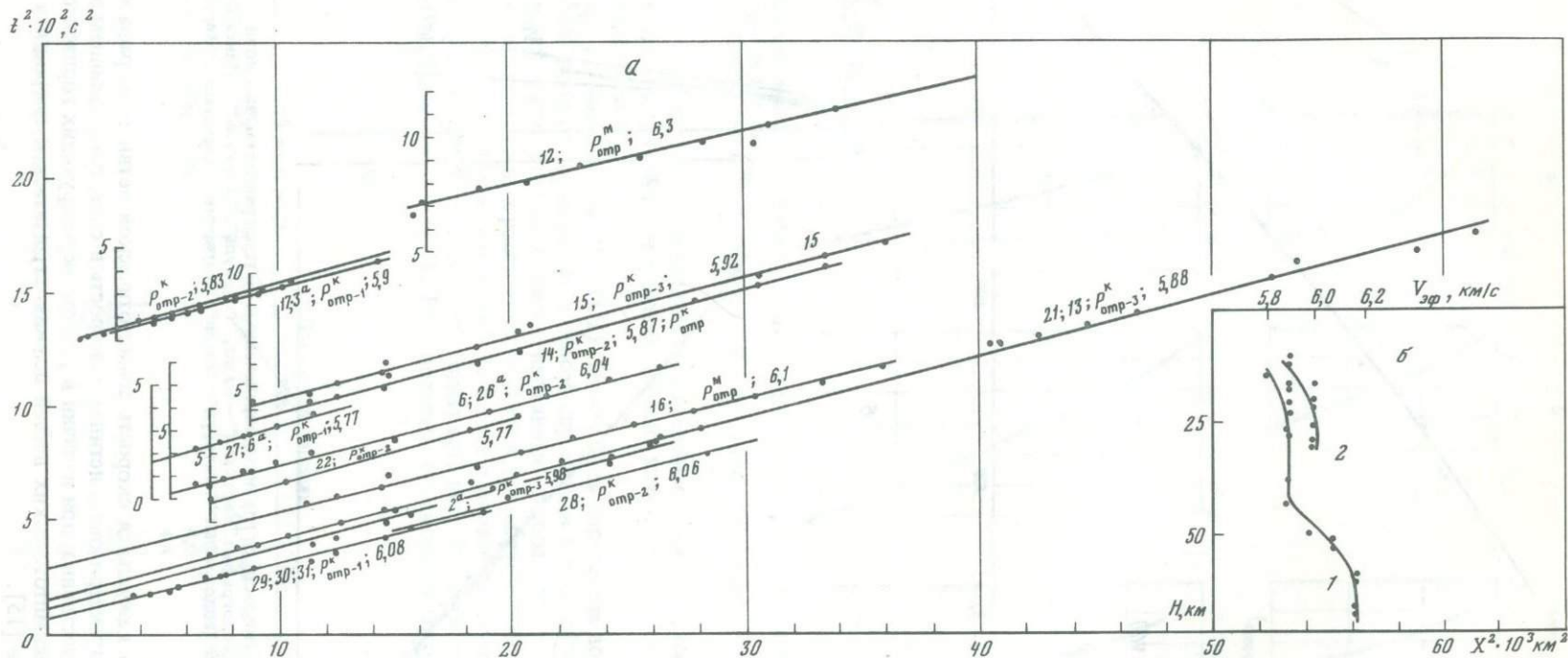


Рис. 18. Годографы отраженных волн в квадратичных координатах (а) и графики $V_{\text{эф}} = f(H)$ (б) для участков профиля Каракуль – Токтогул (1) и Зоркуль – Каракуль (2)

На годографах указаны: номер некоторых отражающих площадок на рис. 23; индекс волны; значение эффективной скорости, км/с; точками показаны экспериментальные данные

Скоростные параметры разреза

H, км	Южный участок		Северный участок	
	$V_{п}$, км/с	$V_{ср}$, км/с	$V_{п}$, км/с	$V_{ср}$, км/с
10	5,9	5,6	5,7	5,35
20	6,3	5,84	6,05	5,6
30	6,72	6,05	6,45	5,8
40	7,15	6,25	6,87	6,0
50	7,45	6,45	—	—

волн. Здесь возможны два подхода. Первый из них — традиционный — заключается в определении эффективных скоростей по наиболее достоверным годографам, которые использованы для построения сейсмического разреза [40]. Второй подход предложен М.М. Раджабовым [79] и исходит из предпосылки, что все волновое поле в последующей за первыми вступлениями части записи связано с отраженными волнами. Поэтому эффективные скорости определяются по всем без исключения осям синфазности. Способ предполагает осесимметричное строение среды. Однако связанные с невыполнением этого условия погрешности уменьшаются за счет статистического осреднения большого числа определений.

В-третьих, сведения о скоростях распространения волн могут быть получены из одномерных моделей среды, для которых рассчитанные теоретические годографы головных, рефрагированных и отраженных волн совпадают с экспериментальными годографами [36]. Достоинством этой информации является то, что она равно удовлетворяет как годографам первых преломленных волн, так и годографам отраженных волн, регистрируемым в последующей части записи.

В-четвертых, источником информации о скоростях могут быть годографы волн, возбуждаемые землетрясениями, очаги которых расположены на различной глубине. В общем случае, если разрез может быть аппроксимирован однородной средой с конечной средней скоростью, кажущаяся скорость на горизонтальной поверхности наблюдений зависит от разницы эпицентральных расстояний, глубины очага и средней скорости. Поскольку первые два параметра известны, может быть определен третий. Имея землетрясения с очагами на разной глубине, можно построить график изменения средней скорости с глубиной и далее по нему определять зависимость $V = f(H)$. Для определения скоростей таким способом использовались глубокофокусные землетрясения Памиро-Гиндукушской зоны.

Для интерпретации рассматриваемых материалов были привлечены все четыре источника информации. Зависимости $V = f(H)$ определялись по первым волнам от взрывов по годографам "Юктогул", "Узген", "Чигирчик", "Сарыташ", "Каракуль", "Рангуль" и "Зоркуль". При этом годографы были разделены на две группы, в пределах каждой из которых дисперсия времен не превышает 1 с. Первая группа годографов отвечает участку профиля, расположенному севернее оз. Каракуль, вторая — южнее оз. Каракуль. Определение зависимости $V = f(H)$ по годографу рефрагированных волн было выполнено способом кажущихся скоростей [71]. Зависимости, определенные отдельно для перечисленных групп годографов, приведены на рис. 17 и в табл. 14.

Интервальные скорости на южном участке выше, чем на северном, на 0,2–0,3 км/с. Соответственно несколько выше и средние скорости.

Определение эффективных скоростей по наиболее достоверным годографам отраженных волн производилось двумя способами — квадратичных координат и подбора. Результаты определения эффективных скоростей способом квадратичных координат приведены на рис. 18. Определения $V_{эф}$ были выполнены по 21 годографу. Осреднение результатов показывает, что эффективные скорости меняются от 5,8 до 6,2 км/с, причем на северном участке они примерно на 100 м/с ниже, чем на южном.

Способ подбора ввиду малого количества взаимных точек не мог быть широко использован. Практически выполнены только три определения $V_{эф}$ этим способом

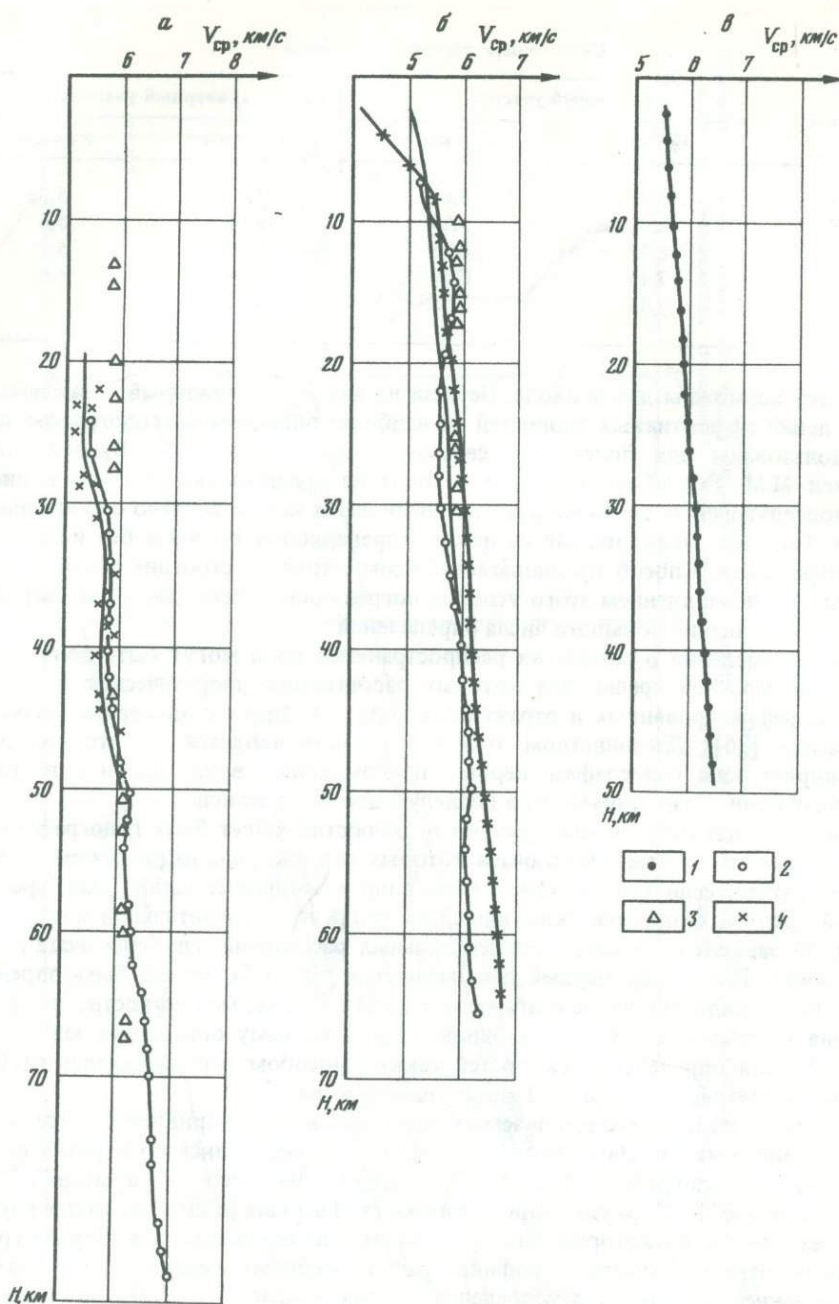


Рис. 19. Обобщенные зависимости $V_{cp} = f(H)$ для районов Ферганской впадины (*a*), Алая и Северного Памира (*b*), Центрального и Юго-Восточного Памира (*v*)

Определения V_{cp} выполнены по годографам волн: 1 – рефрагированных, 2 – отраженных (способ М.М. Раджабова), 3 – отраженных (способ квадратичных координат), 4 – по одномерным теоретическим моделям

по отражающим площадкам 29–30, 3–18 и 3^a–17 (рис. 19). Определение скоростей по способу М.М. Раджабова было осуществлено по сейсмограммам КМПВ, полученным из пункта взрыва Чигирчик, а также по всем годографам отраженных волн.

Зависимости средней скорости от глубины, полученные при обработке годографа "Чигирчик", хорошо совпадают с аналогичной зависимостью, полученной для Ферганской впадины. Зависимость $V = f(H)$, определенная по всем годографам отраженных волн Памира и Алая, смещается по отношению к графикам для Ферганской впадины в сторону больших значений на 100–200 м/с.

Значения средних скоростей (в км/с), принятые для построения отражающих границ

Волны	На северном участке	На южном участке	Волны	На северном участке	На южном участке
$P_{отр-1}^K$	5,8	5,9	$P_{отр-3}^K$	5,9	6,0
$P_{отр-2}^K$	5,8	6,0	$P_{отр}^M$	6,2	

Как указывалось выше, был произведен пересчет одномерных теоретических моделей в зависимости $V = f(H)$. Полученные данные имеют большую дисперсию (до 1,5 км/с) и могут быть использованы лишь для грубых оценок. Причина этому, очевидно, заключается в неточном соответствии моделей наблюдаемым годографам.

Суммируя данные об изменении скорости распространения продольных волн с глубиной, полученные из различных источников, можно сделать следующие общие выводы: 1) несмотря на различия исходной информации (годографы рефрагированных и отраженных волн) и способов ее обработки, получена удовлетворительная сходимость данных; 2) скорости в коре увеличиваются с севера на юг — от Ферганской впадины к Юго-Восточному Памиру; 3) с удовлетворительной точностью для построения сейсмического разреза могут быть использованы три графика $V = f(H)$ (см. рис. 19): а) для Ферганской впадины (целесообразно применять только для годографа "Токтогул"), б) для Алайского хребта и Северного Памира (между пунктами Узген — Каракуль), в) для Центрального и Юго-Восточного Памира.

Построение отражающих горизонтов. Все годографы отраженных волн условно разделены на четыре группы: $P_{отр-1}^K$, $P_{отр-2}^K$, $P_{отр-3}^K$ и $P_{отр}^K$, причем лишь последняя группа волн связывается со стабильной границей — поверхностью Мохоровичича. Три группы коровых отраженных волн дифференцируются по времени их регистрации и соответственно по глубине залегания отражающих горизонтов. Группа $P_{отр-1}^K$ связана с отражающими горизонтами, залегающими на глубинах до 15 км; группа $P_{отр-2}^K$ — от 15 до 25 км; $P_{отр-3}^K$ — от 25 до 45 км.

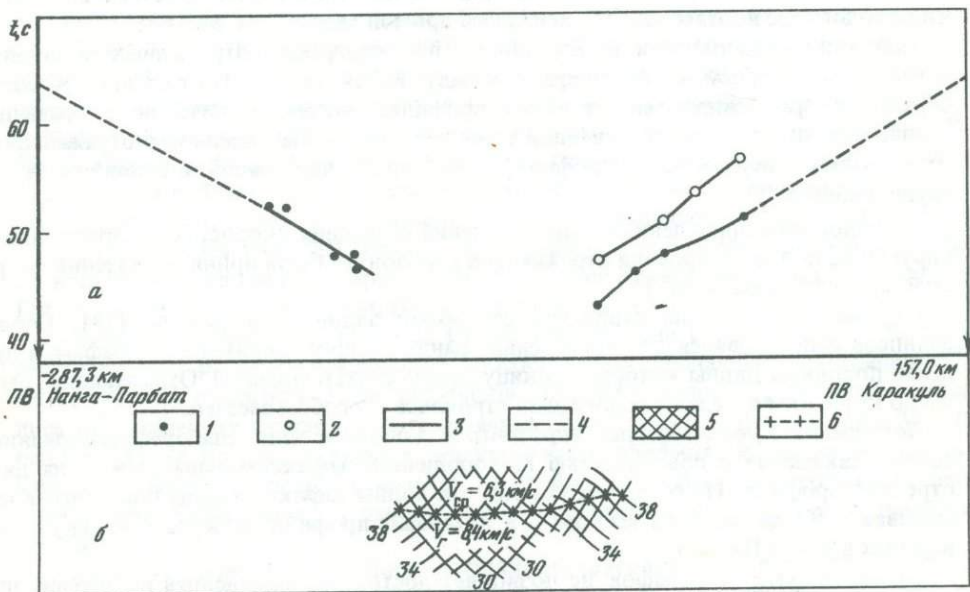


Рис. 20. Годографы скользящей волны (а) и преломляющая граница, связанная с поверхностью Мохоровичича, построенная по методу полей времен (б)

1 — времена вступления волн, преломленных на поверхности Мохоровичича; 2 — то же, отраженных волн; 3 — годографы волн; 4 — участки экстраполяции годографов; 5 — поле времен, изохроны; 6 — преломляющая граница

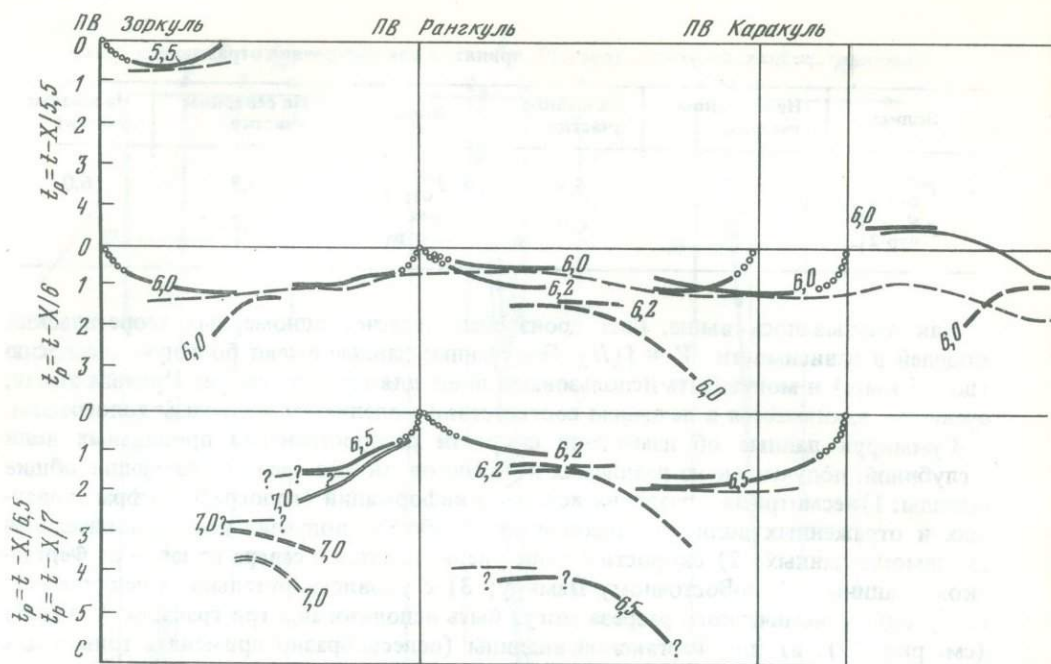


Рис. 21. Редуцированные годографы волн со скоростями редукиции 5,5; 6 и 6,5 км/с
 1, 2 – волны: 1 – рефрагированные, 2 – отраженные; 3, 4 – то же, для скорости редукиции 7 км/с: 3 – уверенные, 4 – предполагаемые; 5 – то же, на участках экстраполяции годографов; 6 – линии $t_0(V = \text{const})$ от поверхности приведения; 7 – то же, от дневной поверхности

Волны $P_{\text{отр}}^M$ зафиксированы только при взрывах в трех пунктах: Каракуль (при наблюдении на севере), Узген и Токтогул. При этом записи с пункта взрыва Токтогул выполнены по линии, несколько отстоящей от расчетного профиля и расположенной, собственно, в восточной части Ферганской впадины. Годограф "Каракуль" характеризуется сложной формой, которая объясняется неровностью границы Мохоровичича – наличием уступа с амплитудой ~ 6 км. Связанное с этим наличие каустики на годографе подтверждается решением прямой задачи (см. рис. 6).

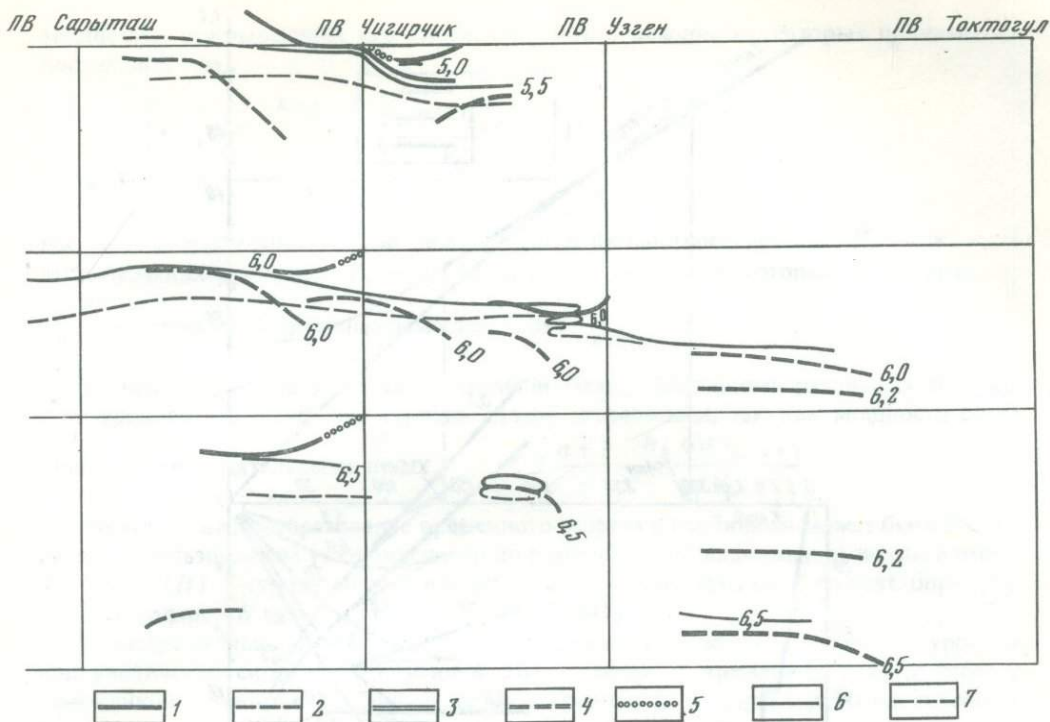
Положение поверхности Мохоровичича по годографам отраженных волн определяется в северной части профиля между Каракулем и Токтогулом. Коровые отражения прослеживаются по всему профилю, причем количество отражающих горизонтов неодинаково в северной и южной частях. Насыщенность отражающими горизонтами северной части профиля втрое больше, чем южной, в основном за счет группы волн $P_{\text{отр-3}}^K$.

На основании приведенных выше сведений о средних скоростях распространения упругих волн для построения отражающих горизонтов были приняты значения скоростей, приведенные в табл. 15.

Отражающие границы строились способами эллипсов и засечек [78]. Способ эллипсов использовался для построения границ по протяженным годографам, в пределах половины длины которых границу нельзя считать плоской. Отражающие границы по коротким отрезкам годографов строились способом засечек.

Построение преломляющих горизонтов. Головные или слаборефрагированные волны, связанные с поверхностью Мохоровичича, зафиксированы только на двух отрезках профиля. На северном участке эти волны зафиксированы близ Узгена при взрывах в Каракуле, а на южном – в интервале профиля Зоркуль – Ранкуль при взрывах в Нанга-Парбате.

Такая система годографов не позволяет достоверно определить положение преломляющего горизонта и граничную скорость вдоль него. Однако южнее, в районе Гилгита и Кашмира, при взрывах в Каракуле итало-пакистанской и индийской экспедициями были зафиксированы вступления головных волн от поверхности Мохоровичича (см. ниже).



Таким образом, из пунктов взрыва Нанга-Парбат и Каракуль были получены встречные годографы. В точке их пересечения и во взаимных точках регистрация не производилась, однако интерполяция годографа "Каракуль" между записями в Гилгите и Кашмире и интерполяция годографа "Нанга-Парбат" до Каракуля показали хорошую сходимость времени во взаимных точках, что позволило использовать встречные годографы для построения преломляющего горизонта.

Таким образом, исходя из имеющегося фактического материала, были определены следующие параметры преломляющего горизонта, связанного с поверхностью Мохоровичича. На пункте взрыва Каракуль путем интерполяции годографа была определена примерная глубина залегания преломляющего горизонта, которая хорошо совпала с определениями по отраженным волнам. В интервале профиля Нанга-Парбат — Каракуль граница Мохоровичича была построена методом полей времен при $V_{cp} = 6,3$ км/с. Значительная протяженность участка границы, построенной по встречным годографам, позволила определить значение граничной скорости по годографу скользящей волны (рис. 20). Граница Мохоровичича, положение которой определено по встречным годографам, характеризует строение земной коры под Каракорумом. Глубина ее залегания 64–70 км, граничная скорость — 8,4 км/с.

Построение скоростных уровней. Скоростные уровни в вертикальной плоскости сейсмического разреза определялись способом редуцированных годографов [71]. Во временной плоскости x, t_0 редуцированные годографы $V_{ред} = const$ вычислялись при значениях скорости редуцирования 5,5; 6,0; 6,5; 7,0 км/с (рис. 21). Для редуцирования использовались: в северной части профиля, к северу от оз. Каракуль, — годографы, исправленные за нелинейность профиля и негоризонтальность поверхности наблюдения; в южной части — исправленные только за нелинейность профиля.

Поскольку уровень приведения составлял на северной части профиля +1000 м, редуцированные времена даже при небольших удалениях от пунктов взрыва приобретали отрицательные значения.

Редуцированию подвергались годографы волн трех классов: отраженных, рефрагированных и головных. За оптимальную скорость при редуцировании годографов

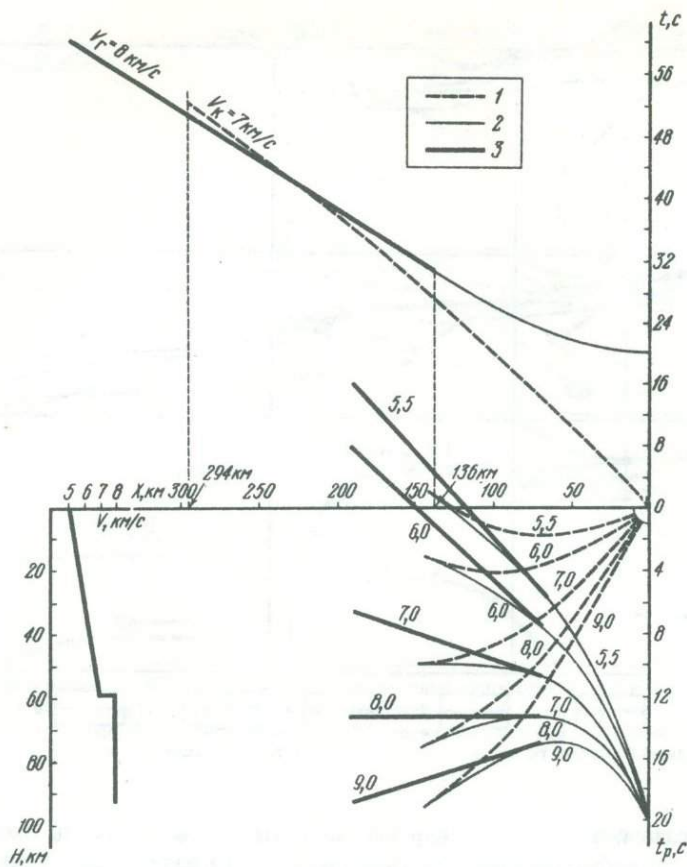


Рис. 22. Теоретические годографы для двухслойной модели и их редукция
1-3 - волны: 1 - рефрагированные, 2 - отраженные, 3 - головные

отраженных волн принималось то ее значение, при котором асимптотическая ветвь годографа становилась параллельной оси расстояний — x (рис. 22). По положению этой ветви в плоскости редуцированного годографа определялось положение данного скоростного уровня на временном разрезе. Для годографов рефрагированных волн положение скоростного уровня определялось точкой касания годографа, редуцированного на соответствующую скорость, и горизонтальной прямой. Для годографов головных волн за оптимальную принималась скорость редуцирования, при которой прямолинейная ветвь годографа занимала во временной плоскости горизонтальное положение.

Учитывалось также, что в слоистой среде с нарастанием скорости с глубиной названные особые точки и участки редуцированных годографов рефрагированных и головных волн будут характеризовать кровлю слоя со скоростью, равной скорости редуциции, а отраженных волн — его подошву.

Положение скоростного уровня на временном разрезе вдоль профиля определялось по годографам волн всех классов исходя из изложенных выше критериев. В результате редуциции на различные скоростные уровни получен временной разрез, изолинии которого в общем соответствуют линиям t_0 головных волн. Поскольку в северной части профиля редуцированию подвергались годографы, исправленные за негоризонтальность линии наблюдения, во временной разрез внесены обратные поправки. Они сместили линии t_0 на большие значения времен, после чего северная и южная части профиля хорошо увязались между собой (см. рис. 21).

Преобразование временного разреза в глубинный осуществлялось несколькими способами. При непрерывном возрастании скорости с глубиной и достаточно больших мощностях слоев, соответствующих временному интервалу между скоростными уровнями, глубина до любого скоростного уровня может быть определена как сумма

мощностей покрывающих его слоев, скорость в каждом из которых принимается постоянной:

$$h_n = \frac{\left[t_{0\ n+1} - \sum_1^{k=n-1} \frac{n_k \cos i_{k, n+1}}{V_k} \right] V_n}{2 \cos i_{n, k+1}},$$

где $t_{0\ n+1}$ — значение t_0 для нижележащего скоростного уровня; V_k — скорость вышележащих уровней; V_n — скорость в слое, мощность которого отыскивается;

V_{n+1} — скорость в подстилающем слое, $\cos i_{k, n+1} = \sqrt{1 - \frac{V_k^2}{V_{n+1}^2}}$.

Однако при малых интервалах времени между значениями различных скоростных уровней этот наиболее строгий способ неприменим, так как мощности слоев

становятся отрицательными при $t_{0\ n+1} < 2 \frac{n+1}{z} \frac{h_k \cos i_{k, n+1}}{V_k}$.

В этом случае преобразование временного разреза в глубинный может быть выполнено с использованием установленного по разнообразной информации закона изменения $V = f(H)$. Глубина до того или иного скоростного уровня $V = \text{const}$ определяется по графику $H = f(t_{0\ \text{пр}})$ для $V_{\Gamma} = \text{const}$ [41].

Рассматриваемый способ позволяет определить положение скоростных уровней при увеличении скорости с глубиной. При наличии на временном разрезе слоев с пониженной скоростью глубинный разрез строился рассмотренным выше способом до кровли таких слоев, а ниже t_0 преломленных волн приводились к t_0 отраженных волн ($t_{0\ \text{отр}} = \frac{t_{0\ \text{пр}}}{\cos i_n}$), далее мощности скоростных слоев определялись как

$$h = \frac{\Delta t V}{2} [71].$$

Глава 4 СЕЙСМИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ

Сейсмический разрез земной коры, суммирующий информацию, которая получена в результате интерпретации годографов от взрывов, приведен на рис. 23. На нем показаны скоростные уровни, отражающие и преломляющие горизонты. Соображения о приуроченности тех или иных сейсмических горизонтов к определенным границам в земной коре были изложены выше. Заметим, что обилие отражающих горизонтов трактуется нами как свидетельство повышенной расслоенности земной коры. Вероятно, более расслоенным является "гранитный" слой. Таким образом, нижнее ограничение пакетов отражающих горизонтов в какой-то мере характеризует положение поверхности Конрада.

Крупные разломы в земной коре выделялись по нескольким признакам: по резкому изменению глубины залегания скоростных уровней; по разрыву отражающих горизонтов и резкому изменению углов их наклона; по резкому изменению глубины залегания поверхности Мохоровичича.

Юго-Восточный Памир четко разделяется на разрезе земной коры на два блока: южный, охватывающий Истыкскую и Тохтамышскую подзоны, и северный, соответствующий Пшартской подзоне. Граница между ними выражена крупным разломом, вероятно, южного падения. Разлом совпадает с Мургабской подзоной, сопровождающейся лентовидным плутоном.

В южном (Тохтамышском) блоке скоростной уровень 5,5 км/с проходит на глубине 4 км, а уровень 6,0 км/с — на глубине 8–9 км, полого воздымаясь в северном направлении (рис. 24). Не исключается существование высокоскоростного включения на глубине 13–15 км. Отражающие горизонты имеют северное падение. Судя по данным интерпретации годографов проходящих волн (см. ниже), поверх-

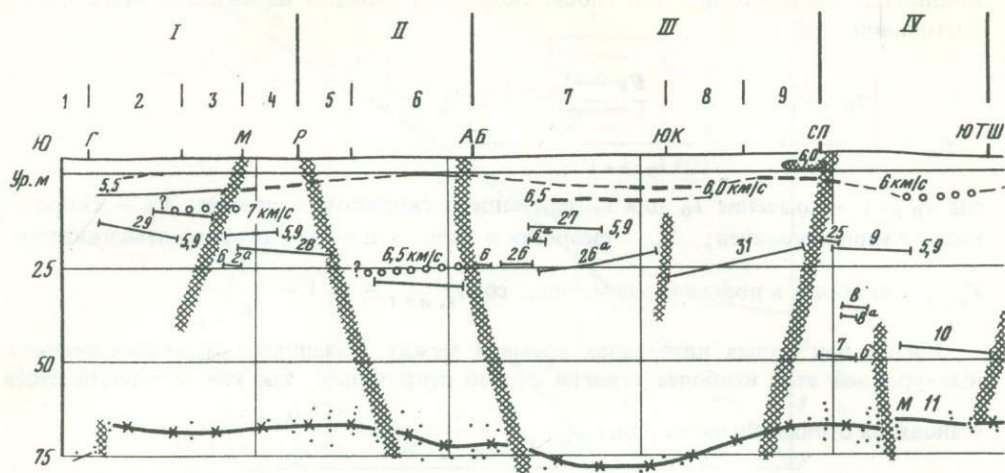


Рис. 23. Сейсмический разрез по профилю Зоркуль – Узген

Зоны: I – Юго-Восточного Памира, II – Центрального Памира, III – Северного Памира, IV – Алайской прогиба, V – Южно-Тянь-Шаньская, VI – Ферганская; подзоны: 1 – Гурумдинская, 2 – Истыкская, 3 – Токтамышская, 4 – Пшартская, 5 – Сарезско-Пшартская, 6 – Музкол-Рангкульская, 7 – Дарваз-Сарыкольская, 8 – Каракульская, 9 – Калаихумб-Сауксайская, 10 – Сурмиташ-Гульчинская, 11 – Кичик-Алайская, 12 – Южно-Ферганская, 13 – Карачатырская, 14 – Баубашатинская; разломы: Г – Гурумдинский, М – Мургабский, Р – Рушанский, АБ – Акбайтальский, ЮК – Южно-Каракульский, СП – Северо-Памирский, ЮТШ – Южно-Тянь-Шаньский, ЮФ – Южно-Ферганский

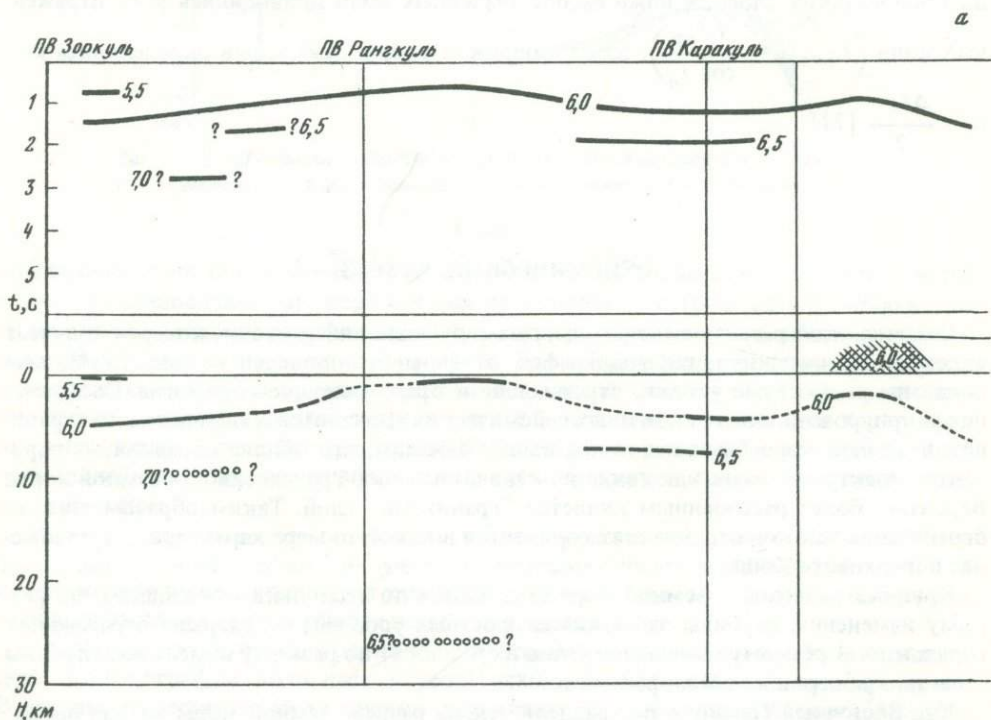
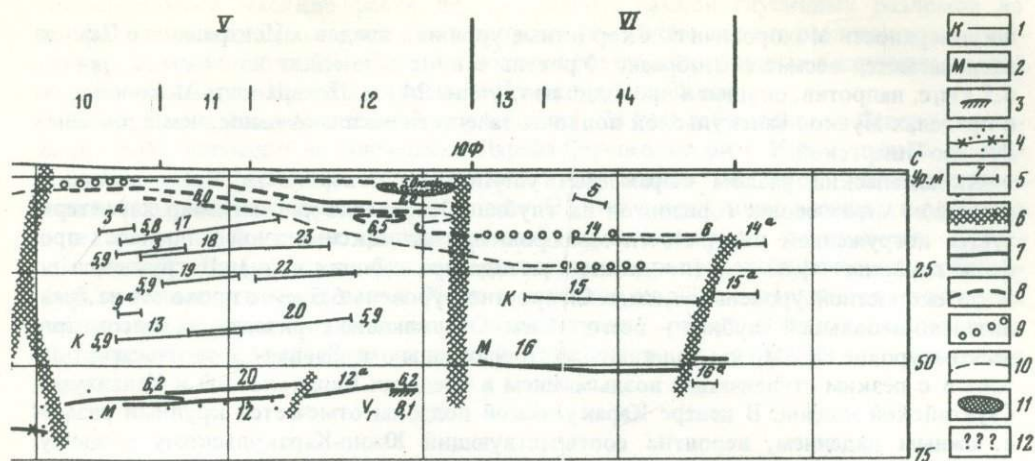


Рис. 24. Временной (а) и глубинный (б) скоростные разрезы земной коры

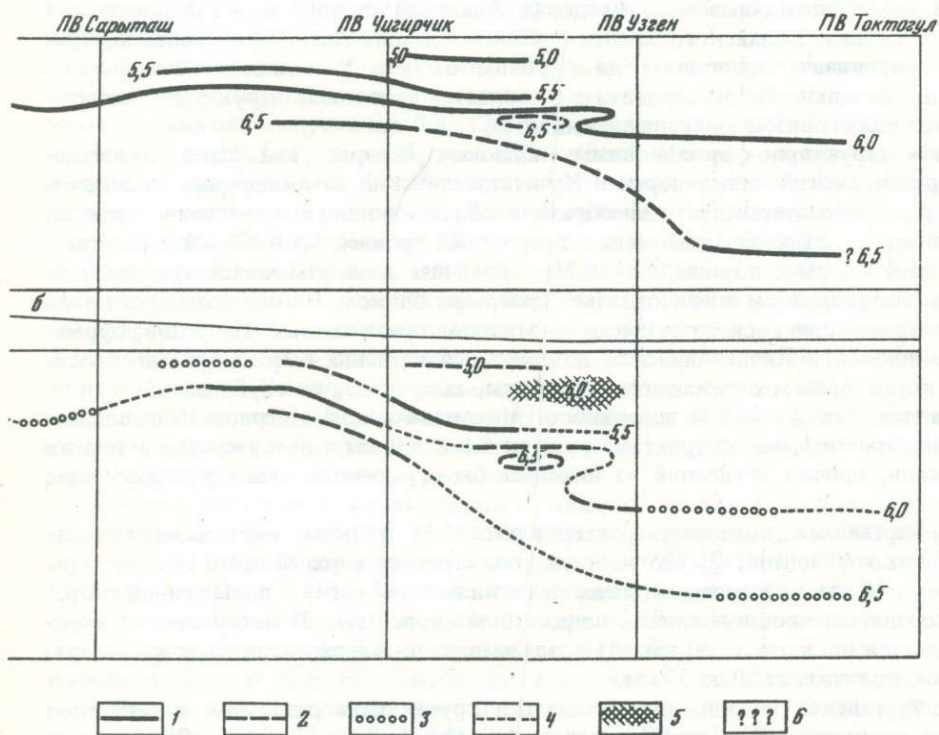
1–3 – скоростные уровни, определенные по годографам волн, км/с: 1 – рефрагированных и отраженных, 2 – рефрагированных, 3 – отраженных; 4 – участки интерполяции годографов; 5 – скоростные аномалии по модельным расчетам; б – неуверенные данные.

ность Мохоровичича залегает здесь на глубине ~70 км. Возможно, цифра эта завышена, поскольку привязка по абсолютной глубине данных метода проходящих волн к материалам ГСЗ была осуществлена в Алайской зоне.

Пшартский блок характеризуется некоторым уменьшением глубины залегания поверхности Мохоровичича и субгоризонтальным залеганием отражающих гори-



1 — отражающий горизонт, возможно приуроченный к поверхности Конрада; 2-4 — поверхность Мохоровичича; 2 — по годографам отраженных волн, 3 — по годографам преломленных волн, 4 — по данным проходящих волн от глубоководных землетрясений; 5 — прочие отражающие границы (указан номер, соответствующий годографу на рис. 18); 6 — разломы; 7-12 — скоростные уровни: 7 — по годографам рефрагированных и отраженных волн, 8 — по годографам рефрагированных волн, 9 — по годографам отраженных волн, 10 — участки интерполяции, 11 — скоростные аномалии по модельным расчетам, 12 — неуверенные данные



зонтов на глубинах 20-25 км. Рушанский разлом, отделяющий Юго-Восточный Памир от Центрального, характеризуется уступом по поверхности Мохоровичича с амплитудой 7 км, а также разрывом отражающих горизонтов и увеличением глубины их залегания. Разлом предположительно имеет северное падение. Основанием для такого суждения является корреляция разрыва отражающих горизонтов и уступа

по поверхности Мохоровичича. Скоростные уровни в пределах Центрального Памира располагаются весьма своеобразно. Уровень 6 км/с приподнят до 14 км, а уровень 6,5 км/с, напротив, опущен и проходит на глубине 24 км. Поверхность Мохоровичича в пределах Музкол-Рангульской подзоны залегает несколько выше, чем в пределах Рушано-Пшартской.

Акбайтальский разлом выражается уступом по поверхности Мохоровичича и разрывом отражающих горизонтов на глубине 30 км. Северный Памир характеризуется погружением поверхности Мохоровичича до максимальной в пределах профиля глубины ~ 80 км (по данным метода проходящих волн). Погружается до 9 км скоростной уровень 6,0 км/с. Скоростной уровень 6,5 км/с проходит на сравнительно небольшой глубине — всего 11 км. Отражающие горизонты на гипсометрическом уровне 25–30 км залегают субгоризонтально в Дарваз-Сарыкольской подзоне и с резким ступенчатым воздыманием в пределах Каракульской и Калаихумб-Сауксайской подзон. В центре Каракульской подзоны отмечается крупный разлом с южным падением, вероятно соответствующий Южно-Каракульскому разлому.

В Калаихумб-Сауксайской подзоне скоростной уровень 6,0 км/с резко воздымается до глубины 6 км; над ним фиксируется высокоскоростное локальное включение. Воздымание в северном направлении в этой зоне фиксируется по всем сейсмическим горизонтам.

Северо-Памирский разлом также имеет южное падение и отображается рядом контрастных признаков. По линии разлома скоростной уровень 6,0 км/с испытывает резкое погружение, достигая глубины 10 км в центральной части Алайского прогиба. По этой же линии южное падение отражающих горизонтов сменяется северным. Наконец, по поверхности Мохоровичича отмечается структурный уступ с амплитудой 8 км. Таким образом, в пределах Алайской долины и обрамляющих ее северного склона Заалайского хребта и южного склона Алайского хребта поверхность Мохоровичича приподнята до глубины 67 км. У подножий Заалайского хребта по поверхности Мохоровичича отмечается еще одно нарушение, которое в вышележащих горизонтах не прослеживается.

Южным структурно-формационным подзонам Южного Тянь-Шаня, включающим Терекдаванский синклиниорий и Кульгаджилинский антиклиниорий, на сейсмическом разрезе соответствует своеобразная область полного отсутствия отражающих горизонтов, высокого положения скоростных уровней 5,5 и 6,0 км/с (соответственно на 4 и 6 км); по поверхности Мохоровичича здесь отмечается крупный разрыв с амплитудой 7 км и приподнятым северным блоком. По обе стороны от этой области отражающие горизонты имеют противоположное падение. Напротив, Сурми-таш-Гульчинской и Кичик-Алайской подзонам свойственна высокая расслоенность земной коры, причем отражающие горизонты, залегающие на глубинах 15–40 км, воздымаются, так же как и поверхность Мохоровичича, в северном направлении. Интересно отметить, что скоростные уровни 5,5 и 6,0 км/с погружаются в том же направлении, причем последний из них как бы ограничивает сверху отражающие горизонты.

Южно-Ферганская подзона характеризуется: 1) резким уменьшением числа отражающих горизонтов; 2) неоднородностью строения верхней части земной коры до глубины 15 км с наличием не менее двух включений слоев с повышенной скоростью и соответственно двух слоев с пониженной скоростью; 3) погружением скоростного уровня 6,5 км/с до 20 км; 4) воздыманием в северном направлении поверхности Мохоровичича от 60 до 57 км.

Южно-Ферганская подзона ограничивается крупнейшим разломом, к северу от которого принципиально меняется характер сейсмического разреза. Этот разлом ограничивает с юга собственно Ферганский блок земной коры, в котором скоростные уровни 6,0 и 6,5 км/с погружаются соответственно до 16 и 25 км, а поверхность Мохоровичича воздымается до 52 км.

Таким образом, сейсмический разрез земной коры по профилю Заркуль — Токтогул свидетельствует о сложном слоисто-блоковом ее строении. Отдельные блоки характеризуются различной толщиной коры, ее расслоенностью и специфической скоростной зависимостью. Блоки разделяются между собой глубинными разломами, наиболее яркими из которых являются Мургабский, Рушанский, Акбайтальский, Северо-Памирский, Южно-Тянь-Шаньский и Южно-Ферганский. Поскольку на рис. 23

горизонтальный масштаб равен вертикальному, наклон глубинных разломов на профиле соответствует наклону их в природе. Мы видим, что все разломы чрезвычайно круты — не положе 70° . Никаких пологих глубинных надвигов в строении земной коры не оказалось. Нет их и на границе Памира и Тянь-Шаня.

Наибольшая мощность земной коры (свыше 75 км) наблюдается в Северо-Памирской зоне, примерно на сочленении Дарваз-Сарыкольской и Каракульской ее подзон. Здесь же проходит ось вергентности глубинных разломов: расположенные южнее ее падают на север, севернее — на юг. От этой осевой зоны в южном и особенно в северном направлениях толщина земной коры ступенчато уменьшается. Строение земной коры каждого блока характеризуется рядом специфических особенностей, которые отмечены выше. Хотя в толщине коры усматривается некоторая симметрия, средние скорости в ней асимметрично растут в южном направлении. На фоне общего увеличения скоростей отмечаются их вариации в отдельных блоках.

Глава 5

РЕЗУЛЬТАТЫ РЕГИСТРАЦИИ ВЗРЫВОВ В ОЗ. КАРАКУЛЬ СТАНЦИЯМИ ГАРМСКОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПОЛИГОНА

Все взрывы, произведенные во время выполнения Памиро-Гималайского проекта в 1974 и 1975 гг., регистрировались постоянно действующими сейсмологическими станциями, расположенными в пределах Гармского полигона Института физики Земли АН СССР. Наиболее четкие записи были получены из пункта взрыва Каракуль, из других пунктов взрыва выделяются только самые интенсивные волновые группы.

Аппаратура и система наблюдений. Гармская сеть сейсмологических станций Комплексной сейсмологической экспедиции (КСЭ) оснащена стандартной аппаратурой с полосой пропускания 0,8–12 Гц и увеличением 40 000 раз, регистрация ведется на фотобумагу с разверткой 120 мм/мин. Кроме стационарных экспедиционных станций, взрывы в 1974 г. регистрировались радиорелейными станциями, которые в соответствии с планом работ по прогнозу землетрясений располагались в пределах Гармского полигона. Датчики были установлены в долине р. Ясман и вблизи Хаита таким образом, что их взаимное положение позволило, используя в качестве ретранслятора пункт на хр. Петра Первого, вести регистрацию сейсмической информации из всех точек наблюдения на базе экспедиции в Гарме. Сейсмический канал радиорелейной системы имеет полосу пропускания 1,5–65 Гц, увеличение 150 000 раз. Регистрация сейсмических сигналов со всех точек производится в пункте сбора информации на магнитную пленку и на кинопленку, имеется возможность выборочно производить перезапись сейсмических сигналов с различной скоростью развертки и переменным увеличением.

Гармская сеть станций располагалась к западу от оз. Каракуль (рис. 25), эпицентральные расстояния — от 210 до 280 км. Северная группа станций КСЭ (номера 10, 3, 4, 5, 6, 9, 13), а также станции типа "Марс" — "Ясман" (Я), "Завал" (З), "Дорога" (Д) и "Угол" (У) — находились на правом берегу р. Сурхоб, которая отделяет Южный Тянь-Шань от Северного Памира. Сейсмоприемники на этих станциях были установлены на гранитных породах, выходящих на поверхность и характеризующихся мелкой зернистостью, отсутствием явной трещиноватости, ярко выраженной блоковой слоистостью тектонического происхождения. Южная группа станций КСЭ (номера 7, 11, 1, 8, 2, 14, 12) и станция "Петр" (П) были расположены в пределах переходной зоны от Тянь-Шаня к Памиру, а также собственно на Северном Памире. Эта территория, охватывающая левобережье р. Сурхоб, хр. Петра Первого и правобережье р. Обихингоу, характеризуется резким изменением строения верхней части геологического разреза, представленного осадочными породами: сланцами, известняками, красноцветами, толщей конгломератов. Мощность осадочного комплекса, по данным геологических съемок и геофизических исследований, резко меняется в пределах рассматриваемой площади — от сотен метров до несколь-

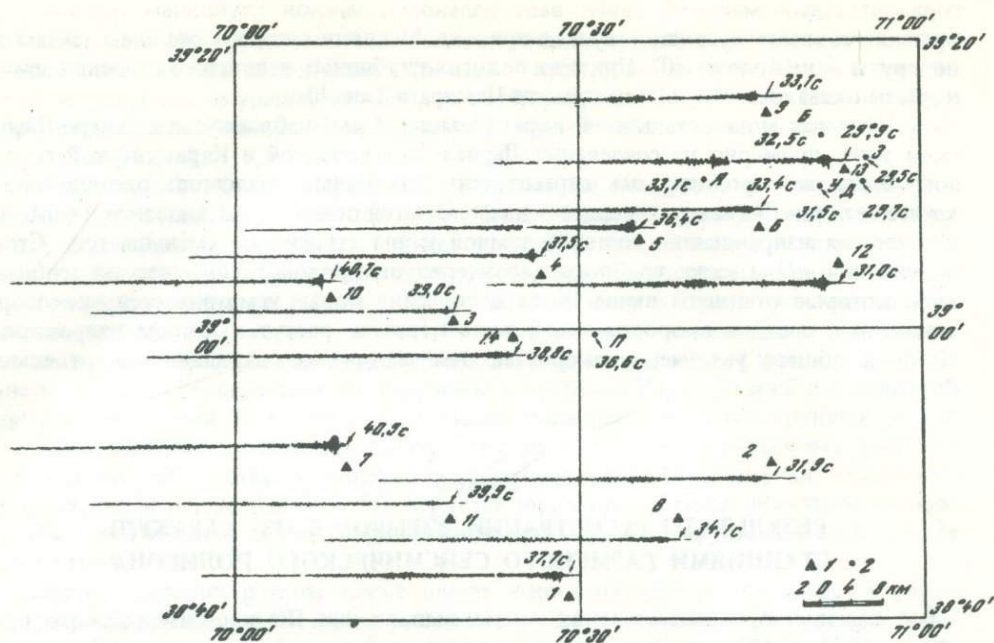


Рис. 25. Записи взрывов в оз. Каракуль станциями сейсмологической сети (1) и экспедиционными (радиорелейными) станциями (2) на Гармском сейсмологическом полигоне ИФЗ АН СССР

Для каждой станции указано абсолютное время первых вступлений. Номера и буквенные обозначения точек наблюдения и эпицентральные расстояния указаны ниже:

Станция	Эпицентральное расстояние, км	Станция	Эпицентральное расстояние, км
"Дорога" (Д)	210,8	"Саёд" (8)	234,6
"Завал" (З)	210,7	"Джафр" (5)	238,0
"Сонгикор" (12)	213,4	"Петр" (П)	243,6
"Хаит" (13)	213,2	"Тавиль-Дора" (1)	249,2
"Угол" (У)	216,0	"Ялдвиныч" (4)	250,4
"Бегисия" (Б)	216,6	"Руноу" (14)	253,6
"Иштион" (2)	221,6	"Гарм" (3)	262,6
"Чусал" (6)	223,6	"Чардара" (11)	262,6
"Туротол" (9)	223,4	"Кофт-Гузор" (7)	274,8
"Ясман" (Я)	230,8	"Новабад" (10)	276,0

ких километров. Существенное различие геологического строения мест расположения северной и южной групп станций проявляется и в параметрах сейсмических записей как местных землетрясений, так и взрывов из оз. Каракуль.

На рис. 25 для каждой станции дано расстояние от пункта взрыва. На сейсмограммах указано время выделенного первого вступления. Сеть станций "Марс" регистрировала только взрыв 7.09.1974 г. Служба времени на станциях обеспечивала точность отсчета 0,05 с, а на пункте взрыва время в источнике определялось с точностью 0,02 с.

Все три взрыва производились практически в одном месте на глубине около 50 м. Вес заряда был одинаков — 5 т. Наибольший сейсмический эффект был получен от взрыва 7.09.1974 г., энергия которого равнялась $10^{8,5}$ Дж ($K = 8,5$ — энергетический класс землетрясений). Несмотря на одни и те же параметры взрывов 1975 г., их сейсмическая энергия была существенно меньше ($K \sim 7$), что, вероятно, связано с некоторым изменением места взрывания и влиянием сложного рельефа дна оз. Каракуль.

Описание экспериментального материала. Полученные на станциях КСЭ сейсмограммы характеризуются наличием нескольких волновых групп: в первых вступлениях выделяется малоинтенсивная группа, длительность записи которой существен-

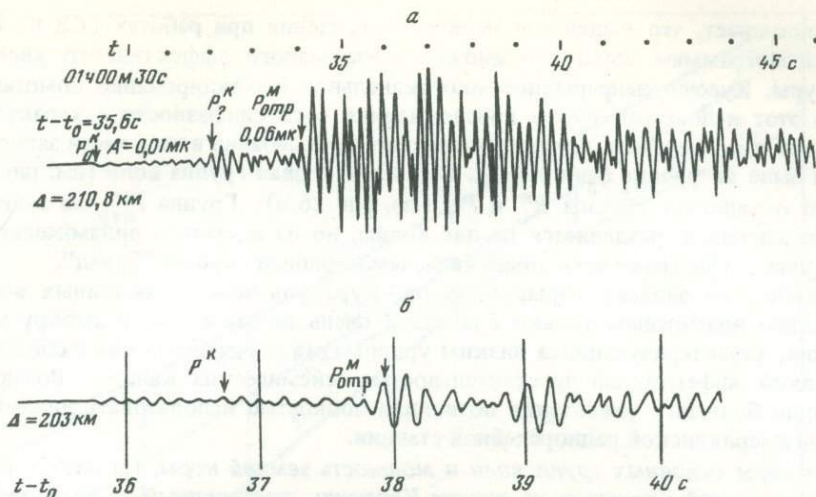


Рис. 26. Сейсмическая запись, полученная радиорелейной аппаратурой при взрыве в оз. Каракуль 7.09.1974 г. на удалении 210,8 км (а) и при работах ГСЗ на Памире в 1955 г. от взрыва в оз. Кабуд-Хауз на удалении 203 км (б)

а — абсолютное время вдоль записи (t), относительное время первого вступления ($t - t_0$), среднее значение величины смещения для основных волновых групп (A); б — относительное время вдоль записи ($t - t_0$)

но отличается как на разных станциях, так и для различных взрывов, иногда эта группа разделяется на две, хотя этот эффект отмечается только по нарастанию интенсивности колебаний, которое имеет место на записях лишь некоторых станций; вторая группа волн является самой интенсивной на сейсмограммах, ее вступления имеют импульсный характер, сравнительно высокочастотные фазы сменяются более низкочастотными в глубине записи, общая длительность около 6 с; к третьей группе волн можно отнести интенсивные низкочастотные колебания, выделяемые в последующей части записи примерно через 45 с после первых вступлений. Длительность групп волн, их относительная интенсивность и четкость выделения очень неодинаковы по всем записям.

Для детального анализа волновой картины были использованы сейсмограммы, полученные в результате перезаписи сигналов, зарегистрированных в пунктах расположения радиорелейных станций США в 1977 г. На рис. 26 приведен образец типичной записи аппаратурой США — сейсмограмма станции "Завал" (3). Большое увеличение (150 000 раз) позволило уверенно выделить в первых вступлениях очень слабую волновую группу P_0^K , характеризующуюся смещением не более 0,01 мк, относительно низкочастотную, длительностью около 3 с. По записям станций КСЭ, которые имеют увеличение в 4 раза меньшее, эта группа чаще всего не выделяется. Вторая волновая группа P_0^M примерно в 5 раз интенсивнее и характеризуется смещением 0,06 мкм, длительность ее записи около 2 с. На записях станций КСЭ она выделяется; в тех же случаях, когда регистрируется и первая группа, они объединяются в одну, так как их разделение из-за слабой выразительности не представляется возможным. Третья волновая группа ($P_{отр}^M$) является доминирующей на записи, смещение 0,7 мкм, длительность около 6 с, вступления очень четкие, импульсивные. Четвертая волновая группа имеет такую же интенсивность, как и третья, но существенно более низкочастотна, хорошо видна на записях станций КСЭ (см. рис. 25).

Анализ интенсивности выделенных волновых групп, времени их регистрации и эпицентральных расстояний позволяет сделать вывод об их природе: первая волновая группа связана с рефрагированными волнами в консолидированной толще земной коры — P_0^K , вторая — с границей раздела в земной коре — P_0^M , третья — отраженная от границы Мохоровичича — $P_{отр}^M$, четвертая — поперечная объемная волна, распространяющаяся в консолидированной толще земной коры.

На рис. 26,б приведена сейсмограмма, полученная в 1955 г. при работах ГСЗ на Памире из пункта взрыва Кабуд-Хауз [53]. Сопоставление записей (см. рис. 26,а

и б) показывает, что выделение первого вступления при работах ГСЗ по одиночным сейсмограммам было невозможно из-за малого эффективного увеличения аппаратуры. Кусочно-непрерывное многоканальное профилирование помогало преодолеть этот недостаток путем прослеживания осей синфазности с характерными кажущимися скоростями, причем интенсивность колебаний в этой части записи практически была на уровне фона помех. Вероятно, первая группа волн (см. рис. 26, б) частично объединяет группы P_o^k и P_2^k (см. рис. 26, а). Группа $P_{отр}^M$ на записи ГСЗ самая интенсивная, разделяется на две волны, но из-за малого динамического диапазона аппаратуры менее четко выражена, чем на записи станции "Завал".

Выделение на записях взрывов из оз. Куракуль четырех основных волновых групп стало возможным только благодаря очень внимательному выбору мест регистрации, характеризующихся низким уровнем сейсмических помех и соответственно высокой эффективной чувствительностью сейсмических каналов. Возможность реализации большого увеличения позволила полностью использовать динамический диапазон американской радиорелейной станции.

Годографы основных групп волн и мощность земной коры. На рис. 27 приведен сводный годограф взрывов из пункта Каракуль, построенный по вступлениям основных групп волн. Времена первых вступлений даны по записям трех взрывов — 7.09.1974 г., 15.08.1975 г., 20.08.1975 г., а второй и третьей волновых групп — по записям самого мощного взрыва — 7.09.1974 г.

Разброс значений времен пробега первых волн характеризует как неоднозначность выделения их вступления на сейсмограммах, так и различия в геологическом строении мест расположения станций регистрации. Наибольшие различия времен отмечены на расстояниях 215–235 км, где первые вступления взрывов 15.08.1975 г. и 20.08.1975 г. совпадают с временами регистрации второй и третьей волновых групп взрыва 7.09.1974 г. На расстояниях 235–275 км разброс времен первых вступлений существенно меньше, и для записей южных станций они совпадают с временами регистрации второй волновой группы.

Чтобы исключить влияние сравнительно низкоскоростной осадочной толщи, годографы первых вступлений и второй группы волн строились по данным только северных станций Гармского полигона. В интервале расстояний от 210 до 255 км годограф первых вступлений волн P_o^k характеризуется кажущейся скоростью 5,0 км/с, а на расстояниях от 255 до 275 км — кажущейся скоростью 8,1 км/с. На участке 233–250 км ввиду отсутствия экспериментальных данных годограф построен путем экстраполяции кажущейся скорости 5,0 км/с. На этих расстояниях времена на станции 5 совпадают с годографом второй волновой группы, а на станции 2, расположенной на хр. Петра Первого, несколько завышены ввиду наличия толщи осадочных пород.

Годограф второй группы волн P_2^k характеризуется кажущейся скоростью 6,3 км/с и хорошо аппроксимирует полученные времена регистрации, которые имеют несколько повышенный разброс значений в интервале расстояний 210–230 км.

Годограф третьей группы волн $P_{отр}^M$ уверенно построен для всего интервала расстояний с использованием времен, полученных на всех станциях; кажущаяся скорость равна 7,2 км/с.

На рис. 28 приведены годографы основных групп волн, выделенных по записям взрывов из пункта Каракуль на станциях Гармского полигона и при работах ГСЗ в 1955 г. из пункта Кабуд-Хауз вдоль Алайской долины, между Дараут-Курганом и Иркештамом. Годографы первых вступлений и наиболее интенсивной волновой группы в последующих вступлениях представлены в табл. 16. Обе ветви годографов увязываются по взаимным временам на расстоянии 290 км. Алайские годографы имеют времена на удалениях 250–280 км примерно на 1 с меньше, чем годографы Гармского района.

Соотношения ветвей $P_{пр}^M$ и $P_{отр}^M$ на обоих участках сходные, что позволяет идентифицировать интенсивную волну с отраженной волной от границы Мохоровичича, а волны на меньших удалениях — с коровыми волнами. Малая скорость первых волн до расстояний ~ 240 км объясняется особым типом разреза верхней части коры в высокогорном Памире, а возможно, и падением коровых границ в направлении к хр. Петра Первого.

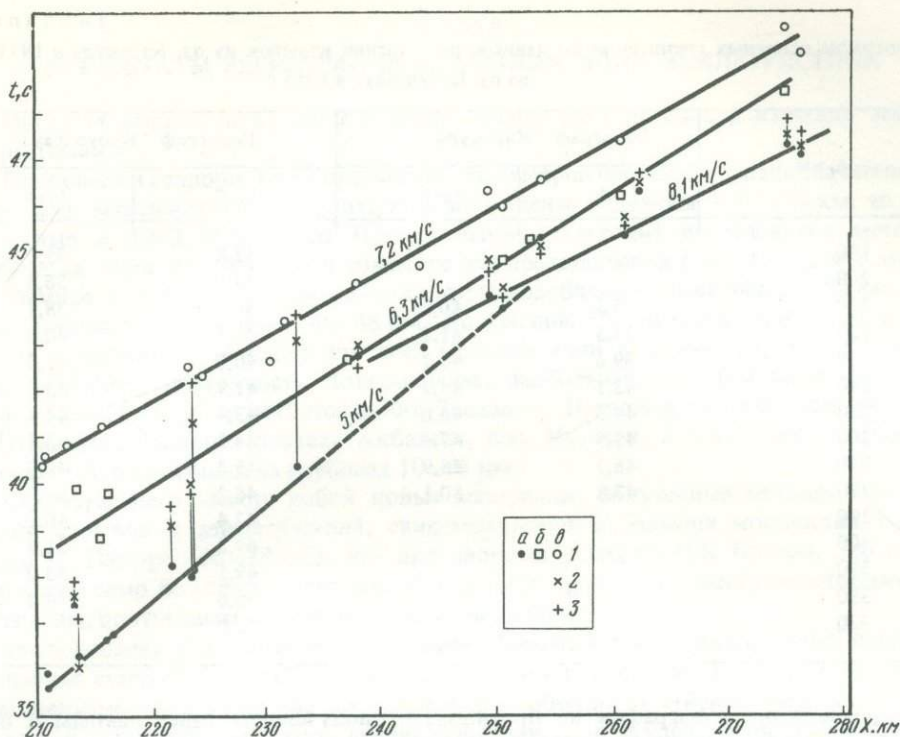


Рис. 27. Сводный годограф взрывов из пункта Каракуль

1 — времена регистрации первых вступлений (а), второй (б) и третьей (в) волновых групп по записям взрыва от 7.09.1974 г.; 2, 3 — времена регистрации первых вступлений по записям взрывов 15.08.1975 г. (2) и 20.08.1975 г. (3)

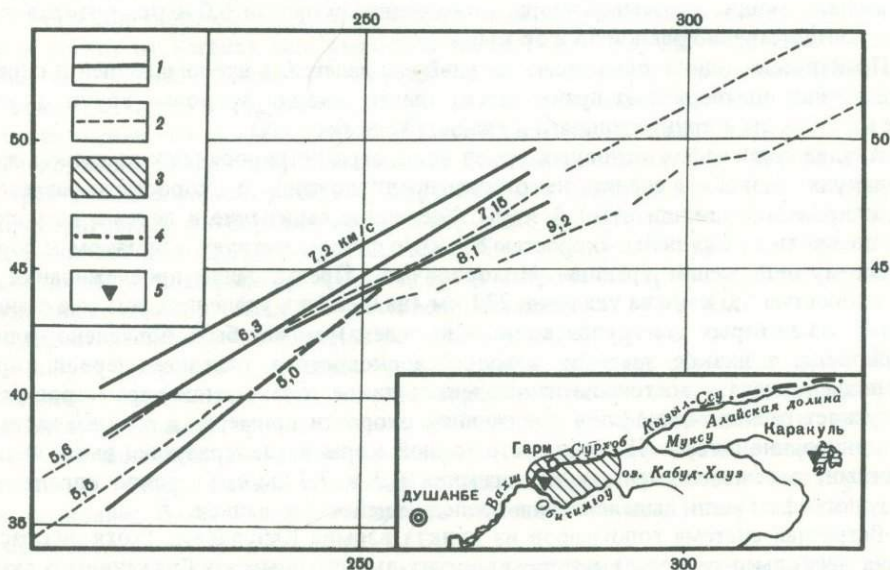


Рис. 28. Годографы основных групп волн (цифры — значения кажущихся скоростей, км/с), полученные от взрывов в оз. Каракуль в Гармском районе (1) и в оз. Кабуд-Хауз в Алайской долине (2)

На врезке показана система наблюдений: 3 — район Гармского полигона, 4 — профиль ГСЗ, 5 — пункты взрыва

Годографы основных групп волн по данным регистрации взрывов из оз. Каракуль в 1974 г. и из оз. Кабуд-Хауз в 1955 г.

Δ, км	Годограф "Каракуль"		Годограф "Кабуд-Хауз"	
	t_1, c	t_2, c	t_1, c	t_2, c
190			32,8	35,3
200			34,5	36,8
210	35,5	40,2	36,3	38,2
220	37,5	41,8	38,1	40,0
230	39,6	43,2	40,2	41,6
240	43,1	44,7	41,9	43,0
250	44,3	46,0	43,4	44,4
260	45,5	47,4	44,2	45,5
270	46,7	48,9	45,3	47,0
280	47,8	50,1	46,2	48,7
290			47,4	50,1
300			49,2	51,4
310			49,5	53,0
320			50,6	54,2
330			52,0	

Соотношение годографов не противоречит полученным ранее данным о более глубоком залегании границы Мохоровичича на участке, исследованном из пункта взрыва Каракуль, чем на участке, исследованном из пункта взрыва Кабуд-Хауз. К западу от оз. Каракуль глубина залегания границы Мохоровичича около 60 км [53].

По годографам волн $P_{пр}^M$ и $P_{отр}^M$, полученным из пункта взрыва Каракуль, была вычислена мощность земной коры при средней скорости 6,0 км/с, которая оказалась соответственно равной 58 и 56 км.

Практически одинаковые значения глубины залегания преломляющей и отражающей границ подтверждают правильность идентификации волновых групп, определение их природы и приуроченности к границе Мохоровичича.

Анализ годографов основных групп волн, зарегистрированных из пункта взрыва Каракуль, позволяет сделать некоторые предположения о скоростном разрезе консолидированной толщи земной коры. Уверенное выделение в первых вступлениях группы волн с кажущейся скоростью 8,1 км/с свидетельствует о близком к горизонтальному положению границы Мохоровичича. Прекращение прослеживания волн со скоростью 5,0 км/с на удалении 233 км (на больших удалениях есть две станции — 5 и П, на которых эта группа волн не выделена) может быть объяснено наличием волновода, а низкое значение кажущейся скорости — падением первой коровой границы раздела в восточном направлении; такое соотношение параметров разреза допускает расположение слоя пониженной скорости примерно в средней части консолидированной коры. Нижняя часть земной коры характеризуется высокими скоростями, о чем свидетельствуют значения 6,3 и 7,2 км/с, уверенно определенные по годографам волн, выделенным в последующей части записи.

Встречная система годографов из пункта взрыва Кабуд-Хауз (хотя она расположена несколько севернее) не противоречит высказанным соображениям о скоростном разрезе земной коры.

РЕЗУЛЬТАТЫ РЕГИСТРАЦИИ ОБМЕННЫХ ВОЛН ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Метод обменных волн землетрясений сыграл важную роль в изучении земной коры Памира.

Если оценки толщины коры по данным гравиметрии постоянно давали значительные или даже максимальные на Азиатском континенте величины — 65–75 км, то приведенные в 1963–1965 гг. на Памире сейсмологические исследования методом обменных волн поставили под сомнение эти представления [21]. По этим данным, на Памире и Алае значения мощностей коры колеблются в пределах 38–52 км, причем преобладают величины 46–48 км. По мнению Н.К. Булина, они не отличаются от осредненных значений для всей Средней Азии в целом. Стратифицированы два горизонта: поверхность Мохоровичича, наибольшие глубины залегания которой — 50–52 км — отмечаются на Юго-Западном Памире и на отдельных участках Центрального Памира (перевал Акбайтал, пос. Мургаб), а также так называемый горизонт А, залегающий на глубинах 10–15 км.

Согласующиеся между собой новые материалы, полученные методами сейсмологии взрывов и землетрясений, свидетельствуют о больших мощностях земной коры на Памире (65–78 км), что противоречит выводам Н.К. Булина. Это обстоятельство само по себе говорит о необходимости проявлять известную осторожность к данным, полученным только по обменным волнам.

Исследования с применением методики обменных волн землетрясений с использованием станций "Земля" на Памире проводятся впервые. Эта аппаратура имеет значительные преимущества по сравнению с обычными сейсмологическими станциями и в значительной мере специализирована для исследований по методу обменных волн [81]. Работы проводились в комплексе с методами взрывной сейсмологии и проходящих волн землетрясений.

Методика наблюдений и аппаратура. Наблюдения проводились в основном станциями "Земля". Станции были укомплектованы сейсмоприемниками типа ВЭГИК с собственной частотой 1 Гц. Небольшой объем наблюдений (стоянка, расположенная к северу от Узгена) был выполнен аппаратурой АСС-ЗМ "Черепаша". По сравнению со станцией "Земля" ее регистратор имеет несколько расширенную в сторону высоких частот характеристику (1–20 Гц). В качестве датчиков использованы низкочастотные сейсмографы типа СН-3 с собственной частотой 1 Гц.

Регистрация сейсмических колебаний станциями "Земля" и "Черепаша" велась на трех главных компонентах: на вертикальном приборе и двух горизонтальных, ориентированных соответственно на север — юг и восток — запад. Точки наблюдения располагались по профилю с шагом 5–8 км (см. рис 1), при этом одна станция (выносная) устанавливалась в 15–20 км в стороне от профиля. Длительность наблюдений на одной расстановке (стоянке) составляла 15–18 суток.

Следует отметить, что система регистрации сейсмических колебаний станциями "Земля" и "Черепаша" специализирована для выделения обменных волн. Каждая компонента визуализируется по сейсмограмме при различных фильтрациях, что позволяет учитывать при выделении обменных волн форму записи в достаточно широком частотном диапазоне. Кроме того, осциллографирование горизонтальных компонент сейсмических колебаний осуществляется при повышенном усилении, что позволяет более надежно выделять обменные волны, которые, как правило, слабее исходного сигнала.

Наиболее полные наблюдения обменных волн были выполнены в 1973 г. Получены записи в 62 координатных точках по профилю общей протяженностью около 300 км.

Волновые поля и методика интерпретации. Специфика выделения обменных волн типа *PS* накладывает жесткие ограничения на характер колебаний. Использовались для обработки главным образом широкофокусные землетрясения Тихоокеанского сейсмического пояса (Филиппины, Курилы, Чили, Алеутская дуга и др.) с очагами на глубине 40–700 км, а также Памиро-Гиндукушские широкофокусные землетрясения, импульсы продольных волн от которых характеризуются малой длительностью.

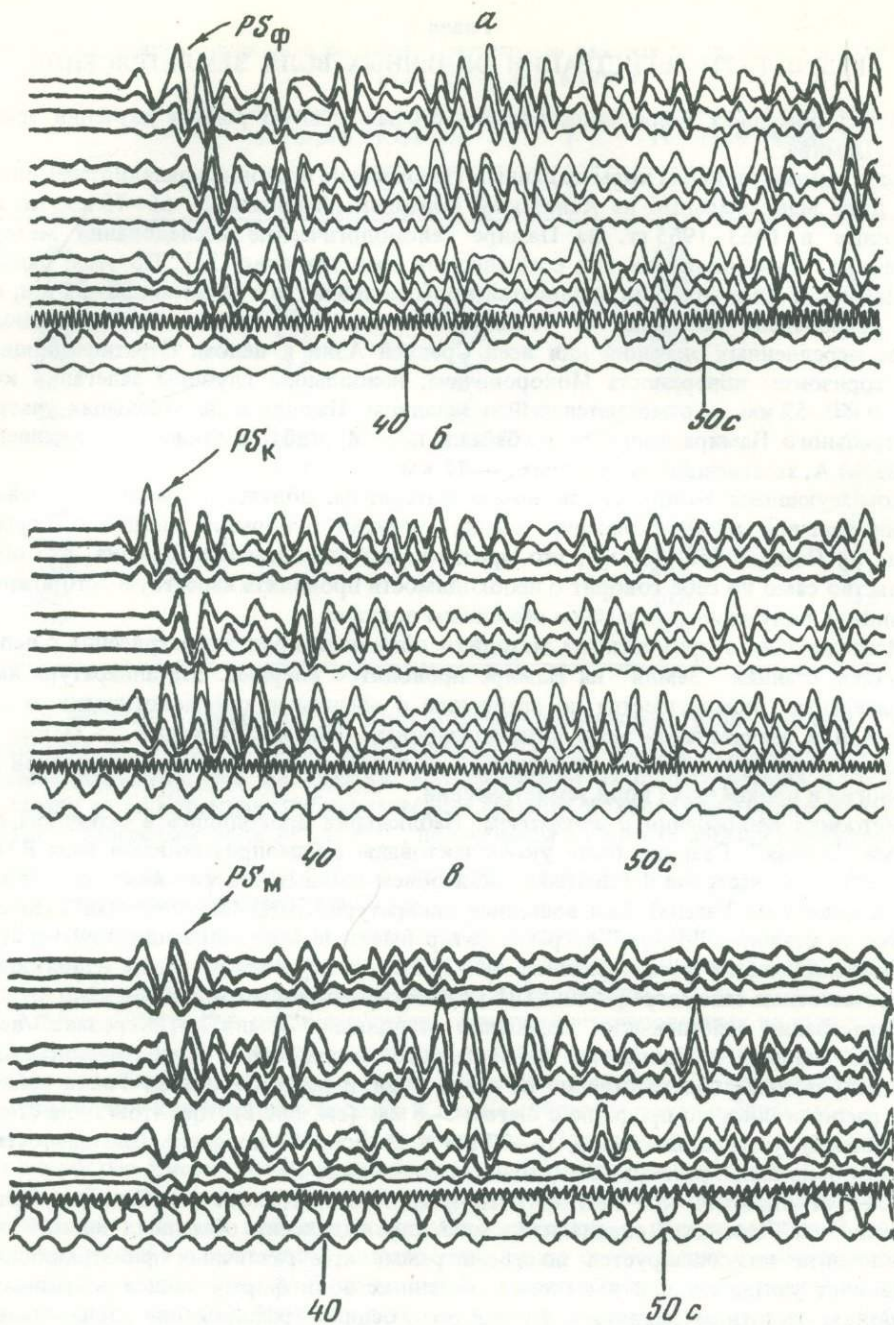


Рис. 29. Сейсмограммы, иллюстрирующие запись обменных волн: от поверхности фундамента — PS_{ϕ} (а), от границы в "базальтовом" слое — PS_{κ} (б) и от поверхности Мохоровичича — PS_{μ} (в)

Регистрация велась в условиях выхода на поверхность сложнорасчлененных докембрийских пород при наличии наносов небольшой мощности. Это обстоятельство обусловило получение весьма сложного для выделения обменных волн поля. На горизонтальных приборах, как правило, регистрируются горизонтальные составляющие продольных волн, что в сильной степени затруднило выделение целевых обменных волн. Число землетрясений с коротким цугом колебаний невелико; только в единичных случаях удалось получить достаточно четкие вступления обменных волн.

На одной расстановке для обработки были использованы записи 30–40, реже 15–20 землетрясений. Обращалось внимание главным образом на первые обменные

волны, а также на динамически четко выраженные волны, связанные с границами К и М (рис. 29).

Обработка материалов по методу обменных волн включала в себя следующие операции: выделение и корреляцию обменных волн, построение временного разреза, определение сейсмических скоростей, определение глубин залегания границ обмена. Последний этап осуществлялся на ЭВМ с применением комплексной программы "Земля-1" [52]. Сведения о сейсмических скоростях были заимствованы из результатов обработки данных взрывной сейсмологии.

Сейсмический разрез. В результате исследований МОВЗ получена информация о строении земной коры, представленная на рис. 30. Выделение характерных зон, слоев и границ в земной коре может быть осуществлено, исходя из некоторых критериев.

Во-первых, можно полагать, что наиболее резким и протяженным сейсмическим границам будет соответствовать большая повторяемость обменных волн от различных землетрясений. Коррелируя вдоль профиля точки обмена, характеризующиеся примерно одинаковой повторяемостью, можно выделить наиболее резкие сейсмические границы.

Во-вторых, поле точек обмена как по вертикали, так и по латерали не остается постоянным. Выделяются зоны, где количество точек обмена достигает трех-пяти на 10 км глубины, зоны, где количество обменов сокращается до одного-двух на 10 км, и, наконец, зоны, где точки обмена отсутствуют или встречаются спорадически. Несомненно, плотность точек обмена зависит и от сугубо технических факторов, таких, как, например, условия установки сейсмографов. Однако, учитывая большую густоту точек наблюдения и идентичные условия установки сейсмографов вдоль всего профиля, можно полагать, что плотность точек обмена характеризует объективные особенности строения земной коры.

В-третьих, некоторые обменные волны, как это указывалось выше, обладают особыми динамическими признаками, и прежде всего большой амплитудой. Вдоль профиля такими свойствами обладают две группы обменных волн, одна из которых характеризуется временем запаздывания $\Delta T_{PS-P} = 6,5-7,5$ с (см. рис. 29, в), вторая — $4,4-5,0$ с (см. рис. 29, б). Первая группа связывается с поверхностью Мохоровичича, вторая приурочена, вероятно, к одной из границ в "базальтовом" слое, возможно к поверхности Конрада. Количество таких динамически охарактеризованных волн по профилю незначительно, и поэтому полученную по ним информацию о глубинах залегания названных границ можно считать дополнительной к более представительной информации, основанной на данных взрывной сейсмологии и проходящих волн от глубокофокусных землетрясений.

Наконец, в-четвертых, вдоль профиля наблюдаются узкие зоны резкого изменения перечисленных выше параметров, которые могут интерпретироваться как зоны разломов.

Ниже приводится на основании изложенных выше критериев интерпретация данных МОВЗ. В пределах самой южной части профиля, соответствующей Юго-Восточному Памиру, поле точек обмена характеризуется присутствием в верхней части двух резких границ, залегающих на глубинах в среднем 2 и 5 км. Границы залегают не горизонтально; антиклинальная форма фиксируется в пределах Тохтамышской структурно-формационной подзоны, синклиналиная — в пределах Пшартской подзоны. В интервале глубин 10—30 км к северу от Истыкской подзоны наблюдается увеличение плотности точек обмена до двух на 10 км. "Базальтовый" слой этой зоны почти лишен точек обмена, однако границы Конрада и Мохоровичича здесь прослеживаются более уверенно, чем на всех других отрезках профиля, за исключением юго-восточной части Ферганы. Это может свидетельствовать о более резком характере здесь поверхности Мохоровичича и о малой расслоенности "гранитного" и особенно "базальтового" слоев.

Рушанский разлом характеризуется резким изменением плотности точек обмена. Наиболее типичными для блока, охватывающего Центральный Памир и Дарваз-Сарыкольскую подзону Северного Памира, является появление в верхней части земной коры до глубины 20 км среды с очень высокой плотностью точек обмена (пять на 10 км глубины). При этом резкие границы в пределах первых 5 км, прослежи-

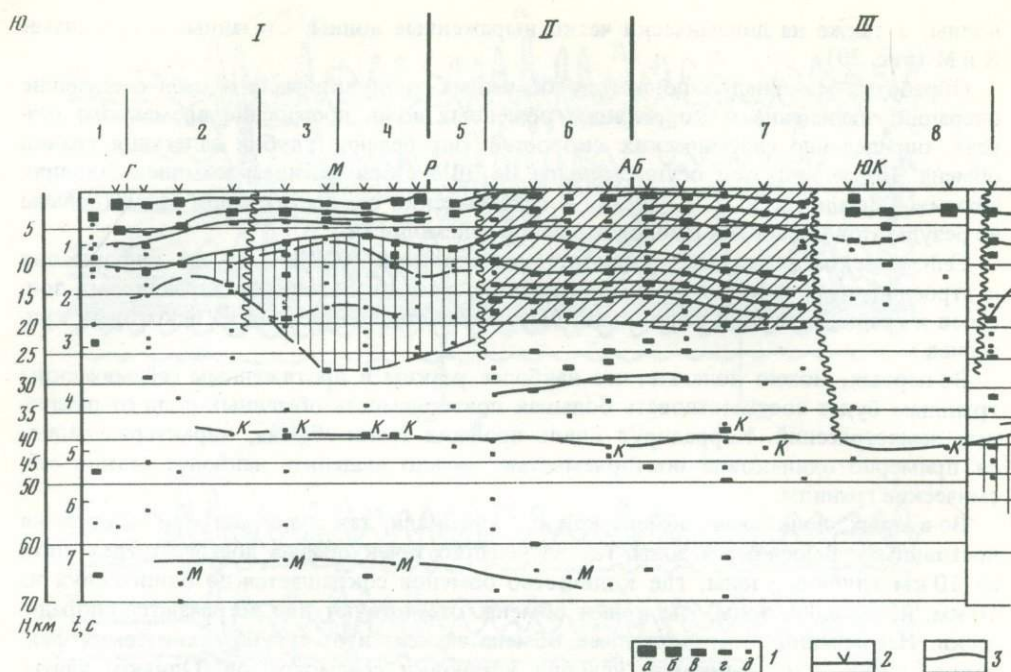


Рис. 30. Сейсмический разрез земной коры по данным обменных волн землетрясений

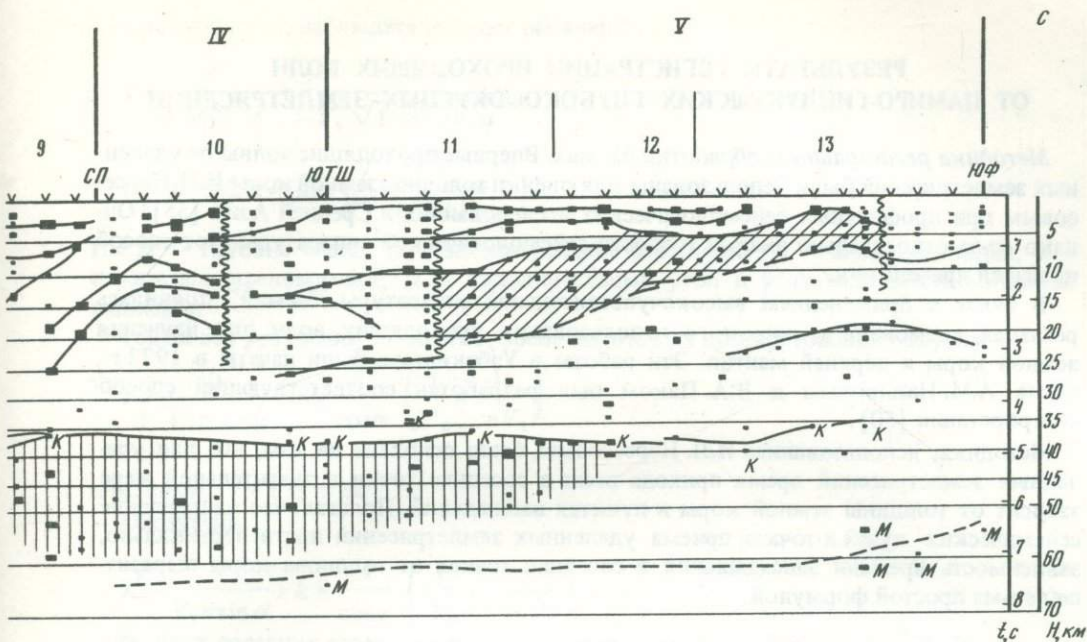
1 — точки обмена с повторяемостью: а — по 10 землетрясениям, б — по 8, в — по 6, г — по 2, д — по 1 (индексы К и М обозначают условное отнесение точек обмена к границам Конрада и Мохоровичича по динамическим признакам); 2 — проекции точек наблюдения на линию

вающиеся на Юго-Восточном Памире, здесь становятся менее четкими. Это свидетельствует о значительном увеличении на Центральном Памире мощности расслоенных образований, принадлежащих, вероятно, к палеозойскому геосинклинальному этажу. Ниже, до глубин 30 км, плотность точек обмена уменьшается, а в интервале 30–70 км они встречаются спорадически. Поверхность Мохоровичича устойчиво прослеживается на глубине 65–68 км и в рассматриваемой зоне. Примечательно, что Акбайтальский разлом в поле точек обмена сколь-нибудь яркими признаками не отмечается.

Каракульская подзона Северного Памира резко отличается от районов, расположенных севернее и южнее ее. Здесь выделяется лишь одна резкая граница обмена на глубине около 3 км. Ниже точки обмена практически отсутствуют. Калаихумб-Сауксайская подзона Северного Памира и примыкающая к ней территория южной части Алайского прогиба, включая Заалайский хребт, характеризуются невысокой плотностью точек обмена, но большей повторяемостью. Корреляция границ обмена позволяет думать о резком сокращении расслоенной толщи в сторону осевой зоны Заалайского хребта примерно на 10 км. Примечательно также появление в этой зоне точек обмена со сравнительно высокой плотностью, но малой повторяемостью на глубинах 45–60 км в "базальтовом" слое, чего нет ни на одном другом участке профиля. Область на глубинах от 20 до 45 км, напротив, характеризуется весьма низкой плотностью точек обмена.

Алайской долине и той части южных склонов Алайского хребта, которая отвечает погруженной части Терекдаванского синклиниория и Кульгеджилинского антиклиниория, соответствует плохо коррелируемое поле обменных волн до глубины 20 км. Лишь верхняя граница, залегающая на глубине 5 км, выделяется по более устойчивым точкам обмена.

Участок профиля, соответствующий собственно Алайскому хребту, его северным предгорьям и юго-восточной части Ферганы (Сурметаш-Гульчинская, Кичикалайская и Южно-Ферганская подзоны), характеризуется значительно большей регулярностью поля точек обмена, в котором можно выделить несколько слоев. В верхней части разреза до глубины 5 км прослеживаются две резкие границы, образующие син-



профиля; 3 — границы обмена; 4 — границы блоков с различной характеристикой поля точек обмена; 5 — зоны с высокой плотностью точек обмена (> 3 на 10 км глубины); 6 — зоны со средней и низкой плотностью точек обмена (< 3 на 10 км глубины)
 Названия зон, подзон и разломов см. на рис. 23

клинальный прогиб в районе перевала Чигирчик и антиклинальную форму в районе поднятий Алдыгяр и Намаздек. В пределах Сурметаш-Гульчинской и Кичикалайской подзон ниже этих границ (от 5 до 10 км) располагается толща, лишенная точек обмена. К северу она выклинивается. Еще ниже залегает 10-километровая толща с высокой плотностью точек обмена, каждая из которых характеризуется малой повторяемостью. В Восточной Фергане мощность этой толщи сокращается до 5 км. Еще одной особенностью разреза в Восточной Фергане является регистрация динамически охарактеризованных обменных волн от поверхности Мохоровичича, залегающей здесь на глубинах 50–60 км.

Сопоставим полученные результаты с данными предшествовавших исследований. Примерно по той же линии, что и рассмотренный нами профиль, проходит профиль МОВЗ, выполненный Н.К. Булиным [21]. На этом профиле глубины залегания поверхности Мохоровичича значительно меньше, чем полученные нами, и нигде — от Юго-Восточного Памира до Ферганской долины — не превосходят 50 км (на Юго-Восточном Памире 42–45 км, Центральном Памире 42–46 км). Н.К. Булиным в качестве одного из основных критериев выделения поверхности Мохоровичича на сейсмограммах МОВЗ принята зона резкого уменьшения энергии обменных волн. Однако, как указывалось выше, нижней части коры, а местами и всему "базальтовому" слою свойственно отсутствие границ обмена. Вслед за волнами, связанными с сильно расслоенной толщей, отвечающей "гранитному" слою и местами верхней части "базальтового" слоя, наблюдается зона сейсмического молчания, лишь на отдельных участках профиля ограниченная весьма интенсивными вступлениями обменных волн от поверхности Мохоровичича. Они помечены индексом М на рис. 30. Очевидно, поверхность "М" по Н.К. Булину отражает не положение подошвы земной коры, а нижнюю границу расслоенной ее части.

РЕЗУЛЬТАТЫ РЕГИСТРАЦИИ ПРОХОДЯЩИХ ВОЛН ОТ ПАМИРО-ГИНДУКУШСКИХ ГЛУБОКОФОКУСНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Методика регистрации и обработки данных. Впервые проходящие волны от удаленных землетрясений были использованы для оценки толщины земной коры И.Л. Нерсесовым при профильных сейсмологических исследованиях в Средней Азии [55]. Однако из-за относительно низкой точности сейсмологической аппаратуры этот способ не нашел применения.

В связи с применением высокочувствительной аппаратуры "Земля" появилась реальная возможность широкого использования проходящих волн для изучения земной коры и верхней мантии. Эти работы в Узбекистане были начаты в 1972 г., когда А.М. Насыровым и В.А. Паком был разработан соответствующий способ интерпретации [50].

Методика, использованная И.Л. Нерсесовым, была основана на том, что для удаленных землетрясений время прихода волн в соседние точки в значительной мере зависит от толщины земной коры в пунктах наблюдений. Полагая, что направление сейсмических лучей в точках приема удаленных землетрясений почти вертикально, зависимость времени запаздывания в соседних точках от толщины коры выразится весьма простой формулой

$$\Delta H = \frac{V_0 V_1}{V_1 - V_0} \Delta t,$$

где V_0 и V_1 — средние скорости в земной коре и верхней мантии; ΔH — разность мощностей земной коры в смежных точках наблюдения.

При исследованиях с аппаратурой "Земля" в Южном Тянь-Шане были зарегистрированы преимущественно близкие Памиро-Гиндукушские глубокофокусные землетрясения, поэтому здесь потребовалось применять более сложные зависимости и учитывать углы подхода сейсмических лучей:

$$\Delta H = \frac{V_0 \cos i_0}{1 - \frac{V_0 \cos(i_1 - i_0)}{V_1}} \Delta t,$$

где $i_0 = \arcsin \frac{V_0}{V^*}$ — угол падения;

$i_1 = \arcsin \frac{V_1}{V^*}$ — угол преломления (V^* — кажущаяся скорость распространения сейсмических волн).

Скорости V_0 и V_1 в покрывающей и подстилающей средах принимались постоянными. При исследованиях на Памире оказалось, что предположение о постоянстве скоростей недопустимо. Поэтому в предполагаемой ниже методике это обстоятельство учтено.

Теоретические предпосылки предложенного способа таковы: исследуемая среда представляется двухслойной, со скоростями распространения сейсмических волн V_0 и V_1 соответственно. Во второй среде на глубине H задан источник. Скорость V_0 предполагается известной. В точках i известны времена пробега t_i сейсмических волн от данного источника. Ставится вопрос о нахождении относительных глубин h_i до границы раздела и скорости распространения сейсмических волн в нижележащей среде.

Рассматривается горизонтально-ступенчатый вариант. Для двух произвольных точек наблюдений глубины залегания преломляющей границы равны соответственно h_1 , h_2 , углы падения также различны (α_1 , α_2). В ранее предложенном варианте углы предполагались равными, что накладывало определенные ограничения: точки наблюдения должны были быть близки.

Зная разность времен пробега, необходимо определить $\Delta h = h_2 - h_1$. Положим, что имеем данные времен пробега t_1 и t_2 наблюдений прямых волн для двух точек, расположенных на эпицентральных расстояниях Δ_1 и Δ_2 соответственно. Тогда при наличии границ раздела, расположенных на глубинах h_1 и h_2 , время пробега волны

t от источника до наблюдателя будет равно [46]

$$t' = \frac{h}{V_0 \cos \alpha} + \frac{H-h}{V_1 \sqrt{1-n^2} \sin \alpha},$$

$$H-h = (\Delta + htg\alpha) \sqrt{\frac{1}{n^2 \sin^2 \alpha} - 1},$$

где H — глубина очага; Δ — эпицентрального расстояние; h — мощность коры; n — показатель преломления; α — дополнительный угол к углу выхода сейсмической радиации.

Решая эти уравнения совместно, после некоторых преобразований получим

$$t = \frac{\Delta}{V_1 n \sin \alpha} + \frac{h}{\cos \alpha} \left(\frac{1}{V_0} - \frac{1}{n V_1} \right)$$

или, иначе, $t = k' \Delta + hk$.

Обозначив

$$k' = \frac{1}{V_1 n \sin \alpha}, \quad k = \frac{1}{\cos \alpha} \left(\frac{1}{V_0} - \frac{1}{n V_1} \right), \quad (1)$$

для двух соседних точек наблюдений запишем наши формулы так:

$$h_2 k_2 - h_1 k_1 = t_2 - t_1 - k'_2 \Delta_2 + k'_1 \Delta_1.$$

Так как k и k_2 для двух соседних точек наблюдений близки между собой, можно записать

$$K = \frac{k_1 + k_2}{2}.$$

Окончательно получим

$$\Delta h = \frac{(t_2 - t_1)(k'_2 \Delta_2 - k'_1 \Delta_1)}{K}. \quad (2)$$

По этой формуле можно вычислять относительные глубины до преломляющей границы при известных коэффициентах K и k' .

Как видно из формул, для определения этих коэффициентов необходимо знать величины V_1 и α .

Скорость V_1 определим по формулам

$$V_{\text{эф}} = \frac{\sqrt{\Delta_2^2 - \Delta_1^2}}{t_2^2 - t_1^2}, \quad (3)$$

$$V_1 = \frac{(H-h) V_{\text{эф}}}{H-h V_{\text{эф}} / V_0}, \quad (4)$$

$$H = \sqrt{V_{\text{эф}}^2 t^2 - \Delta^2}, \quad (5)$$

где $V_{\text{эф}}$ — эффективная скорость пробега сейсмических волн; t_1, t_2 — времена пробега; H — глубина очага.

Для нахождения $\sin \alpha$ строятся вспомогательные графики:

$$\begin{aligned} \Delta &= f_1(\sin \alpha, H), \\ k' &= f_2(\sin \alpha, H), \\ k &= f_3(\sin \alpha, H), \end{aligned} \quad (6)$$

рассчитанные по экспериментальным данным. Для этого предварительно задаются значениями h и V_0 , известными из других источников (нулевое приближение).

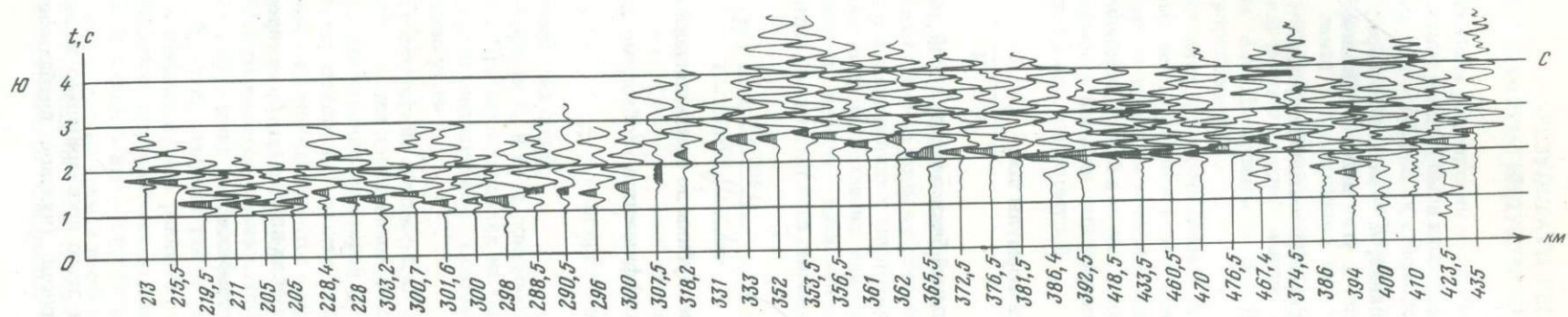


Рис. 31

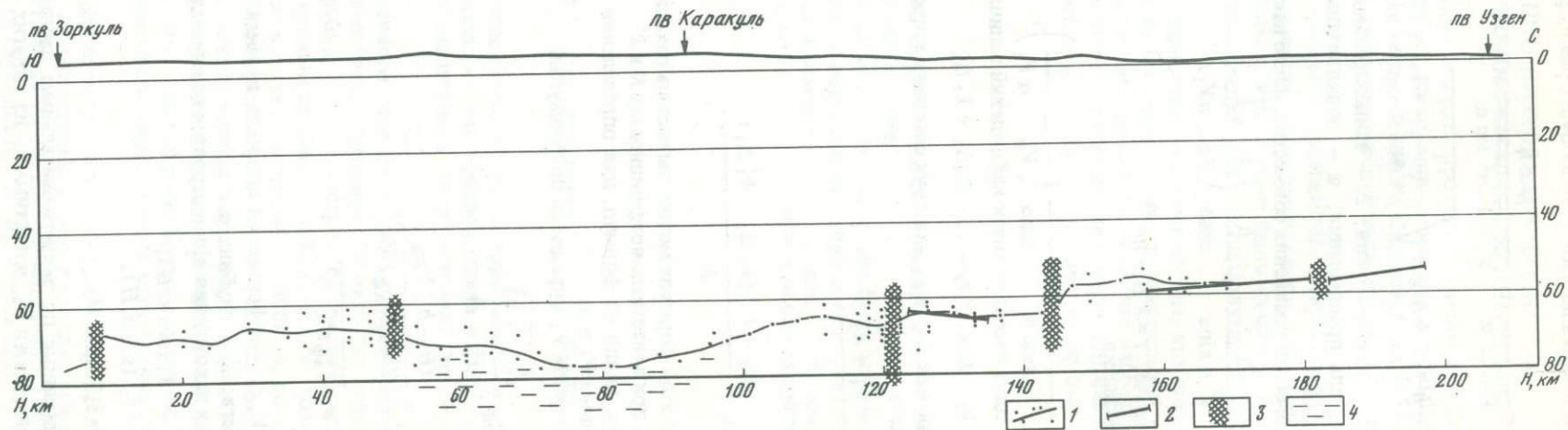


Рис. 32

Коэффициенты K и k' находятся по графикам (6).

Процесс обработки сейсмограмм состоит из следующих операций. Вначале производится отбор землетрясений. В основном при обработке использовались глубокофокусные Памиро-Гиндукушские землетрясения с четкими записями первых волн (рис. 31).

Эпицентральные расстояния и азимуты подхода волн определялись по известным в сейсмологии формулам

$$\cos \Delta = \cos \varphi \cos \varphi_e \cos (\lambda_e - \lambda) + \sin \varphi \sin \varphi_e,$$

$$\sin (A_z) = \frac{\sin (\lambda_e - \lambda) \cos \varphi_e}{\sin \Delta},$$

$$\cos (A_z) = \frac{\sin \varphi_e - \sin \varphi \cos \Delta}{\cos \varphi \sin \Delta},$$

где φ и λ — широта и долгота точек наблюдений; φ_e и λ_e — широта и долгота эпицентров землетрясений; Δ — эпицентральное расстояние; A_z — азимут луча в направлении на очаг.

Для оценки скорости V_1 в подстилающей среде (верхней мантии) вначале определялись ее эффективная скорость по двучечной формуле (3) и глубина очага (5). Затем скорость V_1 определялась по выражению (4). Коэффициенты K и k' находились по графикам (см. рис. 31). Наконец, искомые относительные глубины вычислялись по формуле (2). Зная глубину залегания преломляющей границы хотя бы в одной точке h_0 , легко вычислить толщину коры в остальных точках: $h_i = h_0 + \Delta h$.

Величина сейсмического сноса определялась по формуле $L = \operatorname{tg} \alpha_i h_i$ и откладывалась в направлении на эпицентр от точки наблюдения.

Разрез земной коры. Выше было показано, что по профилю Токтогул — Зоркуль лишь на ограниченных участках были зарегистрированы волны, связанные с поверхностью Мохоровичича. С этой точки зрения представляют значительный интерес материалы, полученные по методу проходящих волн от глубокофокусных землетрясений, позволившие определить (правда, с меньшей точностью) поведение границы Мохоровичича вдоль всего рассматриваемого профиля.

Поскольку метод проходящих волн позволяет определить только относительные превышения глубин, то привязка к абсолютному ее значению осуществлялась на северном отрезке профиля (Сарыташ — Гульча), где мы располагали данными, полученными в результате обработки годографов отраженных и квазиголовных волн от взрывов. Кроме того, были известны оценки глубин на южном конце профиля, в нагорье Каракорума, по данным обработки записей квазиголовных волн от взрывов из пунктов Нанга-Парбат и Каракуль.

Предельный разброс значений глубин, вычисленных по годографам проходящих волн различных глубокофокусных землетрясений, составляет 3—4 км, что ориентировочно характеризует точность определения глубины залегания границы Мохоровичича этим методом.

Рельеф границы Мохоровичича по полученным данным достаточно сложен (рис. 32). Максимальная толщина земной коры (78 ± 4 км) зафиксирована между пунктами Каракуль и Рангуль, т.е. в зоне сочленения Северного и Центрального Памира. К северу и югу наблюдается подъем поверхности Мохоровичича. Юго-Восточному Памиру соответствуют глубины 72 ± 4 км. Несколько меньше (68 ± 4 км) глубина залегания поверхности Мохоровичича в Алайской долине и окружающих ее Заалай-

Рис. 31. Монтаж сейсмограмм Памиро-Гиндукушских глубокофокусных землетрясений. Штриховкой показаны выделенные фазы волн

Рис. 32. Рельеф поверхности Мохоровичича по данным проходящих волн

1 — значения глубин, вычисленные по годографам проходящих волн землетрясений, и осредняющая их кривая; 2 — граница Мохоровичича, построенная по отраженным волнам, к которой осуществлена привязка данных проходящих волн землетрясений; 3 — зоны разломов; 4 — зона пониженной скорости в верхней части мантии

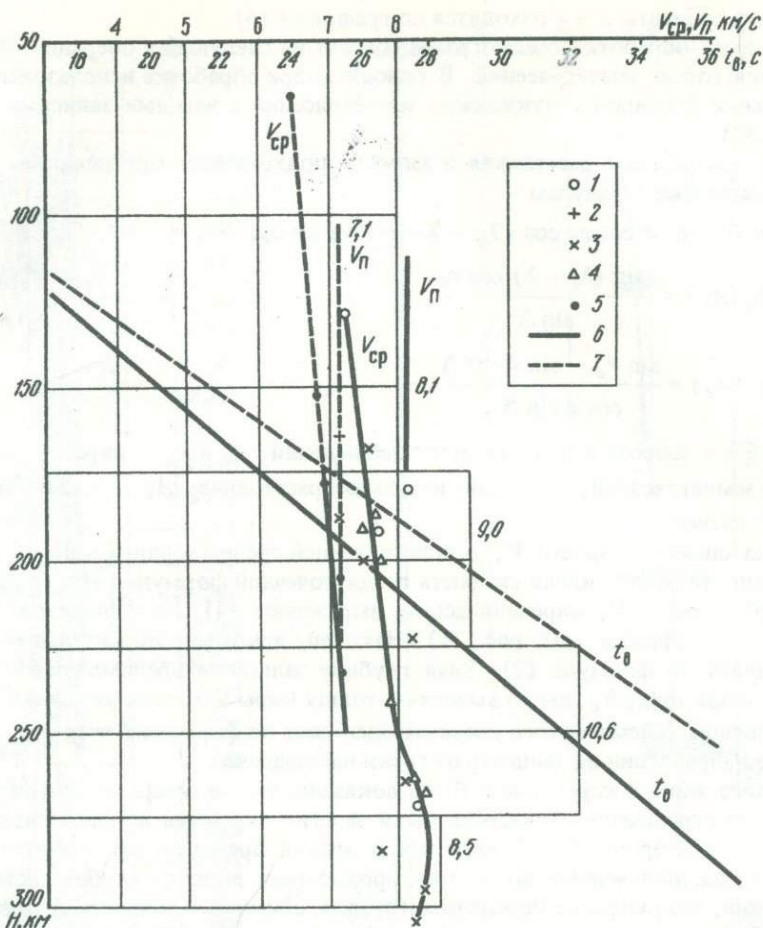


Рис. 33. Зависимость скорости распространения сейсмических волн в верхней части мантии Памира от глубины, определенная по годографам прямых волн землетрясений

1, 2, 3, 4, 5, — вычисленные значения средних скоростей для стоянок 4, 6, 7, 8 и 5 соответственно; 6 — графики средних скоростей (V_{cp}), пластовых скоростей (V_n) и вертикальный годограф (t_0), построенные по данным, полученным по стоянкам 4, 6, 7, 8; 7 — то же, по стоянке 5

ском и Алайском (северная часть) хребтах. Минимальная глубина (64 ± 4 км) отмечается на южных склонах Алайского хребта. Следует заметить, что данные метода проходящих волн здесь не совпадают с данными по квазиголовным волнам. По последним земная кора имеет меньшую мощность.

Интерпретация годографов проходящих волн позволяет выделить флексурные изгибы в сейсмических границах, по-видимому соответствующие глубинным разломам. Можно наметить ряд крупных нарушений. Разлом с амплитудой 7 км четко фиксируется на южном склоне Южного Тянь-Шаня. Разлом с несколько меньшей амплитудой отмечается в районе Заалайского хребта. Этот разлом, но со значительно большей амплитудой, выделялся и при первых работах ГСЗ [25, 53]. Достаточно надежно выделяется Рушано-Пшартский глубинный разлом. Можно предполагать, что по границе Мохоровичича наиболее опущенный блок отделен от соседнего с юга Центрально-Памирского блока Акбайтальским глубинным разломом.

Таким образом, по полученным данным можно выделить: Южный приподнятый блок, охватывающий территорию Юго-Восточного Памира между оз. Зоркуль и Рушано-Пшартским разломом; Центральный блок, обозначающийся зоной пониженной скорости в верхней мантии и повышенными глубинами до поверхности Мохоровичича; Северо-Памирский блок — толщина земной коры здесь превышает 70 км. Следующий к северу Алайский блок соответствует Алайскому сектору Южно-Тянь-Шаньской зоны.

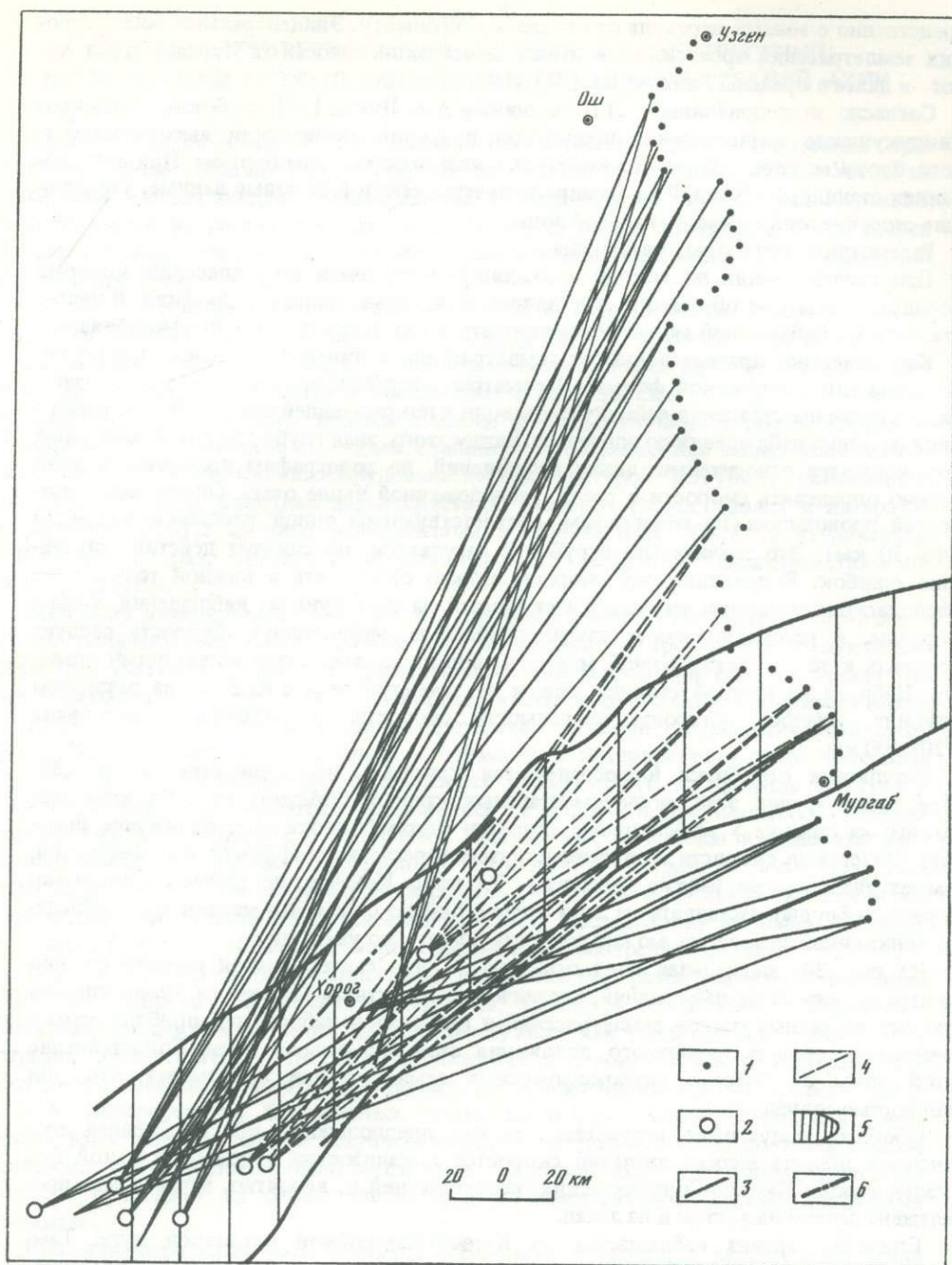


Рис. 34. Расположение зоны пониженной скорости в мантии

1 — точки наблюдения; 2 — эпицентры глубоководных землетрясений; 3, 4 — сейсмические лучи: 3 — с "нормальной" скоростью распространения волн, 4 — с пониженными значениями скоростей распространения волн; 5 — контур зоны глубоководных землетрясений; 6 — положение зоны пониженной скорости по данным станций "Земля"

Таким образом, проведенными работами подтверждается представление о наличии на Памире утолщенной коры. Выделяются блоки, ограниченные глубинными разломами, которые в целом соответствуют тектоническим зонам, намеченным по геологическим данным.

Некоторые данные о строении Памиро-Гиндукушской фокальной зоны. Как известно, горные системы Памира и Гиндукуша — одни из немногих на земном шаре, где регистрируются глубоководные землетрясения, не связанные непо-

средственно с зонами перехода от океана к континенту. Эпицентральная зона глубоких землетрясений протягивается в виде неширокой полосы от Мургаба через Хоррог и далее в пределы Гиндукуша [24].

Согласно исследованиям Л.П. Винника и А.А. Лукка [26], глубокие Памиро-Гиндукушские землетрясения происходят в южной оконечности высокоскоростного блока мантии, вблизи его контакта с низкоскоростным блоком. При исследованиях станциями "Земля" на Памире получены некоторые новые данные, уточняющие строение этой сейсмофокальной зоны.

Рассмотрим полученные материалы.

При исследованиях по методу проходящих волн очаги землетрясений, которые использовались при обработке, находились значительно западнее профиля. В целом эта система наблюдений может рассматриваться как непродолжное профилирование.

Как известно, прямые волны от землетрясений в линейных сечениях имеют годографы гиперболической формы. Параметры гиперболы зависят от глубины очага, скорости распространения сейсмических волн в покрывающей очаг среде и от расстояния от линии наблюдений до эпицентра. Ввиду этого, зная глубину очага и положение его эпицентра относительно линии наблюдений, по годографам проходящих волн можно определять скорости в среде, расположенной выше очага. Определение скоростей проводилось по годографам, соответствующим одной расстановке станций (40–50 км). Это значительно огрубляет результаты, но снижает действие случайных ошибок. В принципе эту скорость можно определять в каждой точке, если располагать значениями кажущихся скоростей на всех пунктах наблюдения. Таким образом, в рассматриваемом случае найденную эффективную скорость следует относить к толще, заключенной между крайними лучами, ограничивающими стоянку. Набирая на каждой стоянке записи от землетрясений с очагами на различной глубине, удалось построить зависимости скорости от глубины в интервале 120–300 км.

Результаты обработки иллюстрируются кривыми, приведенными на рис. 33. При рассмотрении этих экспериментальных кривых обращает на себя внимание то, что на стоянке 5 эффективные скорости систематически дают понижение значения. Пластовые скорости, полученные путем пересчета из эффективных скоростей, имеют здесь весьма низкие значения — 7,1 км/с. Конечно, по таким скудным материалам трудно настаивать на этой цифре, однако о том, что мантия здесь обладает пониженной скоростью, можно говорить достаточно уверенно.

На рис. 34 аномальная зона отмечена в виде секториальной области от эпицентра до интервала наблюдений, ограниченной пунктирными лучами. Совокупность данных из разных очагов землетрясений и интервалов наблюдений приблизительно очерчивает область вероятного положения этой аномальной зоны. Сопоставление этой зоны с областью глубокофокусных землетрясений показывает, что они полностью совпадают.

Обобщая полученные результаты, можно предположить, что выделенная аномальная область низких значений скоростей локализована в довольно узкой фокальной зоне Памиро-Гиндукушских землетрясений и, вероятно, может быть прослежена далеко на восток и на запад.

Близкая картина наблюдается на Курило-Камчатской островной дуге. Там, однако, в настоящее время имеет место активная вулканическая деятельность, чего нет на Памире. По-видимому, в континентальных условиях при наличии весьма мощной коры прорыв магматических продуктов затруднен, поэтому на Памире мы имеем лишь отголоски ныне продолжающихся глубинных магматических процессов в виде термальных источников.

В свете полученных данных наличие повышенного поглощения сейсмических волн в фокальной зоне Памиро-Гиндукушских глубокофокусных землетрясений находит свое логическое объяснение.

РЕЗУЛЬТАТЫ РЕГИСТРАЦИИ ВЗРЫВОВ И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПОСТОЯННЫМИ И ЭКСПЕДИЦИОННЫМИ СТАНЦИЯМИ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Системы наблюдений и использованные материалы. Для исследования привлечены записи станций "Земля", работавших вдоль профиля Зоркуль — Узген, записи семи станций экспедиционных сейсмологических сетей Узбекистана и Киргизии, находившихся на расстояниях от 10 до 80 км от линии профиля, а также записи 60 постоянных сейсмических станций, расположенных от профиля на расстоянии более 80 км (рис. 35).

В табл. 17 приведены список землетрясений и координаты их эпицентров, находящихся вблизи профиля Зоркуль — Токтогул. По точности определения координат эпицентров большинство использованных землетрясений относятся к классу "а". Это значит, что эпицентр землетрясения с вероятностью $p = 90-95\%$ попадает в пределы доверительного эллипса с осями 2–3 км, глубина с тем же значением p определяется с ошибкой $\pm 1,5-2$ км. Станции, производившие запись всех использованных землетрясений, оборудованы либо аппаратурой "ВЭГИК" с увеличением 5 000–20 000 раз, частотная характеристика которой столбообразна в интервале периодов 0,05–1,2 с, либо комплектами приборов типа "СКМ" с увеличением 1 000–2 000 раз, интервал столбообразной частотной характеристики которых 0,3–10 с.

Методика интерпретации. На участках профиля Узген — Токтогул и Чигирчик — Узген получены материалы, сочетающие площадные и профильные наблюдения. Для этих участков профиля и прилегающих к ним территорий еще до начала Памиро-Гималайского Проекта были рассчитаны теоретические годографы второго и третьего приближений и накоплен достаточно большой сейсмологический материал. Поэтому работа заключалась в совместной интерпретации этого материала с данными, полученными при наблюдениях 1973–1975 гг. на профиле Зоркуль — Токтогул. Способы обработки применялись те же, что и при площадных сейсмологических исследованиях в Восточном Узбекистане, — методы последовательных приближений построения осредненного скоростного разреза и поля скоростей [50]. Для южного отрезка профиля Зоркуль — Чигирчик теоретических годографов для обработки записей землетрясений к началу исследований не было. Поэтому пришлось начинать с обработки записей взрывов, рассмотренных выше.

Весь участок профиля от Зоркуля до Чигирчика был разбит на четыре подзоны: Зоркуль — Ранкуль, Ранкуль — Каракуль, Каракуль — Сарыташ и Сарыташ — Чигирчик. Основой для такого деления послужили как геологические данные (эти отрезки соответственно относятся к геологическим зонам Южного, Центрального, Северного Памира и Южного Тянь-Шаня), так и особенности времен пробега волн P и S . Интерпретация базировалась только на записях первых вступлений. Лишь после того как по первым вступлениям были построены схемы строения земной коры для всех участков, были рассчитаны теоретические годографы отраженных волн и проведено их сопоставление с экспериментальными сейсмологическими данными.

При эпицентральных расстояниях $\Delta < 250$ км на годографах первых вступлений было найдено уверенное возрастание величины скорости с ростом Δ . Плавное нарастание скорости в некоторых критических точках нарушается скачками скорости или разрывами годографов, связанными с прохождением сейсмических волн через волновод. На ветвях годографов, не нарушенных скачками скорости и разрывами, мы не нашли значений скорости, больших 6,8–7,2 км/с. Отсюда было сделано заключение, что в интервале значений $\Delta \leq 250$ км при записях взрывов мы имеем дело с волнами, рефрагированными в земной коре. Регистрацию первых вступлений от взрывов при $\Delta \geq 250$ км удалось осуществить в очень небольшом количестве точек. При совмещении всех этих точек на едином годографе удалось довольно уверенно определить величину $V = 7,8-8,0$ км/с. Это свидетельствует о том, что на эпицентральных расстояниях $\Delta \geq 250$ км зарегистрированы волны от поверхности Мохоровичича. На основании многочисленных исследований по всей территории Средней Азии было установлено, что нарастание величины V с ростом Δ лежит за

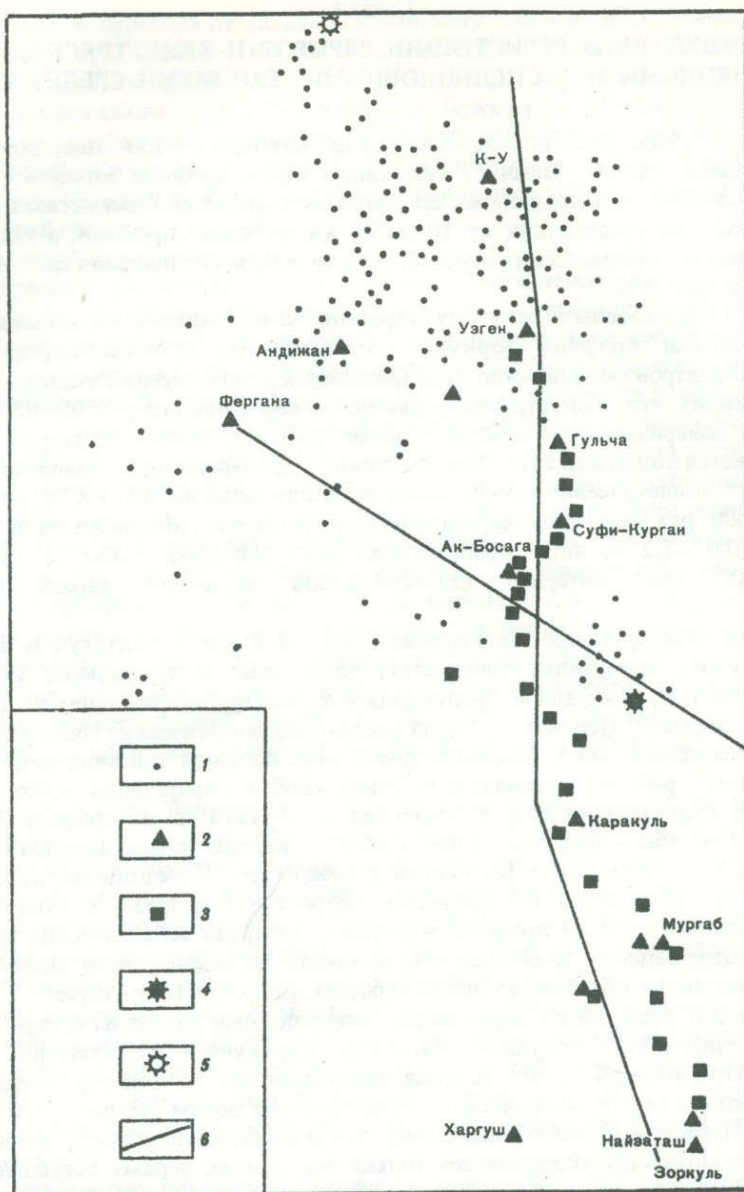


Рис. 35. Схема расположения сейсмических станций и эпицентров местных землетрясений 1 - эпицентры землетрясений с $K < 14$; 2 - сейсмические станции, оборудованные аппаратурой "ВЭГИК" и "СКМ"; 3 - сейсмические станции, оборудованные аппаратурой "Земля"; 4, 5 - эпицентры землетрясений: 4 - 10-11.08.1976 г. с $K = 16-17$, 5 - 28.10.1971 г. с $K = 14$; 6 - профили

пределом точности измерений, поэтому годограф был аппроксимирован прямой линией. Хотя динамика отрицает возможность регистрации головных волн на больших расстояниях [1] и вообще их существование [38], при допущении малого градиента скоростей под границей Мохоровичича можно производить расчет строения среды по кинематическим элементам прямолинейного годографа на основе схемы головных волн.

Руководствуясь такими соображениями и зная модель строения земной коры и глубину залегания границы Мохоровичича в некоторых пунктах наблюдения, были вычислены глубины ее залегания в районе оз. Каракуль и под пунктом взрыва Зоркуль.

Далее на основе алгоритма, разработанного для построения осредненного скоростного разреза, В.П. Суровым [22] решены обратные задачи для каждого из отрезков

Таблица 17

Землетрясения Памиро-Алайской зоны, использованные
для изучения строения земной коры вдоль профиля Зоркуль – Токтогул

Дата	Время	Координаты эпицентров		Глубина очага, км	Энергети- ческий класс
		широта	долгота		
10.08.1974	1ч 13мин	39° 24'	73° 56'	20	16–17
30.08.1974	12 41	39 30	73 48	5	10
30.08.1974	13 04	39 29	73 47	5	10
31.08.1974	11 55	39 27	73 47	5	10
1.09.1974	1 51	39 29	73 58	5	10
3.09.1974	19 41	39 31	73 39	5	14
5.09.1974	6 07	39 27	73 40	5	—
5.09.1974	7 34	39 33	73 49	5	10
5.09.1974	15 51	39 29	73 48	5	—
6.09.1974	15 23	39 28,5	73 39	5	13,4
31.08.1974	17 14	39 34	73 55	10	12
3.09.1974	8 59	39 18	73 46	10	12
4.09.1974	11 17	39 34	73 40	10	10,8
4.09.1974	1 41	39 24	73 32	10	10,2
7.09.1974	11 04	39 26	73 33	10	10,6
7.09.1974	15 46	39 23	73 40	10	13,3
28.08.1974	13 29	39 27	73 30	15	—
28.08.1974	49 22	39 50	73 26	15	10,1
5.09.1974	12 14	39 28	73 44	15	11–12
5.09.1974	15 51	39 28	73 46	15	—
6.09.1974	6 54	39 23	74 04	15	10,0
6.09.1974	23 04	39 30	73 54	15	10,3

Таблица 18

Экспериментальный годограф первых вступлений
для отрезка профиля Каракуль – Чигирчик

Интервал эпи- центральных расстояний Δ , км	V , км/с	t_0 , с	Точки, определяющие отрезок годографа			
			Δ' , км	t' , с	Δ'' , км	t'' , с
0–10	4,0	0	1,0	0,25	6,0	1,5
11–45	5,6	+0,6	11,2	2,6	39,2	7,6
Разрыв, связанный с волноводом между $\Delta = 45$ км и $\Delta = 50$ км						
50–75	6,4	+2,4	51,2	10,4	64,0	12,4
Разрыв, связанный с волноводом между $\Delta = 85$ км и $\Delta = 90$ км						
90–125	6,55	+3,8	98,2	18,8	117,9	21,8
125–150	6,64	+3,9	132,0	23,9	151,8	26,9

профиля, определенных вступлениями t' и t'' (табл. 18). На рис. 36 видно хорошее соответствие экспериментальных данных и теоретических годографов.

По осредненным разрезам для различных отрезков профиля были построены поля скоростей вдоль спрямленного участка профиля Зоркуль – Чигирчик. Поля скоростей строились отдельно для прямого и встречного годографов. Затем обе картины совмещались. Там, где значения скоростей по данным прямого и обратного годографов в одном и том же интервале глубин различались не более чем на 0,1–0,15 км/с, было произведено осреднение этих значений. Данные, относящиеся к зонам, в которых значения скорости различались существенно, обрабатывались методами, разработанными для наклонных границ [46].

Заметим, что такой случай при глубинах, меньших чем 20–25 км, в, встретился на отрезке профиля Ранкуль – Каракуль, т. е. в зоне Центрального Памира. Здесь данные о скоростях в верхней части разреза, определенные по годографам "Ранкуль" и "Каракуль", разошлись на 0,4 км/с.

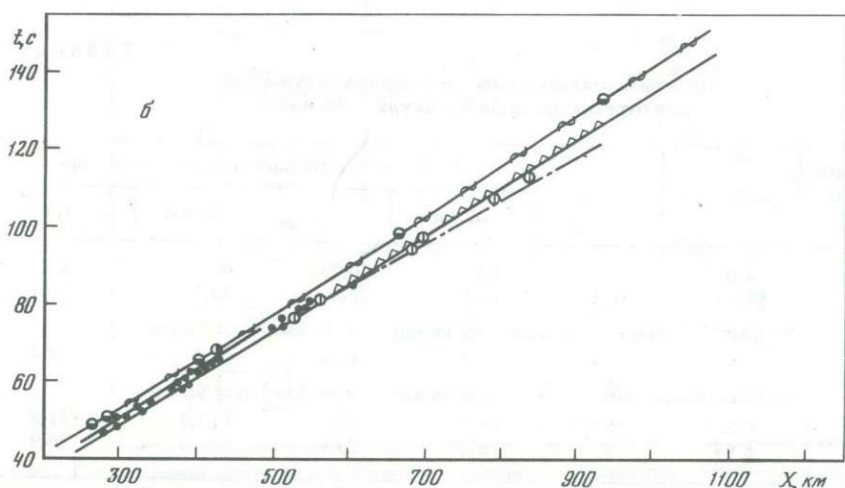
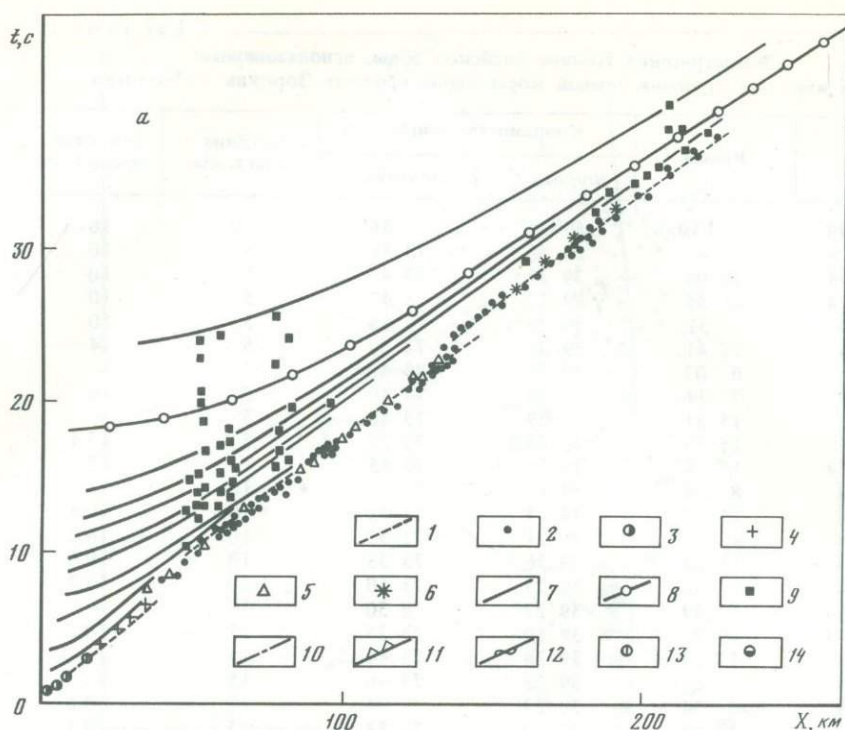


Рис. 36. Сопоставление экспериментального годографа первых вступлений волн P с теоретическим для района Памиро-Алая при $h = 5$ км (а) и годограф волны, преломленной на границе Мохоровичича (б)

1 – экспериментальный годограф рефрагированных волн; 2 – экспериментальные значения; 3–6 – теоретические годографы волн, рефрагированных в слоях земной коры; 7 – теоретические годографы отраженных волн; 8 – теоретический годограф волны, отраженной от границы Мохоровичича; 9 – экспериментальные значения времен отраженных волн; 10 – теоретический годограф волны $P_{\text{пр}}^M$; 11 – годограф мантийных преломленных волн с $V_P = 8,6$ – $8,8$ км/с; 12 – то же, отраженных волн; 13 – экспериментальные значения времен волн $P_{\text{пр}}^M$; 14 – то же, мантийных волн

Далее с учетом осредненных разрезов для отдельных зон были рассчитаны теоретические годографы первого приближения при различных глубинах очагов (от 0 до 35 км с $\delta = 5$ км).

С помощью системы теоретических годографов были обработаны данные Алайского и Иркештамского землетрясений 10–11.08.1974 г. и их повторных толчков. Те из толчков, для которых координаты очага определились по классу точнос-

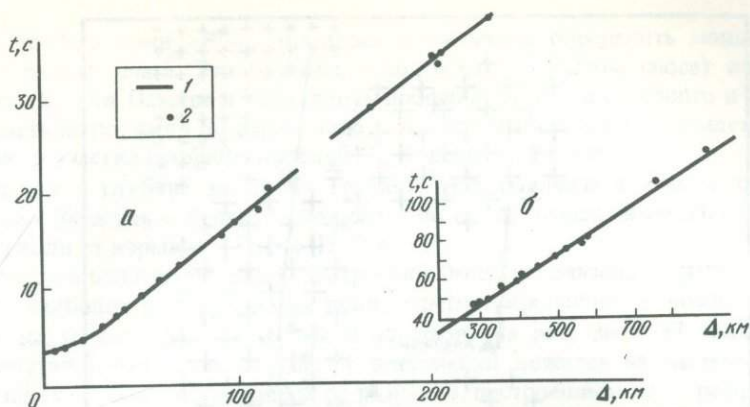


Рис. 37. Сопоставление экспериментального годографа первых вступлений волн P с теоретическим для района Памиро-Алая при $h = 20$ км (а) и годограф первых вступлений волн, преломленных на границе Мохоровичича (б)

1 – теоретические годографы волн P , рефрагированных в земной коре и в верхней части мантии; 2 – экспериментальные значения времен пробега волн P

ти "а" (см. табл. 17), были использованы для построения экспериментальных и теоретических годографов и разрезов коры для Памира и Алая.

Перед описанием полученных результатов отметим следующее.

1. Очаги землетрясений, координаты которых определены по классу точности "а", в основном относятся к району Иркештама в восточном окончании Алайского хребта. Совместная обработка данных регистрации взрывов и землетрясений показала, что лучшие результаты дают годографы для участков профиля Каракуль – Сарыташ и Сарыташ – Чигирчик. На основе этих годографов первого приближения были определены координаты очагов землетрясений, вошедших в табл. 17. Экспериментальные годографы, разрезы и теоретические годографы второго приближения, полученные при обработке данных землетрясений, указывают на существенные отличия районов расположения очагов Алайского землетрясения от участков профиля Каракуль – Сарыташ и Сарыташ – Чигирчик.

2. Станции, зарегистрировавшие землетрясения 10–11.08.1974 г. и их повторные толчки, распределены вдоль всего участка профиля Зоркуль – Чигирчик, частично вдоль участков Чигирчик – Узген, Узген – Токтогул и на прилегающих территориях. Годограф при $h \geq 5$ км, как показали расчеты, в основном зависит от скоростного разреза в районе очага. Поэтому уточнения, внесенные обработкой данных регистрации Алайских землетрясений в данные, полученные при взрывах, касаются только участка профиля Каракуль – Чигирчик. В схемы строения земной коры для участков профиля Зоркуль – Рангкуль и Рангкуль – Каракуль, для которых скоростные разрезы отличны от разрезов района концентрации очагов, обработка данных землетрясений внесла незначительные дополнения. Для участков профиля Чигирчик – Узген и Узген – Токтогул, как уже было сказано выше, подавляющую долю информации доставили землетрясения. Поэтому здесь схемы строения земной коры отвечают результатам обработки данных землетрясений и только незначительно подправлены и детализированы за счет данных взрывов.

Достаточное количество данных о землетрясениях с очагами на Памире и Алае удалось получить для значений h 5, 10, 15 км. По данным о временах пробега, соответствующих первым вступлениям при этих глубинах очага, построены экспериментальные годографы (рис. 36). Затем, так же как и при исследовании годографов взрывов, решены обратные задачи для ветвей годографов, отвечающих волнам, рефрагированным в земной коре, и найдены осредненные скоростные зависимости, соответствующие каждому годографу. Скоростные разрезы, полученные при обработке годографов, отвечающих различным глубинам очага, оказались достаточно близкими. По вторичным осреднениям разрезов, построенных по данным годографов с различными глубинами очага, составлен осредненный скоростной разрез второго приближения, отвечающий очагам в области Памира и Алая.

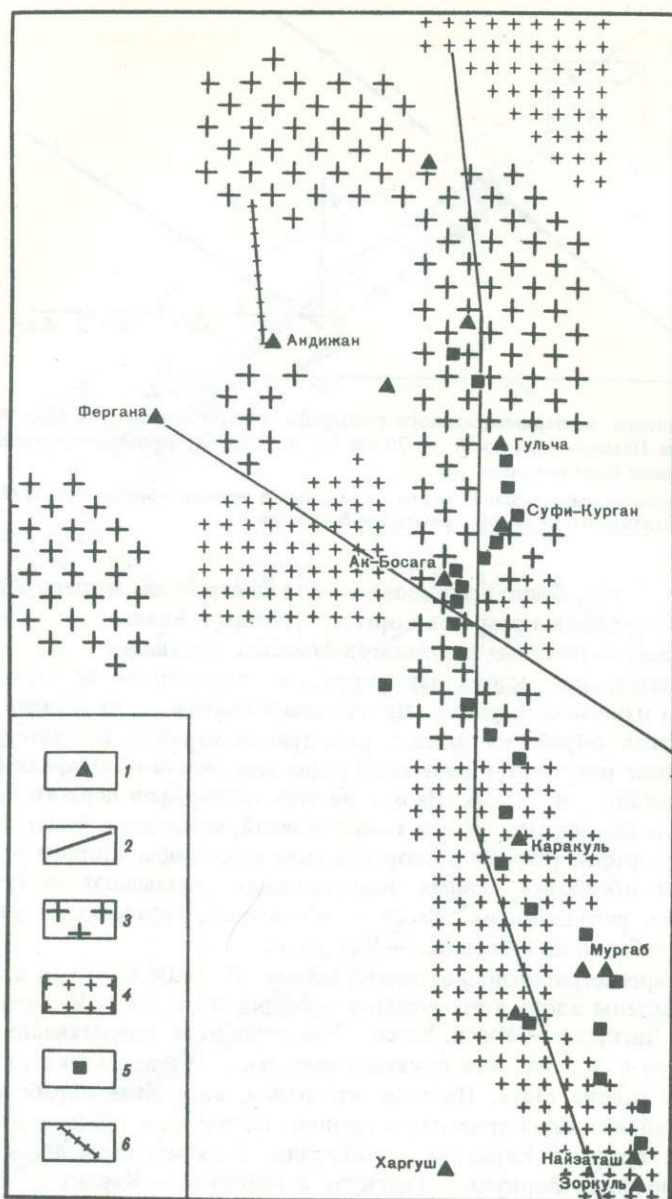


Рис. 38. Поле скоростей вдоль профиля Зоркуль - Токтогул и сопредельных территорий для интервала глубин 11-14 км от дневной поверхности

1 - сейсмические станции; 2 - профили; 3, 4 - значения скоростей, км/с: 3 - $V_p = 5,5-5,9$, 4 - $V_p = 6,0-6,4$; 5 - станции, оборудованные аппаратурой "Земля"; 6 - профиль, разрез по которому представлен на рис. 39

Для случая $h = 20$ км имеется незначительное количество экспериментальных данных. Эти данные использованы следующим образом: по осредненному скоростному разрезу второго приближения, построенного по годографам с h 5, 10, 15 км, был рассчитан годограф первых вступлений при $h = 20$ км и совмещен с точечными экспериментальными данными, полученными при такой же глубине очага. Совпадение оказалось достаточно хорошим (рис. 37).

На рис. 36 и 37 обозначены экспериментальные значения времен пробега, соответствующие волнам от поверхности Мохоровичича с $V^* = 7,8-8,0$ км/с. Так как все эти данные относятся к пунктам наблюдения, для которых хорошо известны скоростные разрезы и глубины до границы Мохоровичича, то по значениям

времен пробега волн P^m пр оказалось возможным определить мощность земной коры в районе очага. Это позволило построить (с учетом сноса) поле точечных значений H_m для Памира и Алая вдоль профиля, т. е. для северного и северо-западного участков профиля по отношению к району очага Алайских землетрясений. Для восточного участка профиля значений H_m определить не удалось.

Сведения о глубине залегания границы Мохоровичича в южной части профиля на отрезке Зоркуль — Ранγκуль получены по немногочисленным данным о временах пробега волн от взрывов в Нанга-Парбате.

В качестве вспомогательных построений были использованы данные о временах пробега наиболее выразительных волн, зарегистрированных в последующих вступлениях на записях землетрясений и взрывов. На рис. 36 и 37 также видно, что большинство сильных последующих вступлений ложится на системы годографов отраженных волн, рассчитанных по разрезам, построенным по рефрагированным волнам. Для волн, отраженных от границ раздела, залегающих выше 20–25 км, соответствие эксперимента и теории очень хорошее. Отражения от более глубоких горизонтов согласуются с теоретическими годографами значительно хуже. Это естественно, так как примененная методика дает наиболее точные результаты при глубинах очагов, сравнимых с глубинами залегания границ.

Результаты наблюдений. Результаты исследований представлены в виде планшетов поля скоростей. Они охватывают глубины от 5 до 40 км. Данные о скоростях на глубинах, меньших 5 км, получены в основном по материалам регистрации взрывов. Поэтому поле скоростей при $H < 5$ км представлено только по профилям, площадного изображения скоростей для этих глубин нет.

На рис. 38 в качестве примера представлено поле скорости для интервала глубин 11–14 км. Заметим, что метод поля скоростей, основанный на построении осредненных скоростных разрезов, предполагает горизонтальное залегание границ раздела в пределах изучаемого участка профиля. Поэтому, "сшивая" между собой различные участки профиля, можно найти перепады в глубинах залегания границ раздела. Это означает, что вариации в значениях глубин в пределах одного участка профиля или площади лежат за пределами детальности метода. Таким образом, границы раздела, например, для отрезка профиля Зоркуль — Ранγκуль выглядят горизонтальными.

Следует отметить, что мы и не нашли существенных отклонений в значениях времен пробега в пределах годографов, отнесенных нами к участкам с горизонтальным залеганием границ раздела. Схемы поля скоростей полезны как промежуточные построения, но они недостаточно наглядны. Поэтому были построены вертикальные разрезы по ряду профилей, пересекающих изучаемую территорию. На рис. 39–41 представлены три таких разреза. Видно, что картина распределения скоростей на вертикальных разрезах достаточно сложная, свидетельствующая о том, что земная кора вдоль указанных профилей обладает значительной "мутностью" [70]. Как и везде на схемах строения земной коры Средней Азии, отмечены многочисленные "прорывы" высокоскоростных пород в верхнюю часть разреза, волноводы, зоны скачка скоростей.

При систематизации скоростных полей по профилям и в плане были проведены изолинии, отражающие поведение кровли слоев: высокоскоростного палеозойского комплекса (изоповерхность с $V_p = 5,6–5,8$ км/с), гранито-гнейсового ($V_p = 6,0–6,3$ или $6,0–6,4$ км/с), диоритового ($V_p = 6,4–6,6$ км/с) и "базальтового" ($V_p = 6,8–7,2$ км/с). На основании точечных определений проведена изоскоростная граница, символизирующая поверхность Мохоровичича. На разрезах помечены также контуры высокоскоростных масс, включенных в вышележащие толщи, обладающие меньшими значениями V . В некоторых районах Южного и Среднего Тянь-Шаня им соответствуют интрузивные и субвулканические тела основного или среднего состава, рассматриваемые как производные базальтоидных магм (рис. 42, 43).

Зоны переходов от одного типа разреза к другому, которые можно отождествлять с глубинными разломами, секут кору не вертикально, а наклонно, чаще кулисообразно. Поэтому их проекции на дневную поверхность не совпадают точно с тектоническими нарушениями, видимыми на этой поверхности. Схематизируя картину,

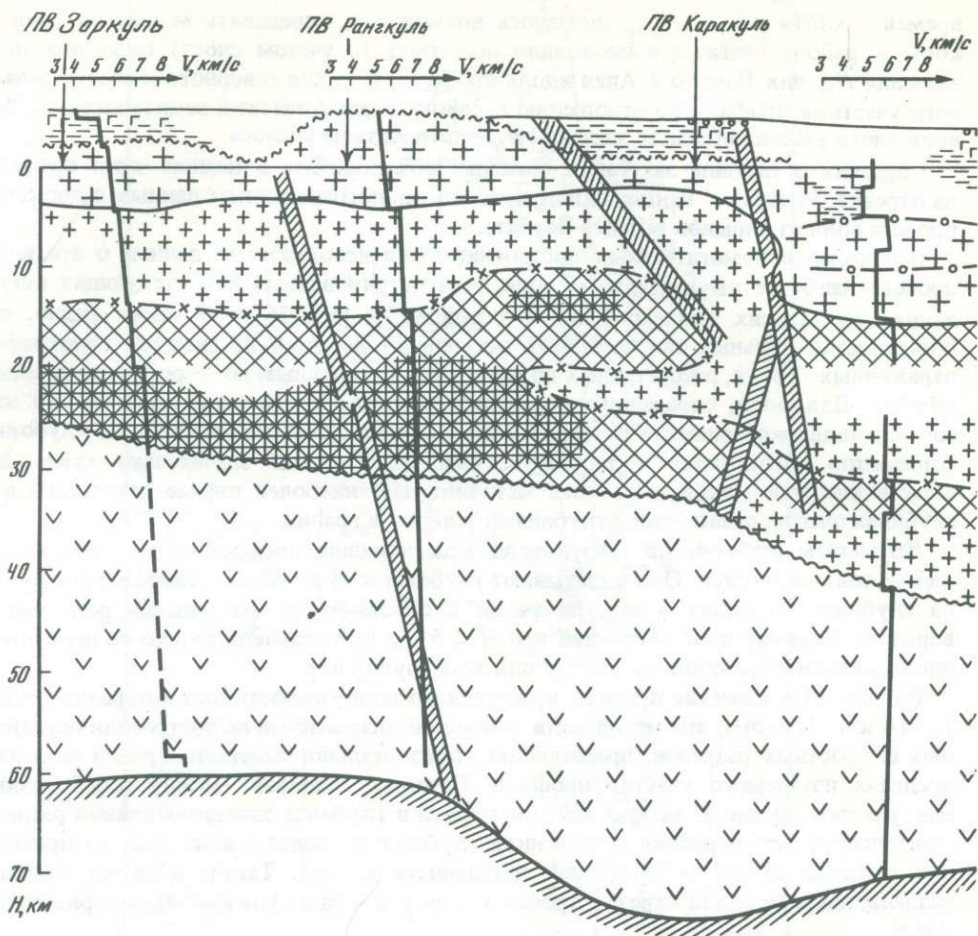


Рис. 39. Разрез земной коры по профилю Зоркуль – Токтогул

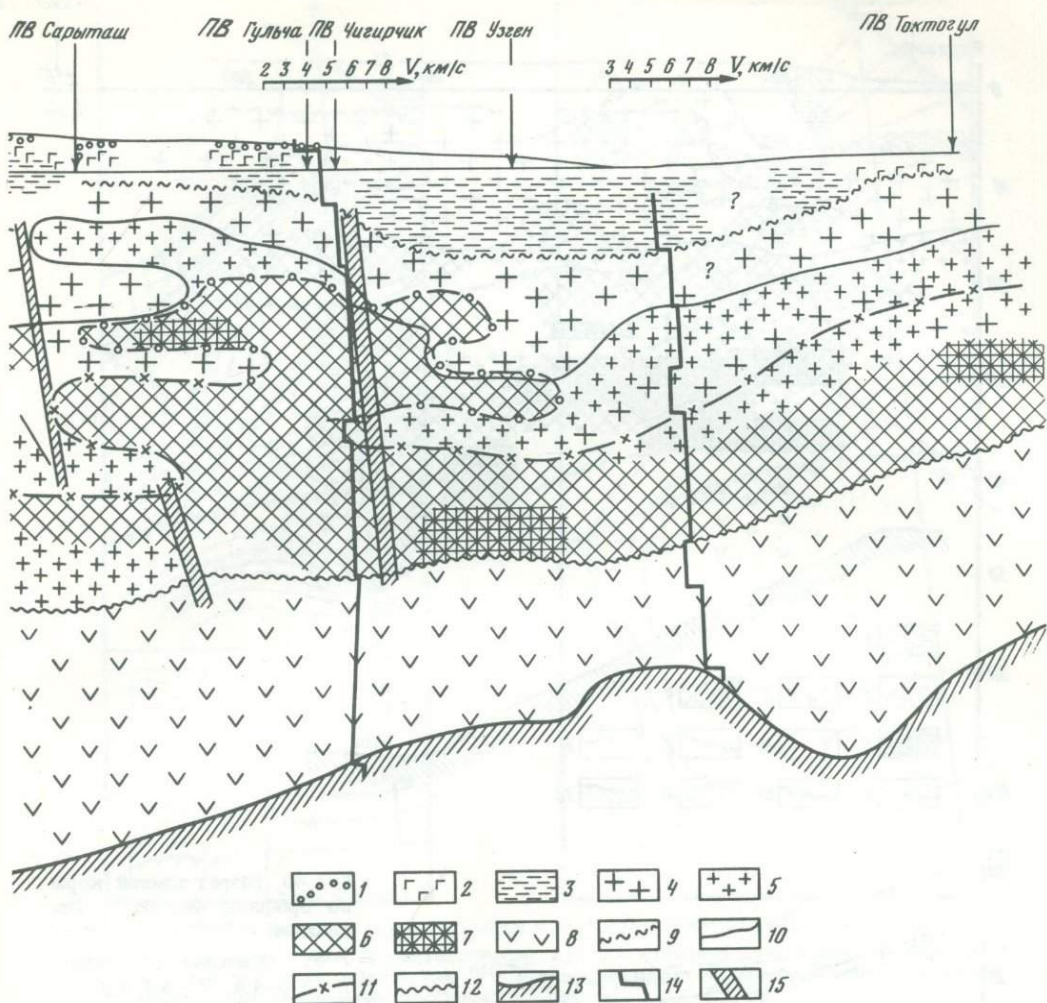
1–8 – значения V_p , км/с: 1 – 3,0–4,0, 2 – 4,0–5,0, 3 – 5,0–5,5, 4 – 5,6–5,9, 5 – 6,0–6,3, 6 – 6,4–6,6, 7 – 6,7–6,8, 8 – 6,9–7,2; 9–12 – изоповерхности с V_p , км/с: 9 – 5,6–5,8, 10 – 6,0–6,3, 11 – 6,4–6,6, 12 – 6,9–7,2; 13 – граница Мохоровичича; 14 – скоростные разрезы; 15 – глубинные разломы, построенные по полю скоростей

можно наметить зоны разного изменения глубин залегания границ к югу и северу от Рангкуля, к северу от Каракуля, в районе Сарыташа, вблизи перевала Чигирчик и к северу от Узгена. В последнем районе тектоническая структура, намеченная по полю скоростей, существенно сдвинута к юго-западу по отношению к линии Фергано-Таласского разлома.

В плане изоповерхности с $V_p = 5,6–5,8$ км/с; $V_p = 6,0–6,4$ км/с; $V_p = 6,4–6,6$ км/с залегают согласно. Можно отметить характерные воздымания границ под горными системами и погружения в районе Алайской долины и восточной части Ферганской депрессии. Наиболее резкими границами являются кровля высокоскоростного палеозоя и поверхность Мохоровичича, наиболее слабой – граница, отделяющая гранито-гнейсы от диоритов.

Граница Конрада в некоторых случаях отмечена резким скачком скоростей. Это происходит, когда она совпадает с низами волновода со скоростью $V_p = 6,3$ км/с, отделяющего "диоритовый" подслон от "базальтового" слоя. Волноводные слои в большинстве случаев "рваные". Наиболее устойчивым и повсеместно существующим, хотя тоже "рваным" является волноводный слой мощностью от 3 до 8 км, залегающий на глубинах 25–35 км.

Амплитудные графики преломленных волн для землетрясений Памира и Южного Тянь-Шаня. Настоящее исследование основывается только на изучении записей землетрясений аппаратурой "ВЭГИК", поскольку эта аппаратура обладает надежной частот-



ной характеристикой. Так как записи взрывов аппаратурой "ВЭГИК" проведены в узком диапазоне эпицентральных расстояний, амплитудные графики строились только по записям землетрясений, и поскольку интерпретация последующих вступлений неоднозначна, мы ограничились исследованием динамики только первых волн. Цель и порядок наших построений были те же, что и при исследованиях в Восточном Узбекистане [50].

В результате анализа кинематических годографов были построены осредненные скоростные разрезы земной коры для различных блоков изученной территории. По корреляционным связям между скоростью распространения сейсмических волн V и плотностью пород σ была определена величина ρ . С использованием такого комплекса данных были рассчитаны амплитудные кривые первых вступлений [74] для очагов Алайского землетрясения и его повторных толчков. На теоретические амплитудные кривые наносились экспериментальные данные. Мера совпадения теоретических амплитудных кривых с экспериментальными служила для контроля правильности разрезов, полученных из анализа кинематических годографов первых вступлений.

Совпадения во всех исследованных случаях оказались достаточно хорошими (рис. 44). Разбросы экспериментальных точек относительно теоретической кривой, помимо естественных ошибок измерений, обусловлены тем, что регистрирующие станции, особенно при больших значениях Δ , выходят за пределы Алайского блока,

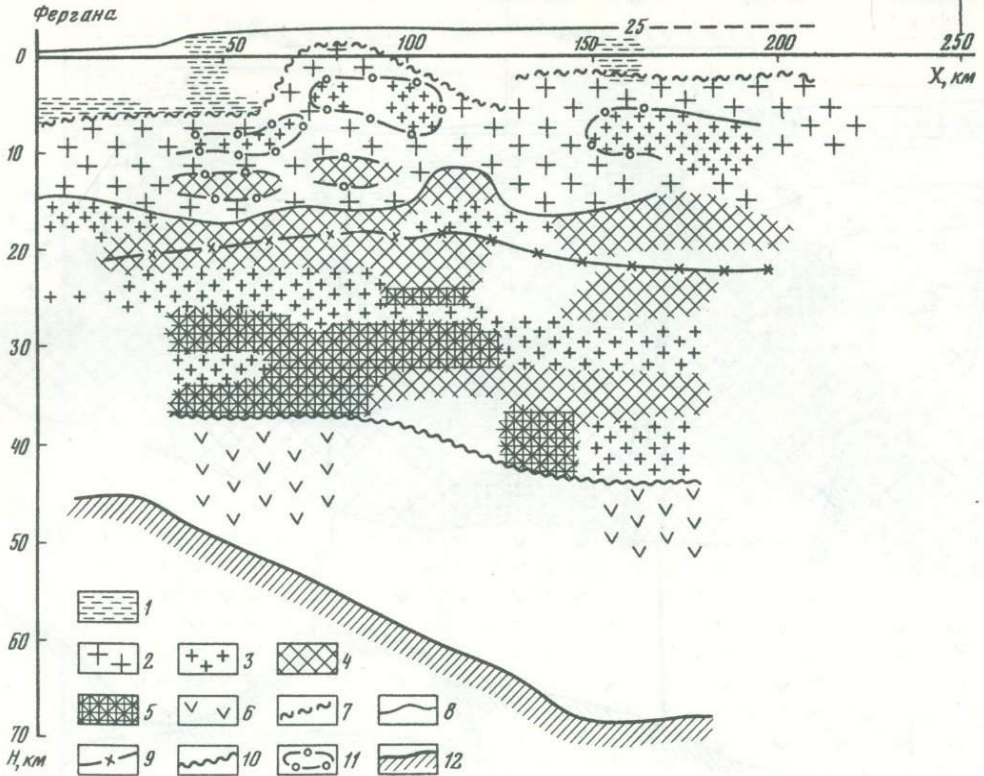


Рис. 40. Разрез земной коры по профилю Фергана - Иркештам

1-6 - значения V_p , км/с: 1 - 5,0-5,4, 2 - 5,5-5,9, 3 - 6,0-6,4, 4 - 6,4-6,6, 5 - 6,7-6,8, 6 - 6,9-7,2; 7-10 - изоповерхности с V_p , км/с: 7 - 5,6-5,8, 8 - 6,0-6,3, 9 - 6,4-6,6, 10 - 6,9-7,2; 11 - контуры высокоскоростных включений в верхней части разреза; 12 - граница Мохоровичича

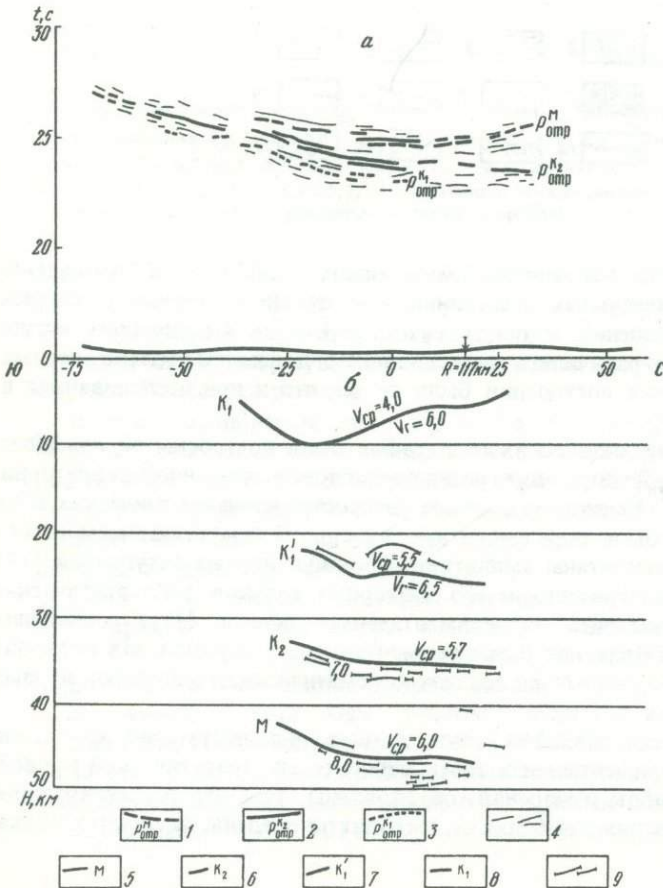


Рис. 41. Годографы волн по профилю ГСЗ Абадан - Юладиль, пункт взрыва Карангур (а) и разрез земной коры (б) [35]

1-4 - годографы волн: 1 - PMP отр, 2 - PKN отр, 3 - PK_1 отр, 4 - прочих волн; 5 - граница Мохоровичича; 6 - граница Конрада; 7 - граница диоритового подслоя; 8 - поверхность консолидированной коры; 9 - отражающие площадки

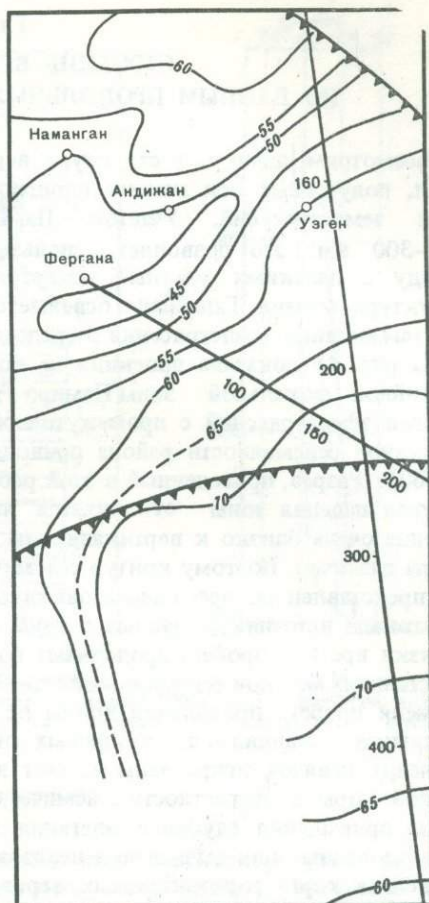
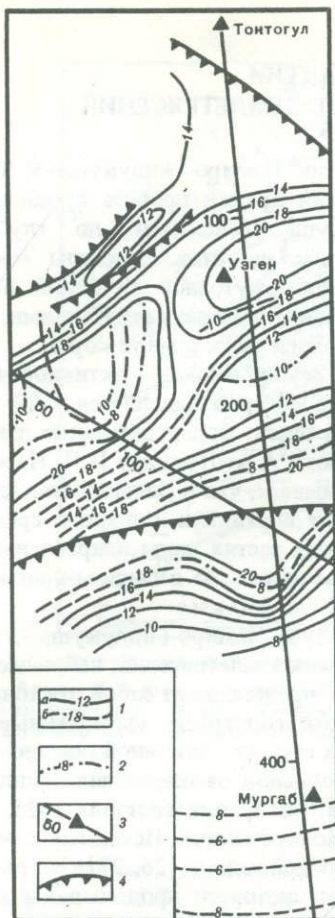
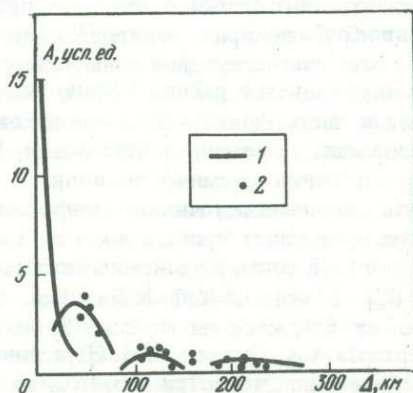


Рис. 42. Схема глубин залегания изоповерхности с $V_p = 6,0-6,4$ км/с для Памиро-Алая
 1 — изолинии (а — уверенные, б — неуверенные), км; 2 — изолинии кровли высокоскоростных включений в верхней части разреза, км; 3 — экспедиционные сейсмические профили с километровыми пикетами; 4 — разломы

Рис. 43. Схема глубины залегания границы Мохоровичича для Памиро-Алая
 Условные обозначения см. на рис. 42

Рис. 44. Амплитудная кривая первых волн для Памиро-Алая при глубине очага $h = 10$ км

1 — теоретическая амплитудная кривая, вычисленная по осредненному разрезу; 2 — экспериментальные значения



для которого были рассчитаны осредненный скоростной разрез и теоретическая амплитудная кривая. Тем не менее расчеты показывают, что теоретическая амплитудная кривая при очагах $h \geq 5$ км определяется скоростным и плотностным разрезом в районе очага. Неучет же геологических условий в районе станции обуславливает лишь легкие вариации амплитуды, найденной по разрезу в районе очага.

СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ
ПО ДАННЫМ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН ОТ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Рассмотрим данные о структуре верхней мантии Памиро-Гиндукуша и Тянь-Шаня, полученные при анализе площадных вариаций времен пробега продольных волн землетрясений. Участок Памиро-Гиндукуша сейсмичен до глубины 250–300 км; это позволяет использовать при исследованиях структуры мантии наряду с далекими местные землетрясения с промежуточной глубиной очага. Структура мантии Тянь-Шаня освещается только далекими землетрясениями, так как там местные землетрясения сосредоточены в верхней части земной коры.

На рис. 45 показана проекция на поверхность Земли наиболее активной части мантийной фокальной зоны Памиро-Гиндукуша, в которой выделяется 80–90% энергии землетрясений с промежуточной глубиной очага. Более детальные данные о местной сейсмичности района приводятся в работе А.А. Лукка и И.Л. Нерсесова [60]. Разрез, приведенный в этой работе,¹ показывает, что в большинстве случаев угол падения зоны отклоняется на 10–20° от вертикали, однако в среднем падение очень близко к вертикали, так как в разных частях зоны направление наклона различно. Поэтому контур сейсмической зоны на рис. 45 в первом приближении представлен для всего диапазона глубин от 70–80 до 250 км.

Важным источником данных о глубинной структуре Памиро-Гиндукуша служат невязки времен пробега продольных волн от далеких землетрясений, наблюдаемые на станциях местной сейсмической сети. Эти невязки представляют собой отклонения времени пробега продольной волны от стандартного годографа, вычисленные для различных станций и для различных азимутальных секторов шириной около 20°. Значения невязок исправлены за счет внесения поправок за изменения мощности земной коры в окрестности сейсмической станции; поправка составляет 0,2 с на 5 км приращения глубины залегания границы Мохоровичича. Исходные данные, использованные для вычисления невязок, подробно описаны в [26, 27]. На рис. 45 приведена карта горизонтальных вариаций средней скорости продольных волн в верхнем слое мантии мощностью около 300 км.

Метод, использованный при построении карты, состоит в проецировании невязок времен пробега продольных волн на заданную глубину вдоль лучей землетрясений и в сглаживании результирующего числового поля в подвижном квадрате со стороной 100 км. Основным результатом картирования является выделение блока с повышенной скоростью распространения продольных волн, контуры которого очень слабо зависят от глубины проецирования. На рис. 45 показаны контуры высокоскоростного блока, полученные при проецировании невязок на глубину 100 км. Основное отличие при проецировании на глубину 200 км (пунктир) состоит в небольшом смещении переходной зоны между высокоскоростным блоком и низкоскоростным окружением в районе Афгано-Таджикской депрессии. Рисунок показывает, что основная часть фокальной зоны находится в высокоскоростном блоке. Афгано-Таджикская депрессия и Восточный Памир характеризуются низкой скоростью распространения сейсмических волн.

Существенным источником информации о глубинном строении района служат данные о временах пробега волн от землетрясений, распределенных по всей глубине фокальной зоны, до сейсмических станций, находящихся в радиусе около 1000 км [59, 60]. В модели К.Л. Кайла (см. часть вторую) скорость волн возрастает линейно от 8,32 км/с на глубине 70 км до 8,57 км/с на глубине 230 км. Сглаженный разрез А.А. Лукка и И.Л. Нерсесова приводится на рис. 46 (кривая 1). В обоих исследованиях, несмотря на методические различия и использование данных многих наблюдений, для Центральной Азии получены более близкие, и притом значительно более высокоскоростные, разрезы, чем для большинства других районов мира. В то же время при исследовании мантии Центральной Азии, основанном на анализе наблюдений рефрагированных волн неглубоких землетрясений, для того же диапазона глубин получены значения скоростей 7,9–8,2 км/с [2]. Чтобы согласовать

¹ Положение разреза см. на рис. 45.

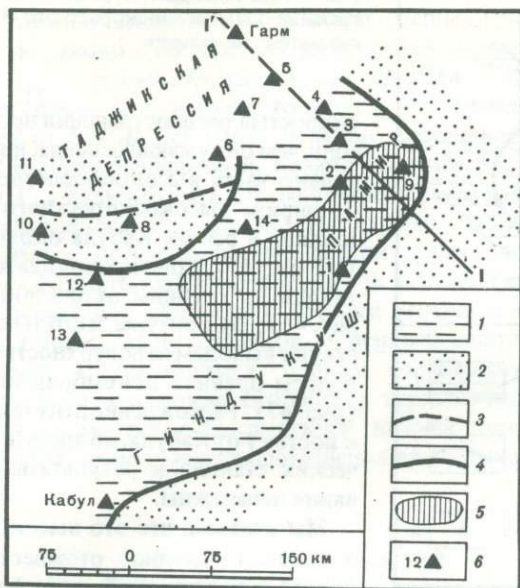
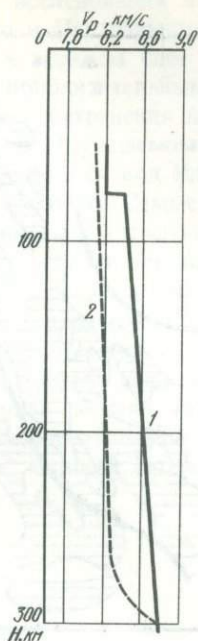


Рис. 45. Схема строения верхней мантии

1, 2 – блоки: 1 – высокоскоростной, 2 – низкоскоростные; 3 – граница между блоками для глубины проекции 200 км; 4 – то же, для глубины проекции 100 км; 5 – наиболее активная часть мантийной фокальной зоны; 6 – сейсмические станции и их номера. I–I' – сейсмический профиль [60]

Рис. 46. Скоростные разрезы верхней мантии [61]

1, 2 – блоки: 1 – высокоскоростной, 2 – низкоскоростной



все эти данные, необходимо предположить, что высокоскоростные разрезы А.А. Лукка – И.Л. Нерсесова и К.Л. Кайла относятся только к фокальной зоне мантийных землетрясений.

Чтобы оценить разрез низкоскоростного блока, предположим, что юго-восточный край этого блока совпадает с границей между фокальной зоной и асейсмичной мантией; эта граница хорошо определена по данным А.А. Лукка и И.Л. Нерсесова [61]. При этом можно определить различие разрезов высокоскоростного блока и его низкоскоростного окружения по вариациям невязок времен пробега продольных волн от далеких землетрясений, пересекающих контактную поверхность между блоками [27]. На рис. 46 (кривая 2) показан полученный таким способом разрез низкоскоростного блока. Следует заметить, что хотя значения скорости низкоскоростного окружения зависят в этом случае от значений, принятых для высокоскоростного блока, разность значений скорости в двух блоках на одной и той же глубине практически определяется однозначно. Можно видеть, что различия скорости распространения продольных волн величиной около 0,4 км/с прослеживаются до глубины около 300 км.

Остановимся на вопросе о возможном тектоническом значении полученных результатов. Как известно, в рамках гипотезы "тектоники плит" глубинные сейсмические зоны рассматриваются как зоны высвобождения напряжений при погружении (субдукции) океанической литосферы. Такое объяснение для Памиро-Гиндукуша осложняется тем, что континентальная литосфера содержит мощный слой легкого сиалического материала и ее погружение в более плотную мантию невозможно. Полагают, что Альпийско-Гималайский пояс, к которому принадлежит изучаемая структура, возник в результате закрытия древнего океана и столкновения континентов. Сейсмичность мантии в таких районах связывают с остатками поглощенной океанической литосферы, тонушими под действием собственного веса. О чем же свидетельствуют приведенные выше результаты анализа структуры мантии Памиро-Гиндукуша?

Что касается промежуточной сейсмической зоны в мантии Памиро-Гиндукуша, то можно предположить, что: 1) эта зона принадлежит к телу с более высокой

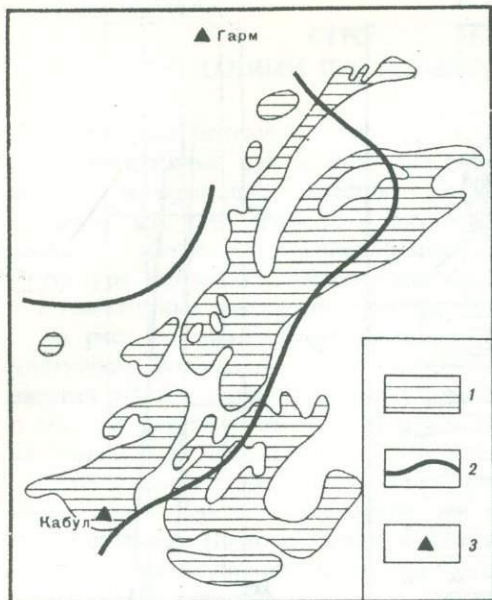


Рис. 47. Выходы докембрийских пород (1) и границы (2) высокоскоростного блока; 3 — сейсмические станции

скоростью распространения продольных волн, чем окружающая среда, но занимает только часть высокоскоростного тела; 2) ширина высокоскоростного тела составляет в районе Кабула около 250 км (см. рис. 45), и оно продолжается по вертикали до глубины около 300 км (см. рис. 46); 3) контуры этого тела соответствуют выходам на поверхность широкой полосы древних докембрийских пород (рис. 47). Расхождение имеется в районе к востоку от Кабула, но здесь нет сейсмических станций и результаты картирования ненадежны.

Мы считаем, что это высокоскоростное тело трудно отождествлять с плитой океанической литосферы из-за его геометрических характеристик,

так как, по имеющимся данным, мощность океанической литосферы не превышает 100 км. Далее, значительная сейсмическая активность ограничена небольшой частью высокоскоростного тела, тогда как жесткое тело, опускающееся в мантию, должно бы быть сейсмичным по всему своему периметру. Наконец, высокоскоростное тело оказывается тесно связанным с поверхностной геологией района, в частности с выходами на поверхность докембрийских пород.

Мы предполагаем, что это высокоскоростное тело представляет собой не что иное, как продолжение вниз "щитоподобной" структуры, которая характеризуется геологически, во всяком случае в пределах Памира, как жесткий, консолидированный докембрийский массив. Большие значения скорости распространения сейсмических волн в верхней мантии типичны для древних щитов, и скоростная структура высокоскоростного блока находится в соответствии с данными для Балтийского щита и Русской плиты.

Высокие значения сбрасываемых напряжений, иногда наблюдаемые в очагах промежуточных землетрясений Памиро-Гиндукуша, свидетельствуют о жесткости высокоскоростного тела, и его из этих соображений можно назвать нижней литосферой древнего щита. Однако имеющиеся данные дают право говорить лишь об относительной жесткости блока по сравнению с окружающей мантией и о том, что блок представляет одно целое с геологической структурой, наблюдаемой на поверхности, тогда как понятие "литосфера" в ряде случаев предполагает нечто иное.

Поэтому во избежание трудностей с терминологией назовем это высокоскоростное тело тектосферой. Мы предполагаем, что это эффективно жесткое тело окружено более "мягким" материалом и подвержено тектоническим напряжениям, которые концентрируются у его северо-восточного, относительно тонкого выступа, являясь причиной наблюдаемой сейсмичности. Относительно характера этих напряжений можно предположить, что они представляют главным образом горизонтальное субмеридиональное сжатие.

Отождествление высокоскоростной мантии Памиро-Гиндукуша с тектосферой древнего щита может иметь несколько следствий, изучение которых представляется делом ближайшего будущего. Ясно, однако, что это объяснение дает возможность использовать сейсмичность Памиро-Гиндукуша как характеристику геологических свойств верхней мантии древнего щита, позволяет дать новое объяснение природе мантийной сейсмичности, предлагает новый источник информации о природе региональных тектонических процессов в Центральной Азии.

Анализ горизонтальных скоростных вариаций в верхней мантии проводился также в районе Северного и Центрального Тянь-Шаня, расположенных к северо-

востоку от Памира [27]. Основным результатом этого исследования является установление корреляции современного рельефа Северного и Центрального Тянь-Шаня с горизонтальными изменениями средней скорости в верхнем слое мантии мощностью около 100 км. Эта корреляция описывается приблизительным выражением $V_{cp} = 8,4 - 0,18h$, где V_{cp} — средняя скорость распространения продольных волн, км/с; h — высота местности, км. Значение V_{cp} в обсуждаемом районе варьирует от 8,3 до 7,7 км/с. Высокие значения V_{cp} наблюдаются под Илийской и Иссык-Кульской впадинами, низкие значения V_{cp} — под хребтами. Самые низкие значения V_{cp} отмечаются в самом высокогорном районе Тянь-Шаня — к юго-востоку от г. Пржевальска. Эти результаты хорошо согласуются с геологическими представлениями о преимущественно вертикальных движениях отдельных блоков литосферы, сформировавших современный рельеф Тянь-Шаня (например [7]). Корреляция изменений скорости в верхней мантии с высотой современного рельефа означает тесную связь процессов в верхней мантии с новейшими движениями в этом районе. Опускающимся блокам соответствует мощная нижняя (подкорковая) литосфера и высокая скорость в верхней мантии; поднимающимся блокам соответствует мантия с сокращенной нижней литосферой, мощной астеносферой и пониженной скоростью распространения продольных волн.

Глава 10

ПОЛЕ АНОМАЛИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ, ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Аномальное гравитационное поле. Рассматриваемые районы Памира и Южного Тянь-Шаня относятся к грандиозной внутриазиатской депрессии аномалий Буге [4, 143]. Она соответствует всей совокупности горных массивов и впадин и в целом отвечает глубокой депрессии поверхности Мохоровичича, отдельные элементы рельефа которой не находят однозначного выражения по кривой Δg_B . Как выступы, так и впадины поверхности Мохоровичича представлены в одном случае максимумами, а в другом — минимумами аномалий силы тяжести. Минимальные значения Δg_B вдоль трассы профиля приурочены к Памиру и Каракоруму и достигают примерно 500 мГал [143]. Склоны депрессии являются ступенчатыми и характеризуются чередованием полос высоких и низких значений градиентов аномалий силы тяжести. Полосы высоких градиентов соответствуют зоне сочленения Ферганской впадины с Южным Тянь-Шанем, Акбайтальскому разлому и Главному надвигу Внешних Гималаев.

Размах изостатических аномалий составляет около 150 мГал. Их поле сильно дифференцировано, в большинстве случаев относительные максимумы соответствуют горным областям, а минимумы — межгорным впадинам. Однако к блокам Центрального и Юго-Западного Памира приурочены минимумы $\Delta g_{из}$ (что указывает на их недокомпенсацию), которые, скорее всего, обусловлены разуплотнением вещества верхней мантии.

Памир, Каракорум и Гималаи образуют северное крыло обширной Индийской депрессии поверхности геоида, которая охватывает северную окраину Индийского океана, Индостанский полуостров и Внутреннюю Азию. Наибольшие ее глубины (112 м) устанавливаются близ о. Шри-Ланка. Изолиния — 70 м в пределах депрессии очерчивает почти правильный круг, охватывающий огромную площадь, что указывает на сферическую форму возмущающих ее масс. Внутренней Азии соответствует периферическая область этой депрессии с высотами геоида от —30 до —50 м. Рельеф поверхности геоида здесь сильно расчленен и характеризуется относительными поднятиями и опусканиями. Ю.А. Тараканов и Н.Ш. Камбаров [8] оценили глубину источников нескольких крупных аномалий геоида в Центральной Азии по отношению значений потенциала силы тяжести к аномалиям Буге. Так, для Памирской, Тибетской, Гобийской и Монгольской аномалий глубины залегания источников аномальных возмущающих масс изменяются в довольно больших пределах и составляют соответственно 100, 60, 80 и 140 км.

Вдоль профиля Зоркуль — Токтогул напряженность гравитационного поля в редукции Буге¹ понижается с севера на юг.

Для интерпретации гравитационных аномалий в описываемом районе были использованы материалы геологической съемки, ГСЗ и сейсмологических исследований, результаты определения физических свойств горных пород; была решена прямая задача по определению гравитационного влияния структуры и мощности земной коры; были использованы аномалии в изостатической редукции Эри ($T = 30$ км, $\sigma = 2,67$ г/см³, $\Delta\sigma = 0,6$ г/см³). Для определения плотности глубинных слоев привлечены зависимости плотности от скорости с учетом увеличения давления с глубиной.

В соответствии с этим плотность "гранитного" слоя принята равной 2,85, "базальтового" — 2,95 г/см³. Средняя плотность земной коры колеблется от 2,88 до 2,91 и составляет 2,9 г/см³. Средняя плотность верхней мантии принята равной 3,2 г/см³, что, с одной стороны, соответствует зависимостям $\sigma = f(V)$, а с другой — дает наиболее приемлемые результаты при интерпретации аномалий Δg .

Структурно-формационные зоны и подзоны Тянь-Шаня и Памира отчетливо проявляются в аномальном гравитационном поле, а разделяющие их зоны глубинных разломов отмечаются, как правило, гравитационными ступенями интенсивностью до 40 этвешей.

Решение прямой задачи гравиразведки показало, что региональная составляющая поля силы тяжести может быть подразделена на две части: одна, более высокочастотная, отвечает рельефу поверхности Мохоровичича, вторая, низкочастотная, отражает латеральные плотностные неоднородности верхней части мантии (рис. 48). Согласно полученным данным на юге плотность ее несколько ниже принятой при расчетах ($\Delta\sigma = -0,02 \div 0,04$ г/см³), в то время как на севере она выше ($\Delta\sigma$ до 0,07 г/см³). Наименьшей плотностью верхней мантии характеризуется Центральный и Северный Памир, несколько большей — Южный Памир. В пределах Алайского прогиба и Южного Тянь-Шаня плотность верхней мантии близка к принятой, далее она постепенно увеличивается, достигая максимума в Северном Тянь-Шане ($\Delta\sigma = 0,07$ г/см³). Как видно из рис. 48, участки кривой Δg , отвечающие резкому изменению плотности мантии, совпадают с зонами разломов — границами структурно-формационных зон и подзон, что свидетельствует о весьма глубоком заложении этих нарушений и их близком к вертикальному падению.

Подходя к плотности верхней части мантии с позиции средних значений, следует отметить, что она разуплотнена практически на всем протяжении профиля и достигает нормальных значений (3,27–3,30 г/см³) лишь на севере.

Отмечаются две составляющие кривой Δg , характеризующей разуплотнение верхней части мантии: региональная, соответствующая главному, общему (региональному) разуплотнению — с севера на юг, и локальная, отражающая отдельные участки мантии с различной плотностью. Величина локального разуплотнения не превышает 25% общего.

Общее разуплотнение верхней части мантии отмечено и по результатам интерпретации изостатических аномалий, имеющих в целом отрицательные значения: региональная составляющая изостатического поля имеет вид, аналогичный осредненной разностной кривой $\Delta g_{\text{набл}} - \Delta g_M$. М.Е. Артемьев связывает эту часть поля $\Delta g_{\text{из}}$ с разуплотнением глубоких (ниже астеносферы) частей мантии. Этот вывод соответствует характеру распределения продольных сейсмических волн на глубине свыше 50 км, установленному А.С. Алексеевым с соавторами [2] и подтвержденному более поздними исследованиями по ГСЗ (рис. 49).

Локальная (остаточная) составляющая поля изостатических аномалий хорошо сопоставляется с локальной составляющей разностной кривой ($\Delta g_{\text{набл}} - \Delta g_M$), отвечающей разуплотнению отдельных блоков верхней части мантии (локальной составляющей разуплотнения, см. рис. 48).

Следует отметить, что ранее некоторые исследователи [91] пытались объяснить крупные гравитационные аномалии, имеющие в поперечнике сотни километров, особенностями строения земной коры. Ими подобрана модель земной коры, где

¹ $\sigma = 2,67$ г/см³, топопоправка введена в радиусе до 200 км.

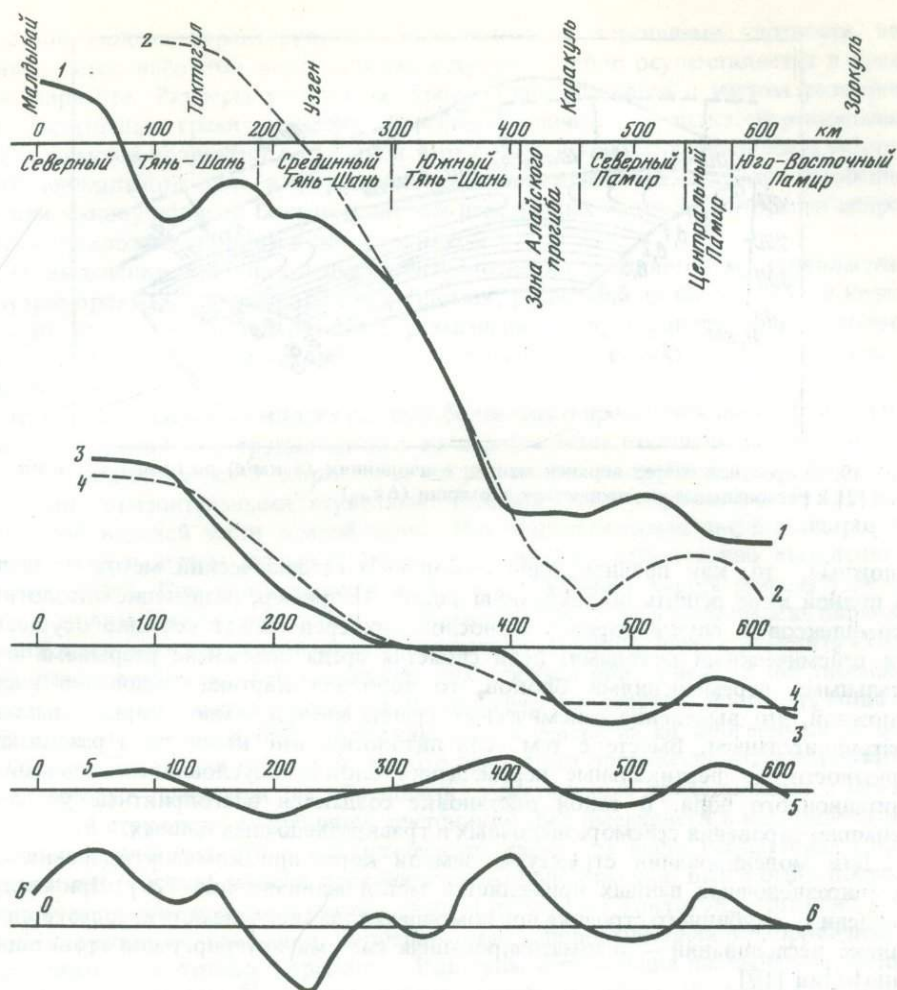


Рис. 48. Кривые аномалий силы тяжести

1 — наблюдаемая (осредненная); 2 — вызванная изменениями мощности земной коры (Δg_M);
 3 — разностная ($\Delta g_{\text{набл}} - \Delta g_M$); 4 — осредненная разностная (региональная составляющая);
 5 — локальная составляющая разностной; 6 — исправленная с учетом влияния осадков

основным аномалеобразующим объектом является ее нижняя часть. Отдельные блоки, разграниченные субвертикальными разломами, обладают пониженной плотностью, перепады которой достигают $0,3 \text{ г/см}^3$.

Нам представляется, что такая интерпретация не может быть принята по следующим соображениям: 1) плотность нижней части земной коры в этом случае составит $2,45-2,65 \text{ г/см}^3$, что противоречит всем имеющимся данным; 2) избыточная плотность на границе кора-мантия резко возрастает, что должно повлечь за собой возникновение положительных изостатических аномалий. Фактически отмечается понижение напряженности поля.

Результаты интерпретации гравитационных аномалий позволяют сделать следующие выводы: 1) гравитационное поле отражает зональность геологического строения верхней части земной коры, характер структуры и мощность земной коры, плотностные неоднородности верхней части мантии; 2) основная роль в формировании локальных аномалий силы тяжести принадлежит поверхности Мохоровичича, в меньшей мере — фактору разуплотнения верхней части мантии; 3) верхняя часть мантии испытывает общее разуплотнение, увеличивающееся с севера на юг, которое, в свою очередь, несколько различно для каждого из крупных блоков литосферы.

Плотностная модель земной коры и верхней мантии по профилю Зоркуль — Токтогул. Все геофизические методы исследования направлены в конечном итоге на построение геологической модели среды. Если физико-геологические условия

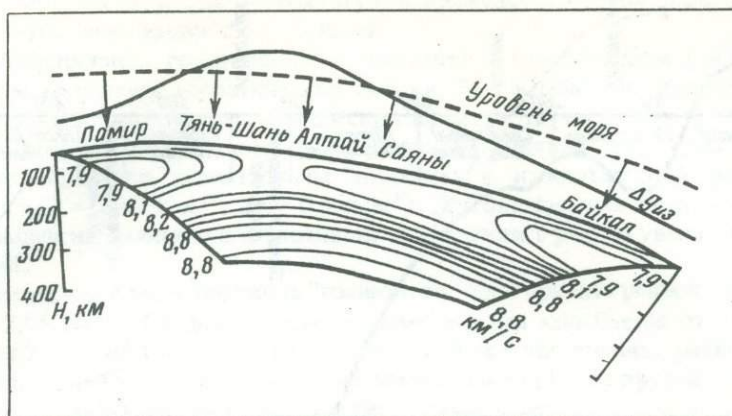


Рис. 49. Скоростной разрез верхней мантии в изолиниях (в км/с) по профилю Памир – Байкал [2] и региональные изостатические аномалии ($\Delta g_{из}$)

сложные, то, как правило, один какой-либо геофизический метод не позволяет в полной мере решить поставленную задачу. Например, разделение литологических комплексов в случае горизонтальнослоистых сред может успешно осуществляться сейсмическими методами. Если слоистая среда осложнена разрывами с вертикальными перемещениями блоков, то волновая картина становится настолько сложной, что выделение сейсмических границ внутри земной коры бывает весьма затруднительным. Вместе с тем если литологические комплексы различаются по плотности, то вертикальные перемещения блоков обуславливают аномалии гравитационного поля. В такой обстановке создаются благоприятные условия для комплексирования сейсмо-разведочных и гравиразведочных данных.

Для моделирования структуры земной коры при комплексировании сейсмо-гравиразведочных данных применяется метод минимизации [20]. При построении модели глубинного строения при помощи метода минимизации используется комплекс исследований – автоматизированная система интерпретации гравитационных аномалий [19].

При расчете оптимального варианта плотностной модели используется программа поиска конфигурации контактной поверхности. Программа составлена для двумерного случая. Этим обуславливается определенная ошибка в вычислениях конфигурации. Однако эта ошибка не является решающей, поскольку изучаются глубинные и весьма протяженные границы раздела. По гравитационным данным можно определять только возмущающие массы, т. е. отклонения от нормального положения плотностных границ. Абсолютные значения глубин определить практически невозможно. Поэтому они задаются в плотностной модели первоначального приближения на основе данных ГСЗ, которые затем при подборе коррелируются по гравиразведочным данным в сплошные границы. Точность определения амплитуд перемещений (конфигурации возмущающих границ) блоков может составлять от 70 до 90% [83].

На первом этапе исследований достаточно определить общий характер блоковых подвижек – выделить относительно приподнятые и опущенные блоки земной коры. Об амплитудах перемещений можно говорить на последующих этапах исследований, когда будут получены дополнительные сведения геологического характера для построения более обоснованной исходной модели. Один из таких этапов направлен на уточнение плотностных характеристик пород, представленных в геологическом разрезе земной коры.

В том случае, когда плотности пород не определялись непосредственным изучением образцов, а задавались приближенно с учетом упругих свойств или по литературным источникам осредненно для каких-либо разновидностей пород, особенно для глубинных частей разреза, уточнение плотностного разреза методом минимизации часто позволяет выделить зоны уплотнения или разуплотнения внутри коры или в верхах мантии. Для осуществления подбора оптимальных избыточных плотностей границы раздела внутри земной коры, которые в первоначальной

плотностной модели характеризуются выдержанными перепадами плотности, аппроксимируются наборами вертикальных уступов. Подбор осуществляется в трехмерном варианте. Размеры уступов по простиранию задаются с учетом размеров в плане остаточных гравитационных аномалий различного порядка. Вертикальная мощность уступов возрастает с глубиной. Это делается с целью уравновесить участие каждого аномального тела в формировании гравитационного поля, что особенно важно при манипуляциях с большим числом переменных величин, которыми аппроксимируются сложные геологические структуры.

После выделения зон уплотнения и разуплотнения уточняется местоположение зон внутрикоровых и сквозькоровых разломов, разделяющих блоки земной коры. Для этого определяется оптимальное размещение в пространстве вертикальных ступеней, которыми аппроксимирована геологическая структура, отраженная в плотностной модели.

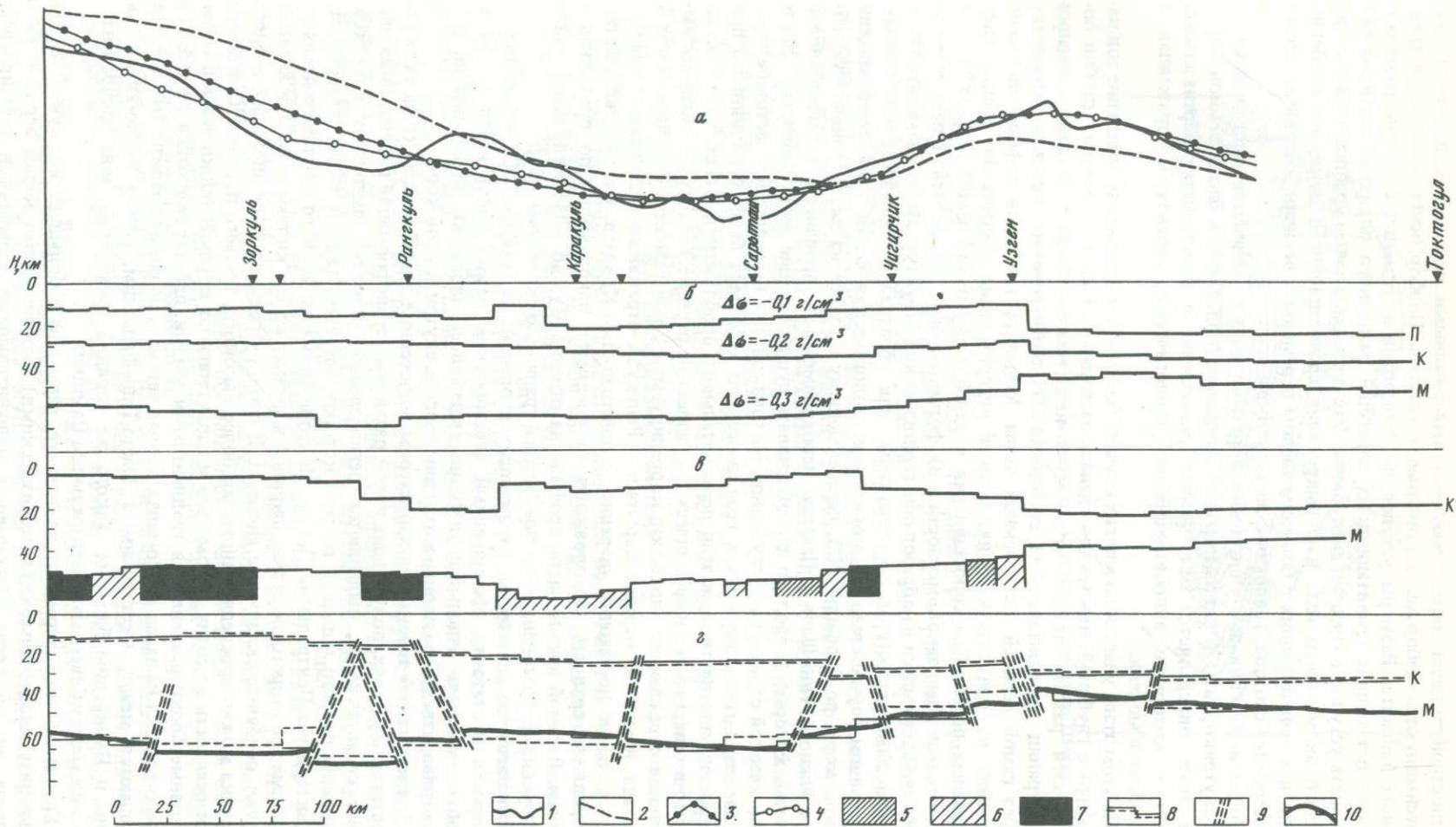
На этом этапе удается во многих случаях более четко проследить поведение зон нарушений с глубиной, что трудно сделать на первом этапе исследования глубин поверхностей раздела земной коры из-за недостаточно подробной аппроксимации этих границ горизонтальными ступенями. Одновременно изучается и уточняется разрез самой верхней части земной коры. Моделируется самая дифференцированная часть разреза путем количественной интерпретации обоснованно выделенных локальных полей. При сопоставлении верхней и глубинной частей разреза удается выявить основные закономерности в их формировании, определить степень влияния глубинной тектоники на образование геологических структур. Можно наметить участки или даже структуры, перспективные для образования полезных ископаемых.

В данном случае ставилась конкретная геологическая задача — построить модель земной коры по профилю ГСЗ, пересекающему с севера на юг орогеническую область Южного Тянь-Шаня и Памира. Необходимо было произвести количественные расчеты, которые позволили бы обосновать существующие представления о связи геологической структуры с глубинной тектоникой. Все имеющиеся в настоящее время сведения геологического и геофизического характера были использованы при построении плотностной модели первоначального приближения. Выше было показано, что в северной части сейсмического разреза на отрезке Токтогул — Чигирчик выделяются отражающие площадки, коррелируемые с поверхностями Мохоровичича и Конрада. Южнее, на отрезке Сарыташ — Ранкуль, отражающие площадки коррелируются, но не достаточно уверенно, с поверхностью Конрада. На этом же участке профиля поверхность Мохоровичича определяется приближенно по проходящим волнам. В самой южной части профиля на отрезке Мургаб — Зоркуль поверхность Мохоровичича проведена по преломляющей границе со скоростью 7,8 км/с.

Ограниченное количество отражающих площадок на профиле ГСЗ не позволяет построить достаточно обоснованный сейсмический разрез вдоль всего профиля. Необходимо было отдельные уверенно выделенные площадки объединить по данным гравиразведки в сплошные границы раздела внутри земной коры.

Для изучаемой территории характерны пониженные значения поля силы тяжести. В остаточных полях, полученных путем различных трансформаций наблюдаемых значений силы тяжести, выделяются региональные аномалии различных порядков. Аномалия первого порядка, ширина которой достигает первых тысяч километров, характеризует Центральный Памир. На фоне аномалии первого порядка выделяются аномалии второго порядка, шириной в несколько сот километров. Они характеризуют основные складчатые системы. В свою очередь, на фоне аномалий второго порядка можно проследить аномалии более высокого, третьего порядка. Они имеют протяженность до сотни километров и характеризуют крупные блоки земной коры. Основные блоки разделяются градиентными зонами, простирающимися с востока и северо-востока на запад и юго-запад. Самые четкие и широкие градиентные зоны наблюдаются между Ферганским и Южно-Тянь-Шаньским, между Южно-Тянь-Шаньским и Памирским блоками. Такого же порядка градиентная зона приурочена к границе между Северным и Центральным Памиром.

Гравитационные аномалии локального характера в большинстве случаев можно объяснить плотностными (литологическими) особенностями пород верхней части разреза земной коры. Например, с положительными аномалиями субширотного простирания в районе оз. Каракуль хорошо коррелируются выходы основных по-



род. Отрицательным аномалиям силы тяжести на Юго-Западном Памире соответствуют выходы гранитоидных образований.

Все перечисленные особенности геологического разреза, формализованные в виде плотностных границ, отражены в модели первоначального приближения. Границы Мохоровичича и Конрада аппроксимированы горизонтальными площадками протяженностью от 5 до 25 км, в зависимости от глубины развития и от дифференциации гравитационного поля на соответствующем участке профиля. Решена прямая задача. Рассчитанная аномалия по абсолютному значению превосходит заданное поле на участке Сарыташ — Зоркуль и отличается более плавным градиентом. Такие различия полей могут быть объяснены рядом причин. Главной является недоучет гравитирующего влияния пород осадочного комплекса, а также весьма приближенные представления о характере разделяющих границ на отрезках профиля, не охарактеризованных отражающими площадками. Кроме того, в первоначальной схеме не были учтены возможные уплотнения и разуплотнения пород.

Как было показано выше, о плотностных особенностях пород осадочного чехла и самой верхней части разреза консолидированной коры имеется еще мало данных. Поэтому их влияние компенсировалось в определенной мере соответствующими трансформациями наблюдаемого поля. Этим удавалось в какой-то мере ослабить влияние локальных объектов в суммарном гравитационном поле. Полученное остаточное поле интерпретировалось как гравитирующее влияние глубинных возмущающих границ, аппроксимированных горизонтальными уступами. В результате решения обратной задачи, направленной на поиск оптимальной глубины каждого уступа, и последующей интерполяции полученных элементов удалось получить плотностную модель, удовлетворяющую в первом приближении остаточному полю силы тяжести (рис. 50). По наличию ступеней на различных уровнях продолжены на глубину зоны основных сквозькоровых разломов, обусловивших блоковую структуру изучаемой территории. В пределах точности приближения можно судить о наклоне зон разломов как к югу, так и к северу в плоскости разреза. Поскольку в верхней части разломы характеризуются залеганием, близким к вертикальному, смещение ступеней на больших глубинах может свидетельствовать о некотором выполаживании разрывных нарушений с глубиной. Наблюдается определенная закономерность: опущенным блокам земной коры, в пределах которых отмечается увеличение глубины залегания границы Мохоровичича, соответствуют зоны разломов, падающие от центра блока. Наиболее опущенные блоки установлены на Центральном и Южном Памире на отрезке профиля между озерами Каракуль и Зоркуль.

Однако после сопоставления между рассчитанными и подобранными полями остались существенные различия. Они прослеживаются на значительных отрезках профиля и обусловлены, вероятно всего, плотностными неоднородностями глубинных частей разреза. Поэтому следующий этап исследований был посвящен определению избыточных плотностей на границах раздела. Плотностная модель задавалась в трехмерном варианте.

В результате подбора избыточные плотности на отдельных участках претерпели значительные изменения по сравнению с заданными величинами. Например, на границе Мохоровичича зона разуплотнения наблюдается в районе Каракуля (перепад плотности по сравнению с заданным от 0,01 до 0,06 г/см³ на отрезке протяженностью около 50 км). Севернее Сарыташа зона разуплотнения протягивается на расстояние более 35 км. Наиболее разуплотненная зона ($\Delta\sigma = 0,2$ г/см³) приурочена к сквозькоровому разлому в районе Узгена. При анализе результатов определе-

Рис. 50. Геоплотностной разрез по профилю Зоркуль — Токтогул

a — аномалии силы тяжести: 1 — заданная (со снятым фоном), 2 — прямая задача (от первоначальной схемы), 3 — рассчитанная от подобранной схемы (первый вариант подбора), 4 — рассчитанная от подобранной схемы (второй вариант подбора); *b* — схема размещения горизонтальных площадок при подборе трехслойной модели земной коры; *v* — плотностной разрез, построенный подбором избыточных плотностей (зоны разуплотнения верхней мантии) — Δg , г/см³: 5 — от 0,01 до 0,05, 6 — от 0,06 до 0,1, 7 — зоны уплотнения верхней мантии — Δg , г/см³: от 0,1 до 0,02; *z* — результативный геоплотностной разрез: 8 — плотностные границы, заданные в первоначальной схеме с учетом данных ГСЗ, 9 — зоны нарушений, 10 — границы плоскостных блоков

ния избыточных плотностей (см. рис. 50) отмечается, что все зоны разуплотнения приурочены к участкам изменений глубин залегания границы Мохоровичича, определенным по сейсморазведочным данным. При сопоставлении уточненного плотностного разреза с результатами подбора глубинных границ было установлено, что зоны перепадов плотностей в нижней части разреза земной коры и в верхах мантии приурочены к сквозькоровым разломам. По этим разломам происходили вертикальные перемещения блоков, обусловившие гравитационные аномалии регионального плана. Отмечается, что в пределах приподнятых блоков земной коры на границе Мохоровичича присутствуют уплотненные породы. Одна из зон уплотнений отмечается в районе Зоркуля, где на отрезке протяженностью около 100 км вычислена избыточная плотность $+0,01 \text{ г/см}^3$.

При геологической интерпретации гравитационных аномалий сделаны следующие выводы: 1) одним из основных факторов, определяющих характер гравитационных аномалий регионального плана второго и третьего порядков, является рельеф границ Мохоровичича и частично Конрада; 2) рельеф границ Мохоровичича и Конрада обусловлен преимущественно вертикальными перемещениями крупных блоков земной коры по системам сквозькоровых разломов; 3) вверху разломы характеризуются субвертикальным падением, с глубиной они выполаживаются; блокам с глубоким залеганием поверхности Мохоровичича соответствуют разломы, падающие от центра блоков; 4) зоны разуплотнения в глубинных частях земной коры и в верхней мантии приурочены к блокам с большой глубиной залегания поверхности Мохоровичича, зоны уплотнения — к блокам с приподнятым положением поверхности Мохоровичича.

Глава 11

АНОМАЛЬНОЕ ГЕОМАГНИТНОЕ ПОЛЕ

Аномальное магнитное поле Памира имеет сложный характер. Отдельные участки различаются по степени напряженности и знаку локальных аномалий и по их морфологии. На территории Памира выделяется 13 четко фиксируемых зон аномального магнитного поля ΔT_a , которые по геолого-геофизическим признакам могут быть объединены в три группы (рис. 51): Северную (зоны I и II), Центральную (зоны III, IV, V, VI, VII и VIII) и Южную (зоны IX, X, XII, XIII).

Северная группа аномалий ΔT_a соответствует юго-восточной части Южного Тянь-Шаня и Алайскому прогибу. Первая из аномалий соответствует южному склону Алайского хребта (Сурметашской тектонической зоне). Поле ΔT_a зоны I характеризуется средней степенью изрезанности и наличием на общем положительном фоне серии изометричных и слабо вытянутых в субмеридиональном направлении локальных максимумов, связанных с развитыми здесь эффузивами силура и девона. Вместе с тем создается впечатление, что, несмотря на одновозрастность и литологическое сходство, породы Сурметашской тектонической зоны в ее восточном и западном секторах несколько различаются по магнитным свойствам, так как степень изрезанности и форма локальных аномалий на восточном и западном флангах разные.

Поле ΔT_a зоны II пространственно совпадает с Алайским наложенным прогибом. Пространственно она охватывает Алайскую долину, отчасти захватывает северные склоны Заалайского хребта. Магнитное поле этой зоны отличается спокойным характером и низкой напряженностью положительного знака. Лишь в ее осевой части фиксируется низкочастотная, вытянутая субширотно относительно слабая отрицательная аномалия, частично совпадающая с осью Алайской долины. Объясняется она максимальным погружением здесь палеозойского фундамента, создающего основной аномалиеобразующий эффект. Определенное сходство структуры аномальных полей зон I и II подтверждает представление о геологическом тождестве фундамента Алайского прогиба и Сурметашской тектонической зоны.

Центральная группа аномалий ΔT_a территориально охватывает Северный и частично Центральный Памир. Магнитное поле имеет здесь чрезвычайно сложную структуру и осложнено многочисленными локальными аномалиями обоих знаков.

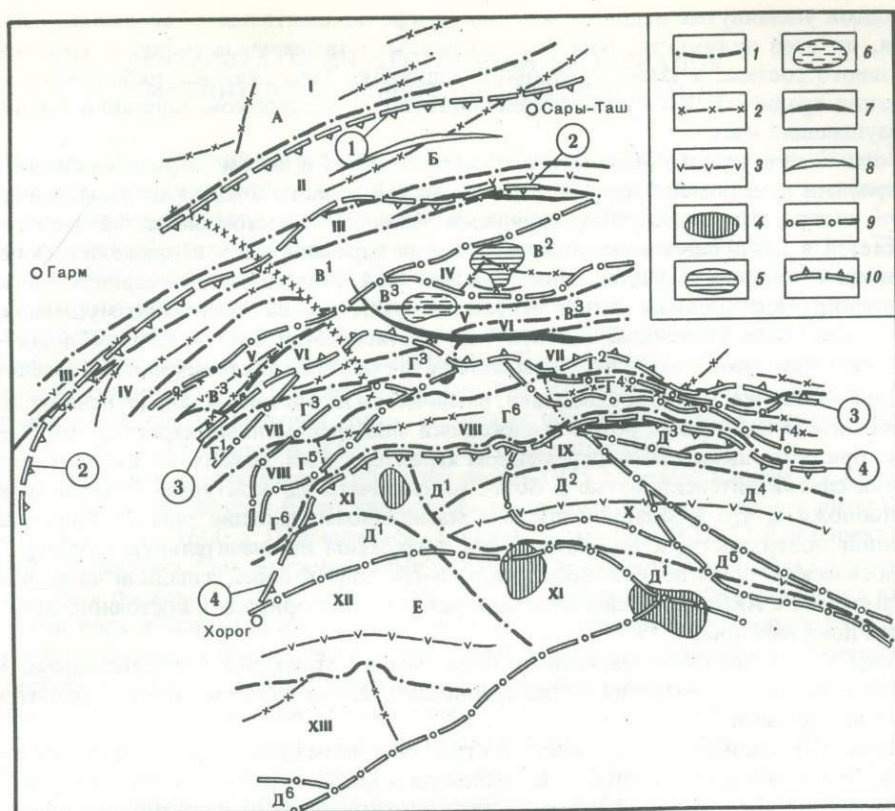


Рис. 51. Карта районирования аномального магнитного поля Памира (с элементами тектонического районирования по Б.П. Бархатову [5]).

1 — границы зон аномального магнитного поля; 2 — оси линейных абсолютных и относительных положительных аномалий; 3 — то же, отрицательных аномалий; 4 — крупные положительные аномалии изометричной формы; 5 — гравитационные максимумы изометричной формы; 6 — гравитационные минимумы изометричной формы; 7 — гравитационные максимумы линейно-вытянутые; 8 — гравитационные минимумы линейно-вытянутые; 9 — границы между складчатыми зонами, представленные краевыми разломами второго и третьего порядка; складчатые зоны: А — Южный Тянь-Шань, Б — Памиро-Алайский прогиб, В¹–В³ — Северный Памир (подзоны: В¹ — Калайхумб-Сауксайская, В² — Каракульская, В³ — Дарваз-Сарыкольская), Г¹–Г⁶ — Центральный Памир (подзоны: Г¹ — Ванчская, Г² — Акбайтальская, Г³ — Ванч-Язгулинская, Г⁴ — Музкол-Рангульская, Г⁵ — Язгулемская, Г⁶ — Сарезко-Пшартская), Д¹–Д⁶ — Юго-Восточный Памир (подзоны: Д¹ — Рушанская, Д² — Алачур-Гудумдинская, Д³ — Муриабско-Пшартская, Д⁴ — Тахтамышская, Д⁵ — Истыкская, Д⁶ — Намангутская), Е — докембрийский срединный массив Юго-Западного Памира; 10 — краевые разломы первого порядка (1 — Гиссаро-Кокшальский, 2 — Северо-Памирский, 3 — Акбайтальский, 4 — Рушанско-Пшартский)
I–XIII — зоны аномальных значений магнитного поля; пояснение см. в тексте

Зона III аномалий ΔT_a , являющаяся как бы северной границей этой группы, почти на всем своем протяжении совпадает с Северо-Памирским глубинным разломом. Она представлена цепочкой линейно-вытянутых отрицательных аномалий, связанных, вероятно, с резким нарастанием мощности немагнитных мезозойско-кайнозойских пород по линии разлома. Чрезвычайно своеобразна и прихотлива картина аномального магнитного поля ΔT_a южнее указанной зоны, вплоть до Язгулемского и Северо-Музкольского разломов, совпадающих с северной границей зоны VIII. Обращает на себя внимание, что все выделяемые на этой территории магнитные зоны резко меняют свою ширину, отчасти напряженность и изрезанность западнее и восточнее хр. Академии Наук и ледника Федченко. По этой же полосе происходит и смещение их границ.

Зона IV аномального магнитного поля характеризуется высокой изрезанностью и наличием многочисленных интенсивных локальных аномалий изометричной или слабо вытянутой формы. Южная граница зоны совпадает с Южно-Каракульским и Уйсуйским краевыми разломами. Магнитовозмущающими объектами, обуслови-

вающими упомянутые выше мелкие локальные положительные аномалии, являются, по всей видимости, тела ультраосновных изверженных пород и эффузивов основного состава, а также трещинные излияния. Здесь, как и в ряде других зон, высокие градиенты аномалий свидетельствуют о неглубоком залегании магнитовозмущающих масс.

Зона V аномального магнитного поля отличается в целом отрицательными его значениями и наличием на этом фоне аномалий разного знака как изометричной, так и вытянутой формы. При сравнении западной и восточной частей этой зоны бросается в глаза ощутимое снижение степени изрезанности и напряженности поля с запада на восток. Если на западе выделенная область в определенной степени контролируется шовной зоной и сопутствующими ей магнитовозмущающими объектами, то в восточном секторе она протягивается внутри Дарваз-Сарыкольской тектонической зоны и не увязывается с элементами тектонического строения.

Зона VI так же, как и предыдущая, различается на востоке и западе. Если на западе магнитное поле имеет резко выраженный знакопеременный характер, то на востоке, при остающемся знакопеременном характере поля, локальные аномалии отличаются слабой интенсивностью и более расплывчаты по контурам. Отсюда можно предположить, что в западной подзоне магнитовозмущающие тела приближены к дневной поверхности, а на востоке они погружены на значительную глубину. По геологической природе указанная аномальная зона в своей западной части четко увязывается с Акбайтальским краевым разломом, ее природа в восточной части остается пока неясной.

Зона VII аномального магнитного поля Памира отличается отрицательными значениями различной интенсивности, предположительно связываемыми с гранитоидными интрузиями.

Зона VIII занимает особое место в структуре аномального магнитного поля Памира. Она четко разграничивает Центральную и Южную группы аномалий магнитного поля и в виде выпуклой к северу дуги протягивается от излучины р. Пяндж до оз. Ранкуль. Пространственно зона VIII совпадает с Язгулемской, Сарезско-Пшартской и Музкол-Ранкульской тектоническими подзонами Центрального Памира. Магнитное поле здесь имеет положительный знак и изобилует многочисленными локальными аномалиями овальной формы высокой интенсивности. Многие из них увязываются с интрузиями гранитоидов, причем высокая интенсивность аномалий и их ограниченные размеры говорят о неглубоком залегании магнитовозмущающих объектов.

Южная группа аномалий ΔT_a по особенностям структуры и напряженности магнитного поля резко отличается от групп аномалий ΔT_a , описанных выше. В целом магнитное поле здесь, за исключением его крайней южной части, отличается относительно низкой напряженностью.

Зона IX южной группы магнитных аномалий располагается в западном секторе Южного Памира и представляет собой региональную отрицательную аномалию широтного простираения с нечетко выраженными слабыми по интенсивности экстремумами. Район, занимаемый описываемой зоной, сложен докембрийской толщей гранито-гнейсов и представляет собой массив внутри альпийской складчатой области.

В зоне X аномалии магнитного поля имеют юго-восточное простираение, не согласующееся с простираением геологических структур Южного Памира. Она характеризуется слабоинтенсивным полем положительного знака, на фоне которого выделяются отдельные достаточно крупные по размерам и изометричные по форме аномалии.

Зона XI аномального магнитного поля Памира является переходной от зоны VIII с положительным знаком аномалий ΔT_a к зоне XI с отрицательным знаком поля ΔT_a . В ее пределах располагаются две аномалии, существование которых можно объяснить распространением здесь пород спилито-кератофировой формации.

Существенно отличаются от описанных зоны XII и XIII. Аномальное магнитное поле в их пределах мозаично, геологическая природа аномалиеобразующих объектов полностью не ясна.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ МАТЕРИАЛОВ
МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Для изучения глубинного строения Земли с успехом используются различные модификации электромагнитных методов. С их помощью удается получить информацию о ряде параметров (прежде всего об электропроводности) разреза на больших глубинах. Достаточно эффективно электромагнитные методы (МТЗ, МВП, ТТ)¹ используются и для решения ряда задач структурной геологии в условиях сложного горизонтально-неоднородного разреза [54]. Накопленный опыт таких исследований позволил предположить, что магнитотеллурические зондирования могут дать интересный дополнительный материал и на Памире. Причем относительно высокие электрические сопротивления верхней части (до 3–4 км) разреза, которые были установлены ранее при проведении работ методами постоянного тока, давали основания полагать, что глубинность МТЗ должна быть значительной.

Первые эксперименты были проведены летом 1975 г., когда в пределах Аличурской и Аксуйской впадин было выполнено по одному зондированию в интервале периодов $T = 15-1600$ с. Применялась серийная аппаратура МТЛ-71 с четырехкомпонентной записью. Ориентировка измерительных линий осуществлялась по странам света. Это в первом предположении давало возможность наблюдать изменения компонентов поля в условиях квазипродольной и квазипоперечной поляризации относительно основных субширотных простираний известных структурных элементов Памира. Основной целью эксперимента было решение технических и методических вопросов. Прежде всего они касались работы аппаратуры в столь специфических условиях, получения представления о характеристиках поля (поляризация, потенциальный уровень, частотный спектр и т.д.), методов обработки наблюдений и т.п.

Не останавливаясь подробно на перечисленных выше моментах, отметим только, что первый опыт показал полную возможность использования серийной аппаратуры, ее высокую техническую надежность, достаточную точность наблюдений и применимость разработанных в Таджикистане способов обработки данных. Известные алгоритмы обработки, реализованные на ЭВМ "Минск-32", были усовершенствованы путем введения операций нормирования составляющих поля по модулю магнитного вектора и отбраковки грубых ошибок. В случаях квазилинейной поляризации поля для контроля вычислений использовался и графический способ [49]. Полученные кривые МТЗ (рис. 52) имеют вполне допустимый разброс значений ρ_T , характерную форму и могут быть проинтерпретированы. Для количественных расчетов использовались кривые ρ_T^{\parallel} , соответствующие предположительно квазипродольной поляризации электрического поля.

Глубина до кровли высокоомного горизонта определялась по формуле $H_{кр} = \rho_l S$; $H_{кр} = 114 \sqrt{T^{(10)}}$, глубина до подошвы высокоомного горизонта — по формуле $H_{под} = 356 \sqrt{T^{(1)}}$. Приводимые ниже результаты интерпретации носят предварительный характер и не могут служить материалом для каких-либо далеко идущих выводов в связи с незначительным объемом наблюдений. Однако их рассмотрение и на этой стадии представляет определенный интерес.

Геоэлектрические разрезы в пунктах зондирования представляются следующим образом.

Аличур (Сасык-Куль). Первый слой мощностью 20 км имеет сопротивление не менее первых сотен омметров. Второй слой мощностью около 14 км существенно более низкоомный ($\rho = 20-30$ Ом · м). Увеличение проводимости этого слоя может быть связано, скорее всего, с изменением литологии. Третий слой, мощность которого не определена, существенно высокоомный ($\rho \rightarrow \infty$).

Ак-Су (вблизи профиля). Первый слой мощностью 23 км имеет сопротивление также не менее первых омметров. Сопротивление второго слоя менее 300 Ом · м, мощность около 7 км. Мощность третьего слоя 34 км, сопротивление не менее 1000 Ом · м. Этот слой подстилается низкоомным основанием ($\rho \rightarrow 0$), которое,

¹ МТЗ — магнитотеллурическое зондирование, МВП — метод вызванных потенциалов, ТТ — метод теллурических токов.

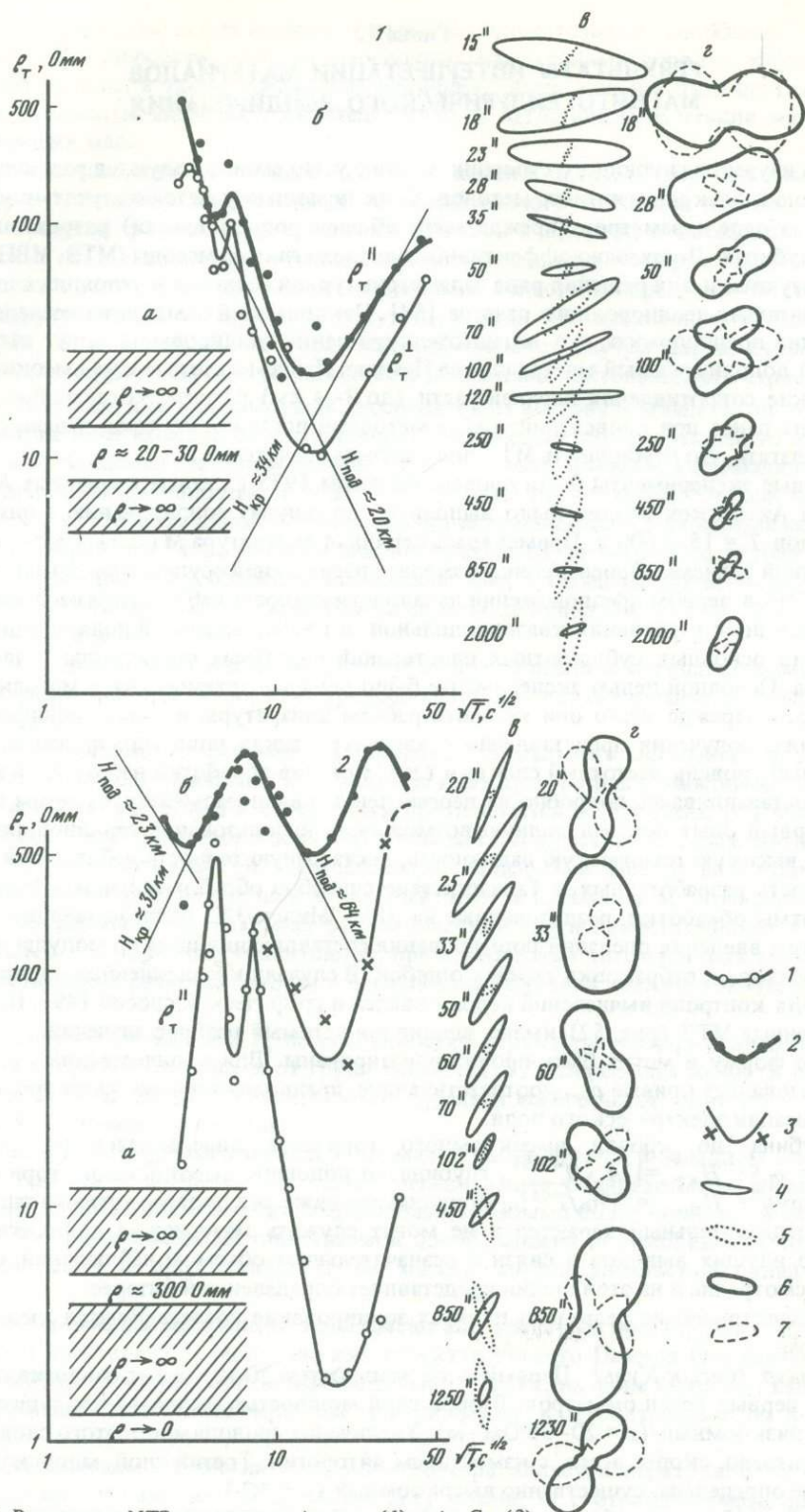


Рис. 52. Результаты МТЗ на участках Аличур (1) и Ак-Су (2)

a – предполагаемые геоэлектрические разрезы; *б* – кривые МТЗ: 1 – ρ_T^\perp – поперечная, 2, 3 – ρ_T^\parallel – продольная (2 – вариант I, 3 – вариант II); *в* – эллипсы поляризации (4 – электрическое поле, 5 – магнитное поле); *г* – импедансные полярные диаграммы (6 – главные импедансы, 7 – дополнительные).

Эллипсы поляризации и импедансы диаграммы для $T = 18''$, $28''$ и $50''$ (участок Аличур) уменьшены в 3 раза; для $T = 20''$, $33''$, $60''$ и $102''$ (участок Ак-Су) уменьшены в 6 раз

по-видимому, относится уже к верхней мантии. Таким образом, можно предположить, что в пределах Аксуйской впадины мощность земной коры около 64 км.

В обоих пунктах разрезы верхней части земной коры, до второго высокоомного горизонта (30–34 км), вполне сопоставимы. Наблюдается лишь увеличение мощности низкоомного слоя с востока на запад и уменьшение его сопротивления в обратном направлении. Принципиальным отличием является отсутствие в подошве второго слоя высокого сопротивления.

Наиболее интересным фактом является наличие на глубине 20–23 км в обоих пунктах проводящего слоя с конечным электрическим сопротивлением. Обращает на себя внимание и различная ориентировка эллипсов поляризации электрического поля. На участке Аличур в пределах всего диапазона периодов большие оси эллипсов ориентированы в основном субширотно, а на участке Ак-Су – в азимутах 0–40°. Примечательно, что ориентировка эллипсов магнитного поля, поляризация которых определяется преимущественно свойствами источника, в обоих пунктах практически совпадает. Очевидно, что направление индуцированных в толще земной коры токов контролируется тектоникой. По направлению с запада на восток ориентировка токов меняется примерно на 70°. На этом основании можно предположить смену простираний основных внутрикоровых структур с субширотного (разрез Аличур) на северо-северо-восточное (разрез Ак-Су). О смене простирания структур свидетельствует и сложная форма поперечной кривой (ρ_T^{\perp}) на участке Ак-Су. Очень низкие сопротивления в минимумах кривой и круто наклоненные ветви указывают, по-видимому, на экранирование поперечных (субширотных) токов. Наблюдаемое раздвоение кривой в низкочастотном диапазоне может быть связано с приуроченностью пункта зондирования к краевой части (периклиналь, замыкание) внутрикоровой структуры. Количественная интерпретация кривых в низкочастотном диапазоне требует проведения дополнительных работ.

Глава I

ИЗУЧЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Исследования, выполненные Геологической службой Индии в течение первой половины XIX в. вдоль Великой Дуги, простирающейся от мыса Коморин (мыс Кумари) до Гималаев, были в историческом отношении первыми работами, которые показали, что при съемке местности геодезическими методами не следует пренебрегать существенным влиянием высокогорных хребтов на результаты наблюдений. И все же, несмотря на исторический приоритет и на то, что указанные исследования и результаты их интерпретации послужили основой теории изостазии (в том смысле, как ее еще понимают сегодня), нужно иметь в виду, что большая часть наших современных представлений о геофизических полях горных систем Каракорума и Гиндукуша была получена главным образом благодаря работам научных экспедиций в течение последнего столетия.

Геодезические и гравиметрические исследования на Индостанском субконтиненте. В 1830 и 1847 гг. Эверест опубликовал результаты измерений, выполненные в Индии вдоль меридиана $77^{\circ} 30'$ [152]. В этой работе были представлены расчетные разности между геодезическими и астрономическими значениями географической широты в трех пунктах наблюдения (Калиана, Калианпур и Дамадига). Полученные Эверестом результаты доказывали, что гравитационным эффектом горных систем на линию отвеса в дальнейшем, по-видимому, пренебрегать не следует, тем более что станция Калианпур использовалась в качестве начала всех геофизических координат Индии и значительное отклонение в этом пункте, вероятно, отразилось бы на тригонометрической сети всего субконтинента. Таким образом, из чисто теоретической проблемы притяжения горных систем, каковой была до того времени, она превратилась в важную с технической точки зрения задачу, и в таком виде ее и следовало решать.

В докладе, представленном Королевскому обществу в Лондоне в 1854 г., Пратт теоретически обосновал, принимая во внимание видимые массы Гималаев, относительное отклонение почти в 16 с между пунктами Калиана и Калианпур по меридиану, что в 3 раза превышало фактически установленное отклонение [154—157].

Отчет Пратта помог обратить внимание астронома Эри на эту проблему. В феврале 1856 г. Эри представил в Королевское общество отчет, в котором излагались все основополагающие идеи об изостазии. Предложенная теория базировалась на том принципе, что Земля состоит из сравнительно легкой коры, поддерживаемой более плотными пластическими материалами. Поэтому для объяснения существования приподнятых областей на земной поверхности необходимо было сделать вывод о том, что эти области имеют "корни". В результате "отрицательное притяжение" обусловлено недостатком плотности этих корней, но оно частично компенсируется "положительным притяжением" избыточных масс. Эта теория дает общее объяснение наблюдаемых аномалий, приемлемое в количественном и качественном отношении.

В результате совершенствования гравиметрических наблюдений, которое началось в Индии с 1865 г. [166], теория изостазии получила дальнейшее развитие.

Работы были поручены Басеви и позднее Хевисайду. В их исследованиях были использованы три вида приборов: оборотный маятник Катера, комплекс из двух маятниковых приборов Катера для относительного определения силы тяжести,

оборудованных вакуумной камерой и устройством совпадения для относительных измерений, и комплект из двух оборотных маятников для абсолютных измерений, изготовленных в России.

Предложение использовать для исследований в Индии русские маятниковые приборы базировалось на стремлении установить связь между наблюдениями в Индии и России [167]. Эти маятники были представлены во временное пользование Академией наук России в декабре 1868 г. В процессе работ приборы использовались при наблюдениях на пунктах Калиана, Колаба, Аден, Исмаилия и Кюю. В июле 1873 г. их возвратили в Россию, в Пулковку, где их использовали для наблюдений О. Струве и А.Н. Савич.

Работы Басеви были начаты в 1865 г. С 1865 по 1871 г. им были определены значения силы тяжести в 30 пунктах, большая часть из которых располагалась вдоль Великой дуги. В июне 1871 г. Басеви пересек горные перевалы, ведущие к хр. Ладакх; в целях измерения напряженности гравитационного поля на больших высотах в пределах Гималаев. Он достиг плато Мори, расположенного в восточной части Каракорума на высоте 4700 м, где выполнил последние наблюдения маятниковыми приборами.

Стремясь выполнить одно новое независимое определение на большой высоте, он продвинулся от пункта Мори примерно на 1610 км и нашел подходящую площадку в точке с координатами $34^{\circ}20'$ с.ш. и $79^{\circ}22'$ в.д. на высоте 5200 м. Впервые результаты наблюдений Басеви описаны в работе Пратта "Фигура Земли", опубликованной в Лондоне в 1868 г.

В 1903 г. Геологическая служба Индии, используя новые маятниковые приборы Штернека, начала новую программу гравиметрических измерений. Целью этих работ было систематическое изучение проблемы компенсации в пределах Гималайской цепи и подтверждение существования "Скрытого хребта" (подстилающего пояса более плотных материалов), который, как предполагал Буррард [95, 96], должен существовать южнее долины р. Ганг. И все же наблюдения Басеви еще долгое время были единственными измерениями, выполненными Геологической службой Индии на большой высоте.

И только в 1925 г. Геологическая служба Индии вновь приступила к проведению высокогорных гравиметрических измерений; в это время были выполнены наблюдения в четырех пунктах, расположенных в Сонамарге и на плато Деосай к югу от Скарду в Каракоруме.

Гравиметрические исследования, предпринятые в 1903 г., послужили началом интенсивного изучения этой области. Они продолжались непрерывно до начала второй мировой войны [168, 171], после войны они были продолжены Геологическими службами и специализированными агентствами Индии и Пакистана.

В 1947 г. все имеющиеся измерения силы тяжести были изостатически редуцированы Гулати, который составил детальные структурные карты этих аномалий [122, 123, 124].

Гравиметрические исследования в Каракоруме и Гиндукуше. Переходя к рассмотрению Каракорума, Гиндукуша и прилегающих горных районов, необходимо упомянуть о деятельности научных экспедиций, имевших место в настоящем столетии.

Первой из них была экспедиция итальянца Де Филиппи в 1913–1914 гг. в Гималаи и Каракорум. Принимавшие в ней участие Абетти и Алессо [91] выполнили геофизические наблюдения на 14 станциях, расположенных вдоль маршрута через Гималаи, Каракорум, Куньлунь и Синкянг от Сринагара до Ташкента.

Для измерений силы тяжести был использован прибор, снабженный восемью маятниками. Измерения выполнялись при помощи прибора нормального совпадения и хронометров, контролируемых по астрономическим наблюдениям. Первые маятниковые наблюдения были выполнены в июле 1913 г. в г. Генуя, последние — в этом же городе в январе 1915 г. Пунктами наблюдений в Азии были города Дерадун (август 1913 г.), Сринагар (сентябрь 1913 г.), Драс (октябрь 1913 г.), Толти (октябрь 1913 г.), Вазул-Надур (ноябрь 1913 г.), Скард (ноябрь 1913 г.), Каргил (февраль 1914 г.), Ламауру (март 1914 г.), Лех (март 1914 г.), Деспанг (июнь 1914 г.), Сугет Караул (август 1914 г.), Яркенд (октябрь 1914 г.), Кашгар (октябрь 1914 г.) и Ташкент (ноябрь 1914 г.).

Сравнение гравиметрических данных, мГл

Станция	Итальянские экспедиции в Каракоруме и Гиндукуше		Геологические службы Индии и Пакистана, 1961 г.
	1954—1955 гг.	1961 г.	
Рим (Киампино)	980 346,7		
Бейрут (Кхалде)	979 691,5		
Дерадун	979 061,5		979 063,0
Карачи	978 962,3		978 961
Равалпинди	979 345,4		979 346
Мюррей	979 030,8		979 024
Скарду	978 915,3		
Толти	978 853,6		
Тегеран (Мехрабад)		979 447,40	
Кабул (аэропорт)		979 132,82	
Кабул (отель)		979 149,24	
Баглан		979 521,9	
Кундуз		979 591,6	
Бамиан		978 918,9	
Сринагар			979 083
Лех			
Яркенд			
Ташкент (1902 г.)			
Ташкент (1910 г.)			
Ташкент (1911 г.)			
Ташкент (1928 г.)			

Эта серия до сего дня остается единственной группой измерений, выполненных через цепь Гималайских гор и непосредственно соединяющих индийские и русские станции. Кроме того, эти наблюдения важны еще и потому, что в двух пунктах — Лех и Яркенд они совпадают с наблюдениями, выполненными Амболтом из китайско-шведской экспедиции [92].

Гравиметрический профиль, выполненный китайско-шведской экспедицией под руководством Гедина, состоял из 40 станций и пересекал южную и северо-восточную окраины бассейна Тарима, а также регион Курук-Таг. Амболт использовал одномаятниковый прибор Штернека, снабженный дополнительным маятником Шумана, с установленными на нем четыремя медными маятниками и четыремя маятниками из инвара. Измерения медными маятниками были выполнены в Потсдаме в 1927 и 1928 гг. (перед началом экспедиции) и повторены в 1934 г. после завершения работ.

Как уже отмечалось, вся горная область в северо-западной части Гималаев и Каракоруме была исследована всего лишь несколькими станциями Геологической службы Индии, расположенными на равнине Деосай, и пунктами наблюдений экспедиции Де Филиппи; далее на севере (в Синкьянге) располагались станции экспедиции Недина. На Памире гравиметрические измерения были выполнены русскими исследователями. Изученная в результате перечисленных работ область, охватывающая самую высокую часть Каракорума — район сочленения Гималаев и Гиндукуша, а также зону перехода от последнего к Памиру, еще требовала дополнительных исследований.

Эти дополнительные исследования должны были провести экспедиции, проходившие в течении 1954, 1955 и 1961 гг. под руководством Десио, в которых геофизические операции были поручены Марусси [101, 109]. В 1954 г. были выполнены наблюдения в 95 гравиметрических пунктах в центральной части Каракорума (Пакистан), расположенных по профилю протяженностью порядка 500 км; в 1955 г. были проведены исследования в западной части Каракорума и на Гиндукуше (Пакистан) на 107 станциях, которые располагались на профилях общей протяженностью около 1100 км, и, наконец, в 1961 г. измерения проводились в

Итальянская экспедиция Де Филлипи, 1913—1914 гг.	Китайско-шведская экспедиция 1929—1933 гг.	Старая русская сеть	Работы Мак-Гинниса, 1966—1967 гг.	Международная гравиметрическая стандартная сеть, 1971 г.
				980 332,39
979 079				979 678,64
				979 049,09
978 925				
978 853				
				979 430,68
			979 129,8	979 115,08
				979 131,53
			979 519,2	
			979 587,7	
			978 916,1	
979 090				
978 529	978 523			
979 529	979 518			
980 078		980 073		
		980 088		
		980 079		
		980 081		

северо-восточной части Гиндукуша на 65 станциях по профилям, длина которых достигала 1700 км. Следует отметить, что определения силы тяжести проводились при помощи гравиметров Урдена, погрешность определения каждого измерения при этом не превышала 1 мГл. Гораздо большие погрешности содержались в вычисленных значениях аномалий, на которые сильное влияние оказывали погрешности определения высот, так как их в большинстве случаев приходилось вычислять барометрическим способом.

Хотя все барометрические измерения сопоставлялись с барометрическим давлением, наблюдаемым на известных высотах одновременно в нескольких метеорологических обсерваториях, по-видимому, можно предполагать, что погрешность определения высот была не ниже 20 м. А такая погрешность в значениях высот эквивалентна ошибке в 4 мГл [140].

Измерения силы тяжести последовательно выполнялись также в афганской части Гиндукуша в 1966 и 1967 гг. исследователем из Северо-Иллинойского университета Мак-Гиннисом, который провел наблюдения в 1675 пунктах, расположенных на профилях общей протяженностью 15 000 км [146, 147].

Другие измерения силы тяжести выполнялись официальными агентствами, занимающихся поисками полезных ископаемых. В этом отношении интересна гравиметрическая съемка, выполненная агентствами Пакистана в районе Потварского плато в Пенджабе. Результаты этой съемки были представлены пакистанскими исследователями в виде карты аномалий Буге на Международном коллоквиуме в Риме в 1974 г.

В табл. 19 приведены значения силы тяжести для станций, являющихся общими для нескольких сетей. Все значения приведены к старой Потсдамской системе (за исключением материалов Мак-Гинниса, которые приведены к стандартным значениям силы тяжести 1971 г. для станций, общих с Международной гравиметрической стандартной сетью 1971 г.). Для того чтобы перейти к стандарту 1971 г., в значения силы тяжести, полученные итальянскими экспедициями 1954 и 1955 гг., необходимо ввести поправку — 13,20 мГл, а в значения силы тяжести экспедиции 1961 г. — 17,30 мГл.

Использование спутников для решения геодезических и гравиметрических задач.
В последние годы значительный вклад в изучение гравитационного поля Земли внесли наблюдения с искусственных спутников Земли (ИСЗ). Поскольку период обращения спутников вокруг Земли не превышает двух часов и при этом плоскость их орбит остается почти неизменной в пространстве, тогда как Земля вращается с периодом 24 часа, то спутники непрерывно исследуют все гравитационное поле и представляют собой идеальный инструмент для изучения и описания его глобальной структуры.

Используя данные, полученные в течение 15 лет при наблюдениях с 25 спутников, перигей которых изменялся от 300 до 3500 км, Смитсоновской астрономической обсерватории удалось построить модель гравитационного поля Земли, названную "Стандарт Земли III", на основании которой можно определить основные тренды гравитационных аномалий на земной поверхности. Эти тренды описывают длинноволновые аномалии, которые, очевидно, отражают наличие неоднородностей в распределении плотности внутри Земли, на большой глубине в мантии.

Знание гравитационного поля, устанавливаемого при динамическом изучении искажений орбит ИСЗ, также позволяет определять форму геоида, т.е. такой эквипотенциальной поверхности гравитационного поля, которая с большой степенью приближения сопоставляется с поверхностью морей и океанов и мысленно продолжается под континентами.

Годдардский центр космических полетов НАСА построил несколько моделей геоида, часть из которых учитывает только наблюдения с ИСЗ, а для построения других данных космические наблюдения используются совместно с наземными гравиметрическими измерениями. Одной из таких моделей является модель GEM-6 (декабрь 1973 г.), которая представляет собой совокупность данных, полученных с ИСЗ, и результатов наземной гравиметрической съемки $1^\circ \times 1^\circ$. Геоид представлен в виде карты с сечением изолиний 2 м, при рассмотрении которой можно выделить возвышенности и впадины относительно эллипсоида, наилучшим образом аппроксимирующего данные.

Редукция наблюдаемых значений силы тяжести. Значительная часть гравитационных аномалий на Индостанском субконтиненте установлена при расчетах, выполненных Гулати и опубликованных Геологической службой Индии в 1956 г. [125]. Общее количество редуцированных Гулати наблюдений (в соответствии с различными изостатическими гипотезами) на Индостанском субконтиненте составило 564 маятниковых измерения и около 2400 гравиметровых пунктов.

Относительно редукации измерений, выполненных в южной части Тянь-Шаня, в Фергане и на Памире, автору известно, что в 82 гравиметрических пунктах, наблюдаемых в период между 1901 и 1908 гг., в 15 пунктах, наблюдаемых в 1930 г., и в 71 пункте, наблюдаемом в 1932 г., поправки за рельеф местности вносились русскими и советскими геофизиками, а изостатические поправки — финским геодезистом Эрала [110, 111]. В Хельсинском изостатическом институте благодаря любезности Хейсканена были также введены изостатические поправки в измерения в 40 пунктах, наблюдаемых Амболтом из китайско-шведской экспедиции.

Из 198 пунктов, наблюдаемых Марусси в период итальянских экспедиций в Каракоруме в 1954–1955 гг., в результате 69 наблюдений были введены изостатические поправки в Институте геодезии и геофизики Триестского университета; аналогичной коррекции подверглись 60 и 65 пунктов, наблюдаемых в 1961 г. при исследовании афганской части Гиндукуша. К этому следует добавить 6 пунктов, наблюдаемых Абетти и Алессио в период деятельности экспедиции Де Филиппи, для которых также были вычислены поправки [145].

Топографические и изостатические поправки рассчитывали обычным способом, предполагая, что плотность земной коры $\rho = 2,67 \text{ г/см}^3$, и используя таблицы Кассиниса, а также таблицы и карты, опубликованные Изостатическим институтом IAG¹ [93].

Для введения поправок за изостазия во внутренних зонах (вплоть до 13) использовали "Новые изостатические таблицы", опубликованные в 1938 г. Хейсканеном

¹ Международная геодезическая ассоциация.

[129], тогда как для самых внешних зон от 10-й до 1-й применяли "Топографо-изостатические карты земного шара", опубликованные в 1951 г. Нисканеном и Киввиожа [149]. Поправки для зон 13—11 специально рассчитывались для всего района исследований в Изостатическом институте.

При вычислении поправок широко использовалась "Четвертьдюймовая карта Пакистана и прилегающих районов" и "Карта земного шара" в масштабе 1 : 1 000 000. В тех случаях, когда было можно, применяли детальные карты, построенные прежними экспедициями или полученные в результате фотограмметрических и топографических съемок, выполненных Ломбарди и пакистанским топографом Бад-Шах-Яном из итальянской экспедиции в Каракорум в 1954 г.

Что касается наблюдений 1966—1967 гг. Мак-Гинниса в Афганистане, то в них вносились только поправки Буге. Представляется необходимым изостатически редуцировать и те пункты в Гиндукуше, для которых в настоящее время имеются только аномалии Буге.

Стандартное гравитационное поле. Наблюденные значения силы тяжести после внесения поправок за высоту, топографию и предполагаемую изостатическую компенсацию необходимо сравнить со значениями некоторого стандартного или нормального эталонного поля. В современной практике для этой цели используют эллипсоидальное поле и выпущенные Международной ассоциацией геодезии таблицы "нормальных" значений силы тяжести на поверхность уровненного эллипсоида, определенного в 1967 г. Генеральной ассамблеей этой ассоциации в Люцерне.

И все же если представляют интерес исследования земной коры, то необходимо учитывать влияние искажений силы тяжести, обусловленных наличием неоднородностей в распределении плотностей глубоко в мантии или даже в ядре. Подобные неоднородности приводят в возникновению возмущений в гравитационном поле, длина волн которых достигает нескольких тысяч километров. Поэтому эти возмущения, по-видимому, могут быть обнаружены и определены только при использовании искусственных спутников.

Что касается Индостанского субконтинента, то гравитационное поле, определенное Смитсоньянской астрономической обсерваторией и названное моделью "Стандарт Земли III", характеризуется довольно заметным понижением силы тяжести (порядка 50 мГл) в Индийском океане в 360 милях (примерно 580 км) на юг от мыса Коморин.

Геоид тесно связан с гравитационным полем; планетарные характерные особенности геоида также можно определить по наблюдениям с ИСЗ. На модели GEM-6, построенной Годдардским центром космических полетов на основании совместного использования космических и наземных измерений силы тяжести, выделяется довольно значительная депрессия геоида (−112 м) относительно эллипсоида, который наилучшим образом аппроксимирует данные в районе южнее мыса Коморин, т.е. точно в том же районе, где уже ранее наблюдался минимум силы тяжести (рис. 53). Депрессия геоида постепенно убывает в северном направлении, где у подножия Гималаев она достигает значения −70 м. Для самих Гималаев характерен крутой склон геоида примерно на 30 м, тогда как для Тибетского плато средняя высота геоида составляет примерно −30 м. Замечено, что депрессия геоида продолжается, как и зона отрицательных изостатических аномалий, через восточную часть Гиндукуша, доходит до Таджикского краевого прогиба и далее, на северо-востоке, до депрессии Джунгария (восточная часть Тянь-Шаня).

Таким образом, воздымание поверхности геоида по направлению к Тибетскому плато имеет свой максимум на юго-востоке в пределах Новой Гвинеи, оно отделяется от геоидального поднятия в районе Иранского плато (с максимумом в северо-западной части Атлантического океана) седловинной, расположенной в зоне сочленения Гималаев и Гиндукуша с Памиром. Последняя соединяет геоидальные минимумы Индийского океана и Центральной Азии.

Гравитационные аномалии Буге и Эри. Гравитационные аномалии значительной длины волн, а также длинноволновые тренды ундуляций геоида, как мы уже заметили, обусловлены глубоко расположенными неоднородностями в распределении плотности в мантии или даже в ядре. Однако до настоящего времени не найдено удовлетворительного объяснения этим неоднородностям с точки зрения процессов, происходящих во внутренних областях Земли.

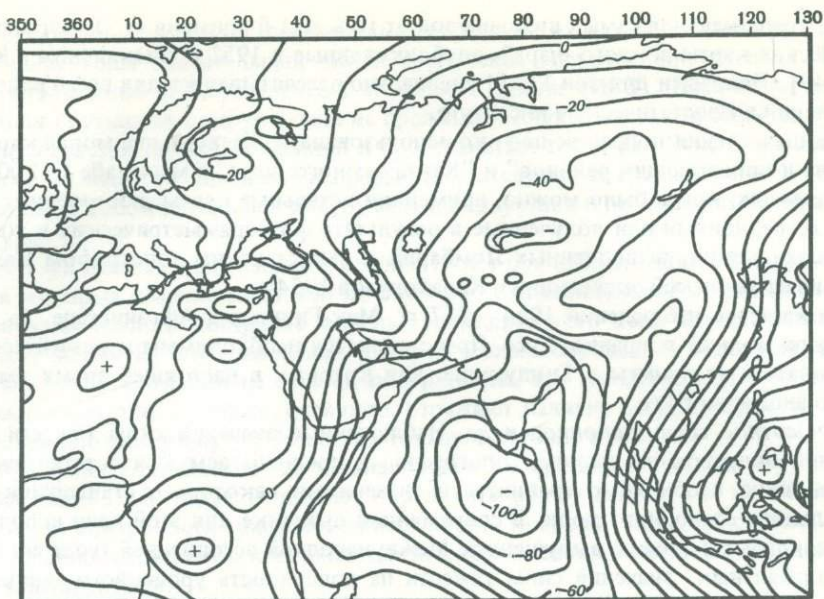


Рис. 53. Глобальный гравиметрический геоид, построенный при использовании модели Земли $GEM = 10$ и данных поверхностной гравиметрической съемки $1^\circ \times 1^\circ$, м

Поэтому неудивительно, что подобные длинноволновые характерные особенности гравитационного поля никак не коррелируются со структурой земной коры. При исследованиях земной коры, по-видимому, этот факт следует учесть заранее и все гравитационные аномалии необходимо редуцировать, вычитая значения аномалий силы тяжести, обусловленные неоднородностями мантии и ядра, которые были выявлены при использовании геодезических искусственных спутников.

Если подобную операцию выполнить для гравитационных аномалий над Индо-станским субконтинентом, то отрицательные аномалии, преобладающие в южной части Индии, заметно уменьшат свое значение. К северу от Индо-Гангского краевого прогиба и в области сочленения Гималаев—Гиндукуша с Памиром влияние редукции будет менее заметным или даже пренебрежимо малым, поскольку здесь отношение аномалий мантии и коры становится незначительным.

В настоящее время довольно известным фактом является то, что гравитационные аномалии Буге, которые учитывают эффект притяжения рельефа дневной поверхности, неизменно характеризуются отрицательными значениями в высокогорных районах, причем настолько значительными, что между ними и средними высотами рельефа можно установить четкую корреляцию [16]. Так же известно, что такие отрицательные аномалии приписывают "корням" горных цепей в соответствии с теорией изостазии.

Поправки за влияние "корней" гор можно определить, делая предположение о "математической модели" коры с учетом изостатической гипотезы Эри. Эта модель полностью определяется тремя произвольными параметрами: нормальной мощностью земной коры T_0 , постоянной плотностью коры ρ и постоянным плотностным контрастом $\Delta\rho$ между материалом коры и верхней мантии. Обычно принимаются значения, которые представляют собой допустимую аппроксимацию реальной среды, равные: $T_0 = 30$ км, $\rho = 2,67$ г/см³ и $\Delta\rho = 0,63$ г/см³. Используя эти данные, получаем, что увеличение мощности коры H_M под горной цепью высотой h достигает значения

$$H_M = \frac{2,67}{0,63} h = 4,24h,$$

а общая мощность коры составляет

$$T_h = 30 \text{ км} + 4,24h$$

или

$$T'_h = 30 \text{ км} + 5,24h,$$

если учитывать высоту гор. T_h характеризует глубину залегания поверхности раздела коры и мантии (поверхность Эри), которая в данной модели заменяет поверхность Мохоровичича.

Такая методика приводит к так называемым изостатическим аномалиям, которые обусловлены отклонениями реального гравитационного поля от принятой "математической модели".

В общем случае изостатические гравитационные аномалии гораздо меньше аномалий Буге; вообще говоря, положительные и отрицательные аномалии обычно осредняются в тех случаях, когда преобладает изостатическое равновесие, и имеют (как в количественном, так и в качественном отношении) гораздо большие значения, чем аномалии Буге.

Изостатические аномалии силы тяжести, обусловленные аномальной мощностью земной коры и чередованием плотностей, в общем случае являются причиной аномалий с длиной волн порядка нескольких сот километров; аналогичные аномалии также будут возникать от действия крупных тектонических особенностей (например, бассейнов и краевых прогибов, заполненных аллювием или протяженными батолитами). Более коротковолновые аномалии, напротив, будут связаны с более поверхностными изменениями литологического состава.

Интерпретация аномалий силы тяжести. Если обратить внимание на карты аномалий силы тяжести в районе зоны сочленения Памира – Гималаев – Гиндукуша, то можно увидеть, что, в то время как гравитационные аномалии Буге повсеместно характеризуются значительными отрицательными величинами (до 550 мГл), четко коррелируясь с топографией местности, изостатические аномалии представляют чередование положительных и отрицательных аномалий гораздо меньших величин (до 120 мГл), для которых не наблюдается никакой явной корреляции с рельефом.

Мы уже подчеркивали отсутствие корреляции между планетарными особенностями гравитационного поля Земли, установленного при использовании наблюдений с ИСЗ, и крупными чертами строения земной коры. Теперь попробуем обнаружить аналогичное отсутствие корреляции на региональном уровне между трендами гравитационного поля и геологическими характеристиками.

Более внимательное изучение изостатических аномалий силы тяжести позволяет провести общее различие между Куьлунь-Каракорум-Гималайской системой, которая характеризуется заметной симметрией относительно оси, проходящей с северо-запада на юго-восток (Гималайская ось), и Фергано-Алай-Трансалай-Памир-Гиндукушской системой, от которой упомянутая ранее система резко отделяется линией, проходящей почти перпендикулярно Гималайской оси (рис. 54).

Куьлунь-Каракорум-Гималайская система характеризуется осевым распределением отрицательных аномалий вдоль Каракорумского хребта, сопровождаемым по обе стороны полосками положительных аномалий, отмечающих Куьлунь и Гималаи. После них вновь следуют узкие зоны отрицательных аномалий, простирающиеся соответственно вдоль Яркендского и Индо-Гангского краевых прогибов. Осевая отрицательная аномалия, вероятно, может быть связана с более легкими гранитами, которые образуют Каракорумский осевой батолит [100], а ограничивающие положительные аномалии – с более тяжелыми метаморфическими и основными породами, выходящими на поверхность по сторонам этого батолита.

Отрицательные аномалии вдоль Яркендского и Индо-Гангского краевых прогибов, очевидно, обусловлены (по крайней мере частично) менее плотными аллювиальными осадками, которые заполняют подобные прогибы, тогда как Таримская и Индийская платформы снова отмечаются положительными аномалиями.

Некоторые интенсивные отрицательные аномалии, характерные для Фергано-Алай-Трансалай-Памир-Гиндукушской системы, можно объяснить при наличии данных ГСЗ [35]. Например, Ферганский гравитационный минимум силы тяжести обусловлен наличием глубокого осадочного бассейна (10 км), увеличенной мощностью "гранитного" слоя (25 км) и большой глубиной залеганий поверхности Мохоровичича (55 км) [41]. Другие отрицательные аномалии этого региона связаны с осадочными бассейнами или краевыми прогибами (как, например, Таджикский бассейн или

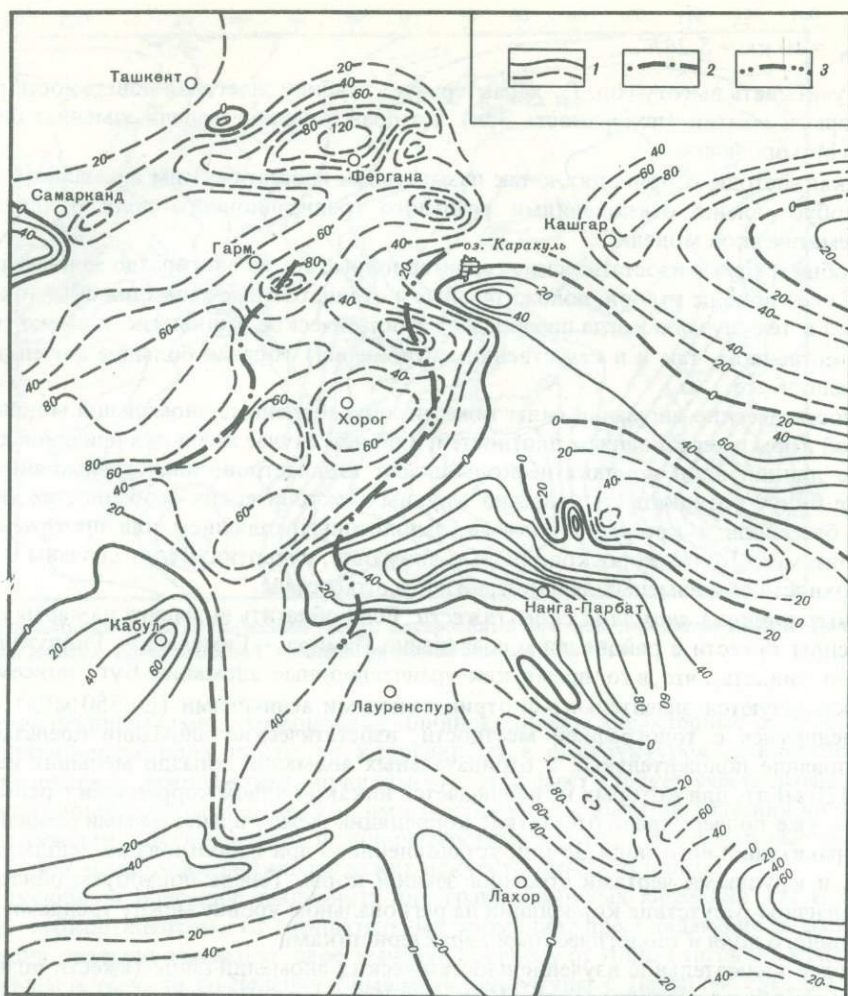


Рис. 54. Поле изостатических гравитационных аномалий и фокальные зоны внутрикоровых землетрясений Памиро-Гималайского синтаксиса

1 — изостатические гравитационные аномалии силы тяжести, в мГл (по А. Марусси); 2-3 — соответственно западная и восточная границы высокоскоростного тела

впадина Суркх), но наиболее протяженные из них, несомненно, обусловлены исключительным увеличением мощности "гранитного слоя" (до 30 км и более) по сравнению с "базальтовым" слоем и значительной глубиной залегания поверхности Мохоровичича (до 65 км или более).

Раздел между Куньлунь-Каракорум-Гималайской и Гиндукуш-Трансалай-Алай-Тянь-Шаньской системами заслуживает самого пристального внимания. Линия раздела прослеживается в направлении с юго-запада на северо-восток, следуя за простираем Гиндукуша от Читрала до оз. Каракуль, и отмечается довольно высокими значениями градиента аномалий силы тяжести. Этот линеамент может быть связан со сбросом Чаман и его северо-восточным продолжением, которое, вероятно, может переходить в крупный сброс, ограничивающий южную оконечность Тянь-Шаня.

Помимо рассмотренных, можно выделить еще несколько особенностей геофизических полей вдоль этого линеамента.

1. В области между Джурмом (южнее Файзабада) и Мургабом, где сброс Чаман пересекается с Гератским сбросом, можно выделить типичное скопление Гиндукушских землетрясений (протяженностью 400 км и шириной 60–80 км) с промежуточными фокусами. Эта сейсмическая зона точно следует тренду линеамента.

2. Этот линеамент определяет границу поднятия примерно до 8000 м на Памире и погружения порядка 6000 м в Таджикском бассейне.

3. По профилю ГСЗ в Памиро-Алайской горной системе [25], который пересекает предполагаемый линеамент на широте приблизительно $39^{\circ}30'$, было установлено, что в данном районе поверхность Мохоровичича имеет чрезвычайно крутые склоны или, вероятно, скачок, который можно интерпретировать как реверберация в коре от возмущения в верхней мантии.

4. Вдоль этого линеамента к востоку от Читрала нами выделяется изолированная интенсивная отрицательная магнитная аномалия — в районе, который на остальных участках характеризуется слабым положительным и довольно однородным фоном магнитного поля.

Эти факты оставляют мало сомнений в том, что сброс Чаман и его северо-восточное продолжение являются одним из наиболее значительных линеаментов коры в Памир-Гималаи-Гиндукушской зоне сочленения и служит отображением геодинамических процессов, которые происходят в мантии и которые еще необходимо объяснить.

Магнитные обсерваторий и официальные магниторазведочные работы. Первая магнитная обсерватория в Индии была создана в 1840 г. в Колаба (возле г. Бомбея) [130]. С 1846 по 1905 г. данные по обсерватории Колаба публиковались Н.А. Моосом [155]. Другие обсерватории в Индии были учреждены Геологической службой Индии гораздо позже; их деятельность дополнялась регулярными магнитными съемками страны, которые начали проводить с 1901 г. В число этих обсерваторий входят: Дарадун (Гималаи) — создан в марте 1902 г.; Кодайканал (Южная Индия) — в августе 1902 г.; Барракпоре (Калькутта) — в августе 1903 г., Тоунгу (Бирма) — в декабре 1904 г.

К сожалению, обсерватории в Кодайканале, Барракпоре и Тоунгу были закрыты в 1923 г., и поэтому все исследования по изучению магнитного поля ограничивались деятельностью обсерватории в Дарадуне, функционировавшей до 1943 г., когда она была выведена из строя наводнением.

В 1953 г. современная геофизическая обсерватория была создана в г. Кветта (Пакистан) на основании соглашения между правительством Пакистана и ЮНЕСКО. Обсерватория в Кветте оборудована магнитографом Руска, земным индуктором Аскания, тремя приборами типа QHM, двумя приборами типа BMZ, двумя полевыми магнитными весами Аскания с визуальным регистратором для H и Z . В настоящее время деятельность обсерватории контролируется Метеорологическим департаментом Пакистана [21].

Периоды деятельности магнитных обсерваторий на Индостанском субконтиненте и в районе Памира и Тянь-Шаня приведены ниже (в порядке убывания широты):

Келас	1936 г. — настоящее время
Ташкент	1882 — 1900 гг.
"	1920—1936 гг.
Дарадун	1902—1943 гг.
Кветта	1954 г. — настоящее время
Барракпоре	1903—1923 гг.
Колаба	1840—1905 гг.
Алибаг	1904 г. — настоящее время
Кодайканал	1902—1923 гг.
"	1950 г. — настоящее время

Наличие большого числа обсерваторий позволяет проводить вполне удовлетворительные определения вековых вариаций геомагнитного поля.

Магнитная съемка Индии начата в ноябре 1901 г. и продолжалась до 1923 г., но основные работы, которые включают 1401 полевою станцию и 80 повторных пунктов, выполнялись с 1902 по 1913 г. На каждой станции определяли склонение, угол наклона и горизонтальную составляющую; полученные данные, редуцированные к периодам 1909 и 1920 гг., были опубликованы в 1925 г. [167]. Полевые работы на повторных станциях не возобновлялись до начала второй мировой войны, когда была срочно разработана программа измерений на повторных станциях, расположенных по всей Индии [170]. Эти наблюдения продолжались до 1945 г.; восстановлены были все станции заново. Данные, относящиеся к этой работе, можно найти в "Техническом отчете" Геологической службы Индии за 1947 г. [172]. Среди повторных станций можно выделить Равалпинди, на которой наблюдения проводились

в 1856 г., а также в последующие годы: 23.11. 1919; 2.11. 1930; 3.03. 1943 и 10.12. 1947. Эта станция была базовой станцией при наблюдениях в Каракуме и Гиндукуше, выполняемых в течение 1954, 1955 и 1961 гг.

Магнитометрические наблюдения в Гималаях, Каракоруме и Гиндукуше. До 1850 г. наблюдения геомагнитного поля на Индостанском субконтиненте были выполнены всего лишь в 30 точках; при этом в большинстве случаев определяли только склонение. Такой была обстановка, когда братья Г., А. и Р. фон Шлейгинвейт предприняли экспедицию в Каракорум, Тибет и Туркестан [159–162]. Путешествие братьев фон Шлейгинвейт началось в г. Бомбее в сентябре 1854 г. и продолжалось до 1857 г. Основными задачами этой экспедиции было наблюдение за изменением магнитного поля Земли на 78 станциях, 12 из которых располагались в Пенджабе, в долине р. Синхе и на берегу залива Кач, 21 станция — в Гималаях, 12 — в Тибете, 1 — на Каракорумском перевале и 2 — в Туркестане. Измерения выполнялись при помощи английских инструментов, изготовленных Джоунсом и Барроу.

Регулярные магнитные исследования в Индии начались в 1901 г., но они не распространялись дальше подножий Гималаев. Вся область высоких горных цепей Гиндукуша оставалась за пределами официальных наблюдений, и для получения представлений о магнитном поле в этой части континента следует полагаться на результаты различных научных экспедиций, которые исследовали эту страну.

Первой после экспедиции братьев фон Шлейгинвейт, целью которой было измерение элементов магнитного поля в Каракоруме и Туркестане, была экспедиция, специально организованная в 1905–1910 гг. факультетом земного магнетизма Института Карнеги в Вашингтоне, который был основан в 1904 г. для получения данных о магнитном поле в тех регионах, где подобная информация отсутствовала и где не было организаций, оснащенных необходимой аппаратурой.

В процессе работы этой экспедиции наблюдали склонение, горизонтальную составляющую и угол наклона на 308 станциях в Азии, из которых 32 располагались в азиатской части России, 142 — в Китае и 9 — в северной части Индии. Результаты были опубликованы Бауэром [94] без какой-либо редукции за ежедневные или вековые вариации. Особый интерес представляют 55 станций, расположенных в рассматриваемом регионе и представляющих первостепенную важность; среди них следует выделить те, которые были обследованы Сауэрсом в Туркестане и Каракоруме [164].

Следующей была итальянская экспедиция под руководством Де Филиппи в 1913–1914 гг., в которой Абетти и Алессио наблюдали склонение, горизонтальную составляющую и угол наклона на 12 станциях, расположенных по маршруту, пересекающему Гималаи и Каракорум от г. Сринагара в Кашмире до г. Кашгара в Туркестане [91].

Работа, начатая экспедицией Де Филиппи, была продолжена в 1929 г. научной экспедицией на леднике Балторо, которую возглавлял Сполетский. В этой же экспедиции Кугия наблюдал три компонента магнитного поля на 8 станциях в Балтистане [99].

Следует также упомянуть и две немецкие экспедиции в Северном Тянь-Шане, Джунгарии, Западном Китае, Тибете и Ладакхе, которые проводились в 1926–1928 и 1935–1937 гг. под руководством Филчнера [113, 114]. Наблюдались три компонента магнитного поля на 242 станциях; 96 из этих наблюдений (56 в первую экспедицию и 40 во вторую) располагаются достаточно близко к интересующему нас региону и поэтому могут быть использованы при установлении общего тренда магнитного поля вблизи Каракорума. С 1926 по 1928 г. Филчнер наблюдал магнитное поле при помощи магнитного теодолита, построенного Шульце в Потсдаме. Эта серия наблюдений была начата в Павловске (Ленинград) и Ташкенте и завершилась в Дарадуне. Наблюденные значения без введения поправок за дневные или вековые вариации были опубликованы Венске в 1931 г. [175, 176].

Наблюдения экспедиции 1935–1937 гг. были обработаны Фанселоу в 1943 г. и опубликованы в такой же форме, как и прежние данные [112].

В работах второй экспедиции Филчнер пользовался теми же приборами, что и в первой экспедиции, но для определения угла наклона использовал земной индуктор. Кроме того, у Филчнера был магнитометр Шмидта, при помощи которого

он провел обширную съемку. Однако, к сожалению, полевые материалы по определению постоянных этих приборов были потеряны во время войны и большое количество данных, накопленных исследователем, невозможно было восстановить. Обработка наблюдений второй экспедиции была запланирована в три этапа, из которых были опубликованы только результаты первого.

Следующие (и на сегодня последние) магнитные наблюдения в зоне сочленения Гималаев — Каракорума — Гиндукуша были выполнены Марусси в экспедициях 1954, 1955 и 1961 гг., которые возглавлял Десио [142]. Во время первых экспедиций 1856—1929 гг. было получено только 10 полярных магнитных наблюдений в Каракоруме, в то же время в области Гилгит и в Гиндукуше наблюдений не имелось [105].

Программой этих экспедиций предусматривалось продолжить магнитную съемку, выполненную в пределах платформы, в неисследованных областях Каракорума и Гиндукуша, а также повторить наблюдения на возможно большем количестве станций, которые работали в прошлом, в целях определения вековых вариаций [108].

Во время экспедиции 1954 г. были выполнены наблюдения на 40 станциях вдоль долины р. Инд (от Сасли до Багича, вблизи Толти), долины р. Гилгит (от Сасли до Хайм), долин рек Шигар и Бралду и на леднике Балторо (от Скарду до Урдукас); во время экспедиции 1955 г. — на 26 станциях вдоль долин рек Читрал и Ярхун (от Дроша до Ишкавара), в верховьях долины р. Гилгит (от Хайма до Даркота) и вдоль долины р. Каган от Чилас до Балакота. В экспедиции 1961 г., которая проводилась в Афганистане, наблюдения были выполнены на 24 станциях вдоль маршрутов, которые пересекли Гиндукуш от Кабула до Кундуза и от Файзабада через Джурм до Джелалабада, а также на станциях Файзабад, Зебак, Газни, Хаджар, Бамиан и Панджао. При всех наблюдениях измерения выполняли как на вертикальной, так и на горизонтальной составляющих магнитного поля.

Вычисление магнитных аномалий и интерпретация. Для большинства станций, для которых получены повторные значения, прослеживается вполне регулярный тренд вековых вариаций, но имеется и несколько исключений (например, для Скарду, Сринагара, Пешавара, Беллари, Утакаманду), которые, по-видимому, можно объяснить ошибочными наблюдениями в прошлом. Этот вопрос рассматривается в работе Марусси [142]. Установленные таким способом вековые вариации были использованы для редукции к эпохе старых станций, для которых не имелось более поздних данных. Все наблюдения были редуцированы с учетом дневных и вековых вариаций на основе материалов, которые любезно предоставлены Пакистанской геофизической обсерваторией в г. Кветта. Что касается нормальной уровенной поверхности поля, то аномалии, опубликованные в работе Марусси [142], были получены при использовании таблиц для неискаженного поля, как это было предложено Гулати [124, 173]. Впоследствии аномалии, включая те, которые относятся к результатам экспедиции 1961 г. в афганской части Гиндукуша, были пересчитаны заново, с использованием неискаженного поля для 1955 г.

Таким образом, сейчас имеется незначительное количество наблюдений магнитного поля в районе Каракорум — Гиндукуш, что не позволяет выполнить их интерпретацию. Редкие материалы, относящиеся к Тибетскому плато, по-видимому, свидетельствуют о существовании сравнительно неискаженного поля, в котором преобладают отрицательные аномалии. Это позволяет предположить наличие мощного осадочного слоя, перекрывающего глубинные магнитные породы. В то же время по мере перемещения на запад вдоль долины верховьев р. Инд аномалии вертикальной составляющей становятся все менее интенсивными (или даже положительными согласно принятой уровенной поверхности), что согласуется с близостью обнажений основных пород.

Как отмечалось выше, при рассмотрении гравитационных аномалий, в районе Гиндукуша (восточнее Тирих-Мира в Читрале) наблюдается довольно интенсивная и локализованная отрицательная аномалия вертикальной составляющей магнитного поля, что было отмечено на станциях Чаран, Гупис, Гакуч и Хайм. Эта аномалия четко подтверждается соответствующими низкими значениями горизонтальной составляющей поля.

Далее на север и северо-запад обнаруживается совершенно другая структура геомагнитного (и гравитационного) поля в районах Таджикской депрессии, Южного Тянь-Шаня и Памира. Здесь как для положительных, так и для отрицательных аномалий характерна их четкая группировка, которую можно сопоставить с тектоническими особенностями района. Аномалии вертикальных компонент поля, изученные в этом регионе довольно тщательно [16, 50], соответствуют структуре палеозойских формаций, дислоцированных в герцинский орогенический период. Их простираение составляет почти прямой угол с альпийским трендом в Бадахшане, и этот факт интерпретируется как свидетельство того, что, хотя эти формации были вовлечены в альпийскую орогению, они все еще сохраняют свои первоначальные линеаменты. Следует также упомянуть, что тренды магнитных аномалий и их интенсивность почти не подвержены воздействию аллювиального заполнения (независимо от его глубины). Это, вероятно, можно интерпретировать как доказательство того, что их источник следует искать в самом глубоком слое земной коры.

Наконец, необходимо обратить внимание на то, что тренды региональных магнитных аномалий, интенсивность которых в большинстве случаев незначительна и редко достигает значений свыше 500 γ , в значительной степени зависят от выбора уровня поверхности, используемой при вычислениях. Поэтому для сопоставления магнитных аномалий по обе стороны от Гималайской системы предварительно следует договориться о выборе стандартного поля.

Глава 2

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА УЧАСТКЕ ПРОФИЛЯ ЗОРКУЛЬ — НАНГА-ПАРБАТ

В 1974—1978 гг. взрывы в пунктах Каракуль и Зоркуль, а также взрывы в Пакистане на оз. Санго Сар вблизи Нанга-Парбат (ПВ Нанга-Парбат) и в Лоуренспуре (ПВ Атток) позволили получить материал, результаты интерпретации которого обсуждаются в настоящей главе.

Аппаратура, условия возбуждения и регистрации колебаний. Регистрация взрывов на пакистанском участке проводилась в 1974 г. четыремя, а в последующие годы девятью передвижными одноканальными сейсмическими станциями типа "Марс-66", оснащенными двухгерцовым сейсмографом, устройством привязки к радиосигналам точного времени и встроенной службой времени с кварцевым генератором.

Полевые работы затруднялись сложностью их проведения в труднодоступном районе и неблагоприятными погодными условиями. Условия рельефа местности и недоступность ряда районов вынуждали иногда располагать регистрирующие станции на значительном расстоянии от условной линии профиля (рис. 55). Перечень произведенных взрывов и пригодных для интерпретации записей приведен соответственно табл. 20 и 21.

В целом на пакистанском участке профиля получено 14 пригодных к интерпретации сейсмограмм из пункта взрыва Нанга-Парбат (N) и 6 — из пункта взрыва Каракуль (Q). Сейсмическая энергия от взрывов в оз. Зоркуль (Z) оказалась недостаточной для получения качественных записей. Только на станции 48, ближайшей к Z , получена одна сейсмограмма с группой волн от взрыва 14.09. 1974 г. Фазовая корреляция этих записей с сейсмограммами пакистанского участка профиля приведена на рис. 56.

Волновое поле. Взрывы в пункте N обеспечивают хорошие записи на всем протяжении пакистанского участка профиля. В СССР четкие вступления из ПВ N прослеживаются до 370 км (см. часть первую). Вступления от взрывов Q коррелируются на расстояниях до 330 км, тогда как на территории Индии волны из этого пункта взрыва записаны на расстояниях до 530 км. По-видимому, высокий уровень помех на расстоянии 330 км от пункта K , вызванный течением реки, ухудшает соотношение сигнал — шум на сейсмограммах. Отсутствие данных на участке профиля южнее Зоркуля длиной около 100 км нарушает непрерывную корреляцию и понижает надежность интерпретации.

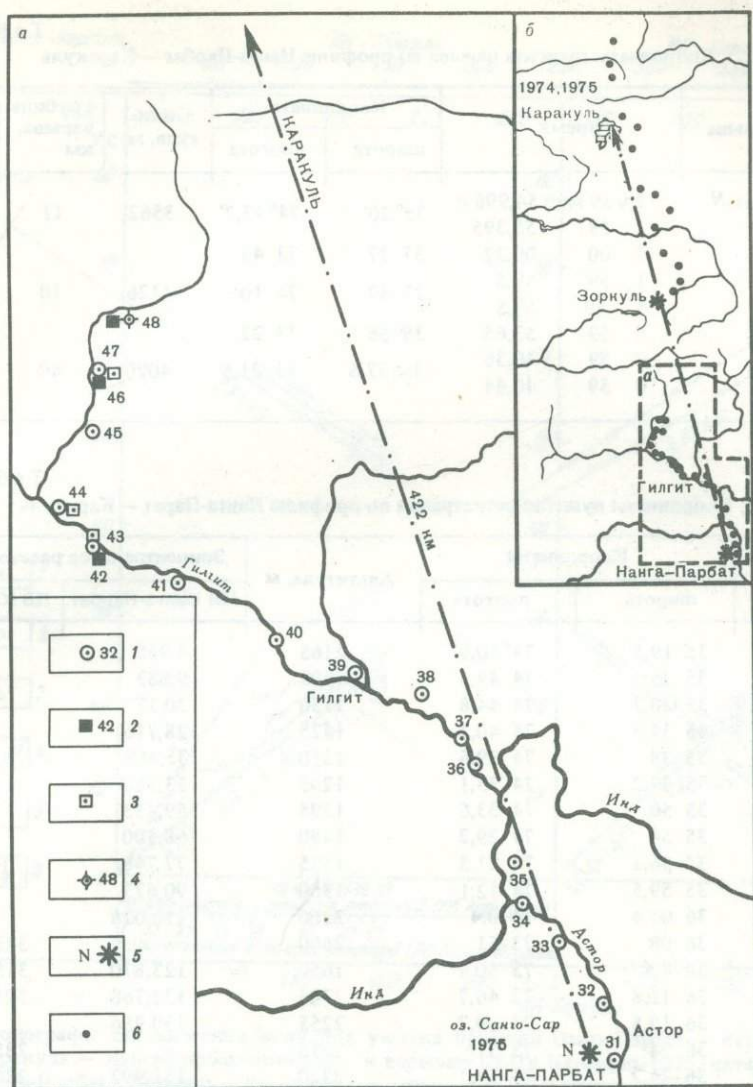


Рис. 55. Схема расположения станций и пунктов взрыва на участках профиля Нанга-Парбат – Зоркуль (а) и Нанга-Парбат – Каракуль (б)

1–4 – точки регистрации взрывов из пунктов: 1 – Нанга-Парбат, 2 – Каракуль-1974, 3 – Каракуль-1975, 4 – Зоркуль; 5 – пункты взрыва; 6 – пункты наблюдений на участке профиля Нанга-Парбат – Каракуль

На полученных сейсмограммах возможно коррелировать и идентифицировать ряд основных групп волн и на этой основе сделать предварительные выводы о строении земной коры в исследуемом районе.

Записи, полученные от взрывов в пункте *N* (0–153 км; 160–250 км – разрыв; 255–370 км). Можно выделить следующие основные сейсмические волны.

1. Рефрагированные волны в верхней части земной коры. Диапазон изменения кажущихся скоростей от 6,0 до 6,6 и 6,7 км/с. Между слоями со скоростями 6,6 и 6,7 км/с возможно существование низкоскоростного слоя (6,1 км/с). Эти группы волн записаны в первых вступлениях на всем пакистанском участке профиля (0–153 км). Прямые волны со скоростью 5,7 км/с прослеживаются на первых 35 км профиля. Ряд других слабых групп волн представлен в последующих вступлениях.

2. Рефрагированные волны, связанные с верхней частью мантии, с кажущимися скоростями 8,2 км/с. Эта группа волн коррелируется на записях, полученных в

Координаты пунктов взрыва по профилю Нанга-Парбат – Каракуль

Пункт взрыва	Время	Координаты		Аль- туда, м	Глубина взрыва, км	Величина заряда, т	
		широта	долгота				
Нанга-Парбат <i>N</i>	2 ч 59 мин 54,996 с	35° 20'	74° 47,7'	3562	11	1,6	
	2 59 55,395						2,4
Зоркуль <i>Z</i>	11 00 00,22	37 27	73 45	4126	10	5	
	1 59 59,5						10
Каракуль <i>Q</i>	1 59 57,5	27 47	74 10	4090	60	10	
	0 59 53,65	38 56	73 22				
	0 59 40,36	38 57,5	73 21,5				5
	0 59 40,64						5

Таблица 21

Координаты пунктов регистрации по профилю Нанга-Парат – Каракуль

Станция	Координаты		Аль- титуда, м	Эпицентр- альное расстояние, км	
	широта	долгота		ПВ Нанга-Парбат	ПВ Каракуль
31	35° 19,5'	74° 50,9'	2165	4,936	
32	35 25	74 49,6	1905	9,683	
33	35 30,7	74 44,8	1750	20,177	
34	35 34,3	74 40,3	1525	28,716	
35	35 38	74 39,6	1310	35,468	
36	35 47,2	74 35,1	1295	53,780	
37	35 50	74 33,6	1295	59,423	
38	35 54	74 29,2	1490	68,800	
39	35 56,1	74 21,3	1525	77,748	
40	35 59,5	74 12,1	1900	90,673	
41	36 05,4	74 0,4	2200	110,078	
42	36 08	73 51	2600		323,430
43	36 8,4	73 50,9	1650	123,870	315,751
44	36 11,8	73 46,7	2785	132,768	308,720
45	36 19,8	73 50,7	2255	139,986	
46	36 24	73 51	2315		285,098
47	36 24,2	73 51,1	2320	152,992	286,876
48	36 30	73 52	2315	154,196	273,631
48	36 30	73 52	2315	Эпицентр- альное рассто- яние от ПВ Зоркуль, км	105,938

СССР, на расстояниях в 250–370 км; свыше 300 км корреляция очень неуверенная. Отсутствие данных в интервале наблюдений 160–250 км не позволяет определить критическое расстояние для этих волн.

3. Отраженные волны, связанные с границей кора – мантия и вступающие в последующей части записей на том же участке профиля (250–370 км). Эту фазу можно предположительно сопоставить с пакистанским участком профиля от 110 до 147 км на временах от 29 до 33 с. По годографам можно, по-видимому, сделать вывод о существовании заметной скоростной инверсии на расстояниях 160–250 км. Действительно, группа волн P_g не выделена среди вступлений на территории СССР (свыше 250 км) и экстраполируемые верхние слои нанга-парбатского участка профиля должны были бы давать более ранние вступления, чем коррелируемые вступления от слоя со скоростью 8,2 км/с.

Записи, полученные от взрывов в пункте *Q* (в интервале наблюдений 0–163 км, 170–280 км – разрыв, 290–315 км, 522–532 км). Можно выделить следующие основные сейсмические волны.

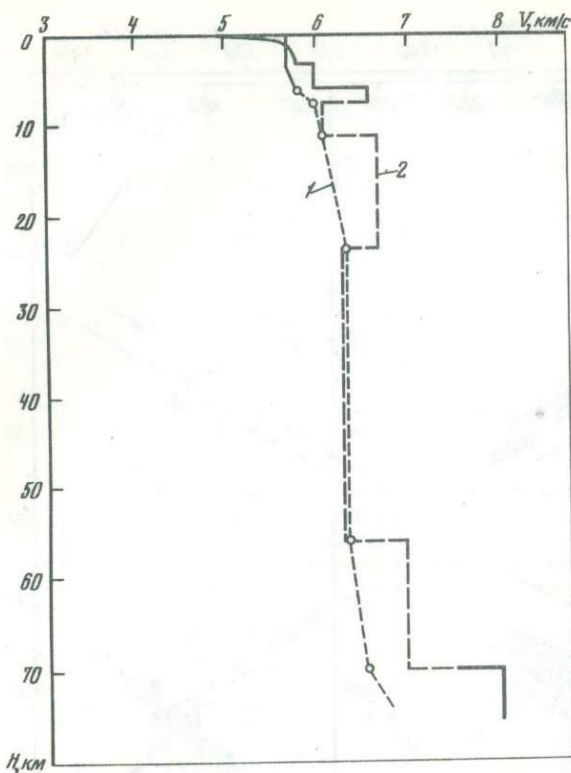


Рис. 57. Изменения средних (1) и пластовых (2) скоростей распространения сейсмических волн для района Нанга-Парбата

Записи, полученные от взрывов в пункте Z. Взрывы на Зоркуле удовлетворительно записаны только в СССР (район Памира) до расстояний порядка 140 км от пункта взрыва. В Пакистане единственная удовлетворительная сейсмограмма получена в 1974 г. на ближайшей к пункту взрыва регистрирующей станции 48. На коротком годографе, полученном на советском участке, можно выделить следующие основные волны.

1. Рефрагированные волны в верхней части земной коры. Диапазон изменения кажущихся скоростей от 5,0 до 5,4; 5,8; и 6,5 км/с; прямые волны со скоростью 4,8 км/с прослеживаются на первых 8 км профиля.

2. Скачок в корреляции, связанный, вероятно, с разломом,

имеющим поднятое крыло со стороны пункта взрыва. На опущенном крыле наблюдается пониженная кажущаяся скорость.

Оценивая результаты, полученные на участке профиля Зоркуль — Каракуль, можно отметить, что встречные годографы дают одинаковые значения скоростей в верхней части земной коры и практически горизонтальнослоистую ее структуру.

Скоростной разрез и модель земной коры. При построении скоростного разреза потребовалось введение упрощений и неконтролируемых допущений, основанных на известных региональных особенностях строения земной коры (рис. 57). Полученные результаты относятся к району массива Нанга-Парбат. Эти результаты достаточно достоверны в своей верхней части и на уровне границы Мохоровичича; что касается вышеупомянутой низкоскоростной зоны (24—56 км) и толщины слоя в низах земной коры со скоростью 7,0 км/с, то прямых доказательств приведенных значений нет.

Если предположить существование слоя со скоростью 7,0 км/с толщиной 14 км, то из общего уравнения времени пробега можно сделать вывод о существовании низкоскоростного слоя со средней скоростью порядка 6,3 км/с и толщиной ~30 км.

В целом в верхней части земной коры обнаружены относительно высокие скорости. Сравнивая их со скоростями, полученными в районе Лоуренспура и на Памире, можно заключить, что земная кора в районе Нанга-Парбата в ее верхней части имеет anomalously высокие сейсмические скорости. Ниже следует мощный слой со скоростной инверсией, покрывающий нижнюю часть коры, со скоростью 7,0 км/с. Так как низкоскоростной слой расширяется, по-видимому, в направлении Лоуренспура, то слой верхней части коры с высокой скоростью является, скорее всего, местной особенностью района Нанга-Парбата и, вероятно, района изостатических гравитационных аномалий вокруг Гилгита.

С учетом скоростного разреза земной коры в районе Нанга-Парбата и скоростей в верхней части коры, полученных для районов Зоркуля и Каракуля, предлагается примерная модель строения земной коры под Каракорумом и Памиром (рис. 58).

Из нее вытекают следующие основные региональные особенности:

1) верхняя часть коры (0—24 км) в районе массива Нанга-Парбат состоит из высокоскоростных слоев, покрывающих мощную низкоскоростную зону;

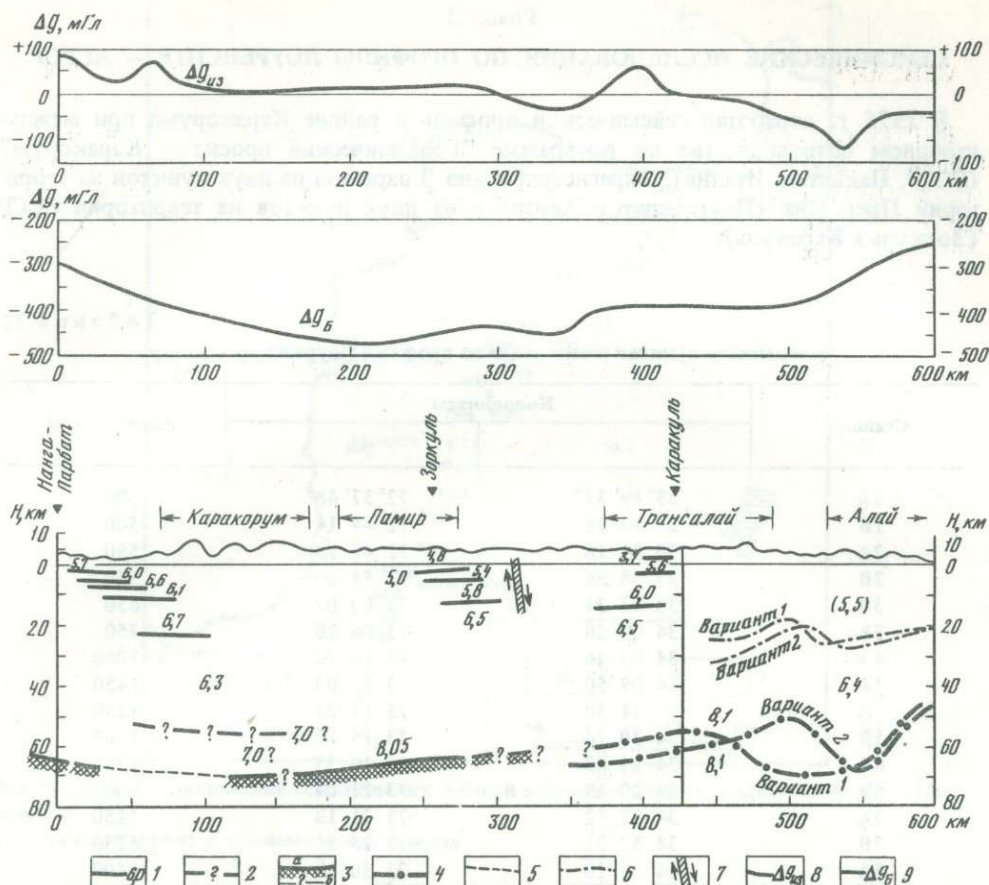


Рис. 58. Сейсмический разрез Нанга-Парбат – Каракуль

1 – сейсмические границы в земной коре, построенные по уверенным данным; 2 – то же, по неуверенным данным; 3 – поверхность Мохоровичича (а – по уверенным данным, б – по неуверенным данным); 4 – то же, по наблюдениям на территории СССР в 1956 г. [53]; 5 – интерполяция данных; 6 – внутрикоровые преломляющие границы по наблюдениям на территории СССР в 1956 г. [53]; 7 – разлом, стрелками показаны относительные движения блоков земной коры по обеим сторонам разлома; 8 – изостатические аномалии силы тяжести; 9 – аномалии Буге

2) верхняя часть коры в районах Зоркуля и Каракуля, прослеженная только на первых 15 км, имеет нормальные скорости; скорость в нижнем выделенном слое (около 6,5 км/с) сопоставима со скоростью в районе Каракорума (6,7 км/с);

3) нижняя, симатическая часть коры района Нанга-Парбата состоит, вероятно, из относительно тонкого слоя (13–15 км) со скоростью 7,0 км/с, на что указывают результаты, полученные на профиле Лоуренспур – Нанга-Парбат;

4) средняя граничная скорость на границе Мохоровичича под Каракорумом и Памиром составляет 8,05 км/с, а глубина ее залегания достигает своего максимального значения 70 км под Каракорумом. По направлению к Памиру и Нанга-Парбату глубина уменьшается примерно до 60 км.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ПРОФИЛЮ ЛОУРЕНСПУР – АСТОР

В 1975 г. отработан сейсмический профиль в районе Каракорума при международном сотрудничестве по программе "Геофизический проект – Каракорум" (СССР, Пакистан, Италия). Зарегистрировано 8 взрывов из двух пунктов на территории Пакистана (Лоуренспур и Астор) и из двух пунктов на территории СССР (Зоркуль и Каракуль).

Таблица 22

Координаты пунктов регистрации по профилю Лоуренспур – Астор

Станция	Координаты		Альтитуда, м
	с.ш.	в.д.	
1A	33° 49' 37"	72° 37' 48"	500
1B	33 49 36	72 44 14	500
2A	33 54 18	72 47 28	550
2B	33 58 56	72 54 24	550
3A	33 58 24	73 00 07	650
3B	34 00 26	73 06 26	750
4A	34 05 46	73 10 32	1050
4B	34 09 50	73 12 03	1450
5A	34 14 30	73 14 24	1250
5B	34 20 24	73 15 00	1200
6A	34 24 03	73 19 35	1250
6B	34 29 53	73 21 04	900
7A	34 32 42	73 21 13	1150
7B	34 37 32	73 25 51	1250
8A	34 39 20	73 30 50	1400
8B	34 43 25	73 31 29	1500
9A	34 49 17	73 34 48	2150
9B	34 51 59	73 36 28	2400
10A	34 55 39	73 41 26	2480
10B	34 56 20	73 46 34	2700
11A	34 56 49	73 52 32	2910
11B	34 59 52	73 57 01	3100
12A	35 05 11	73 55 46	3400
12B	35 07 11	73 58 50	3550
13A	35 11 03	74 03 44	3400
13B	35 15 45	74 06 23	2100
14A	35 16 31	74 08 02	1620
14B	35 23 43	74 08 22	1200

Таблица 23

Данные по использованным источникам возбуждения

Номер основных и дублирующих взрывов	Время	Пункт взрыва
3A	00 ч 59 мин 40,36 с	Каракуль
2	01 59 59,50	Зоркуль
3	02 59 54,996	Астор
4	03 59 58,13	Лоуренспур
1A	00 59 49,64	Каракуль
2A	01 59 57,50	Зоркуль
3A	02 59 55,395	Астор
4A	03 59 51,96	Лоуренспур

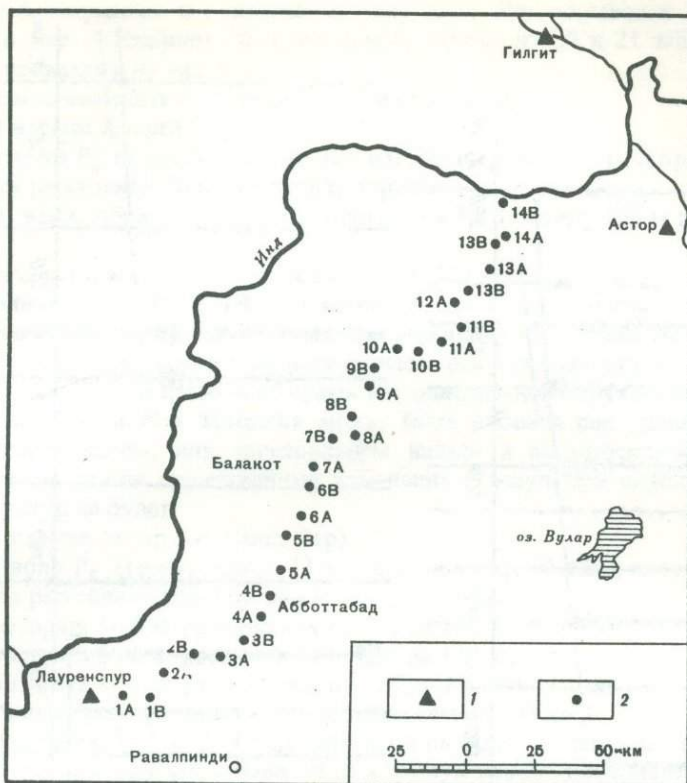


Рис. 59. Схема расположения сейсмических станций и пунктов взрыва на профиле Астор – Лоуренспур
 1 – пункты взрыва; 2 – сейсмические станции

Наблюдения выполнены двумя группами ученых – из Милана и Неаполя, на 6 и 8 сейсмометрах соответственно. Все регистрирующие станции – типа “Марс-66” с привязкой ко времени по радиосигналам точного времени или от встроенной службы времени с кварцевым генератором; в последнем случае на второй дорожке ленты записывался контрольный радиосигнал точного времени. Кроме того, неаполитанская группа имела регистр с видимой записью для визуального контроля одной из станций.

Записи получены в 28 пунктах на участке профиля длиной около 240 км; координаты и высоты над уровнем моря приведены в табл. 22 (А и В означают записи 15.08. 1975 и 20.08 1975 соответственно). Положение пунктов регистрации показано на рис. 59. Часть записей не использована по техническим причинам. В табл. 23 приведены данные по взрывам.

Координаты		Альтитуда, м	Величина заряда, т
с.ш.	в.д.		
37° 05' 0"	73° 25' 0"	4090	5
37 47 0	74 10 0	4126	10
35 20 0	74 47 7	3562	1,6
33 50 8	72 27 4	390	2
39 05 0	73 25 0	4090	10
31 47 0	74 10 0	4126	2,4
35 30 0	74 47 7	3562	2
33 50 8	72 27 4	390	2

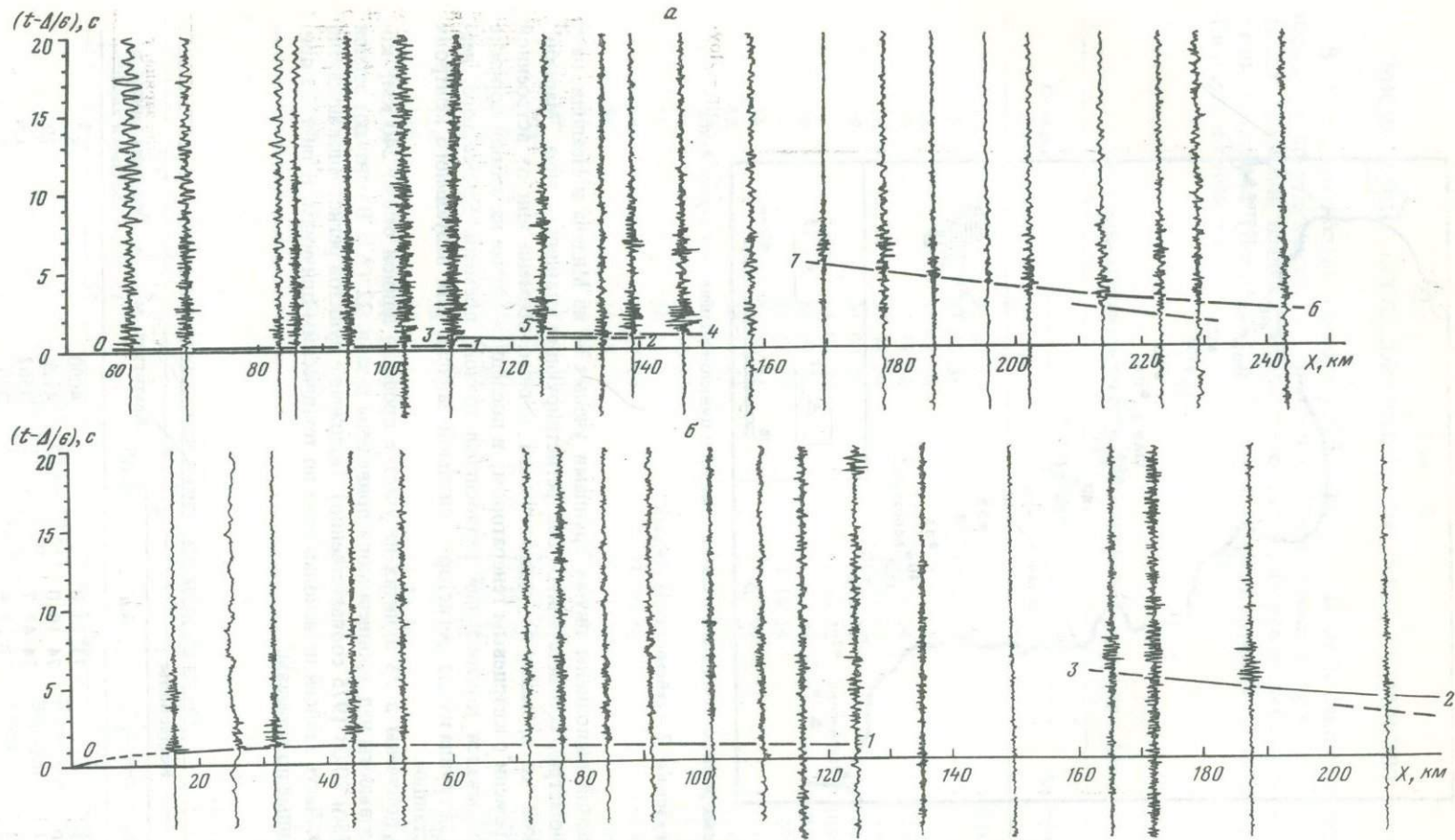


Рис. 60. Монтаж сейсмограмм, полученных из пунктов взрыва Астор (а) и Лоуренспур (б)
 Показаны годографы первых преломленных волн и волн, отраженных от поверхности Мохоровичича (цифра у годографа соответствует отрезку кривой на рис. 61 и 62)

Сводные сейсмограммы и основные группы волн. Для взрывов в Лоуренспуре и в оз. Санго Сар составлены сводные сейсмограммы из 20 и 21 записи соответственно. Они приведены на рис. 60.

По ним можно выделить следующие волновые группы.

Из пункта взрыва Лоуренспур:

1) группа волн P_g на расстоянии до 125 км (годографы 0–1), скорость 6,0 км/с достигается на расстоянии 50 км от пункта взрыва;

2) группа волн, образующая ветвь годографов 3 и 2, между 165-м и 230-м километром;

3) волны P_n , вступающие на расстоянии около 210 км.

На расстояниях от 100 до 180 км принимаемая энергия очень мала. Поэтому интенсивности волновых групп невелики и корреляция ненадежна. По этой же причине нельзя исключить наличие промежуточной оси синфазности между ветвями годографов 0–1 и 3–2. В настоящее время нет однозначного объяснения временной задержки между ними. Эта задержка может быть вызвана или одним мощным и низкоскоростным слоем, или чередованием низко- и высокоскоростных слоев. Однако в любом случае существенных изменений в результате определения нижележащих структур не будет.

Из пункта взрыва Астор (оз. Санго Сар):

1) группа волн P_g (годографы 0–1) на расстоянии до 110 км, скорость 6,0 км/с достигается на расстоянии порядка 60 км от пункта взрыва;

2) ветвь возврата 3–2 на расстояниях от 110 до 140 км;

3) ветвь возврата 5–4 на расстояниях от 125 до 150 км;

4) ветвь возврата 7–6 на расстояниях от 170 до 240 км;

5) группа волн P_n , вступающая на расстоянии свыше 200 км.

Ветви годографов 3–2 и 5–4 определены очень надежно, так как интенсивность волновых групп высока, что указывает на хорошую передачу сейсмической энергии в противоположность другим полученным результатам. Кроме того, как и в первом случае, возникает трудность в объяснении временной задержки между ветвями годографов 5–4 и 7–6.

Скоростной разрез и строение земной коры. Для определения зависимости скорости от глубины выбрана горизонтальнослоистая модель коры с линейным изменением скорости в каждом слое. Оценка проводилась на ЭВМ методом последовательных приближений.

Результаты обработки приведены на рис. 61 и 62. Они, естественно, отражают основные особенности записи, выделенные на сейсмограммах. В частности, можно видеть, что для пункта взрыва Лоуренспур выделяется только один низкоскоростной слой на глубине от 12 до 42 км.

Низкие значения скоростей в поверхностных слоях соответствуют мощному осадочному чехлу Индо-Гангского предгорного прогиба. Скорость 8 км/с получена на глубине 59 км. В нижней части коры градиент скорости мал, что указывает на плавный переход от коры к мантии.

Более детальный скоростной разрез получен для пункта взрыва Астор. Здесь выделены мощный низкоскоростной слой (21–52 км) и два более тонких слоя в верхней части коры. Поверхностная скорость очень высока (5,6 км/с). С геологической точки зрения подобная скорость может наблюдаться в метаморфизованных слоях земной коры. Скорость 8 км/с достигается на глубине 65 км. И в этом случае значение градиента скорости в нижней части коры указывает на плавный переход от коры к мантии.

На рис. 63 приведены линии равных скоростей. Основными чертами этого скоростного разреза являются: а) возрастающая мощность земной коры от Лоуренспура к Астору (от 59 до 65 км на расстоянии 100 км); б) мощный низкоскоростной слой на всем протяжении профиля, но при умеренной скоростной инверсии; ее среднее значение не превышает 5%; в) высокоскоростные поверхностные слои на северном конце профиля (массив Нанга-Парбат); г) тонкие низкоскоростные слои в верхней части коры того же района.

Толщина коры, полученная по сейсмическим данным, согласуется с кривой аномалии Буге. Значения силы тяжести отрицательные и увеличиваются к северу. В

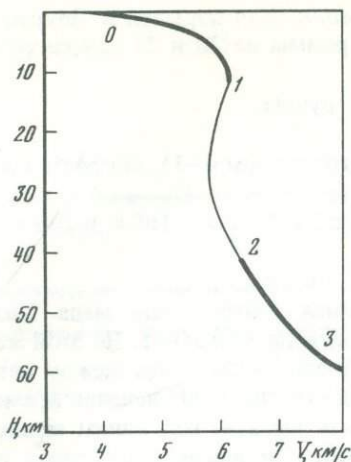


Рис. 61. Зависимость $V = f(H)$, пункт взрыва Лоуренспур
0-3 - номера годографов (см. рис. 60)

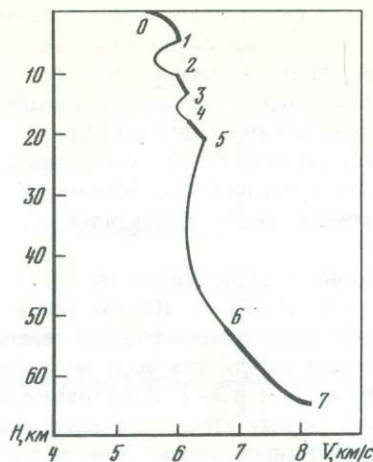


Рис. 62. Зависимость $V = f(H)$, пункт взрыва Астор
0-7 - номера годографов (см. рис. 60)

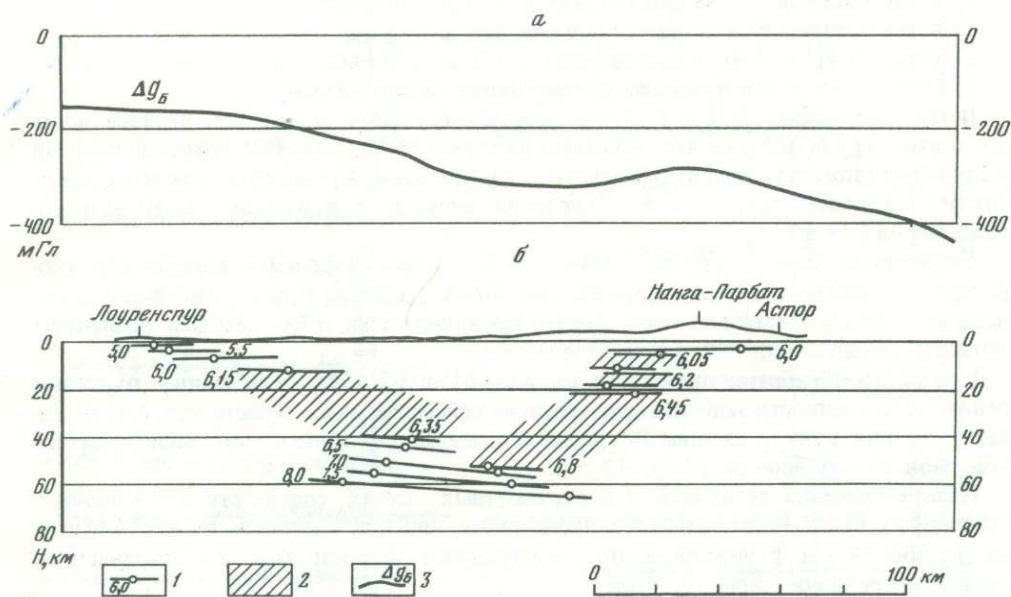


Рис. 63. Кривая аномалий Буге (а) и линии равных скоростей (б) по профилю Лоуренспур - Астор

1 - линии равных скоростей, км/с; 2 - слои пониженных скоростей; 3 - кривая аномалий Буге

районе Нанга-Парбата, где обнаружены высокие поверхностные скорости, наблюдается относительная положительная аномалия силы тяжести.

Приведенные данные указывают на сложное строение земной коры этого района, обусловленное тонкой негоризонтальной слоистостью верхней части разреза, наличием нескольких зон инверсии скоростей и нерезкостью переходной зоны кора - мантия.

ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТОДОМ ГЛУБИННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ В ГИМАЛАЯХ

Исследования методом глубинного сейсмического зондирования в Средних и Высоких Гималаях, в районе Кашмира, выполнялись Национальным геофизическим исследовательским институтом в Хайдарабаде (Индия) в рамках Международного Памиро-Гималайского проекта. Эти исследования выявили строение земной коры и верхней мантии в районе больших хребтов системы Гималаи — Карокорум — Памир. Взрывы, проведенные в районе озер Каракуль и Зоркуль в советской части Памира и в оз. Санго Сар вблизи горы Нанга-Парбат в Высоких Гималаях и зарегистрированные в Кашмире, позволили получить закритические отражения при различных расстояниях между пунктом взрыва и приемником по трем профилям (рис. 64): 1) Нанга-Парбат — оз. Вулар, 2) Зоркуль — Нанга-Парбат — Трал и 3) Каракуль — Сринагар. Те же данные были использованы для определения закона изменения скорости с глубиной в районе Гималаев. В результате обнаружилось, что значения скоростей в земной коре здесь приблизительно на 5–6% меньше, чем в районе Индийского щита, и кора утолщается примерно на 20 км.

С помощью закона изменения скорости с глубиной, установленного для Гималаев, построены глубинные разрезы по трем профилям.

По данным, полученным вдоль профиля 1 (рис. 65), который связывает пункт взрыва Нанга-Парбат и регистрирующее устройство вблизи оз. Вулар в направлении северо-северо-восток — юго-юго-запад, было определено, что поверхность Мохоровичича и другие близкие к ней границы круто погружаются в среднем под углом 15–20° в северо-северо-восточном направлении в Кашмиро-Гималайском районе, от г. Сопура к г. Канзальвану. Поверхность Мохоровичича, залегающая вблизи Сопура на глубине около 45 км, быстро опускается до глубины 54 км в районе оз. Вулар, где она продолжает погружаться в направлении на северо-северо-восток, достигая вблизи Канзальвана глубины около 64 км.

Аналогичным образом сейсмический разрез вдоль профиля 2 (рис. 66), связывающего пункты взрыва Зоркуль и Нанга-Парбат с регистрирующей установкой вблизи г. Трала в направлении северо-северо-запад — юго-юго-восток, также выявляет значительное погружение поверхности Мохоровичича и других, менее глубоких границ примерно на 15–20° в северо-северо-западном направлении в районе между Тралом и приблизительно в 20 км к юго-юго-востоку от Канзальвана. Вдоль этого профиля граница Мохоровичича обнаружена на глубине около 53 км в районе примерно в 10 км северо-северо-западнее Трала, затем она погружается к северо-северо-западу и достигает глубины 64 км примерно на расстоянии 17 км к северо-северо-западу от Сринагара. Далее к северо-северо-западу, в районе Канзальвана, по-видимому, происходит некоторое ее выполаживание на глубине около 70 км. За пределами Канзальвана по сейсмическим разрезам вдоль этих двух профилей (1 и 2) следует изменение направления падения границы Мохоровичича, которая затем начинает подниматься к Нанга-Парбату. Подъем границы Мохоровичича в районе между Канзальваном и горой Нанга-Парбат, вероятно, вызван поднятием Нанга-Парбатского массива, за пределами которого граница Мохоровичича может снова погружаться к северо-северо-востоку. Сравнение глубин ее залегания вдоль профилей 1 и 2 показывает, что под Гималаями эта граница раздела также погружается в юго-восточном направлении со средним углом падения около 10°. Блок земной коры в районе Гималаев между Сопуром и Канзальваном (вдоль профиля 1) и между Тралом и Канзальваном (вдоль профиля 2), видимо, ограничен двумя сильно наклоненными глубинными разломами, которые протягиваются почти до границы Мохоровичича. Предполагаемый глубинный разлом F_{11} – F_{12} может быть связан с интрузивным контактом панджальских траппов.

На основе большого числа вступлений отраженных волн с больших глубин, записанных вдоль профиля 3 от взрывов в оз. Каракуль, а также нескольких вступлений, записанных на профиле 2 от взрывов в оз. Зоркуль, делается вывод о наличии отражающей границы на глубине около 140 км, простирающейся непосредственно из-под Нанга-Парбата до хребтов Памира.

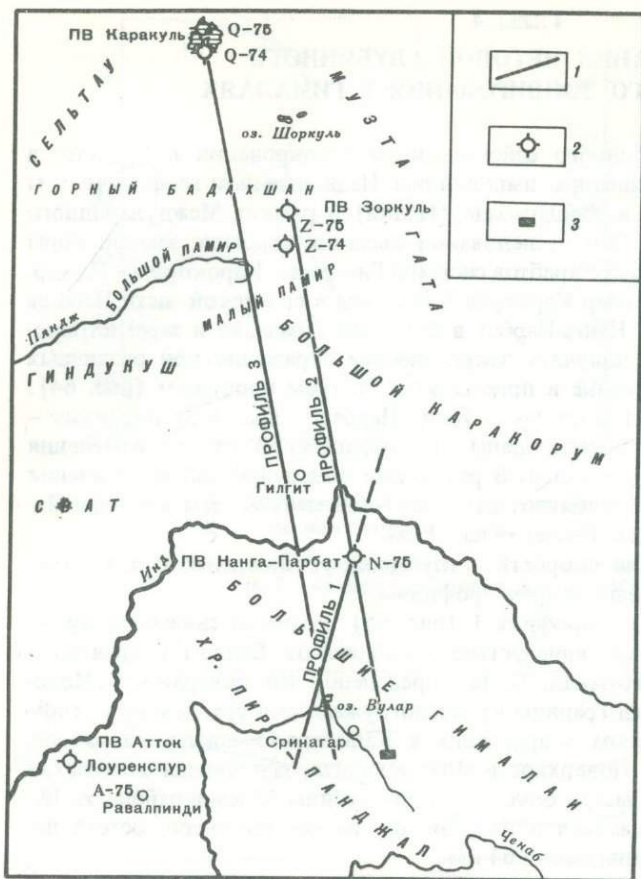


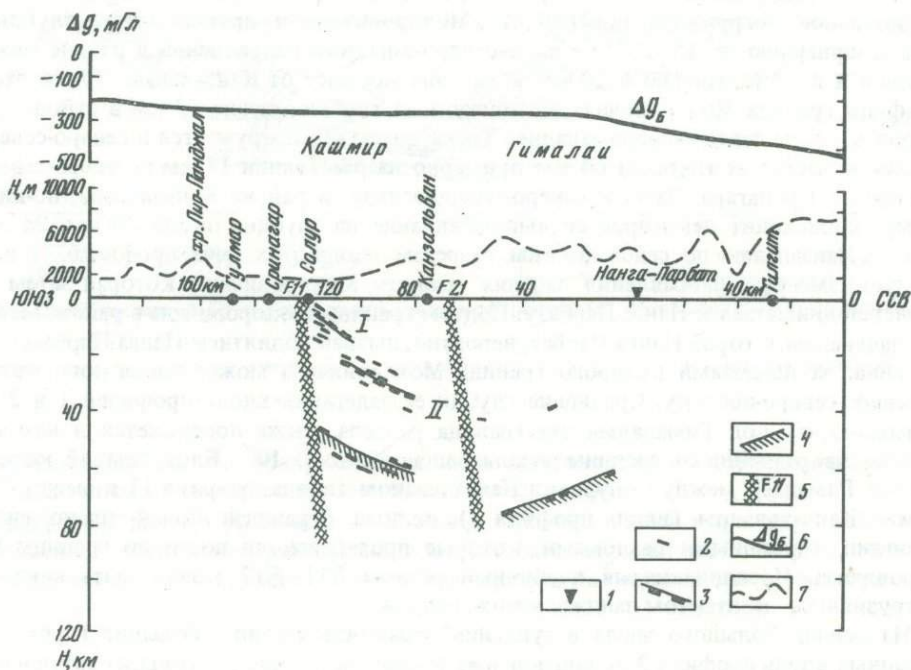
Рис. 64. Схема расположения пунктов взрыва и станций регистрации по профилям 1, 2 и 3

1 — условные линии профилей; 2 — пункты взрыва (Q — Каракуль, Z — Зоркуль, N — Нанга-Парбат, А — Аттот); 3 — пункты регистрации взрывов в районе г. Сринагара (Индия)

Рис. 65. Разрез земной коры по профилю 1

Условные обозначения к рис. 65, 66

1 — пункт взрыва; 2 — отражающие площадки; 3 — условные отражающие горизонты; 4 — поверхность Мохоровичича; 5 — разломы; 6 — кривая аномалий силы тяжести в редукции Буге [141, 144]; 7 — рельеф дневной поверхности; I—III — номера групп отражений, показанных на временном разрезе (см. рис. 69)



Методика наблюдений. В течение сентября 1974 г. в СССР были произведены экспериментальные взрывы в двух районах на территории Памира. Были детонированы два 5-тонных взрыва в оз. Каракуль глубиной 50 м и один взрыв в неглубоких шурфах вблизи оз. Зоркуль. Они были зарегистрированы вблизи Сринагара. Регистрация этих экспериментальных взрывов осуществлялась с помощью двух советских 48-канальных сейсмических станций "Поиск" с магнитной записью при двух выбранных расположениях приемников к северу-западу от Сринагара (см. точки на рис. 64): одно к северу, а другое к югу от оз. Мансбал с расстоянием между сейсмоприемниками 200 м. На том же рисунке показано местоположение пунктов взрыва в оз. Каракуль (Q-74) и вблизи оз. Зоркуль (Z-74).

В последующие годы в СССР была возобновлена работа из этих двух пунктов взрыва: были произведены 5-тонные взрывы в оз. Каракуль и 10-тонные взрывы в окрестности оз. Зоркуль. Кроме них, были произведены взрывы в районе Нанга-Парбата (в оз. Санго Сар) и взрывы в скважинах, пробуренных недалеко от г. Лоуренспура (пункт взрыва Атток). Организацию этих взрывов осуществляли итальянские ученые в содружестве с пакистанскими коллегам. Для регистрации всех этих взрывов использовалась советская 48-канальная аппаратура "Поиск" при расстоянии между сейсмоприемниками 200 м и при двух их расположениях (I и II) на территории Сринагара: расстановка I (длиной около 11 км) вблизи Трала, к юго-востоку от Сринагара, и расстановка II (длиной около 6 км) к северу-западу от Сринагара, вблизи г. Сопур по берегу оз. Вулар. Группы сейсмоприемников объединялись вместе, чтобы улучшить отношение сигнал — шум. Местоположение этих двух регистрирующих установок, как и четырех пунктов взрыва — Каракуль (Q-75), Зоркуль (Z-75), Нанга-Парбат и Атток, также показано на рис. 64, 65. Эти работы позволили получить данные по закритическим отражениям при различных расстояниях между пунктом взрыва и приемниками: около 113—119, 153—163, 192—196, 244—248, 382—388, 430—440, 529—539 и 585—596 км (табл. 24).

По всем данным ГСЗ были построены разрезы земной коры вдоль трех профилей — 1, 2 и 3, показанные на рис. 65.

Профиль 1 идет в направлении северо-северо-восток — юго-юго-запад и связывает пункт взрыва Нанга-Парбат и регистрирующую установку II вблизи Сопура. Удаленные отражения, зарегистрированные по этому профилю, в основном относятся к пункту взрыва Нанга-Парбат. Однако два отрезка годографа, записанные на установке II при взрыве в оз. Зоркуль (Z-75), также включены в этот профиль, поскольку зоны возникновения отраженных волн при этих двух пунктах взрыва различаются незначительно.

Профиль 2 располагается в направлении северо-северо-запад — юго-юго-восток и связывает пункты взрыва Зоркуль (Z-75) и Нанга-Парбат с регистрирующей установкой I вблизи Трала. Взрывы, произведенные в обоих этих пунктах, обеспечили получение закритических отражений данного профиля.

Наконец, профиль 3 связывает пункт взрыва Каракуль (Q-75) с регистрирующей установкой II у оз. Вулар и ориентирован в направлении северо-северо-запад — юго-юго-восток почти параллельно профилю 2 со сдвигом примерно на 40 км. Регистрация взрывов Q-74 и Q-75 из оз. Каракуль обеспечила получение данных по закритическим отражениям вдоль этого профиля. Оба взрыва из пункта Атток также регистрировались на установках I и II, но с этих сейсмограмм едва ли можно использовать какую-либо информацию, поскольку обе установки вытянуты почти поперек направления на пункт взрыва. Кроме того, данные по взрывам Атток невозможно включить ни в один из профилей, и поэтому они не используются в данной работе.

Профиль 1, начинающийся на восточном склоне хр. Нанга-Парбат, проходит поочередно по гнейсо-мигматитам и обнажающимся гранитам и мощной толще основных лав [119]. Затем профиль идет соответственно по обнажающимся гранитам, черным сланцам и филлитам с прослоями мраморов, по сланцам Догра и панджальским траппам вблизи оз. Вулар.

Профиль 2, начинающийся от пункта взрыва Зоркуль (Z-75), также идет вдоль восточного склона Нанга-Парбата. К северо-северо-западу от горы Нанга-Парбат этот профиль проходит по офиолитам Инда, обнажающимся гранитам и различным

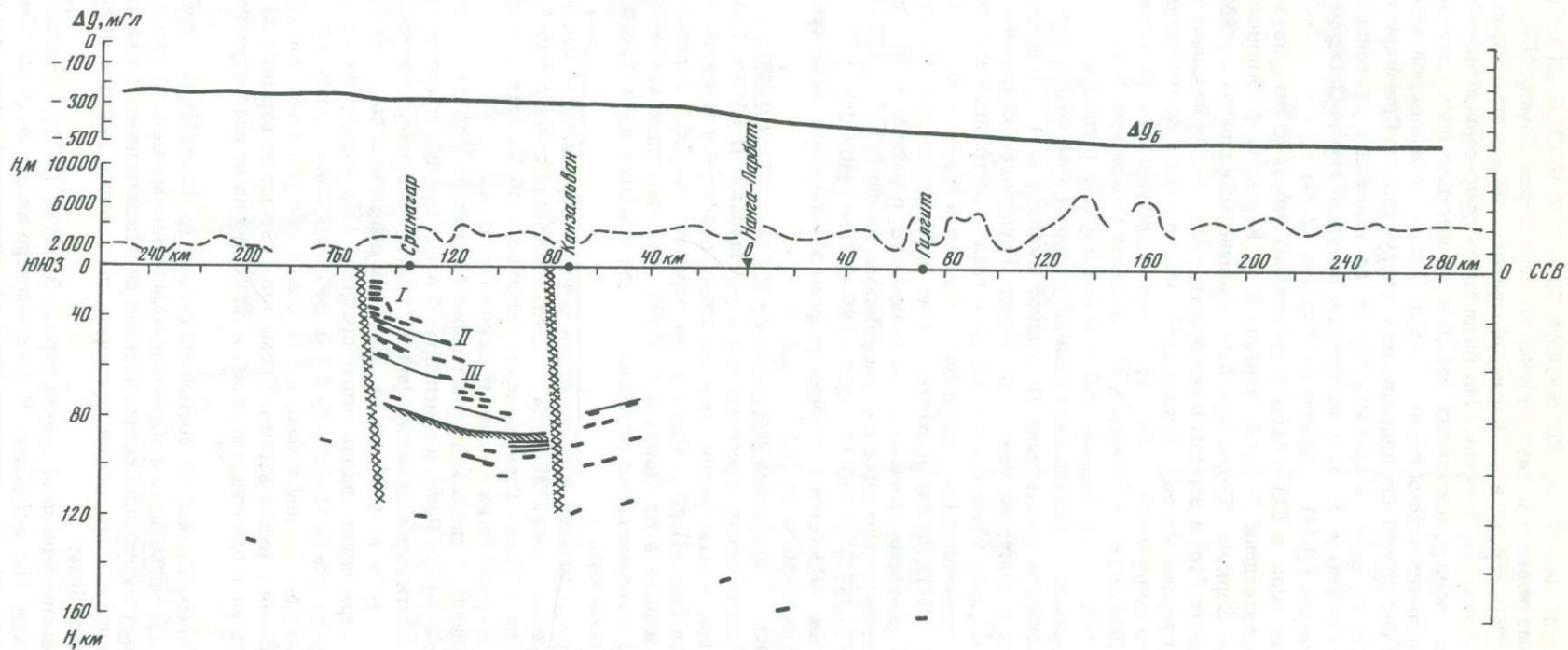


Рис. 66. Разрез земной коры по профилю 2
Условные обозначения см. на рис. 65

докембрийским формациям. В направлении к юго-юго-востоку от горы Нанга-Парбат профиль 2 снова идет по "офиолитам Инда" и мезозойским формациям, а далее соответственно по толще основных лав, обнажающимся гранитам, черным сланцам и филлитам и, наконец, по панджальским траппам вблизи г. Трал.

Профиль 3 начинается от пункта взрыва Каракуль (Q-75), проходит по западному склону горы Нанга-Парбат и протягивается вплоть до района оз. Вулар, где пересекает черные сланцы и филлиты и панджальские траппы.

Качество записей из различных пунктов взрыва. Проводился систематический анализ записей, полученных при регистрации вдоль трех профилей (1, 2 и 3) и из пунктов взрыва Нанга-Парбат, Зоркуль и Каракуль. Качество записей от взрывов в Нанга-Парбате оказалось хорошим, в то время как волны от взрывов в пунктах Зоркуль и Каракуль записались удовлетворительно или хорошо. Это объясняется главным образом высоким уровнем шумов, вызванных сильными дождями в период регистрации волн из различных пунктов взрыва. Качество записей взрывов в Каракуле в 1974 г. гораздо лучше, чем записей, сделанных в последующие годы при взрывах в Каракуле и Зоркуле. По этим записям были выделены некоторые выразительные отражения, которые отождествлялись на таких же типичных сейсмограммах, как те, что приведены на рис. 67 и 68. Показаны отраженные волны в первых вступлениях от предполагаемой границы разреза на глубине 140 км. В области последующих вступлений также можно видеть некоторые отражения от более близких к поверхности границ.

Анализ данных по закритическим отраженным волнам и закон изменения скорости с глубиной. Данные по закритическим отражениям от взрыва в пункте Нанга-Парбат, полученные вдоль профилей 1 и 2, представлены в виде временного разреза на рис. 69. Можно видеть, что имеется ряд отражений, соответствующих различным временам вступления. Мы сделали попытку определить закон изменения скорости с глубиной для района Гималаев по этим отражениям. Следует упомянуть, что в данном районе весьма возможно присутствие крутонаклоненных отражающих площадок и что по существу обычный T^2-X^2 -метод анализа не дает точных значений скоростей и глубин. Поэтому для того, чтобы получить информацию о скорости из данных о временах пробега при наличии крутопадающих отражающих площадок, Кайла с соавторами разработали модифицированный метод T^2-X^2 . С помощью этого метода для Гималайского региона был установлен закон изменения средней скорости с глубиной, представленный на рис. 70, из которого следует наличие быстрого изменения скорости на глубине около 60 км. По этой кривой были рассчитаны пластовые скорости с интервалами в 1 км и построена модель изменения пластовых скоростей, лучше всего удовлетворяющая закону изменения средней скорости распространения сейсмических волн.

Установленный таким образом закон изменения пластовой скорости в Гималайском регионе обнаруживает постепенное увеличение скорости от 5,48 до 6,17 км/с от дневной поверхности до глубины около 16 км, где происходит некоторое уменьшение градиента скорости, но скорость продолжает возрастать и достигает на глубине 30 км 6,5 км/с. На глубине 30 км вновь отмечается большой градиент скорости, и с этим градиентом скорость возрастает до 7,58 км/с на глубине 60 км, где имеется скоростная граница раздела первого рода и пластовая скорость резко возрастает с 7,58 до 8,3 км/с, что соответствует границе Мохоровичича. Таким образом, из кривой зависимости скорости от глубины следует, что средняя глубина залегания границы Мохоровичича в Гималайском регионе составляет около 60 км. Градиент скорости глубже границы Мохоровичича весьма невелик, около 0,002 (км/с)/км, что сравнимо с величиной градиента скорости, найденной для района Гиндукуша Кайла и его коллегами [134, 135]. На рис. 70 приведена также скоростная модель земной коры для района Памира (кривая 2), которая до глубины около 20 км очень близка к кривой 1; глубже отмечаются более высокие скорости в районе Памира. На этом же рисунке приведена кривая изменения скорости с глубиной для области Индийского щита (кривая 3). На этой модели отмечаются гораздо большие скорости и меньшая глубина залегания границы Мохоровичича для Индийского щита — только 40 км, в то время как в Гималаях глубина до этой границы около 60 км.

Данные по использованным источникам возбуждения и пунктам приема

Время	Пункт взрыва	Координаты		Альтитуда, м
		с.ш.	в.д.	
0 ч 59 мин 53,65 с	Каракуль	38° 56,2'	73° 22,0'	4090
9 59 59,60	Зоркуль	38 56,2	72 22,0	4090
11 00 00,22		37 32,0	74 09,9	
0 59 40,36	Каракуль	39 05,0	73 25,0	4000
1 59 57,00	Зоркуль	37 47,0	74 10,0	4500
2 59 54,996	Нанга-Парбат	35 20,0	74 47,7	3562
3 59 58,13	Атток	33 50,8	72 27,4	390
0 59 40,64	Каракуль	39 05,0	73 25,0	4000
1 59 57,00	Зоркуль	37 47,0	74 10,0	4500
2 59 55,395	Нанга-Парбат	35 20,0	74 47,7	3562
3 59 51,96	Атток	33 50,8	72 27,4	390

Таким образом, совершенно очевидно, что скорости распространения сейсмических волн в земной коре Гималаев меньше (примерно на 5–6%), чем в коре Индийского щита, хотя в верхней мантии этих двух регионов законы изменения скорости весьма близки. Для обработки отраженных волн и построения глубинных разрезов вдоль упоминавшихся трех профилей мы использовали кривую 1.

Разрез земной коры по профилю Нанга-Парбат – оз. Вулар. На этом профиле отражения от взрыва в пункте Нанга-Парбат регистрировались в диапазоне расстояний 113–119 км. Некоторые из наиболее отчетливых отражений, которые были отождествлены, показаны на подборке сейсмограмм (см. рис. 68), а соответствующий временной разрез приведен на рис. 70. Эти критические отражения от различных границ, начиная с самых малых глубин и приблизительно до 70 км, использованы для построения разреза земной коры вдоль этого профиля. Применяя вычислительный метод, разработанный К.Л. Кайла (использующий концепцию лучевой

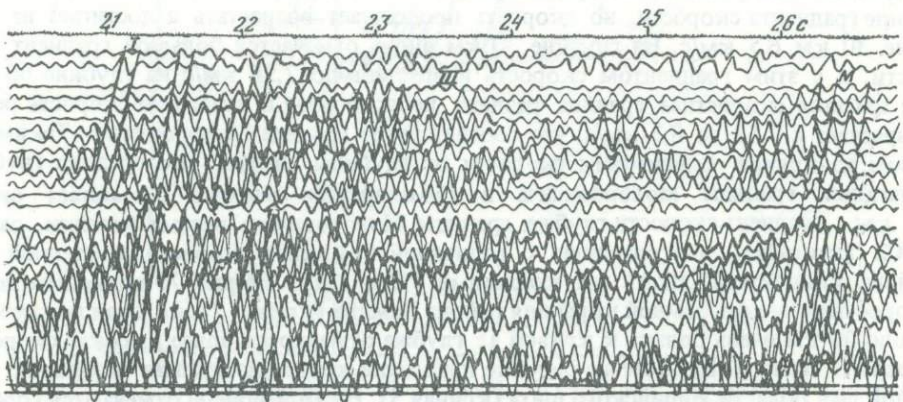


Рис. 67. Сейсмограмма, полученная вблизи оз. Вулар на профиле 1 из пункта взрыва Нанга-Парбат-1975, $R=114-119$ км

Показаны отражения от внутрикоровых границ (I–III) и от границы Мохоровичича (номера групп отражений показаны на временном разрезе – см. рис. 69)

Величина заряда, т	Расположение станций регистрации	Интервал регистрации, км	Примечание
5	К северу и к югу от оз. Мансбал	528,60–536,32	Глубина погружения заряда 60 м. Запись хорошая
5	То же	362,89–370,51	Запись хорошая
10	”		Запись плохая – высокий уровень помех
5	Вблизи г. Трал и к юго-востоку от г. Сринагар	582,20–592,72	То же
10	То же	429,78–440,14	Запись удовлетворительная
1,6	”	152,52–162,86	Запись хорошая
2	”	243,57–248,09	Запись удовлетворительная
5	По берегу оз. Вулар, вблизи г. Сопур, к северо-западу от г. Сринагар	533,52–539,13	Высокий уровень помех
10	То же	382,09–387,70	Запись удовлетворительная
2,4	”	112,86–118,93	Запись хорошая
2	”	192,23–195,99	Запись удовлетворительная

скорости), мы перемещали различные отражающие плодадки. Полученный таким образом глубинный разрез приведен на рис. 66. На разрезе выявляются очень круто падающая на северо-северо-восток граница Мохоровичича и две менее глубокие, отчетливо выраженные отражающие поверхности I и II, которые также очень сильно наклонены на участке профиля между городами Сопур и Канзальван, где все отражающие границы, включая границу Мохоровичича, погружаются в направлении на северо-северо-восток со средним углом около $15-20^\circ$. Однако вблизи г. Сопур этот наклон резко увеличивается до $25-30^\circ$, что может свидетельствовать о наличии разрывного нарушения.

Следует заметить, что найденное выше местоположение разлома F11 соответствует обнажению на поверхности панджальских траппов. Здесь интересно упомянуть, что отражающие площадки, зарегистрированные от взрывов Z-75, тоже выявляют в этом районе подобные крутые наклоны. Падение отражающих площадок меняется на их подъем к Нанга-Парбату примерно в 30 км северо-северо-восточнее Канзальвана со средним углом наклона около 17° . Как видно на глубинном разрезе,

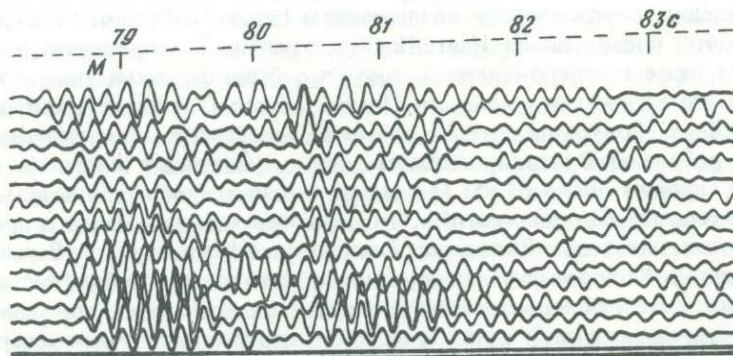


Рис. 68. Сейсмограмма, полученная вблизи оз. Мансбал (северо-западнее г. Сринагара) на профиле 2 из пункта взрыва Каракуль-1974. $R = 528-531$ км

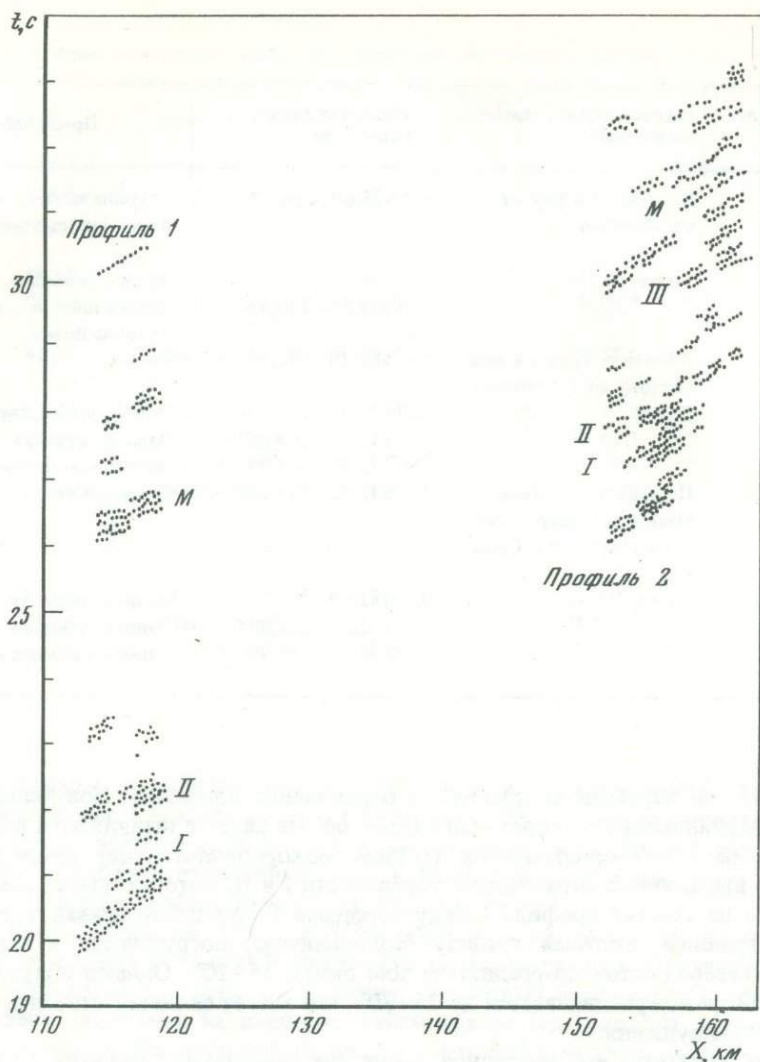


Рис. 69. Временные разрезы по профилям 1 и 2, ПВ Нанга-Парбат (см. рис. 67)

примерно в 10 км северо-северо-восточнее Канзальвана, по-видимому, имеется вторая зона разломов ($F' 21$). Таким образом, общая схема строения земной коры вдоль этого профиля имеет вид крупной депрессии по поверхности Мохоровичича с максимальной глубиной в районе Канзальвана, в сторону оз. Вулар и к Нанга-Парбату граница Мохоровичича постепенно поднимается. Подъем границы Мохоровичича в сторону горы Нанга-Парбат, по нашему мнению, представляет собой локальное явление, обусловленное воздыманием Нанга-Парбатского массива. Весьма возможно, что после района Нанга-Парбата граница Мохоровичича может снова погружаться далее к северо-северо-востоку, что было бы совместимо с характером аномалии Буге вдоль этого профиля. Таким образом, граница Мохоровичича, залегающая вблизи Сопура на глубине около 45 км, быстро изменяет свою глубину до 54 км в районе оз. Вулар, продолжает далее углубляться к северо-северо-востоку и достигает глубины около 64 км (т.е. почти максимальной глубины в этом районе) вблизи Канзальвана. Можно заметить, что наиболее мощная земная кора в данном регионе не находится под Высокими Гималаями (Нанга-Парбат). В районе Нанга-Парбата граница Мохоровичича, по-видимому, залегает на глубине около 60 км и за пределами этого района может еще погружаться. Интересно, что аномалии Буге постепенно уменьшают свои амплитуды с юго-юго-запада к северо-северо-востоку, практически выполаживаясь в районе Нанга-Парбата. За пределами Нанга-Парбата аномалии Δg продолжают уменьшаться в направлении Каракорума и Памира. Таким

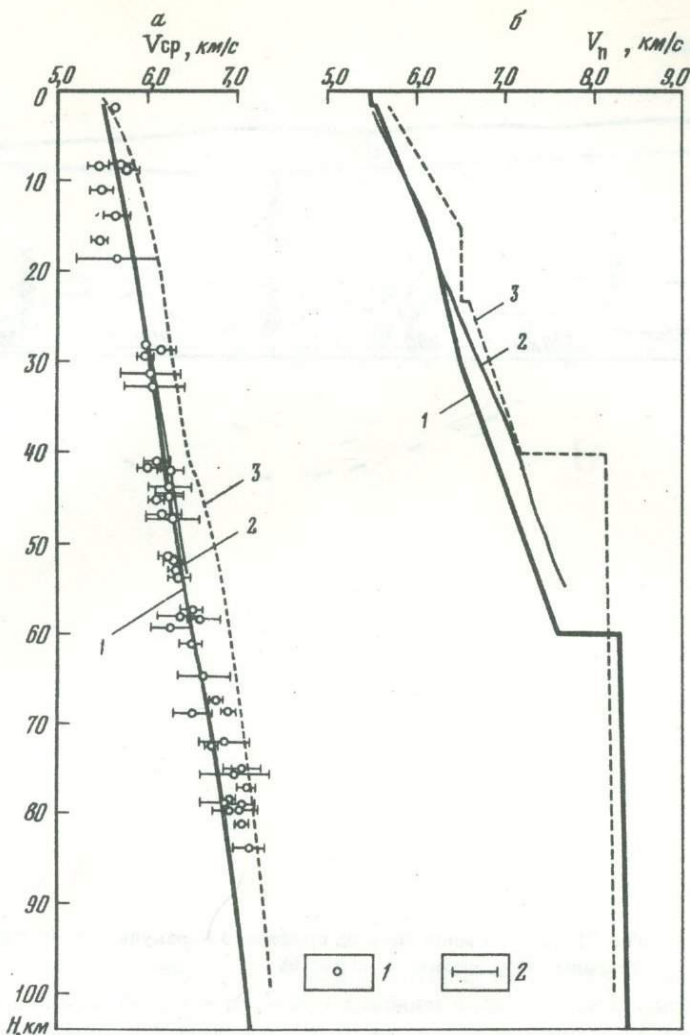


Рис. 70. Графики изменения с глубиной средней (а) и пластовой (б) скоростей для Гималаев (1), Памира (2) и Индийского щита (3)

1 — значения средней скорости, определенные по закритическим отраженным волнам, полученным из пункта взрыва Нанга-Парбат; 2 — стандартные отклонения в значениях скорости

образом, изменение аномалий Буге в этом районе, видимо, соответствует топографии границы Мохоровичича.

Отметим чрезвычайно крутое, почти вертикальное залегание разломов F_{11} и F_{21} , устанавливаемое с достаточной достоверностью.

Разрез земной коры по профилю Зоркуль — Нанга-Парбат — Трал. Регистрация колебаний из пунктов взрыва Нанга-Парбат и Зоркуль-75 вблизи Трала обеспечила получение данных по закритическим отражениям вдоль этого профиля в направлении северо-северо-запад — юго-юго-восток на расстояниях между 153–163 и 430–440 км соответственно. На сейсмограмме из пункта взрыва Нанга-Парбат, приведенной на рис. 68, а также на временном разрезе, приведенном на рис. 70, видны некоторые отчетливо выраженные отражения. Глубинный разрез, построенный на основе этих данных, приведен на рис. 67. На нем видны различные отражающие площадки — от весьма неглубоких (около 8 км) до очень глубоких (около 140 км). Разрез демонстрирует падение на северо-северо-запад границы Мохоровичича и трех более мелко залегающих границ I, II и III, которые так же круто погружаются в направлении к северо-северо-западу в районе между Тралом и примерно в 20 км к юго-юго-востоку от Канзальвана.

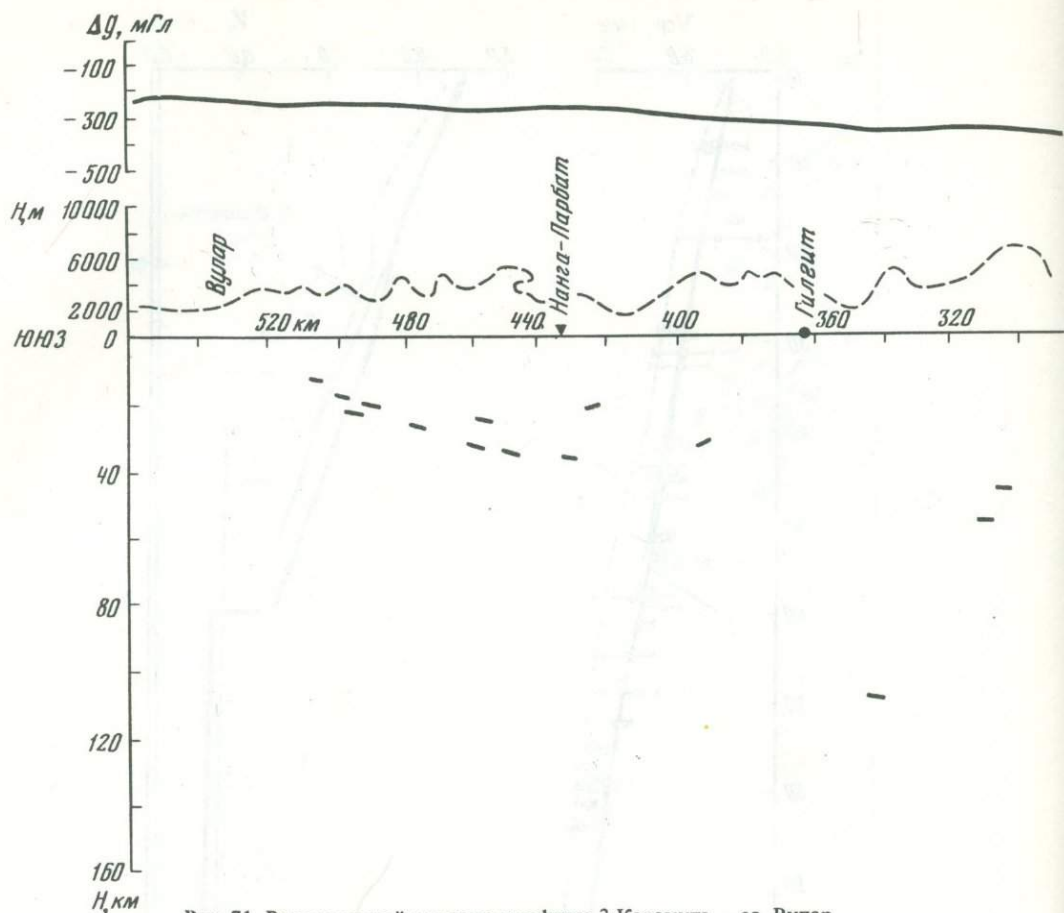
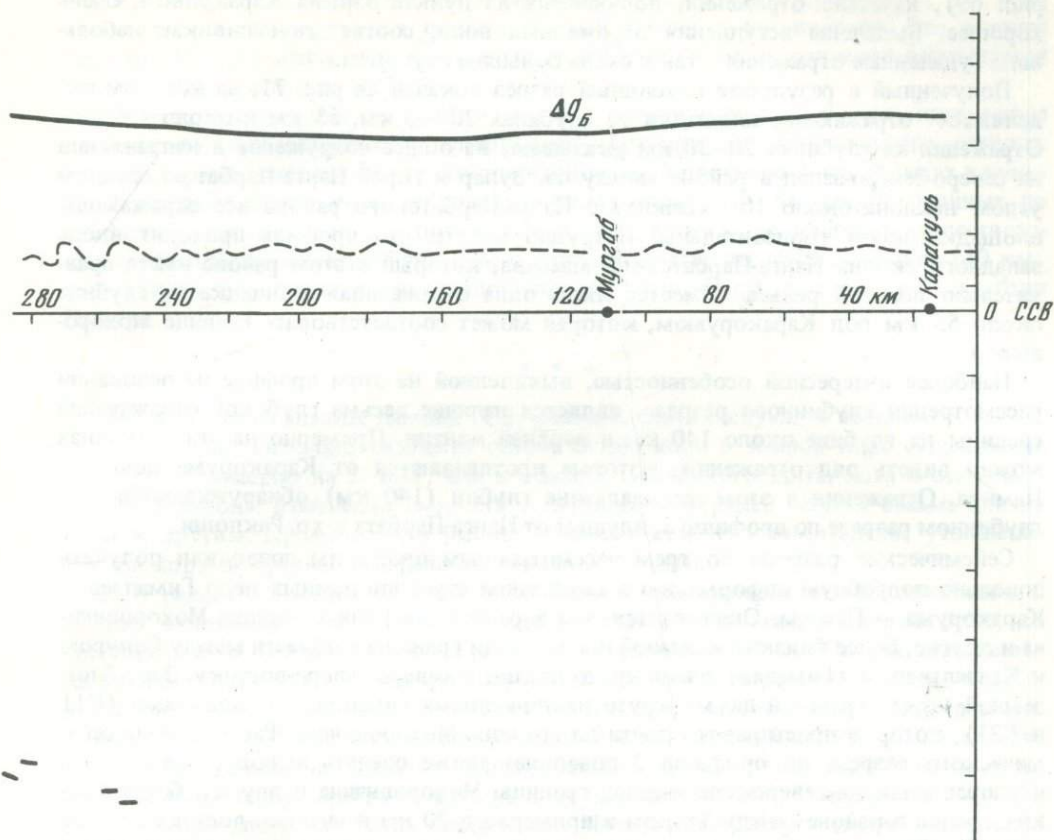


Рис. 71. Разрез земной коры по профилю 3 Каракуль – оз. Вулар
Условные обозначения см. на рис. 65

В целом все отражающие границы в этом районе, включая поверхность Мохоровичича, погружаются в направлении на северо-северо-запад со средним углом наклона $15-20^\circ$. Однако в области между Канзальваном и примерно в 20 км к юго-юго-востоку от него, по-видимому, граница Мохоровичича несколько выполаживается. Подъем к юго-юго-востоку всех отражающих границ вблизи Трала сравнительно больше – возрастает примерно до $25-30^\circ$, что, может быть, связано с разломом (F 12). Как и по профилю 1, эта зона соответствует району обнажающихся панджальских траппов вблизи Трала. Таким образом, крутые наклоны в этой области могут свидетельствовать об интрузивном контакте панджальских траппов. Глубинные разрезы, построенные вдоль этих двух профилей, позволяют определить направление возможного разлома (F 11–F 12); в районе, находящемся примерно на 12 км к юго-юго-востоку от Канзальвана, по-видимому, существует другая зона разломов (F 22), она имеет направление северо-запад – юго-восток. В направлении к северо-северо-западу от Канзальвана снова имеется указание на изменение направления падения различных отражающих границ, идущих вверх, в сторону Нанга-Парбата. Однако угол подъема, составляющий лишь около 10° , в этом районе не так велик, как по профилю 1. Это может быть обусловлено ориентацией профиля 2, идущего под углом к направлению простираения Высоких Гималаев. По рис. 65 можно заметить, что профиль 1 расположен почти перпендикулярно общему простираению Гималаев.

Таким образом, по разрезу земной коры вдоль профиля 2 также обнаруживается депрессия по границе Мохоровичича, начинающаяся от г. Трал и достигающая максимальной глубины в районе г. Канзальван, где поверхность Мохоровичича, по-видимому, почти совсем выполаживается. Граница Мохоровичича, залегающая



в 10 км к северо-северо-западу от Трала на глубине около 53 км, быстро погружается к северо-северо-западу и достигает глубины почти 64 км примерно в 17 км к северо-северо-западу от Сринагара, где ее наклон уменьшается; в районе Канзальвана граница становится почти горизонтальной. В этом районе выположенная граница Мохоровичича залегает на глубине около 70 км. Далее за Канзальван в направлении на северо-северо-запад по имеющимся данным трудно точно оценить глубину залегания границы Мохоровичича. Однако по глубинному разрезу можно видеть, что все отражающие площадки указывают на их подъем в этом районе в сторону Нанга-Парбата. Согласно форме аномалий Буге, за пределами хр. Нанга-Парбат граница Мохоровичича должна также погружаться в направлении на северо-северо-запад, т.е. в направлении Каракорума и Памира.

Отражения, полученные из пункта взрыва Z-75, также вырисовывают весьма согласованную картину и находятся в полном соответствии с данными регистрации взрывов в Нанга-Парбате. Можно видеть ряд отражений (наклоны которых хорошо согласуются между собой), полученных из пункта взрыва Z-75, в диапазоне глубин залегания границы Мохоровичича и отражающей границы II. Кроме этих отражений от границы Мохоровичича и от других границ, имеется несколько отражений, идентифицированных на сейсмограммах из пункта взрыва Z-75 и соответствующих очень большим глубинам — 120–140 км. Эти глубокие отражения попадают в область Нанга-Парбата. Их углы наклона очень малы. Весьма возможно, что эти участки могут принадлежать к очень глубокой отражающей границе, залегающей на глубине примерно 140 км.

Разрез земной коры по профилю оз. Каракуль — оз. Вулар. Это самый длинный профиль в рассматриваемом районе, имеющий направление северо-северо-запад — юго-юго-восток. От взрывов в пунктах Q-74 и Q-75 получены отраженные волны в интервале расстояний 529–539 км. Как можно видеть на сейсмограммах (см.

рис. 69), качество отражений, полученных из пункта взрыва Каракуль-74, очень хорошее. Выделены вступления отраженных волн, соответствующие как небольшим (удаленные отражения), так и очень большим глубинам.

Полученный в результате глубинный разрез показан на рис. 71, на котором выделяются отражающие площадки на глубинах 20–30 км, 55 км и около 140 км. Отражения на глубинах 20–30 км указывают на общее погружение в направлении на северо-северо-запад в районе между оз. Вулар и горой Нанга-Парбат со средним углом наклона около 10° . Начиная с Нанга-Парбатского района все отражающие площадки почти горизонтальны. Нетрудно видеть, что профиль проходит вдоль западного склона Нанга-Парбатского массива, который в этом районе имеет сравнительно пологий рельеф. Имеется лишь одна отражающая площадка на глубине около 55 км под Каракорумом, которая может соответствовать границе Мохоровичича.

Наиболее интересной особенностью, выявленной на этом профиле на основании рассмотрения глубинного разреза, является наличие весьма глубокой отражающей границы на глубине около 140 км в верхней мантии. Примерно на этих глубинах можно видеть ряд отражений, которые протягиваются от Каракорума почти до Памира. Отражения в этом же диапазоне глубин (140 км) обнаруживаются и на глубинном разрезе по профилю 2, идущем от Нанга-Парбата к хр. Ракпоши.

Сейсмические разрезы по трем рассмотренным профилям позволили получить довольно подробную информацию о глубинном строении земных недр Гималаев — Каракорума — Памира. Оказывается, что в районе профиля 1 граница Мохоровичича и другие, более близкие к земной поверхности границы в области между Сопуром и Канзальваном (Гималаи) очень круто падают к северо-северо-востоку. Этот блок земной коры ограничен двумя круто наклоненными глубинными разломами ($F11$ и $F21$), которые простираются почти до границы Мохоровичича. Рассмотрение сейсмического разреза по профилю 2 позволяет также сделать вывод о погружении в направлении на северо-северо-запад границы Мохоровичича и других, более мелких границ в районе между Тралом и примерно в 20 км к юго-юго-востоку от Канзальвана. Однако угол падения различных отражающих границ вдоль этого профиля относительно меньше, поскольку этот профиль не ориентирован по падению, подобно профилю 1. Таким образом, относительно меньшие значения углов падения границ, полученные вдоль профиля 2, являются лишь кажущимися, а истинные углы наклона в этом районе, как показывает расположение различных отражающих границ по профилю 1, весьма велики. Как можно видеть на глубинном разрезе по профилю 2, блок коры между Тралом и Канзальваном тоже ограничен двумя круто наклоненными глубинными разломами ($F12$ и $F22$), которые протягиваются вглубь вплоть до границы Мохоровичича. Проявления этих глубинных разломов на земной поверхности подтверждаются геологическими данными. Разломы $F11$ — $F12$, имеющие простирание северо-запад — юго-восток, почти совпадают по своему положению с окраиной обнаженных панджальских траппов и, возможно, образуют их интрузивный контакт. Из резкого увеличения крутизны залегания всех отражающих площадок вплоть до границы Мохоровичича на обоих сейсмических разрезах можно сделать вывод, что это глубинное нарушение представляет собой круто наклоненный разлом. Второй глубинный разлом $F21$ — $F22$, который прослеживается по двум профилям, также является круто наклоненным разломом, имеющим простирание северо-запад — юго-восток. Он, возможно, представляет собой западное продолжение разлома, находящегося к западу от Драса, который образует границу между докембрийскими и триасовыми породами в этом районе.

На сейсмическом разрезе по профилям 1 и 2 по границе Мохоровичича имеется крупная депрессия, достигающая своей максимальной глубины в районе Канзальвана; за его пределами граница Мохоровичича, по-видимому, поднимается в направлении Нанга-Парбата. По нашему мнению, этот подъем границы Мохоровичича к северу может быть лишь локальной особенностью, вызванной поднятием Нанга-Парбатского массива. За пределами Нанга-Парбата граница Мохоровичича погружается к северо-северо-востоку. Максимальная глубина до границы Мохоровичича установлена в районе Канзальвана: 64 км по профилю 1 и около 70 км по профилю 2. Аналогично этому глубина до границы Мохоровичича в районе глубинного

разлома $F11-F12$ составляет 45 и 53 км соответственно. Таким образом, сравнение глубин до границы Мохоровичича в различных местах вдоль профилей 1 и 2 ясно указывает на ее погружение также и в направлении к юго-востоку. Это падение границы Мохоровичича под Гималаями в юго-восточном направлении оказывается равным приблизительно 10° .

Разрезы, построенные по профилям 2 и 3, выявили еще одну очень интересную особенность, относящуюся к глубинному строению рассматриваемого региона. По некоторым отражениям, зарегистрированным по профилю 2 при взрывах в пункте Зоркуль-75, и по очень небольшому числу отражений, зарегистрированных по профилю 3 при взрывах в пунктах $Q-74$ и $Q-75$, можно предположить существование глубокой сейсмической границы в верхней мантии на глубине около 140 км; эта граница простирается непосредственно от Нанга-Парбата и почти до хребтов Памира.

* * *

Основываясь на анализе данных ГСЗ, можно сделать следующие выводы.

1. В районе Гималаев скорости сейсмических волн в земной коре существенно меньше (примерно на 5–6%), чем в области Индийского щита, хотя в этих двух регионах законы изменения скорости с глубиной в верхней мантии весьма близки одни к другим. Кроме того, в районе Гималаев отмечено значительное утолщение земной коры по сравнению с районом Индийского щита.

2. В районе Гималаев от Сопура до Канзальвана поверхность Мохоровичича и другие, менее глубокие границы круто погружаются к северо-северо-востоку со средним углом падения $15-20^\circ$. Граница Мохоровичича, вблизи Сопура залегающая на глубине около 45 км, быстро погружается до 54 км в районе оз. Вулар и далее в направлении к северо-северо-востоку, достигая примерно 64 км у Канзальвана. В районе между Тралом и примерно в 20 км к юго-юго-востоку от Канзальвана граница Мохоровичича и другие, вышележащие границы резко погружаются в направлении на северо-северо-запад с углами наклона $15-20^\circ$. Примерно в 10 км к северо-северо-западу от Трала поверхность Мохоровичича имеет глубину залегания около 53 км, затем наблюдается ее дальнейшее погружение в том же направлении, и в районе, находящемся примерно в 17 км к северо-западу от Сринагара, она достигает глубины 64 км. Далее, ближе к Канзальвану, наблюдается некоторое выполаживание границы Мохоровичича, где она залегает на глубине около 70 км. За пределами Канзальвана граница Мохоровичича начинает воздыматься к Нанга-Парбату, что, возможно, является сугубо локальной особенностью, вызванной подъемом Нанга-Парбатского массива. По нашему мнению, вне Нанга-Парбата граница Мохоровичича снова погружается, но уже на северо-северо-восток.

3. Сравнивая глубины залегания границы Мохоровичича в различных местах, можно сделать вывод, что под Гималаями эта граница также погружается в направлении к юго-востоку со средним углом падения около 10° .

4. Блок земной коры в районе Гималаев между Сопуром и Канзальваном и между Тралом и Канзальваном, по-видимому, ограничен двумя круто наклоненными глубинными разломами ($F11-F12$ и $F21-F22$), которые протягиваются почти до поверхности Мохоровичича. Предполагаемый разлом $F11-F12$ может быть связан с интрузивным контактом панджальских траппов.

5. Основываясь на нескольких глубоких отражениях, можно предположить существование на глубине около 140 км в верхней мантии глубинной отражающей границы, которая, вероятно, протягивается от Нанга-Парбата до хребтов Памира.

СКОРОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ГИНДУКУША

На основании анализа времен пробега волн P и S от 51-го глубинного землетрясения удалось определить распределение скоростей распространения упругих волн в верхней мантии горной системы Гиндукуш до глубины 310 км. Рассмотрение графика изменения скорости P -волн, полученного при проведении описываемых в настоящей работе исследований, показывает, что на глубине 55 км скорость составляет 8,24 км/с, а затем она линейно возрастает при градиенте 0,0018 (км/с)/км до 8,54 км/с на глубине приблизительно 220 км. Начиная с этой глубины, наблюдается уменьшение величины градиента скорости P -волн до 0,0008 (км/с)/км.

Вместе с тем линейное возрастание скорости продолжается и на глубине 310 км, где она достигает 8,62 км/с. Указанное уменьшение градиента скорости волн P на глубине 220 км в пределах горной системы Гиндукуш обычно объясняют наличием в верхней мантии низкоскоростного канала второго порядка.

Определить подобное уменьшение градиента скорости S -волн, однако, не представляется возможным, поскольку изменения градиента могут быть сопоставимы с погрешностью определений. Установлено, что в интервале глубин от 70 до 280 км скорость волн S возрастает линейно от 4,61 до 4,77 км/с; при этом градиент скорости составляет приблизительно 0,0008 (км/с)/км. Для Гиндукуша установлено, что значения скоростей распространения волн P и S в верхней мантии значительно превышают значения скоростей в других регионах земного шара и среднее значение скорости в пределах всего земного шара.

На основании полученных значений скорости волн P и S в верхней мантии для района Гиндукуша были также определены величины их отношения V_P/V_S и коэффициент Пуассона σ , которые остаются почти неизменными (в пределах точности определений) до глубины около 280 км и составляют $1,80 \pm 0,04$ и $0,278 \pm 0,013$ соответственно. Используя значения a_P и (или) a_S , для района Гиндукуша построены калибровочные кривые для определения глубин очага землетрясений.

Район Гиндукуша является одной из немногих сейсмически активных областей континентов, в пределах которой наблюдаются землетрясения с глубиной очага до 300 км. Следовательно, анализ данных о временах пробега объемных волн P и S при землетрясениях, происходивших в этом регионе на различных глубинах, позволит определить характер распределения скоростей в верхней мантии до глубин примерно 300 км. Для установления распределения скорости в верхней мантии по данным о временах пробега волн P и S от глубокофокусных землетрясений Б. Гутенберг [127] применил графический метод, а К.Л. Кайла [132] предложил аналитический

Таблица 25

Данные об очагах землетрясений

Дата	Время	Координаты эпицентров		Глубина очага, км
		с.ш.	в.д.	
Средняя глубина очага 45 км				
17.07.1960	5 ч 14 мин 44 с	36° 84'	60° 81'	41
14.08.1960	22 37 11	36 00	69 55	53
Средняя глубина очага 50 км				
7.07.1964	21 ч 12 мин 35,5 с	35° 58'	73° 39'	40
28.07.1970	6 33 33,8	36 18	68 34	45
8.06.1970	7 05 55,7	36 24	68 90	47
Средняя глубина очага 55 км				
21.08.1970	15 ч 25 мин 52,9 с	36° 38'	68° 38'	51
8.06.1970	11 47 57	36 21	68 89	53
14.06.1970	11 14 15,7	36 26	68 87	57
18.09.1970	20 02 28	36 35	68 84	60

Т а б л и ц а 25 (окончание)

Дата	Время	Координаты эпицентров		Глубина очага, км
		с.ш.	в.д.	
	Средняя глубина очага 70 км			
20.03.1961	3ч 30мин 27с	36° 77'	71° 05'	73
	Средняя глубина очага 85 км			
4.02.1960	10ч 20мин 42с	35° 64'	77° 38'	83
14.07.1960	22 11 08	35 84	69 95	90
20.01.1957	18 12 47	36 72	71 28	91
	Средняя глубина очага 100 км			
9.09.1959	5ч 44мин 31с	36° 31'	71° 08'	101
19.05.1960	2 06 56	36 31	71 14	101
5.09.1961	6 13 00	38 51	73 17	104
	Средняя глубина очага 120 км			
19.05.1961	21ч 30мин 26с	37° 95'	72° 65'	121
29.05.1958	3 15 59	37 66	72 19	121
10.12.1958	3 43 43	36 35	71 28	111
	Средняя глубина очага 150 км			
8.02.1960	18ч 54мин 27с	36° 21'	70° 40'	155
10.11.1960	1 54 56	36 19	70 60	148
18.09.1958	20 53 04	36 49	70 70	157
	Средняя глубина очага 190 км			
12.09.1959	21ч 20мин 01с	36° 51'	70° 99'	196
23.02.1960	2 09 48	36 54	71 03	194
20.04.1960	19 23 09	36 49	70 85	194
19.07.1961	17 04 37	36 49	70 87	194
9.09.1960	10 05 22	36 70	71 61	184
	Средняя глубина очага 210 км			
28.12.1959	2ч 12мин 22с	36° 56'	70° 20'	216
2.03.1959	15 51 41	36 44	70 60	213
19.02.1960	10 36 53	36 57	71 04	208
6.07.1960	5 16 48	36 50	70 66	207
28.09.1961	5 00 44	36 50	70 67	205
29.01.1960	7 33 44	36 48	70 63	204
	Средняя глубина очага 230 км			
1.02.1959	3ч 13мин 35с	36° 69'	70° 95'	234
9.01.1960	7 24 04	36 47	70 08	231
	Средняя глубина очага 240 км			
13.08.1963	7ч 03мин 50с	36° 54'	71° 12'	245
10.02.1964	3 48 04,6	36 44	71 19	238
9.06.1965	20 57 47,7	36 55	70 00	245
16.11.1965	1 03 55,9	36 41	71 11	242
15.05.1968	15 50 18	36 20	71 40	245
27.01.1970	7 57 38,4	36 39	70 03	236
20.10.1971	7 43 40,7	36 51	71 32	239
	Средняя глубина очага 260 км			
10.03.1969	8ч 27мин 20,4с	36° 41'	69° 93'	268
10.08.1970	9 33 20,5	36 60	71 03	259
19.08.1970	1 00 38,1	36 68	71 06	257
27.08.1970	20 37 49	36 70	72 20	253
	Средняя глубина очага 280 км			
28.05.1965	9ч 31мин 19с	36° 73'	70° 04'	282
7.12.1965	0 29 32,6	36 70	71 50	279
25.01.1967	1 50 19,4	36 71	71 60	275
31.05.1967	16 12 44,0	36 64	70 77	275
4.09.1970	13 12 01,7	36 68	70 20	280

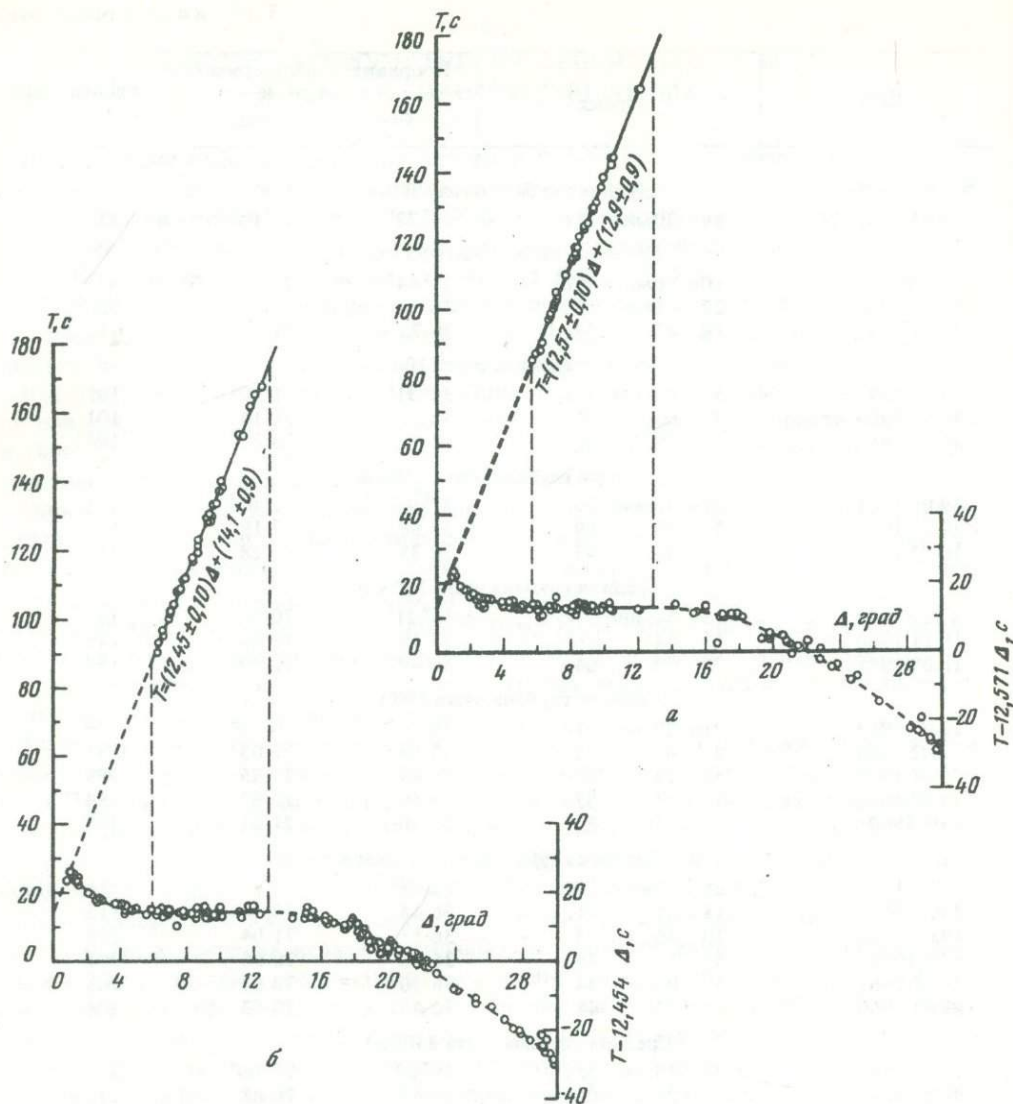
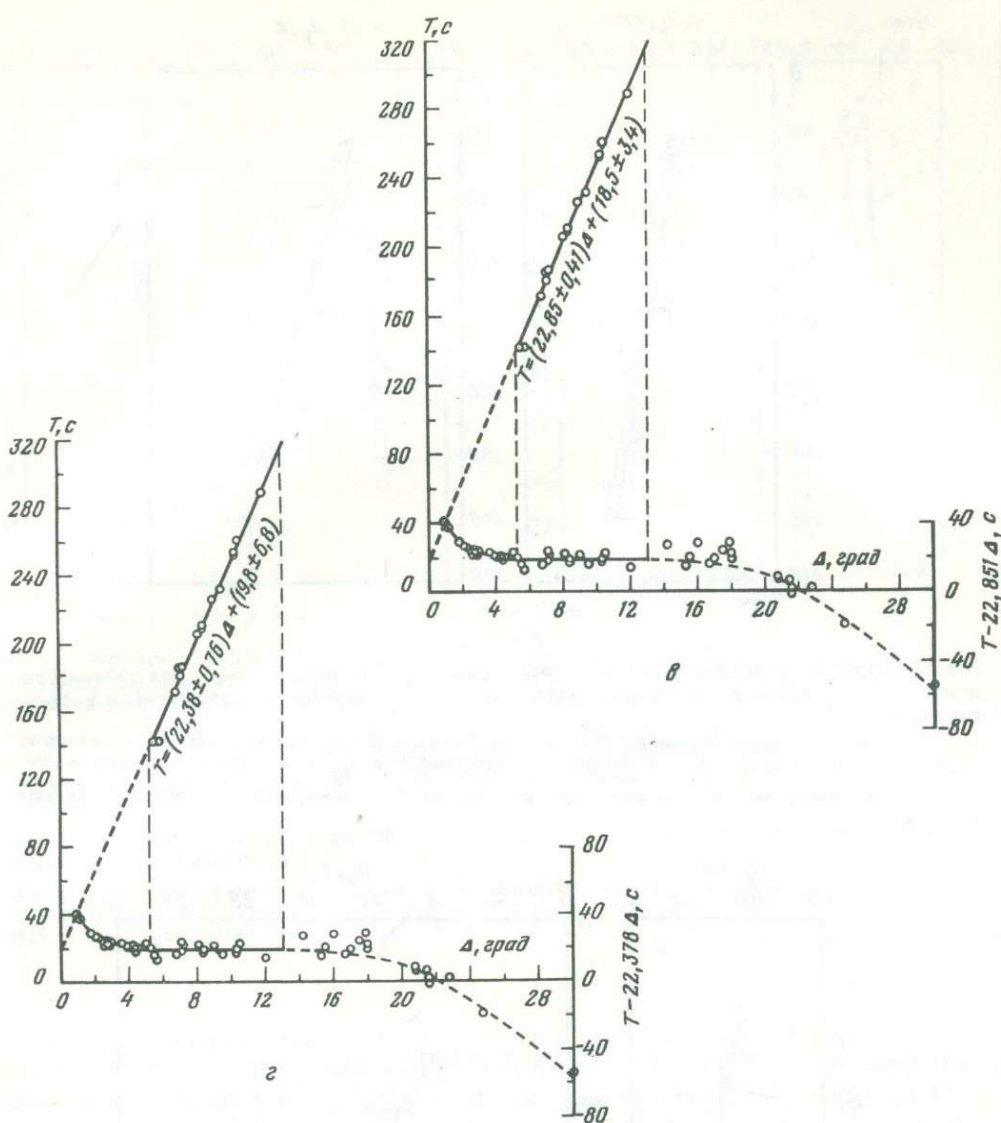


Рис. 72. Графики зависимости времен пробега волн P (а, б,) и S (в, г) от эпицентральных расстояний для землетрясений с глубинами очага: а - 240, б - 280, в - 245, г - 280 км. Показана кривая зависимости приведенного времени пробега ($T - P\Delta$) от Δ , где $P = dT/d\Delta$ в точке перегиба

метод. Кайла использует метод наименьших квадратов, поэтому получаются более точные оценки скоростей на различных глубинах. Используя аналитический метод, К.Л. Кайла с соавторами [135] определили распределение скоростей в верхней мантии для района Гиндукуша до глубин 230 км. Ими было установлено, что в Гиндукуше значения скоростей в верхней мантии значительно превышают таковые, наблюдаемые в других регионах земного шара. При проведении исследований авторы определили для этого региона скоростные зависимости в верхней мантии до глубины около 300 км. При этом были использованы самые последние сведения о временах распространения P - и S -волн, наблюдаемых при глубокофокусных землетрясениях.

Использованные данные. Для исследования из бюллетеней Международного сейсмологического центра за период с 1964 по 1971 г. были отобраны данные о временах пробега волн P и S при 23 глубокофокусных землетрясениях, глубина очага которых в пределах Гиндукуша варьировала от 45 до 280 км. Кроме того, были привлечены данные о временах пробега волн при 28 землетрясениях, опубликованные в период с 1957 по 1961 г. в Международной сейсмологической сводке. Сведения об эпи-



центрах всех глубоководных землетрясений, использованных в рассматриваемом исследовании, приведены в табл. 25.

Данные о временах пробега волн при всех глубоководных землетрясениях, глубины очага которых оценены по данным Международного сейсмологического центра с точностью до 10 км, использованы совместно для определения скорости, значение которой, как предполагают, справедливо для средней глубины очага этих землетрясений. Поэтому все дополнительно включенные в обработку 23 глубоководных землетрясения были объединены в пять групп: средние глубины очага в группах составляют 45, 55, 240, 260 и 280 км. На основании анализа соответствующих времен пробега волн P и S были найдены значения скоростей для этих глубин. Для определения графика $V=f(H)$ для верхней мантии эти значения скоростей дополнялись данными К.Л. Кайла и его коллег [135], установленными для различных глубин. При определении скоростей авторы данной работы использовали все имеющиеся данные о временах пробега, остаточные значения которых по сравнению с таблицами Джеффриса — Буллена не превышали для волн P 10 с, для волн S 20 с. Это позволяло исключить любые возможные искажения при определении скоростей.

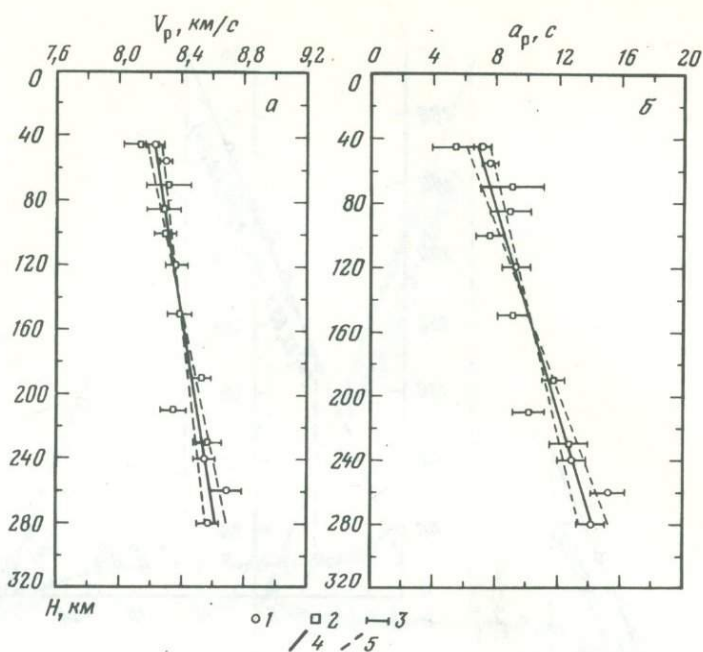


Рис. 73. Графики зависимости скорости распространения P -волн от глубины для района Гиндукуша (а) и калибровочная кривая зависимости a_p от глубины для определения координат очага (б)

1 — экспериментальные значения; 2 — значения, взятые из работы К.Л. Кайла с соавторами [135]; 3 — среднеквадратические отклонения значений V и a_p ; 4 — аппроксимирующие кривые, определенные методом наименьших квадратов; 5 — доверительные пределы наклона кривых

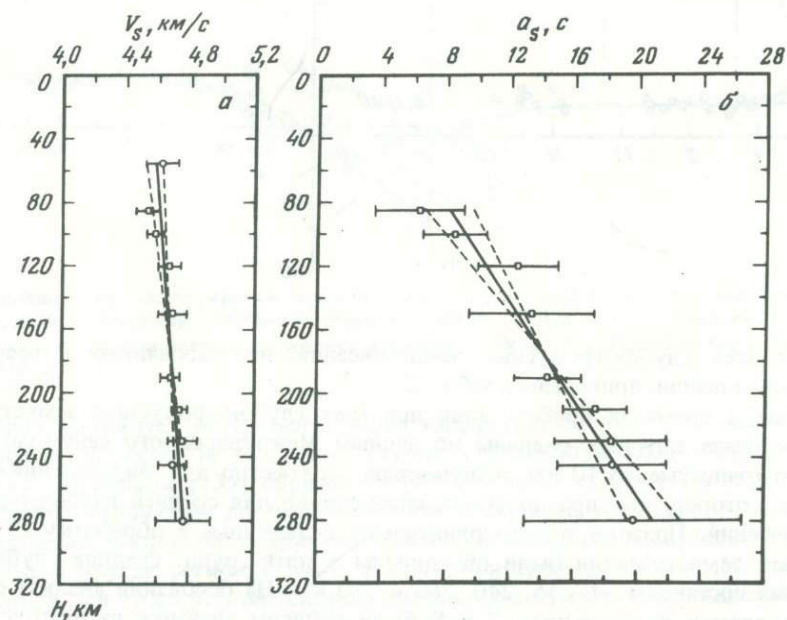


Рис. 74. Графики зависимости скорости распространения S -волн от глубины для района Гиндукуша (а) и калибровочная кривая зависимости a_s от глубины для определения координат очага (б)

Условные обозначения см. на рис. 73

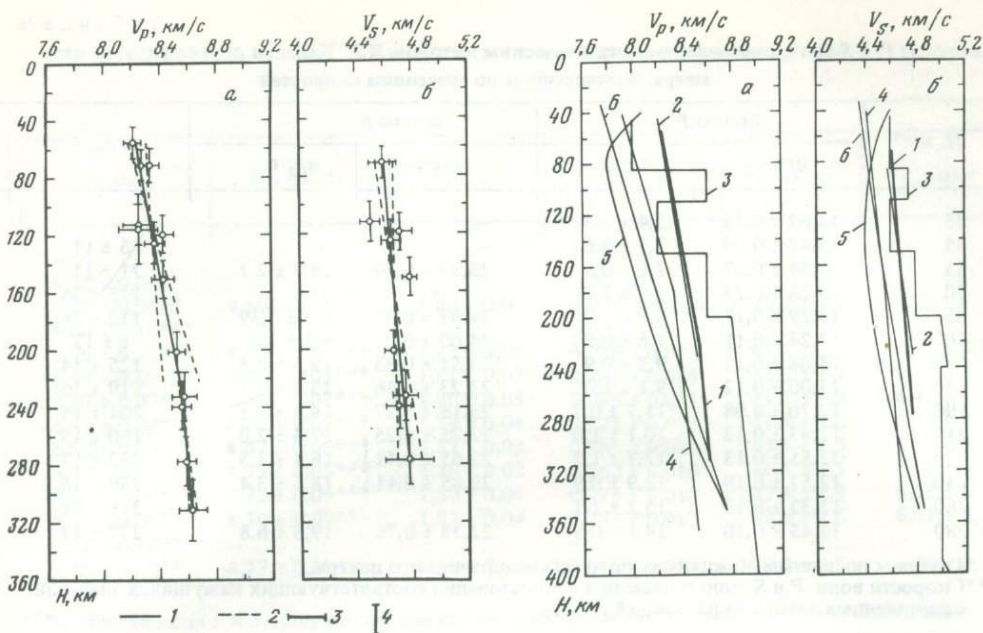


Рис. 75. Уточненные графики зависимости скоростей распространения P -волн (а) и S -волн (б) от глубины для района Гиндукуша. Кривые построены по пересчитанным глубинам очага при использовании калибровочных кривых a_P и a_S , приведенных на рис. 73 и 74

1 — аппроксимирующие кривые для точек зависимости скорость — глубина; 2 — доверительные пределы наклона кривых; 3 — среднеквадратические отклонения значений скорости; 4 — среднеквадратические погрешности средней величины фокальных глубин, найденных по калибровочной кривой

Рис. 76. Кривые зависимости скоростей распространения P -волн (а) и S -волн (б) от глубины в верхней мантии Гиндукуша

Модели скоростного разреза: 1 — определенная авторами; 2 — по К.Л. Кайла и др. [135]; 3 — по А.А. Лукку и И.Л. Нересову [59]; 4 — по К.Л. Кайла и др. [136, 137]; 5 — по Б. Гутенбергу [128]; 6 — по Г. Джеффрису [132]

Результаты интерпретации. Для определения скоростей в верхней мантии на различных глубинах анализировались времена пробега волн P и S от глубоких землетрясений, перечисленных в табл. 25. При аппроксимации значений времени пробега ($T - \Delta$) между эпицентрными расстояниями Δ_1 и Δ_2 по методу наименьших квадратов были определены кажущиеся скорости $p = \partial T / \partial \Delta$ и значения a волн P и S для различных средних значений глубины очага. На рис. 72 и 73 представлены (соответственно) графики зависимости времен пробега ($T - \Delta$) между предельными значениями Δ_1 и Δ_2 для двух выбранных глубин (240 и 280 км) для волн P . На этих же рисунках показаны соответствующие графики зависимости приведенных времен пробега волн P ($T - p\Delta$) от Δ . Аналогичные графики зависимости времен пробега ($T - \Delta$) и соответствующие графики зависимости приведенных времен пробега ($T - p\Delta$) от Δ для S -волн для глубин 245 и 280 км показаны на рис. 74 и 75.

В табл. 26 приведены полученные для волн P и S результаты: для различных глубин определены значения p и a , скорости и среднеквадратичные отклонения этих параметров (истинные скорости волн P и S , их отношение V_P/V_S , коэффициент Пуассона σ , сейсмический параметр Φ и объемная скорость C распространения сейсмических волн, представленные как функции пересчитанных глубин очага; при пересчете использована калибровочная кривая a_P для Гиндукушского региона). Зависимости скорости P -волн (V_P) и соответствующих значений (a_P) от глубины представлены на рис. 76, а. Аналогичные зависимости скорости S -волн (V_S) и соответствующих значений (a_S) от глубины представлены на рис. 76, б. Из рассмотрения рис. 76 видно, что как для значений V_P и V_S , так и для значений a_P и a_S характерно линейное возрастание этих параметров до глубины почти 280 км. Поэтому, используя метод наименьших квадратов, проведены прямые линии, аппроксимирующие

Скорости P - и S -волн, определенные аналитическим методом К.Л. Кайла, и другие упругие параметры, вычисленные по значениям скоростей

H , км*	Волны P		Волны S		h_{a_P} , с
	ρ , с/гр	a_P , с	ρ , с/гр	a_S , с	
45	13,62 ± 0,18	5,4 ± 1,5	—	—	—
45	13,47 ± 0,09	7,1 ± 0,6	—	—	55 ± 11
55	13,34 ± 0,07	7,6 ± 0,5	23,99 ± 0,54	14,7 ± 2,7	71 ± 11
70	13,28 ± 0,23	9,0 ± 2,0	—	—	115 ± 24
85	13,29 ± 0,17	8,9 ± 1,3	24,33 ± 0,39	6,3 ± 0,39	112 ± 14
100	13,24 ± 0,11	7,6 ± 0,9	24,00 ± 0,24	8,5 ± 2,0	71 ± 12
120	13,08 ± 0,11	9,3 ± 0,9	23,51 ± 0,33	12,5 ± 2,5	125 ± 14
150	13,00 ± 0,12	9,1 ± 1,0	23,23 ± 0,46	13,4 ± 3,9	119 ± 13
190	12,70 ± 0,08	11,7 ± 0,7	23,16 ± 0,27	14,4 ± 2,1	201 ± 14
210	12,93 ± 0,12	10,1 ± 1,0	22,75 ± 0,25	17,4 ± 2,0	150 ± 13
230	12,55 ± 0,13	12,7 ± 1,2	22,65 ± 0,41	18,4 ± 3,5	232 ± 17
240	12,57 ± 0,10	12,9 ± 0,9	22,85 ± 0,41	18,5 ± 3,4	239 ± 16
260	12,32 ± 0,13	15,2 ± 1,1	—	—	311 ± 21
280	12,45 ± 0,10	14,1 ± 0,9	22,38 ± 0,76	19,8 ± 6,8	277 ± 17

*Глубины по данным Международного сейсмологического центра.

**Скорости волн P и S , полученные при использовании соответствующих кажущихся значений, определенных авторами настоящей работы.

указанные зависимости скоростей и параметров a от глубины. Полученные аппроксимирующие линии позволили определить следующие линейные зависимости для значений скорости и параметра a :

$$V_P = (0,001679 \pm 0,000222)h + (8,15 \pm 0,04) \text{ при } 45 \leq h \leq 280 \text{ км}; \quad (1)$$

$$V_S = (0,000881 \pm 0,000188)h + (4,53 \pm 0,03) \text{ при } 55 \leq h \leq 280 \text{ км}; \quad (2)$$

$$a_P = (0,031619 \pm 0,003433)h + (5,4 \pm 0,6) \text{ при } 45 \leq h \leq 280 \text{ км}; \quad (3)$$

$$a_S = (0,065931 \pm 0,006852)h + (2,6 \pm 1,3) \text{ при } 85 \leq h \leq 280 \text{ км}. \quad (4)$$

Из рассмотрения рис. 76, *a* следует, что в пределах Гиндукуша скорость волн P в соответствии с уравнением (1) линейно возрастает в интервале глубин 45–280 км от 8,23 до 8,62 км/с. Как показано на рис. 76, *б* для волн S значения скорости в интервале глубин 55–280 км возрастают линейно в соответствии с уравнением (2) от 4,58 до 4,77 км/с. К.Л. Кайла показал [132], что графики зависимости параметров a_P и a_S от глубины, полученные для любого региона, можно использовать для построения калибровочных кривых, позволяющих находить глубину очага землетрясений в этом районе. Поэтому полученные для района Гиндукуша графики зависимости для a_P и a_S , которые представлены на рис. 76 и 77 соответственно, будут служить калибровочными кривыми для определения глубин очагов. Уравнения (3) и (4) можно представить в виде выражений

$$h = \frac{a_P - (5,4 \pm 0,6)}{0,031619 \pm 0,003433}, \text{ где } 6,8 \leq a_P \leq 14,2 \text{ с}, \quad (5)$$

и

$$h = \frac{a_S - (2,6 \pm 1,3)}{0,065931 \pm 0,006852}, \text{ где } 8,2 \leq a_S \leq 21,0 \text{ с}, \quad (6)$$

которые можно использовать для уточнения глубин очага по значениям a_P и (или) a_S . При этом можно указать на часто имеющуюся возможность внесения систематических погрешностей в значения параметра a_S , обусловленную прослеживанием более поздних фаз волны S , хотя определения скорости могут оставаться еще довольно точными. Поэтому в рассматриваемом исследовании авторы предпочитали использовать значения параметра a для уточнения всех значений глубин очага и для определения распределения скорости в верхней мантии.

V_P , км/с	V_S , км/с	V_P/V_S	σ	Φ , км ² /с ²	C , км/с
—	—	—	—	—	—
8,22 ± 0,06**	—	—	—	—	—
8,28 ± 0,04**	4,60 ± 0,04**	1,80 ± 0,04	0,277 ± 0,014	40,3 ± 1,4	6,35 ± 0,11
8,26 ± 0,14***	—	—	—	—	—
8,26 ± 0,11***	4,51 ± 0,07***	1,83 ± 0,04	0,288 ± 0,012	41,1 ± 2,0	6,41 ± 0,16
8,34 ± 0,07***	4,60 ± 0,05***	1,81 ± 0,02	0,281 ± 0,009	41,3 ± 1,3	6,43 ± 0,10
8,37 ± 0,07***	4,66 ± 0,07***	1,80 ± 0,03	0,275 ± 0,011	41,1 ± 1,5	6,41 ± 0,11
8,43 ± 0,08***	4,72 ± 0,09***	1,79 ± 0,04	0,272 ± 0,014	41,4 ± 1,8	6,43 ± 0,14
8,52 ± 0,06***	4,67 ± 0,06***	1,82 ± 0,03	0,285 ± 0,009	43,5 ± 1,3	6,60 ± 0,10
8,43 ± 0,08***	4,79 ± 0,05***	1,76 ± 0,02	0,262 ± 0,010	40,5 ± 1,5	6,36 ± 0,12
8,57 ± 0,09***	4,75 ± 0,09***	1,80 ± 0,04	0,278 ± 0,014	43,4 ± 1,9	6,58 ± 0,15
8,55 ± 0,07**	4,70 ± 0,09**	1,82 ± 0,04	0,283 ± 0,013	43,6 ± 1,6	6,61 ± 0,12
8,62 ± 0,10**	—	—	—	—	—
8,58 ± 0,07**	4,77 ± 0,17**	1,80 ± 0,07	0,276 ± 0,024	43,3 ± 2,5	6,58 ± 0,19

***Скорости волн P и S , полученные при использовании соответствующих кажущихся значений, определенных Кайла с соавторами.

По соотношению (5) повторно определены глубины очага и сделаны оценки их среднеквадратической погрешности; последние приведены в табл. 26. Из рассмотрения этой таблицы следует, что погрешность уточненных значений фокальных глубин составляет в среднем лишь 15 км. По-видимому, также следует отметить, что приблизительно в 50% пересчитанных значений глубин очага наблюдается значительное отличие от значений, опубликованных в Международной сейсмологической сводке и в бюллетенях Международного сейсмологического центра. По значениям $p = \partial T/\partial \Delta$ определены истинные значения скорости волн P и S , соответствующие уточненным глубинам очагов (полученные данные представлены в табл. 26). Рассмотрение этой таблицы показывает, что среднеквадратическое отклонение скоростей волн P и S составляет 0,08 км/с. После аппроксимации методом наименьших квадратов полученных для волн P и S зависимостей от уточненной глубины очага установлены следующие соотношения:

$$V_P = (0,001820 \pm 0,000483) h_{a_p} + (8,14 \pm 0,06) \text{ для } 55 \leq h \leq 220 \text{ км}, \quad (7)$$

$$V_S = (0,000826 \pm 0,000154) h_{a_p} + (8,36 \pm 0,04) \text{ для } 220 \leq h \leq 310 \text{ км}, \quad (8)$$

$$V_S = (0,000774 \pm 0,000325) h_{a_p} + (4,55 \pm 0,06) \text{ для } 70 \leq h \leq 280 \text{ км}. \quad (9)$$

Уточненная скоростная функция для волн P характеризуется уменьшением градиента скорости приблизительно на глубине 220 км; это стало очевидным только при построении графиков по уточненным значениям глубин. Для волн S , однако, такое уменьшение градиента скорости на глубине 220 км не столь заметно, поскольку изменение градиента скорости волн S , которое может быть весьма незначительным, по-видимому, трудно установить в пределах точности определений. Уточненная скоростная зависимость указывает на значение скорости $V_P = 8,24$ км/с на глубине 55 км, которая затем линейно возрастает при градиенте 0,0018 (км/с)/км до 8,54 км/с на глубине порядка 220 км. На этой глубине происходит уменьшение градиента скорости до 0,0008 (км/с)/км, но скорость все еще продолжает возрастать линейно, и на глубине 310 км она достигает 8,62 км/с.

Уточненная скоростная функция для волн S свидетельствует о линейном возрастании скорости V_S от 4,61 км/с на глубине 70 км до 4,77 км/с на глубине 280 км; при этом градиент скорости составляет всего лишь около 0,0008 (км/с)/км.

По полученным значениям скоростей волн P и S были вычислены их отношения V_P/V_S , коэффициент Пуассона σ , сейсмический параметр ϕ , объемная скорость распространения сейсмических волн C и сделаны оценки среднеквадратических откло-

нений этих параметров. Все они приведены в табл. 26. Установлено, что в интервале исследованных глубин отношение скоростей V_P/V_S остается почти постоянным и равняется 1,80 в пределах точности определений, которая в среднем составляет $\pm 0,04$. Аналогично коэффициент Пуассона σ также почти не изменяется и равняется в среднем 0,278. Однако значения сейсмического параметра ϕ линейно возрастают от 40,1 до 43,1 км²/с² в интервале глубин от 70 до примерно 220 км. На этой глубине происходит некоторое уменьшение градиента параметра ϕ , и на глубине 280 км оно достигает всего лишь 43,5 км²/с². Аналогично объемная скорость сейсмических колебаний C также линейно возрастает от 6,33 до 6,57 км/с в интервале глубин 70–220 км, после чего снова отмечается некоторое уменьшение градиента этой скорости, и на глубине 280 км она достигает 6,59 км/с.

Обсуждение полученных результатов. Выше были представлены результаты исследования распределения скоростей в верхней мантии для района Гиндукуша. Для сравнения были показаны кривые распределения скоростей в верхней мантии, полученные К.Л. Кайла с соавторами [136, 137] для Японского региона, а также скоростные модели Б. Гутенберга [128] и Джеффриса [131]. Распределение скоростей в верхней мантии Б. Гутенберг определял по материалам о глубокофокусных землетрясениях Японии, используя при этом графический метод [127]. На полученных им скоростных моделях как для волн P , так и для волн S можно выделить низкоскоростной канал в пределах верхней мантии, который прослеживается непосредственно под границей Мохоровичича и достигает минимума на глубинах около 80 км для волн P и 140 км для волн S .

Однако скоростная модель Джеффриса, которая также базируется на сведениях о глубокофокусных землетрясениях Японии, свидетельствует о непрерывном возрастании скорости волн P и S в верхней мантии без каких-либо признаков присутствия низкоскоростного канала. Установлено, что полученные авторами настоящей работы скорости волн P и S в верхней мантии для района Гиндукуша в значительной степени превышают значения скоростей на моделях Гутенберга и Джеффриса. Определенная для района Гиндукуша функциональная зависимость скорости волн P довольно тесно совпадает с аналогичной зависимостью, выявленной Кайла с коллегами, хотя для нее характерны несколько повышенные значения скоростей и их градиентов до глубины 220 км, на которой по кривой, вычисленной авторами данной работы, отмечается уменьшение градиента скорости волны P . Для волн S заметить подобное уменьшение градиента скорости на глубине 220 км не удается; таким образом, поведение полученной кривой свидетельствует о линейном возрастании скорости волн S в интервале глубин 70–280 км. По кривой $V_S = f(H)$ можно отметить несколько меньший градиент скорости с глубиной по сравнению с данными, полученными ранее Кайла и др. Однако эти две кривые достаточно близки одна к другой, они пересекаются на глубине приблизительно 160 км, ниже которой кривая, полученная авторами настоящей работы, характеризуется несколько более низкими скоростями.

На скоростных моделях для района Гиндукуша, полученных А.А. Лукком и И.Л. Нерсесовым [59], также выделяются довольно высокие значения скоростей волн P и S в верхней мантии, на что указывалось в настоящей работе и в более ранней работе Кайла и др. [135]. Лукк и Нерсесов выделили на своих скоростных моделях ряд неоднородностей, включая и слой пониженных скоростей в интервале глубин 110–150 км. Точность определения скорости, достигнутая этими исследователями, составляла $\pm 0,1 \div \pm 0,15$ км/с в интервале глубин до 240 км. Если допустить, что такое значение представляет собой величину среднеквадратического отклонения определений скорости, то максимальное отклонение, которое, по-видимому, следует ожидать в значениях скорости на любой глубине, может составлять утроенное значение (т.е. $\pm 0,3 - \pm 0,45$ км/с). Поэтому кривая зависимости средней скорости от глубины, аппроксимирующая полученные значения скоростей, по-видимому, может быть более приемлемой, чем выделение скоростных неоднородностей, указывающих лишь на отклонения от определенных значений точности. Во всяком случае, их скоростные модели (как для волн P , так и волн S) также указывают на заметно повышенные значения скоростей в верхней мантии для района Гиндукуша.

Установленные Кайла с соавторами [136, 137] функции скорости свидетельствуют о весьма низких скоростях волн P и S в верхней мантии в пределах центральной час-

ти Японии (по сравнению со скоростями в районе Гиндукуша). Одной из наиболее интересных особенностей, установленных по этим скоростным функциям, является уменьшение градиентов скоростей волн P и S на глубине 170–180 км в Центральной Японии. Такое снижение градиента скорости эти авторы истолковали как присутствие в верхней мантии под Японией низкоскоростного канала второго порядка. В районе Гиндукуша авторы данной работы также отметили подобное снижение градиента скорости P -волн на глубине порядка 220 км. Это, по-видимому, также указывает на присутствие низкоскоростного канала второго порядка в верхней мантии на глубине 220 км и в районе Гиндукуша. При проведении исследования для волн S такого уменьшения градиента заметить, однако, не удалось, поскольку величина этого изменения настолько незначительна, что ее невозможно выделить в пределах точности определений. Здесь, вероятно, можно было отметить, что скорости сейсмических колебаний и их градиенты контролируются главным образом величиной давлений и температур, преобладающих на этих глубинах, хотя, возможно, на значения этих параметров могут оказывать некоторое влияние изменения химического и минералогического состава.

В пределах различных регионов земного шара градиент давления на глубине по существу остается постоянным, тогда как градиент температур может значительно изменяться от региона к региону.

Таким образом, любые региональные изменения в распределении скоростей в верхней мантии могут быть обусловлены в основном изменениями температуры и ее градиента. Регионы с более низкими сейсмическими скоростями могут характеризоваться более высокими температурами и даже более значительными градиентами температуры; области более высоких сейсмических скоростей, по-видимому, могут характеризоваться более низкими температурами и пониженными значениями градиентов температуры. Поэтому можно с уверенностью сделать вывод о том, что в пределах Гиндукушской горной системы температуры в верхней мантии могут быть более низкими, чем температуры в верхней мантии под Японией, поскольку в районе Гиндукуша скорости гораздо выше, чем в Японии. К тому же поскольку температуры и давления оказывают противоположное влияние на сейсмические скорости, то вполне возможно, что, чем ниже будут значения температур в какой-либо области, тем в большей степени скорости и их градиенты будут подвержены воздействию температур на довольно значительных глубинах. Таким образом, уменьшение градиента скорости P -волн, которое, как было установлено в рассматриваемом исследовании, наблюдается на глубине больше 220 км, возможно, вполне может согласовываться с более низкими температурами, преобладающими в верхней мантии в районе Гиндукуша. Поэтому авторы настоящей работы считают, что можно предположить существование низкоскоростного канала второго рода и в районе Гиндукуша на глубине примерно 220 км.

* * *

В результате проведенного изучения времен пробега волн P и S от глубинных землетрясений можно сделать следующие выводы.

1. Наблюдаемые в районе Гиндукуша скорости волн P и S в верхней мантии значительно превышают значения скоростей для других регионов земного шара и среднее значение для всей Земли.

2. На глубине 220 км наблюдается уменьшение градиента скорости, которое интерпретируется как низкоскоростной канал второго порядка в верхней мантии этого региона.

3. С применением значений a_P и (или) a_S определены калибровочные кривые для нахождения фокальных глубин землетрясений. Эти кривые использованы для определения глубин очагов землетрясений в районе Гиндукуша. Точность определения фокальных глубин по этим калибровочным кривым имеет такой же порядок, который можно достичь, пользуясь стандартными методами определения глубин очагов.

Глава 6
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ЧЕРЕЗ ГИМАЛАИ
И ЕГО СООТНОШЕНИЕ С СЕЙСМИЧЕСКИМ ПРОФИЛЕМ
ПЕНДЖАБ — ПАМИР

Каракорумский хребет с геологической точки зрения является самостоятельной структурой, затухающей к востоку в районе Тибетского плато. На западе он частично сливается с Гиндукушем, от которого отделяется прогибом и тектоническим нарушением (рис. 77).

Вдоль осевой зоны Каракорумского хребта прослеживается гранитный батолит третичного возраста, образующий ядро антиклинория. По обе стороны от батолита простирается серия веерообразных складок. Этот антиклинорий сочленяется с синклинориями. На юге Каракорумский хребет ограничен Индским швом (структурная линия Инда).

Выше было показано, что сейсмический профиль от Лоуренспура до оз. Зоркуль разделяется на две части, сходящиеся у оз. Санго Сар около Астора (Нанга-Парбат) под углом 110° . Южная часть профиля от Лоуренспура до оз. Санго Сар имеет длину 265 км и протягивается в юго-запад — северо-восточном направлении; северная часть профиля от оз. Санга Сар до оз. Зоркуль имеет длину 247 км и протягивается в юго-запад — северо-восточном направлении.

Некоторые из геологических проблем, сформулированные нами еще в 1976 г. [105], заслуживают внимания, поскольку они имеют отношение ко всей тектонике рассматриваемого региона. Наиболее важными из них являются следующие.

1. Какова геотектоническая роль Каракорумского осевого батолита?
2. Какова тектоника земной коры под Индским швом? Имеются ли какие-либо доказательства, что этот шов действительно является глубинным разломом, образованным столкновением между Индостанской плитой и Азиатским континентом?
3. Каково глубинное строение массива Нанга-Парбат — Харамаш?
4. Как построена земная кора под Хазарским синтаксисом?

Первым шагом в решении вышеупомянутых проблем является, очевидно, построение геологического профиля через исследуемый регион по материалам, получаемым в ходе геологической съемки. Затем на основании знаний о тектонике и эволюции земной коры можно сделать попытку провести геологическую интерпретацию до максимально возможных глубин. Поскольку информации о физических свойствах коры ниже структурных элементов, выделяемых на поверхности, не имеется, интерпретация геолого-геофизических данных может быть многозначной и становится более неопределенной по мере увеличения глубины. Однако, как уже сказано, предлагаемые модели должны отвечать некоторым требованиям, которые могут быть подкреплены геофизическими исследованиями.

Геологический профиль построен в масштабе № : 500 000 вдоль сейсмического профиля от равнины Пенджаб на юге до Уахана на севере, в 57 км южнее оз. Зоркуль.

Геологический профиль Лоуренспур — оз. Санго Сар (Астор). Южная часть профиля Лоуренспур — оз. Санго Сар проходит почти параллельно простиранию тектонических структур, за исключением участка, совпадающего с Хазарским синтаксисом (рис. 78, вкл.). Северная часть профиля пересекает тектонические структуры под острым углом в пределах первых 70 км, а далее к северу угол пересечения увеличивается до прямого в районе Каракорумского хребта. Следовательно, изображение некоторых геологических структур получается несколько измененным по отношению к изображению, перпендикулярному тектоническим структурам, а именно последние построения являются наиболее обычными. Для построения профиля использованы некоторые последние опубликованные работы [97, 116, 177]. Однако ни один из ранее опубликованных геологических разрезов точно не соответствует сейсмическому профилю. Таким образом, приводимый геологический разрез экстраполирован в сторону от опубликованных профилей, проходящих наиболее близко к сейсмическому профилю.

Расположенный южнее район изображен на геологических картах Фукса [116] и Стауффера [165]. Геологическое строение района, расположенного к северо-вос-

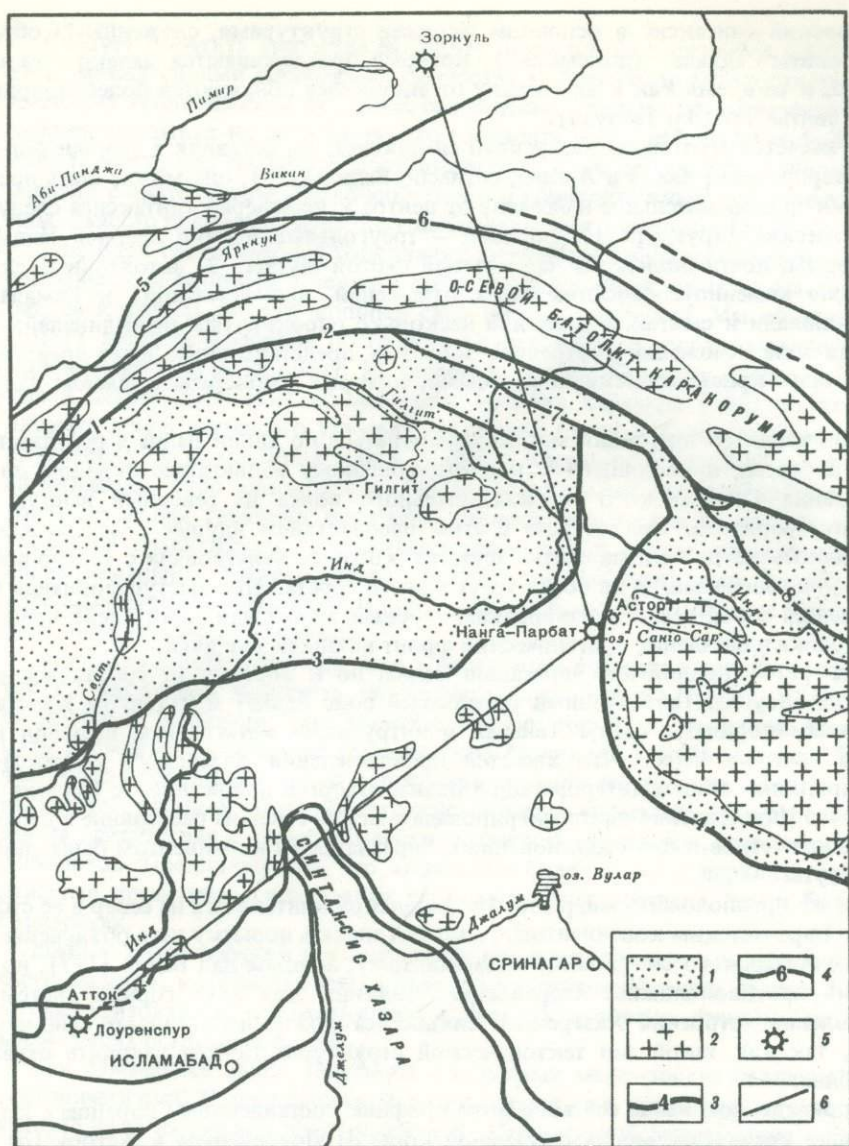


Рис. 77. Схематическая структурно-геологическая карта Каракорума и Гималаев

1 — геологические формации Тетиса; 2 — граниты; 3 — пограничные разломы геологических формаций Тетиса (1 — Дрош, 2 — Хини, 3 — Патан, 4 — Драс); 4 — прочие разломы (5 — Читрал, 6 — Хунза, 7 — Чалт, 8 — Шигар); 5 — пункты взрыва; 6 — сейсмические профили

току от Хазарского синтаксиса и оз. Санго Сар, в основном дано по работам Вадиа [178] и Миша (см. [103]).

Наиболее сложным строением отличается Хазарский синтаксис (Джеламский выступ по данным других авторов). Известно, что эта характерная структура обнажается в виде подковообразной центральной части с осью, ориентированной в северо-северо-западном направлении. Центральная часть сложена породами свиты Мурри (олигоцен—миоцен), более молодыми, чем окружающие их с трех сторон породы других свит. Два разлома, соответственно названные разломом Мурри и разломом Панджал [177], отделяют центральную часть от складчатого пояса, в пределах которого обнажаются породы различного состава (известняки, мергели, песчаники) и возраста (триас—эоцен). Однако в западной части синтаксиса эти два разлома отклоняются к югу. В ограниченной ими зоне, помимо указанных пород, развиты образования свиты Хазара (преимущественно аспидные и глинистые сланцы) докембрийского и ордовикского возраста.

Хазарский синтаксис в основном окружен структурами, сложенными образованиями свиты Салхала (докембрий), которые прослеживаются далеко на восток и север, в то время как к юго-западу от синтаксиса обнажаются более молодые породы (свиты Хазара и Танауал).

Что касается тектоники Хазарского синтаксиса, то, оставляя в стороне более ранние интерпретации Зюсса и Аргана, согласно Вадиа [177], она может быть представлена как последовательное налегание от центра к периферии синтаксиса следующих тектонических структур: 1) форланд — треугольный выступ древней Индийской платформы, почти полностью перекрытый свитой Мурри; 2) автохтонный складчатый пояс каменноугольно-эоценовых отложений, принадлежащих к Гималайской геосинклинали и смятых в одну или несколько опрокинутых антиклиналей; 3) покровная зона отложений внутренней зоны гор, представленных более древними гималайскими кристаллическими породами, которые надвинуты в южном направлении [178].

Такой характер тектоники мог сформироваться по линии Вадиа в результате давления с севера, приводящего к последовательному надвиганию складок по мере воздымания Гималайского геосинклинального пояса на северный выступ Гондванского форланда. При встрече с этим препятствием идущее с севера давление расчленилось на две компоненты, одна из которых действовала с северо-востока, другая — с северо-запада на борта треугольного горста. Этот выступ форланда (представляющий собой пенепленизированный горный хребет или горст) действовал в качестве блока и расчленил орогенический фронт волны на две дуги.

Фукс [116] принял интерпретацию Вадиа, но к востоку от синтаксиса между Парауточтоноусом (автохтонный складчатый пояс Вадиа) и надвигом Кристаллин, сложенным породами свиты Танауал и интрузиями метагранита, выделил новый покров (покров Чейл). Что касается происхождения Хазарского синтаксиса, то Фукс принял в общем интерпретацию Вадиа, отвергая положение Ле Пишона [139] о том, что Индостанская плита мигрировала с юга на север на расстояние в несколько тысяч километров и при столкновении с Евразийским континентом была под него поддвинута.

Если же предположить миграцию Индостанской плиты с юга на север и ее столкновение с Евразийским континентом, то можно сделать попытку дать объяснение образованию Хазарского синтаксиса, подобное тому, которое дал Вадиа [177], но предположив противоположное направление движения этих двух горных систем. Для установления строения Хазарского синтаксиса можно использовать сейсмический разрез, так как такой тип тектонической структуры должен находить отражение на глубине.

На приведенном выше сейсмическом профиле, составленном Скарашиа с коллегами, видно увеличение мощности земной коры от Лоуренспура к Астору (от 59 до 65 км на расстоянии около 100 км), что подтверждается гравиметрическими данными [143].

При наложении геологического профиля на сейсмический видно, что мощная кора устанавливается в юго-западной части Хазарского синтаксиса и прослеживается на северо-восток на расстояние около 100 км, достигая максимальных значений в пределах массива Нанга-Парбат. Значительная мощность земной коры в сочетании с особенностями тектонического строения дает возможность предположить, что увеличение мощности земной коры могло возникнуть в результате образования покровов, таких, как покровы Чейл и Кристаллин, перекрывающих Парауточтоноус или древний фундамент.

Такая интерпретация подтверждается сейсмическими исследованиями, показавшими заметное увеличение мощности слоя с низкой скоростью сейсмических волн, который, однако, прослеживается значительно глубже, чем это возможно было бы установить из геологического профиля. Увеличение мощности может быть вызвано наличием переслаивающихся горизонтов с высокими и низкими скоростями, что отвечает гипотезе о формировании тектонических покровов, а такой характер внутреннего строения земной коры обусловлен взаимным проникновением и "переслаиванием" двух окраин континентов или двух кристаллических чешуй, образовавшихся вследствие столкновения двух континентов.

Следует обратить внимание на то, что присутствие горизонтов с низкими скоростями между слоями с высокими скоростями обнаружено во многих других районах, имеющих геологическое строение, совершенно отличное от вышеописанного. Ангенхейстер указывал на наличие такого горизонта в верхней части земной коры в Альпах. Похоже, что он может соответствовать слою плавнения, появление которого связано с анатексисом, что способствовало горизонтальным тектоническим подвижкам. Ганссер применил такое допущение также и к Гималаям [117].

Еще одно геологическое толкование заслуживает проявление аномально высокой сейсмической скорости в верхней части земной коры в пределах массива Нанга-Парбат, за которым следует мощный слой низких скоростей. Мы обязаны Мишу (см. [103]) нашими знаниями по геологии этого массива, протягивающегося на сотни километров и переходящего на севере в массив Харамош. Детальные геологические и петрографические исследования массива Харамош [103] по разрезу, проходящему вдоль глубокого ущелья Инд между Сасли и Странглингом, показали, что внутренняя часть массивов Нанга-Парбат и Харамош представляет собой короткую антиклиналь, ядро которой сложено мигматитовыми гранито-гнейсами катазоны и мигматитовыми гнейсами мезозоны, образовавшимися в результате синорогенных процессов гранитизации при метаморфизме пород докембрийской свиты Салхала, принадлежащей к древнему фундаменту Индийской платформы. Это ядро перекрыто породами флиша мелового возраста и вулканического комплекса Драс, в различной степени метаморфизованными.

Контакты с породами мелового — эоценового возраста в основном тектонические, так что мы можем допустить, что целиком массив Нанга-Парбат — Харамош является крупным диапиром. Тем не менее эти или подобные структуры не могут объяснить аномальное поведение сейсмических скоростей внутри массива. Только наличие переслаивающихся пород в пределах верхних горизонтов массива может с геологических позиций объяснить эту сейсмическую аномалию. Действительно, Миш указал на присутствие в гранито-гнейсах включений мраморов, аспидных сланцев и амфиболитов. Предполагается, что включения более часты в верхних горизонтах, где действие процессов гранитизации было менее интенсивным, чем в более глубоких горизонтах.

Южный геологический профиль проходит почти параллельно простиранию южной части массива, которая менее изучена с геологической точки зрения. К югу сильно метаморфизованные отложения свиты Салхала, вероятно, отделены разломом от ее нормальных осадочных фаций.

Как отмечалось выше, контакты с породами мела — эоцена являются в основном тектоническими. С тектонической точки зрения они представляют исключительный интерес из-за их связи с предполагаемой "Структурной линией Инда". Как известно, согласно Ганссеру [118] и другим авторам, верхний флиш с офиолитами верхнего Инда представляет собой следы отложений Тетиса, выжатых при столкновении Азиатского континента и Индостанской плиты в заключительную фазу продолжительного ее дрейфа к северу.

Геологический профиль Зоркуль — оз. Санго Сар. Геологическая карта Западного Каракорума [102], геологические исследования в долине Хунзи [107] и в окрестностях Гилгита были использованы для построения геологического разреза, который пересекает тектонические структуры под менее острыми углами, чем предшествующий профиль. Массив Нанга-Парбат пересечен этим профилем диагонально с юго-юго-запада на северо-северо-восток в его центральной части и вдоль его западного склона, где сейсмический профиль и геологический разрез (рис. 79) пересекают под острым углом Патан.

Следует обратить внимание на недавнее обнаружение глаукофановых аспидных сланцев, развитых вдоль этого разлома в районе перевала Шанг-ла. Это открытие было сделано независимо Шамсом [163] и Децио [104]. Существование глаукофановых аспидных сланцев (фаций голубых сланцев) обычно связывается с проявлением субдукционных явлений. Таким образом, связь разлома Патан, который является западным продолжением Индского разлома, с глаукофановыми аспидными сланцами [106] подтверждает допущение Ганссера о том, что Индостанская плита поддвинута под Евразийский материк.

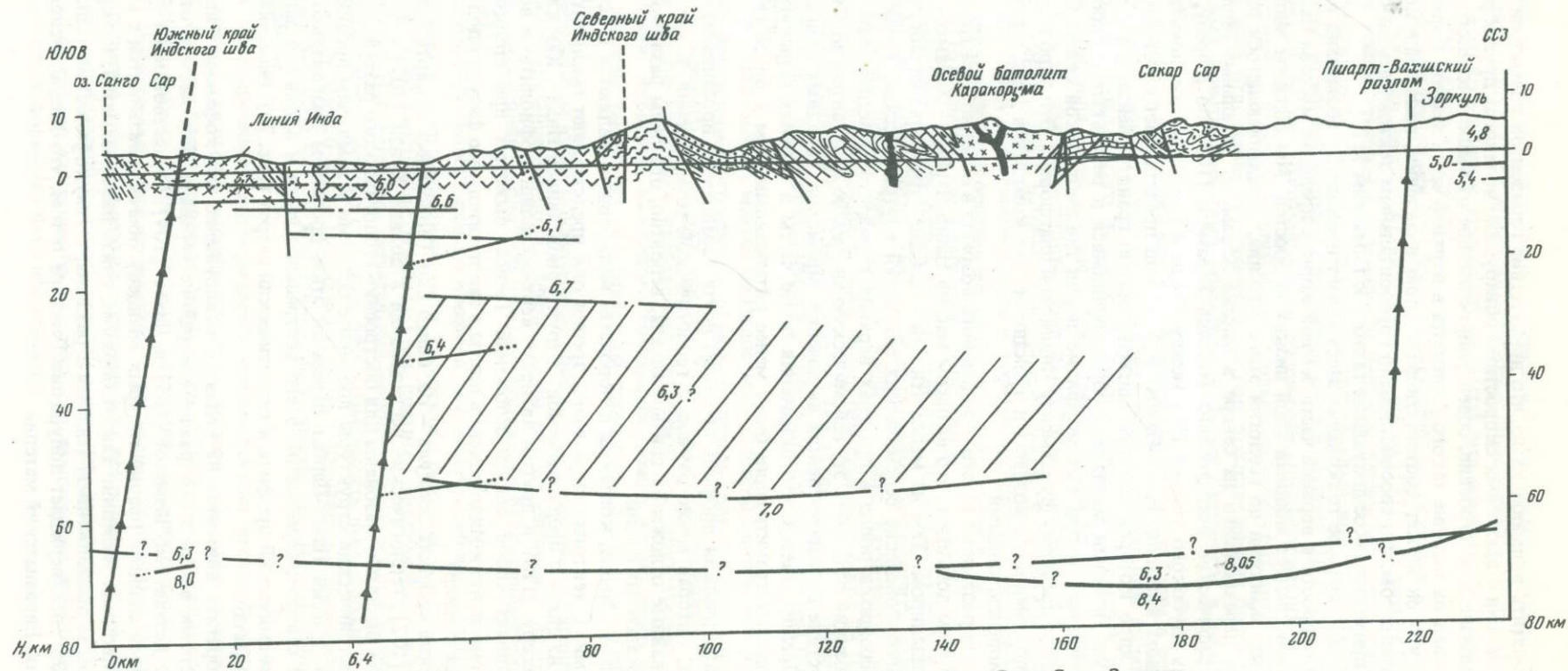


Рис. 79. Геолого-геофизический разрез земной коры по профилю Санго Сар – Зоркуль
Условные обозначения см. на рис. 78

Гранито-гнейсы Нанга-Парбата располагаются на западной стороне массива, контактируя по разлому с амфиболитами, замещающимися к западу породами Норитной группы. Геологическое строение этого района сходно со строением района Астор.

Породы Норитной группы имеют широкое распространение на геологическом профиле вследствие того, что профиль проходит под острым углом к простиранию слоев. Далее в этом же направлении разрез пересекает под менее острым углом тектоническую ось пояса Тетиса, который представлен здесь слабо метаморфизованными свитами группы Чалт, сопоставляемой с группой Ясин.

Разломы Номал и Чалт имеют то же восток-юго-восточное — запад-северо-западное простирание, что и пояс Тетиса, который ограничивается на севере разломом Хини.

Группа Чалт сопоставляется с офиолитами Верхнеиндского флиша, входящими в комплекс Тетиса, развитый в предполагаемой шовной зоне между Индостанской плитой и Азиатским континентом.

Гипотеза о наличии в этом регионе зоны столкновения между двумя древними плитами, ранее разделенными морем Тетиса, является одной из наиболее интересных проблем исследуемой территории. Эта гипотеза была выработана на основе нахождения известных с давних времен протяженных офиолитовых поясов юго-восток—северо-западного простирания, связанных с флишевыми отложениями и экзотическими блоками, образующими тектонический осадочный комплекс, известный под названием "офиолитовый меланж" [120].

Наиболее хорошо известен в пределах Каракорумского района пояс, который на протяжении многих километров примерно следует верхнему Инду и далее на запад по долинам рек Каргил и Дрос [118], однако похожие, но менее протяженные пояса проходят к северу от него по долинам Шигар и Шайок вплоть до долины р. Хундо [105].

От Дразы южный флишево-офиолитовый пояс поворачивает к северо-западу и северу, окружая северную часть массива Нанга-Парбат — Харамош. Северный метаморфический пояс (пояс Шигар — Шайок) имеет то же юго-восток—северо-западное направление и продолжается за пределы долины Хунза к западу, описывая огромную дугу, вплоть до провинции Читрал, где он принимает юго-западное направление. [107].

Поскольку сейсмический профиль пересекает метаморфический пояс в нижней части долины р. Хунза, очень важно изучить результаты глубинного сейсмического зондирования для того, чтобы проверить, имеются ли на глубине какие-либо признаки межконтинентального шва.

На геологическом разрезе нет никаких признаков, которые можно было бы проинтерпретировать как шов между двумя плитами, за исключением двух глубинных разломов, показанных на сейсмическом профиле. Сравнивая геологический профиль с сейсмическим, можно видеть иное положение этих двух разломов, чем положение границ мелового—эоценового пояса. Южный разлом смещен на 17,5 км от разлома Патан, а северный разлом — на 60 км от разлома Хини; оба разлома являются южной и северной границами пояса Тетиса.

Далее к северу геологический профиль пересекает метаморфическую свиту Думордо с мигматическими фациями, простирающимися в северо-северо-запад—восток-юго-восточном направлении. Породы интенсивно смяты в складки с падением слоев к югу и простираются до Каракорумского осевого батолита, который в основном сложен миоценовыми гранитоидами [107].

Сейсмический профиль и геологический разрез пересекают тектонические структуры почти перпендикулярно, и поэтому геологический профиль приобретает большую выразительность.

Далее к северу осадочные отложения слабо метаморфизованы, так что в долине р. Хунза они местами несут фаунистические остатки. В этом районе к северу от осевого батолита падение слоев противоположно по сравнению с таковым в районе к югу от батолита, и это является характерной чертой геотектонического строения Каракорума [108].

Ниже гранитного батолита на сейсмическом профиле не отмечается никаких особых структур, кроме увеличения глубины залегания поверхности Мохоровичича от

оз. Санго Сар к хр. Каракорум, где она достигает, а возможно и превышает, 70 км. В северной части сейсмического профиля выделены два интервала низких скоростей: один — на небольших глубинах (6,5–11 км) в южной его части, другой — в северной части на глубинах между 22 и 57 км. Первый может быть связан с запрокидыванием пород по южной части разлома, ограничивающего пояс Тетиса, однако действительная корреляция с геологическими элементами на поверхности отсутствует.

По поводу выделения зоны низких скоростей на глубинах 22–57 км можно повторить то, что было уже сказано ранее.

Другая тектоническая проблема, которую можно объяснить с помощью глубинного сейсмического зондирования, касается корня осевого батолита, который здесь пересечен под горной группой Батура (7785 м), и его взаимоотношений с геологическими структурами, но в особенности с другими крупными интрузивными телами, развитыми по бокам от осевого [105]. Решение этой проблемы зависит от установления следующего факта: является ли он частью более крупного сложного батолита, образованного слиянием на глубине всех третичных интрузивных тел, или является независимым батолитом. Решение этого интересного и важного вопроса требует проведения дополнительных детальных сейсмических исследований.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ
ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ, ПАМИРА,
КАРАКОРУМА И ГИМАЛАЕВ

Совокупность горных систем Тянь-Шаня, Памира, Каракорума, Гималаев и Индукуша с исключительной напряженностью их орогенического процесса и высочайшими на планете вершинами занимает узловое положение на Евразийском материке. Объединяет все перечисленные горные сооружения единовременность проявления в них одного из наиболее ярких геодинамических процессов — новейшего орогенеза. Однако территория, охваченная комплексными геолого-геофизическими исследованиями по международному Памиро-Гималайскому проекту, включает в себя орогенные структуры различной морфологии и знака, в том числе линейные хребты, высокие нагорья, межгорные впадины и предгорные прогибы. Если же допустить, что строение земной коры в той или иной мере отражает не только события последней (новейшей) геологической эпохи, но и особенности структурно-формационного развития на протяжении неогена, а возможно, и более значительного отрезка геологического времени, то различие между отдельными районами этой огромной территории станет еще более очевидным. Ниже дается характеристика строения земной коры и верхней мантии Земли, присущая каждой тектонической зоне, с детальностью, которую позволяли масштаб и методика исследований. Далее путем сокращения признаков будут даны некоторые общие особенности, характерные для изучавшейся области новейшего орогенеза в целом.

Глава I

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ЗЕМНОЙ КОРЫ
ТОКТОГУЛ — СРИНАГАР

Представленный на рис. 80 геолого-геофизический разрез позволяет охарактеризовать особенности глубинного строения крупных блоков литосферы вдоль трассы профиля от Ферганской впадины на севере до Предгималайского прогиба на юге. В самом общем плане можно выделить с севера на юг блоки: Ферганский, Алайский (Южно-Тянь-Шаньский), Северо-Памирский, Центрально- и Южно-Памирский, Каракорумский, флишевой зоны Инда, Высоких Гималаев, Низких Гималаев и Предгималайского прогиба. Во многих случаях между блоками располагаются переходные зоны, порой имеющие столь индивидуальное строение, что их можно считать небольшими самостоятельными блоками.

Для Ферганского блока в целом типична большая мощность мезозойско-кайнозойского чехла, уменьшающаяся в южном и северном направлениях. Наибольшей мощности он достигает в центральной части Ферганской впадины (8–10 км). Консолидированная кора мощностью 40 км и более простирается под осадочным чехлом до глубины порядка 50–55 км и характеризуется скоростями распространения сейсмических волн 6,3–6,5 км/с. Скоростные уровни 6 и 6,5 км/с погружаются до глубин соответственно 15 и 25 км. Для центральной и северной частей Ферганского блока характерно возрастание скорости распространения продольных сейсмических волн с глубиной без инверсии; лишь на глубинах 20–25 км устанавливается слой пониженной скорости. Известны данные о том, что в нижней части земной коры Ферганского блока имеется слой мощностью 15–17 км, в котором скорости возрастают до 7,4 км/с [34]. Средняя скорость в консолидированной коре увеличивается в связи с этим до 6,7 км/с. В южной части Ферганского блока скоростная неоднородность консолидированной коры увеличивается. На глубинах 21–25 км здесь отмеча-

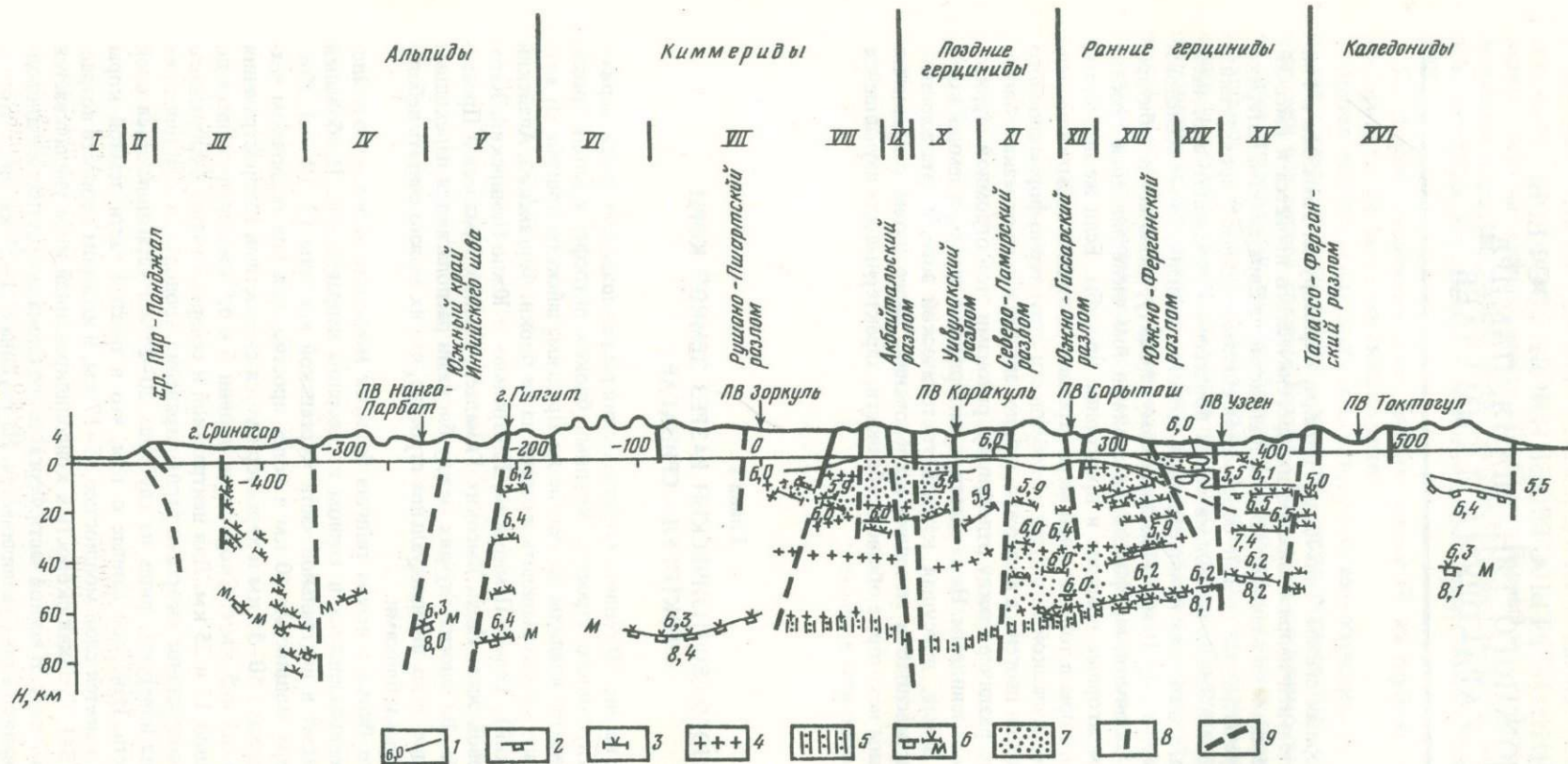


Рис. 80. Сейсмический разрез земной коры по профилю Токтогул – Сринагар (составили: Н.А. Беляевский, Б.С. Вольвовский, И.С. Вольвовский, Э.А. Гольдвирт, С.А. Зуева, К.Л. Кайла, Г.В. Краснопевцева, А. Марусси, А.Р. Митрофанова, В.А. Пак, Б.Б. Таль-Вирский, И. Финетти, И.Х. Хамрабаев)

I – Предгималайский краевой прогиб, II – Внешние Гималаи, III – Сринагарская депрессия, IV – Большие Гималаи, V – зона флиша Инда, VI – Центральный Каракорум, VII – Юго-Восточный Памир и Вахшская зона, VIII – Центральный Памир, IX – зона Акбайталского разлома, X – Дарваз-Сарыкольская зона,

XI – Алайский прогиб, XII – Сурмиташская зона, XIII – внешние предгорья Алая, XIV – Карачатырская зона, XV – Баубашатинская зона, XVI – Чуйская депрессия
1 – изолинии скоростей, определенных по годографам рефрагированных и отраженных волн, км/с; 2–5 – сейсмические границы, построенные: 2 – по годографам преломленных волн от взрывов, 3 – по годографам отраженных волн от взрывов, 4 – по обменным волнам от землетрясений, 5 – по проходящим волнам от глубокофокусных землетрясений; 6 – поверхность Мохоровичича; 7 – зоны с повышенной плотностью точек обмена; 8, 9 – разломы: 8 – по геологическим данным, 9 – предполагаемые по сейсмическим данным

ется высокоскоростное включение (6,5 км/с), ниже которого располагается волноводный слой (6,2 км/с). Граничные скорости на поверхности Мохоровичича несколько повышены (8,2 км/с). Повышена по сравнению с другими районами и плотность верхней мантии (до $3,3 \pm 0,015$ г/см³). Таким образом, в верхней части земной коры Ферганского блока скорости продольных волн по отношению к окружающим горным сооружениям понижены, а в нижней — повышены. Повышены также скорость распространения сейсмических волн и плотность в верхней мантии.

Непосредственно к югу от Ферганского блока располагается Карачатырская зона, наиболее примечательной особенностью которой является присутствие офиолитового пояса, связываемого с Южно-Ферганским глубинным разломом. В пределах Карачатырской зоны мощность консолидированной коры увеличивается до 50 км. Кора слабо расслоена, о чем свидетельствуют отсутствие отражающих горизонтов и малое число границ обмена. В то же время в скоростном отношении кора весьма неоднородна. До глубины 15 км здесь присутствует не менее двух включений слоев с повышенной скоростью и двух волноводов. Неоднородна и средняя часть коры: включения слоев повышенной скорости, разделенных волноводом, отмечаются на глубинах 22–27 и 35–40 км. Сочетание большой скоростной неоднородности коры с отсутствием отражающих границ и границ обмена можно объяснить в том случае, если допустить интенсивную деформированность материала коры с разрушением сейсмических границ. Однако наиболее примечательной особенностью Карачатырской зоны является воздымание поверхности Мохоровичича с севера и юга к линии Южно-Ферганского глубинного разлома не менее чем на 5 км; тем самым создается антиклинальная форма этой поверхности. Антиклинально приподнята в районе Южно-Ферганского разлома и поверхность Конрада. Обе поверхности в районе глубинного разлома претерпевают разрыв с приподнятым северным (Ферганским) блоком. Приподнятое положение поверхности Мохоровичича в зоне Южно-Ферганского разлома прослеживается не только по сечению международного профиля, но и далеко на запад от него. В поле аномалий Буге Южно-Ферганскому разлому, как и Карачатырской зоне в целом, соответствует начало крупной гравитационной депрессии, охватывающей Южный Тянь-Шань, Памир, Каракорум и Гималаи. Карачатырская зона занимает граничное положение между Ферганским и Алайским (Южно-Тянь-Шаньским) блоками и по строению земной коры.

Алайский блок характеризуется целым рядом примечательных особенностей. Все-му блоку свойственна высокая расслоенность земной коры, причем все отражающие горизонты, залегающие на глубинах 15–40 км, воздымаются в северном направлении. Напротив, скоростные уровни 5,5 и 6 км/с погружаются в том же направлении, причем последний из них как бы ограничивает сверху отражающие горизонты. В северном направлении воздымается и поверхность Мохоровичича; при этом мощность консолидированной коры сокращается от 63 до 55 км. О большой расслоенности консолидированной коры говорит и большое количество границ обмена, которые, однако, по глубине располагаются неравномерно и образуют несколько слоев. В верхней части разреза, до 5 км, прослеживаются две границы обмена. Ниже этих границ, до 10 км, располагается слой минимальной плотности точек обмена, еще ниже располагается толща с высокой плотностью точек обмена, но границы обмена в ней характеризуются малой интенсивностью. Наконец, в Алайском блоке с поверхностью Мохоровичича совпадает сильная граница обмена, что свидетельствует о его скоростной "резкости". В плане распределения скоростей Алайский блок отличается многочисленными высокоскоростными включениями, объединяющимися в высокоскоростную область ($V_p = 6,5$ км/с), поверхность которой залегает на глубине 12 км. Высокоскоростные включения чередуются со слоями пониженной скорости, особенно интенсивными в интервалах глубин 21–24, 30–35 и 40–46 км. Зафиксированные в Алайском блоке скорости распространения сейсмических волн показывают, что герцинские складчатые комплексы Южного Тянь-Шаня простираются не глубже 10–12 км от земной поверхности, так как ниже скорости превышают 6,5 км/с, что не свойственно дислоцированным толщам герцинского возраста. Их основанием служат, по-видимому, расслоенные породы предположительно докембрийского возраста, которые обнажаются в Восточном Алае у перевала Чигирчик и по р. Куршаб, севернее пос. Гульча. Поскольку верхняя часть складчатого фундамента под Южным Тянь-Шанем отлича-

ется от нижней большим количеством границ обмена, можно предположить, что нижняя часть складчатых комплексов сложена породами, аналогичными породам Каратегинского кристаллического блока; возраст ее может быть оценен как ранне-протерозойско-позднеархейский.

На глубине около 40 км в земной коре выделяется своеобразный сейсмический слой, в котором отмечаются резкое нарастание скорости распространения сейсмических волн и высокая расслоенность, характерная только для зоны распространения герцинитов в этой части Средней Азии.

Поверхность Мохоровичича по единичным определениям характеризуется скоростью распространения продольных волн 8,1 км/с. Плотности пород верхней мантии убывают в южном направлении от 3,33 до 3,26 г/см³. На южном ограничении Алайского блока располагается своеобразная зона полного отсутствия отражающих горизонтов, сопровождающаяся крупным нарушением поверхности Мохоровичича с амплитудой 7 км. По этому нарушению приподнят северный Алайский блок. По обе стороны рассматриваемого нарушения отражающие горизонты имеют встречное падение. Плоскость разлома вертикальна или слабо наклонена в нижней части коры в сторону осевой зоны Южного Тянь-Шаня.

Зона Алайского прогиба и Заалайского хребта характеризуется дальнейшим увеличением толщины земной коры до 70 км и одновременным увеличением ее нижнего высокоскоростного (6,9–7,2 км/с) слоя до 28 км. Так же как на Южном Тянь-Шане, этот слой имеет аномально высокую расслоенность, причину которой можно искать в частом чередовании тонких слоев с повышенной и пониженной скоростью. Вместе с тем скорость в верхней части земной коры до 40 км здесь понижена по отношению к Алайскому блоку и Северному Памиру. Сравнительно маломощные слои пониженной скорости, устанавливаемые в коре этих блоков, по направлению к Алайскому прогибу утолщаются, объединяются и создают мощные низкоскоростные включения. Алайский прогиб отличается общим снижением расслоенности земной коры, что проявляется в поле отраженных и обменных волн. В рельефе всех глубинных границ наблюдается соответствие антиклинальных форм Заалайскому хребту. Северо-Памирский разлом круто пересекает всю толщу земной коры и нарушает поверхность Мохоровичича, которая опущена на 5–10 км по сравнению с Южным Тянь-Шанем.

Блок Северного Памира характеризуется самым глубоким по линии профиля погружением поверхности Мохоровичича — свыше 75 км. Погружается также (до 9 км) скоростной уровень 6 км/с. В противоположность этому скоростной уровень 6,5 км/с проходит на сравнительно небольшой глубине — 11–12 км. В целом скорости распространения волн, кроме самой верхней части разреза, соответствующей верхнепалеозойским образованиям, характеризуются повышенными значениями. Особенно высока мощность нижнего высокоскоростного слоя ($\Delta H = 40$ км; $V_{II} = 6,9$ – $7,2$ км/с), которая превышает половину всей мощности земной коры. Отражающие горизонты, залегающие на глубине 25–30 км, довольно редкие в этом блоке, имеют южное падение. Единственный слой пониженной скорости отмечается на глубине 25–30 км. С его подошвой, видимо, и связаны отражающие горизонты.

В Каракульской структурно-формационной зоне Северного Памира границы обмена в земной коре практически отсутствуют. Число их резко возрастает в Дарваз-Сарыкольской и Калайхумб-Сауксайской зонах. Последние по особенностям строения земной коры и ее сейсмическим параметрам подобны Сурмиташской зоне Алайского блока.

Акбайтальская зона разломов, расположенная на границе Северного и Центрального Памира, характеризуется тем же типом земной коры, что и северные зоны Памира. Отмечаемые здесь по геологическим данным пучки параллельных и сходящихся субширотных разломов могут быть прослежены в толще земной коры вплоть до поверхности Мохоровичича, которая имеет амплитуду смещения 4–5 км.

Таким образом, определилось крутое падение разломы Акбайтальской зоны на север, а не пологое на юг, как это предполагалось рядом исследователей [23, 30]. Акбайтальская зона разломов простирается вдоль крупной градиентной ступени в поле аномалий Буге. Величина и характер этой ступени в поле силы тяжести близки к таковым в зоне Южно-Ферганского разлома, крутое падение которого не вызывает сомнения.

Центрально-Памирский блок отличается от Северо-Памирского относительно менее глубоким залеганием поверхности Мохоровичича, которая фиксируется здесь на отметках 65 км. Разрез земной коры этой зоны близок к установленному для Северного Памира. В то же время по геологическим данным Центрально-Памирский блок принадлежит к области киммерид, а Северный Памир — к области поздних герцинид. В пределах Центрально-Памирского блока вертикальная мощность складчатых киммерид, по-видимому, превышает 15 км, что отражается в высокой расслоенности верхней части земной коры до глубины 20 км. Характерным для Центрального и Юго-Восточного Памира является увеличение скоростей в консолидированной коре. Слой со скоростью распространения волн 7 км/с составляет почти половину мощности земной коры. Выше залегает переходный высокоскоростной слой ($V_{\text{п}} = 6,8$ км/с) мощностью 10 км. Разрез характеризуется увеличением скорости с глубиной, слои с аномально повышенной и пониженной скоростями нехарактерны.

Раздел на глубине около 20 км (средняя скорость распространения сейсмических волн до него равна 5,9 км/с) расположен в области распространения верхнеархейских комплексов, сложенных гранулитами, гнейсами, доломитами и гранитизированными породами. Это предположение, высказываемое по аналогии с докембрийскими комплексами Юго-Западного Памира (Бадахшанский срединный массив), дает возможность сопоставлять указанный раздел с аналогичной поверхностью, отмеченной в низах земной коры Сурмиташской зоны и Алайского блока. Существенным является приуроченность к ограничению Центрального Памира Памиро-Гиндукушской сейсмической зоны с очагами в мантии на глубинах до 250 км. Исследование запаздывания волн от далеких землетрясений удалось установить присутствие в мантии Памиро-Гиндукушской зоны высокоскоростного слоя. Использование времени пробега проходящих волн P от Памиро-Гиндукушских землетрясений позволило детализировать строение мантии и установить, что повышение скорости распространения сейсмических волн в мантии имеет место только в Гиндукушском звене сейсмогенной зоны, в то время как в восточной ее части, соответствующей Центральному Памиру, скорости в мантии, напротив, понижены. Для всего Памира, несмотря на большую глубину залегания границы Мохоровичича, характерны пониженные плотности пород верхов мантии ($3,26$ г/см³). Относительно повышена ($3,29$ г/см³) плотность мантии лишь в Каракульской зоне Северного Памира.

Блок Центрального Каракорума мало исследован сейсмическими методами. Поверхность Мохоровичича, характеризующаяся здесь скоростью 8,4 км/с, залегает на глубине 65–70 км.

Зона флиша и офиолитовый пояс Инда отличаются наиболее глубоким в южной части профиля погружением поверхности Мохоровичича (70–73 км), которая здесь характеризуется скоростью 8,0 км/с. Поверхность нижнего высокоскоростного слоя здесь несколько приподнята. Выше этого раздела скорости не превышают 6 км/с, тогда как в блоке, прилегающем с севера к офиолитовому поясу, характерны повышенные скорости (6,2 км/с), что может быть связано с внедрениями основных и ультраосновных интрузий. Сам офиолитовый пояс до глубины около 70 км, по-видимому, не расслоен.

Блок Больших Гималаев, во всяком случае в районе массива Нанга-Парбат, обладает несколько меньшей мощностью земной коры, чем в сопредельной Сринагарской депрессии и в зоне флиша Инда. Поверхность Мохоровичича здесь ($V_{\text{г}} = 8,1$ км/с) расположена на глубине 65 км, что согласуется с ранее полученными сейсмологическими данными [50]. В толще консолидированной коры обособляются три слоя со скоростями 5,5; 6,0 и 6,5 км/с. Можно предположить, что верхний слой соответствует гранито-гнейсовым комплексам, слагающим массив Нанга-Парбат. Средний слой коррелируется с древними докембрийскими кристаллическими толщами оси Гималайского антиклинория и Бадахшанского срединного массива. Нижний слой может рассматриваться в качестве аналога "базальтового" слоя. На глубине 10–40 км можно допустить наличие слоя пониженной скорости, мощность которого резко уменьшается в юго-западном направлении.

Сринагарская депрессия расположена в пределах общего изменения мощности земной коры от ее больших значений на севере (70 км) до гораздо меньших на скло-

нах хр. Пир-Панджал (45 км и менее). Земная кора и верхняя мантия здесь относительно тонко расслоены. Наклоны отражающих границ в земной коре депрессии и краевого шва однотипны. Не исключено, что отмечаемая расслоенность в коре имеет тектонический характер.

Предгималайский предгорный прогиб, судя по сейсмическим данным [37], характеризуется корой, типичной для платформенных областей. Поверхность Мохоровичича залегает на глубине 32–35 км. В толще консолидированной коры выделяются "гранитный" ($V_{II} = 6,4$ км/с) и "базальтовый" ($V_{II} = 6,9$ км/с) слои; максимальная мощность осадочного чехла около 5 км [38]. Необходимо отметить, что разломы, разделяющие крупные блоки коры в пределах профиля, близки к вертикальным. Это относится, по-видимому, и к краевому шву Гималаев, который имеет в верхней части земной коры северное падение, но на глубине становится вертикальным.

Глава 2

ХАРАКТЕР ПОЛЯ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

По значениям сейсмических параметров, полученным вдоль профиля Токтогул — Сринагар, составлена принципиальная плотностная модель земной коры и верхов мантии, средние плотности вещества для которой вычислены по зависимости плотность — скорость.

Рассмотренной выше сейсмологической модели земной коры по профилю соответствуют в общем пониженные значения средних скоростей в земной коре — от 6,0 до 6,3 км/с. В соответствии с этим значения средней плотности земной коры также получаются невысокими — от 2,69 до 2,77 г/см³. Такие значения плотности горных пород при глубинах до поверхности Мохоровичича 65–75 км приводят к очень большим величинам отрицательного гравитационного влияния земной коры (–400 мГал). Это примерно на 50 мГал выше наблюдаемых аномалий Буге, что приводит к представлению о положительных значениях глубинных (остаточных) аномалий силы тяжести, источником которых может быть только относительно уплотненное вещество верхней мантии.

Этот вывод, однако, находится в прямом противоречии с результатами анализа рельефа геоида (дефект масс, фиксируемый на глубинах 100–200 км) [8] и высотных магнитных аномалий (воздымание теплового фронта и, как следствие, разуплотнение верхней мантии) и с выводами наших предшественников [17, 34]. Такое противоречие связано, вероятно, с двумя причинами: во-первых, с отличием плотностной модели, применявшейся ранее (например 2,85 г/см³); во-вторых, в прежних вариантах интерпретации глубина до поверхности Мохоровичича принималась здесь равной 65 км, а не 75 км, как в данном случае. Полученные по приведенной зависимости плотность—скорость малые значения средних плотностей земной коры обусловлены недоучетом влияния температуры на столь больших глубинах на зависимость этих параметров между собой, а температура, как известно, значительно больше влияет на сейсмические скорости, чем на плотность [31, 32]. Отсюда следует, что для определения плотности по скорости последнюю следует привести к значению при $T = 20^\circ$, т.е. к такому, для которого эта функция определена.

В зависимости от предположения о распределении температуры в разрезе земной коры и от совокупного действия термодинамических условий (давление + температура) поправка к наблюдаемому значению скорости может составить до 0,5 км/с. Соответственно при ее учете возрастут и полученные значения плотности горных пород (табл. 27).

Введение поправки к средним значениям плотности вещества земной коры существенно изменяет результаты вычисления величины гравитационного влияния земной коры в сторону уменьшения. При поправке к скоростям на +0,3 км/с среднее значение вычисленного влияния земной коры составит примерно –200 мГл, при поправке +0,5 км/с—около –140 мГл. Среднее значение глубинных аномалий ($\Delta g_{гл}$) составит соответственно около –150 и –280 мГл.

Из рассмотренных трех моделей разреза нам представляется наиболее вероятной

Варианты плотностной модели разреза

$V_{\text{ср.}}$, км/с	Варианты плотностной модели разреза			$V_{\text{ср.}}$, км/с	Варианты плотностной модели разреза		
	Модель 1 ($\Delta V = 0$)	Модель 2 ($\Delta V = +0,3$)	Модель 3 ($\Delta V = +0,5$)		Модель 1 ($\Delta V = 0$)	Модель 2 ($\Delta V = +0,3$)	Модель 3 ($\Delta V = +0,5$)
6,0	2,69	2,77	2,83	6,4	2,80	2,88	2,93
6,2	2,74	2,83	2,88	$\sigma_{\text{ср.}}$, г/см ³	2,75	2,83	2,89
6,3	2,77	2,85	2,91				

модель 2 ($\sigma_{\text{ср.}} = 2,83$ г/см³). Она также наиболее близко совпадает со среднестатистической плотностной моделью земной коры [13], тогда как плотностные модели 1 и 3, очевидно, должны быть соответственно занижены и завышены.

Охарактеризуем распределение $\Delta g_{\text{гл}}$ вдоль профиля (плотностная модель 2, рис. 81). График глубинных аномалий силы тяжести в общем подобен графику аномалий Буге. Он также характеризуется глубокой депрессией в своей средней части и возрастанием напряженности поля силы тяжести к краям. Однако значения $\Delta g_{\text{гл}}$ более дифференцированы, чем значения $\Delta g_{\text{Б}}$. Различаются они между собой на величины, составляющие от 100 до 300 мГл (в среднем примерно на 200 мГл). График $\Delta g_{\text{гл}}$ также существенно отличается от графика $\Delta g_{\text{из}}$. Последний, за вычетом локальных осложнений, в общем имеет примерно единый уровень на всем протяжении профиля. Такое различие в поведении аномалий $\Delta g_{\text{гл}}$ и $\Delta g_{\text{из}}$ свидетельствует о том, что изостатическое равновесие достигается в значительной мере за счет распределения плотности в верхней мантии.

Общий характер графиков $\Delta g_{\text{гл}}$ и морфология поверхности Мохоровичича примерно согласуются, но только в целом. Ни один из конкретных элементов рельефа поверхности Мохоровичича не находит сколько-нибудь заметного отражения в поведении $\Delta g_{\text{гл}}$. Это также подтверждает представления о том, что изостатическая компенсация в значительной мере осуществляется на глубинах, намного больших уровня залегания поверхности Мохоровичича.

Графики $\Delta g_{\text{гл}}$, отвечающие плотностным моделям 1 и 3, практически параллельны между собой и графику $\Delta g_{\text{гл}}$ для модели 2, но сдвинуты по отношению к последнему

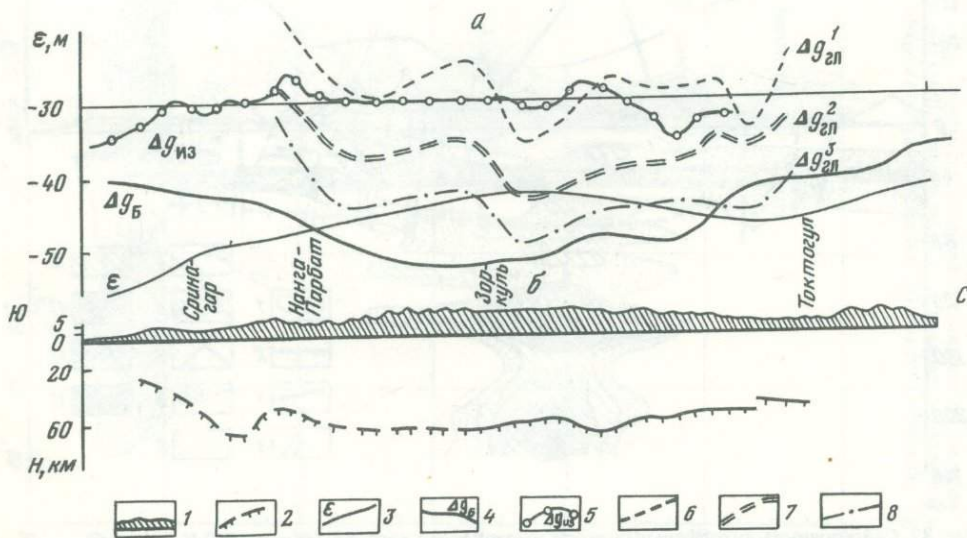


Рис. 81. Графики аномалий гравитационного поля и высот геоида (а) в сопоставлении с разрезом земной коры (б) по профилю Токтогул – Сринагар (составили: А.А. Борисов, Н.П. Лопатина, Ю.А. Тараканов)

1–3 – поверхности: 1 – твердой оболочки Земли, 2 – Мохоровичича, 3 – геоида; 4 – аномалии силы тяжести в редукции Буге [42]; 5 – изостатические аномалии силы тяжести; 6–8 – глубинные (остаточные) аномалии, соответствующие плотностным моделям: 6 – первой, 7 – второй, 8 – третьей (см. табл. 25)

соответственно вверх и вниз. Отрицательные глубинные аномалии силы тяжести, выделяемые вдоль всего профиля по графику для модели 2 практически от северной до южной окраины огромного сгущения горных массивов Центральной Азии, свидетельствуют о дефекте плотности верхней мантии под ними. Из сопоставления этих данных с вышеприведенными результатами анализа рельефа геоида, зональных магнитных аномалий, а также сейсмологических исследований следует, что относительное разуплотнение вещества верхней мантии охватывает глубины примерно от 100–150 до 200–300 км и соответствует мощному астеносферному слою.

Глава 3

СЕЙСМИЧНОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ВДОЛЬ ПРОФИЛЯ ТОКТОГУЛ – СРИНАГАР

Для выявления общих закономерностей пространственного распределения сейсмичности были проанализированы региональные сейсмологические материалы, опубликованные в работах [51, 133, 138, 150, 151], и построены: карты плотности очагов землетрясений в вертикальном разрезе литосферы (до глубин ~ 200 –250 км) в изолиниях; графики распределения очагов землетрясений с глубиной (для региона в целом и для важнейших геотектонических единиц); кривые плотности эпицентров землетрясений вдоль геотраверса. Указанные построения дополнены графиком из-

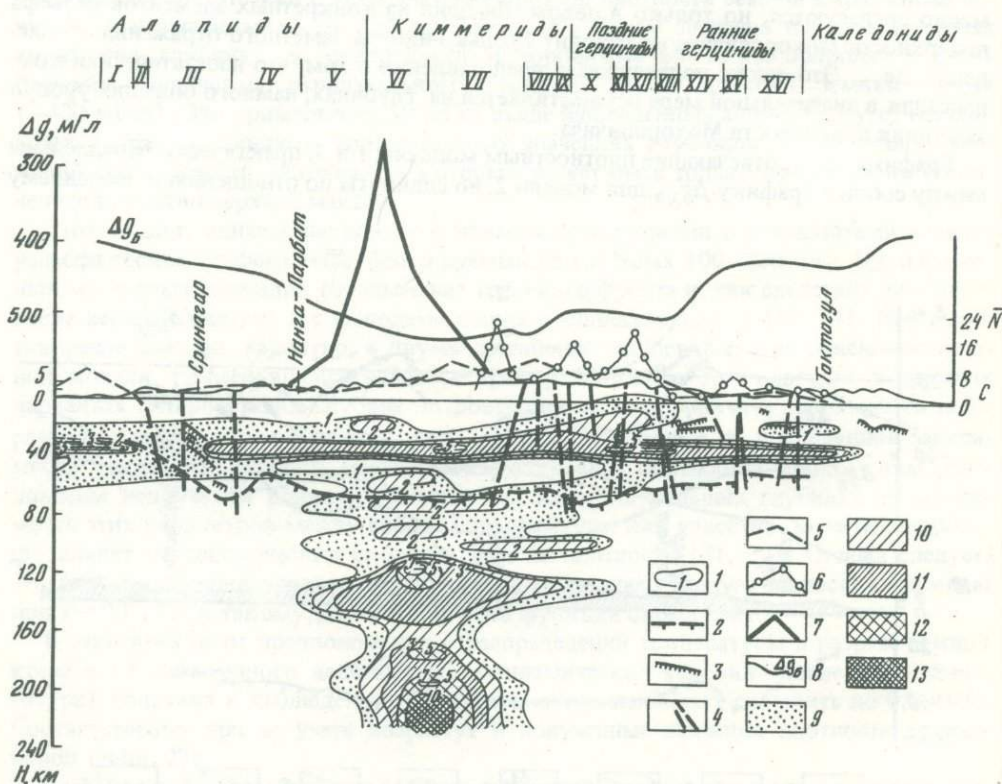


Рис. 82. Сейсмичность литосферы Памиро-Гималайского региона (составил Ю.К. Щукин)

Условные обозначения к рис. 82, 83

1 – изолинии плотности гипоцентров землетрясений, усл. ед. [89, 150, 151]; 2 – поверхность Мохоровичича по сейсмическим данным; 3 – сейсмические границы в земной коре; 4 – глубинные разломы; 5–7 – кривые плотности эпицентров землетрясений: 5 – с очагами в земной коре, 6 – для северной (советской) части профиля, 7 – с очагами до глубины 240 км; 8 – кривая аномалий силы тяжести в редукции Буге [142]; 9–13 – шкала значений плотности гипоцентров землетрясений. vcp. ед.: 9 – 1–2, 10 – 2–3, 11 – 3–5, 12 – 5–7, 13 > 7

Пояснение I–XVII см. на рис. 80

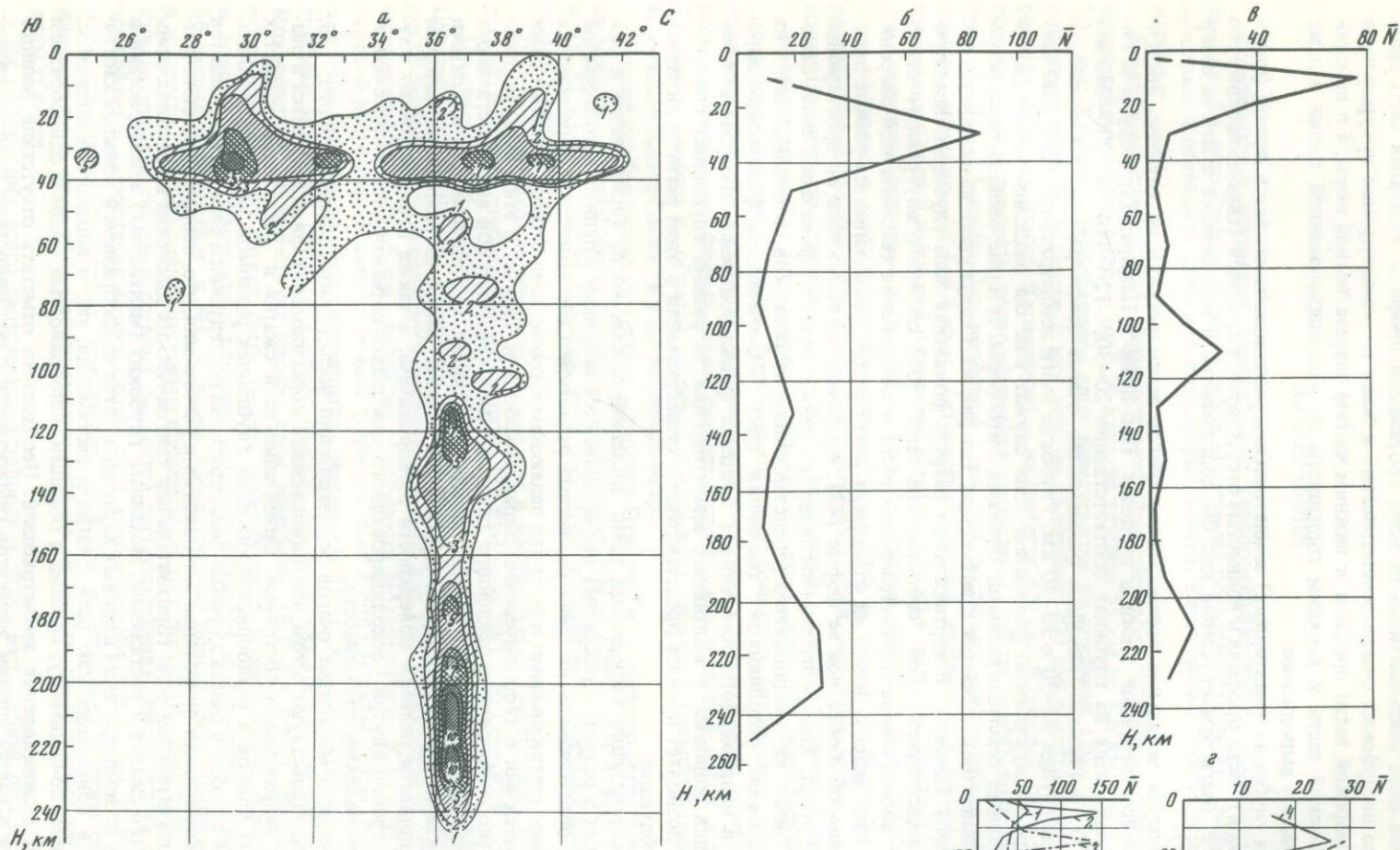


Рис. 83. Распределение очагов землетрясений по глубине (составил Ю.К. Щукин)
a – в изолиниях плотности гипоцентров (условные обозначения см. на рис. 82); *б-г* – графики изменения плотности очагов с глубиной: *б* – Памир – Каракорум – Гиндукуш, *в* – Памир, *г* – Тянь-Шань (1 – Чаткальский блок, 2 – Ферганский блок, южная часть, 3 – Ферганский блок, восточная часть, 4 – Северо-Тянь-Шаньский блок, 5 – Тянь-Шань в целом)

менения величины амплитуды новейших тектонических движений [8]. Анализ перечисленных карт и графиков позволяет отметить следующее.

Земная кора сейсмоактивна на всем протяжении профиля. Основная часть сравнительно неглубоких очагов землетрясений и зоны их концентрации приурочены в индо-памирской части профиля к нижним частям разреза земной коры, а в памиро-тянь-шаньской части к верхним горизонтам ее консолидированной толщи и даже к осадочному выполнению.

Очаги глубоких (мантийных) землетрясений расположены только в южной (индо-памирской) части профиля и полностью отсутствуют в северной (тянь-шаньской) его части, т.е. очаги землетрясений как бы поднимаются в направлении с юга на север (рис. 82).

Намечается зональное распределение очагов землетрясений по глубине. Энергоемкие сейсмоактивные этажи в пределах Тянь-Шаня и Памира, Каракорума и Гималаев находятся на глубинах соответственно 20–30, 120–140 и 200–240 км (рис. 83). В Южном Тянь-Шане большинство очагов землетрясений заключено в интервале глубин 10–20 и 30–40 км. Глубокие очаги землетрясений (200–300 км) в Памиро-Гиндукушской фокальной зоне служат как бы разделом между двумя крупнейшими сейсмоактивными блоками литосферы. В плане область распространения эпицентров сужается с юго-запада (от района Гиндукуша) на северо-восток (в сторону Памира). В вертикальном разрезе фокальная зона глубоких землетрясений представляет собой "сейсмическое тело" [61] сложного внутреннего строения и с аномальными параметрами скорости и поглощения сейсмической энергии. До сих пор неясно, имеет ли фокальная зона наклон. Высказывались разные предположения об X-образной ее форме [43], изменчивости ее наклона по простиранию [58, 61] и т.д. Еще более спорны представления о природе фокальной зоны, основанные либо на традиционных представлениях сторонников фиксизма, либо на представлениях сторонников "тектоники плит". Изменчивость физических параметров и напряженного состояния в пределах фокальной зоны, сложные взаимоотношения коровых и мантийных землетрясений на разных глубинных срезах — все это позволяет принять представление о существовании в этом регионе активной зоны субдукции.

В распределении выделенных нами аномалий сейсмичности (показанных в разных видах в разрезе литосферы) вырисовываются основные крупные блоки земной коры и обрамляющие их зоны глубинных разломов. Сейсмичность контролируется крупными вертикальными или круто падающими контактами блоков с различными геологическими и геофизическими характеристиками. Наряду с этим следует отметить четко выраженную тенденцию распределения сейсмической активности вдоль субгоризонтальных границ раздела между основными глубинными структурными комплексами в коре и верхней мантии. Это хорошо видно на разрезе, на котором неоднородности рельефа поверхности Мохоровичича, а также промежуточных глубинных границ внутри консолидированного комплекса коры коррелируются с основными аномалиями сейсмичности.

Сведения о механизме очагов землетрясений исследуемого региона [89, 90, 138, 150] свидетельствуют о том, что блоки земной коры вдоль профиля находятся в различном напряженном состоянии. Ориентация осей сжатия и растяжения в местах контакта блоков и разноориентированных глубинных разломов хаотична. В большинстве случаев в очагах коровых землетрясений исследуемого региона наблюдается субгоризонтальная ориентация осей сжатия и растяжения, что, вероятно, свидетельствует о значительной роли горизонтальных тектонических движений в условиях относительного сжатия и растяжения. Механизм глубоких (мантийных) землетрясений в отличие от землетрясений коровых характеризуется однообразием и меньшей хаотичностью в ориентации как осей сжатия и растяжения, так и плоскостей подвижек. Последнее, по-видимому, связано с большей однородностью среды и однообразием условий возникновения землетрясений. Необходимо отметить отсутствие полного подобия в распределении элементов сейсмичности с особенностями разреза земной коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные в результате комплексных геолого-геофизических исследований в рамках Памиро-Гималайского проекта материалы позволяют отметить следующие основные особенности строения литосферы Памира, Каракорума, Гиндукуша и Гималаев.

Верхняя мантия региона характеризуется повышенными скоростями распространения сейсмических волн — от 8,24 км/с на глубине 55 км до 8,6 км/с на глубине 300 км. Кровля астеносферного слоя фиксируется на глубинах 120–150 км. Его подошва отмечена на севере и юге региона на глубине 200 км, в центральной части региона (Южный Памир, Каракорум) — на глубине 300 км. В средней части астеносферного слоя скорости распространения продольных сейсмических волн понижаются до 7,1–7,5 км/с. Под подошвой слоя они достигают наивысших в верхней мантии значений — 8,4–8,6 км/с. Астеносферный слой, выделяемый только в поле продольных волн и имеющий отражение в аномалиях электропроводности, обусловлен, очевидно, частичным плавлением вещества верхней мантии, в то время как еще один волновод в верхней мантии, фиксируемый близ ее кровли по изменению скоростей распространения продольных и поперечных волн, вероятно, связан с вертикальными неоднородностями верхней мантии, находящейся здесь в твердом состоянии.

Большая мощность астеносферы в районах Памира и, вероятно, Каракорума коррелируется, с одной стороны, с размещением глубочайших минимумов аномалий поля силы тяжести, а с другой — со значительным понижением в рельефе поверхности геоида. Имеющиеся данные также свидетельствуют, что тепловой поток в районе Памира и вообще в области Памиро-Гималайского синтаксиса заметно повышен. Изученный траверс лежит в зоне разогрева недр.

Важной особенностью глубинного строения Памиро-Гималайского региона является мощность земной коры, почти в 2 раза большая, чем на стабильных плитах (65–75 и 35–37 км соответственно). При этом отсутствуют какие-либо признаки удвоения толщи земной коры.

Поверхность Мохоровичича под Памиром и Каракорумом претерпевает большой прогиб, наиболее глубокая часть которого (75 км) приходится на Северный Памир.

На севере, под Ферганской впадиной, мощность земной коры 50–55 км. Под Центральным и Южным Памиром, Каракорумом и Внутренними Гималаями мощности земной коры изменяются в пределах 60–65 км. Под Каракорумом отмечено относительное (на 4–5 км) поднятие поверхности Мохоровичича. К югу от Сринагарской депрессии мощность земной коры убывает и под внешним краем Предгималайского прогиба достигает наименьших значений — 35–37 км. Несмотря на большие глубины залегания, скорость распространения сейсмических волн вдоль поверхности Мохоровичича соответствует нормальным значениям (8,1–8,4 км/с). Возможным объяснением этого может быть то, что нижняя часть земной коры расположена в зоне высоких температур, влияние которых приводит к снижению параметров объемных волн вообще и тех, которые характеризуют поверхность Мохоровичича, в частности. Именно с температурным влиянием следует связывать невысокие для таких мощностей значения средних скоростей распространения сейсмических волн в земной коре, корреляция которых с плотностью по обычным стандартам, установленным для приповерхностных температур, приводит к нереально низким средним плотностям в коре и соответственно к низким значениям вычисленных аномалий силы тяжести.

На протяжении всего геотраверса установлена четко выраженная расслоенность верхней части земной коры, простирающаяся до глубин 20–25 км. При этом подошва фанерозойских складчатых комплексов фиксируется на глубинах не более 6–10 км.

Ниже простирается среда, по своим сейсмическим параметрам отождествляемая с кристаллическими комплексами докембрия, выступающими на земную поверхность на Юго-Западном Памире, в Каракоруме, во Внутренних и Внешних Гималаях. На глубинах 10–15 км фиксируются локальные понижения скорости распространения сейсмических волн, видимо связанные с участками гранитизированных пород.

На глубине около 40 км выделен четко выраженный раздел, особенно ярко проявляющийся в поле обменных волн. Этот раздел по скоростным и другим сейсмическим параметрам может быть отождествлен с поверхностью "базальтового" слоя. Ниже расслоенность коры зафиксирована только под Северным Памиром. Для самой нижней части земной коры определены значения $V_n = 7,4$ км/с, характерные для так называемого промежуточного слоя. Перепад скоростей между земной корой и верхней мантией составляет, таким образом, 0,7–1,0 км/с, вследствие чего подошва земной коры здесь представляется как достаточно "сильная" сейсмическая граница.

Земная кора рассечена разломами, которые и по геологическим и по геофизическим данным характеризуются крутым падением, включая известную Акбайтальскую зону разломов, которая иногда ошибочно рассматривается как зона чешуйчатых надвигов. Некоторые из этих разломов имеют сквозьскоровый характер, так как они по сейсмическим данным трассируются через всю толщу земной коры вплоть до поверхности Мохоровичича. Амплитуды нарушений по этим разломам на глубине раздела Мохоровичича не превышают 5–6 км, и только на юге Каракорума и во Внутренних Гималаях амплитуды движений блоков по разломам на уровне раздела Мохоровичича могут достигать 10–15 км. И в этом случае они также отличаются крутым залеганием.

С учетом геологических и геофизических данных следует предположить, что раннегеосинклинальные (может быть, парагеосинклинальные или параплатформенные) относительно маломощные карбонатно-терригенные и терригенные комплексы дораннекаменноугольного возраста накапливались в Тянь-Шане, на Северном Памире, в Каракоруме и Гималаях на докембрийском, а на Юго-Западном Памире на позднеархейском кристаллическом субстрате земной коры обычного континентального типа.

Следующий этап становления "промежуточного" слоя может быть связан с концом палеозоя и началом мезозоя, когда во внутренних Гималаях происходили извержения магмы. Магматические процессы в конце мезозоя были энергично выражены также на Южном Памире, в Каракоруме и во Внутренних Гималаях. В этих районах в то время происходили крупные внедрения гранитоидов и в меньшей мере интрузии основных пород. Местами развивалась эффузивная деятельность. Гранитоиды, вероятно, возникли в результате переплавления докембрийского гранито-гнейсового субстрата под влиянием глубинного разогрева и мантийных эманаций. С мантийными выплавками может быть связано формирование главной части "промежуточного" слоя. Примерно те же процессы могли протекать и в начале кайнозоя, когда формировались покровы основных эффузивов в прогибе долины Инда, а также эффузивы и интрузии гранитоидов на стыке Северного и Южного Памира.

Геотраверс пересекает грандиозную внутриазиатскую депрессию аномалий Буге, которая в целом соответствует глубокой депрессии поверхности Мохоровичича. Минимальные значения Δg_B вдоль трассы профиля приурочены к Памиру и Каракоруму и достигают примерно 500 мГл. Склоны депрессии являются ступенчатыми и характеризуются чередованием полос высоких и низких значений градиентов аномалий силы тяжести. Полосы самых высоких градиентов соответствуют зоне сочленения Ферганской впадины с Южным Тянь-Шанем и зоне Акбайтальских разломов и главного надвига Внешних Гималаев.

Размах изостатических аномалий ($\Delta g_{из}$) составляет около 200 мГл. Их поле сильно дифференцировано. К Центральному и Юго-Западному Памиру приурочены минимумы $\Delta g_{из}$, составляющие от 100 до 300 мГл.

Графики глубинных (остаточных) аномалий ($\Delta g_{гд}$) имеют примерно единый уровень на всем протяжении профиля. В целом характер этих графиков и морфология поверхности Мохоровичича примерно согласуются, в то время как ни один из конкретных элементов рельефа поверхности Мохоровичича не находит сколько-нибудь заметного отражения в поведении аномалий $\Delta g_{гд}$. Это и различие их с аномалиями

$\Delta g_{из}$ свидетельствуют о том, что изостатическая компенсация в значительной мере осуществляется на глубинах, намного больших уровня залегания поверхности Мохоровичича. Таким образом, гравитационное поле отражает зональность геологического строения верхней части земной коры, характер структуры и мощность земной коры, плотность неоднородности верхней мантии. Причем основная роль в формировании глубинных аномалий силы тяжести принадлежит поверхности Мохоровичича, в значительно меньшей степени неоднородностям верхней мантии. В целом для всего региона верхняя часть мантии испытывает общее разуплотнение, увеличивающееся с севера на юг, которое, в свою очередь, несколько различно для каждого из крупных блоков литосферы.

Памиро-Гималайский синтаксис характеризуется высокой сейсмической активностью, связанной в основном с очагами землетрясений в средней части земной коры и в меньшей степени с ее верхним фанерозойским и докембрийским складчатых комплексами, а также с нижним — "промежуточным" слоем земной коры.

На Юго-Западном Памире и в Восточном Гиндукуше выделена субвертикальная зона глубоких очагов землетрясений (до 300 км). Эта зона, по-видимому, является наложенной структурой, возникшей и формировавшейся в альпийский этап на фоне общего сводово-глыбового воздымания Памиро-Гималайского синтаксиса.

Наличие фокальной зоны глубоких землетрясений свидетельствует о том, что источники молодых тектонических напряжений расположены как в толще литосферы, так и в более глубоких слоях верхней мантии. Относительно небольшая протяженность фокальной зоны (400–500 км) определяет локальный характер этой структуры.

На Памире, в Южном Тянь-Шане, Гималаях и в некоторых прилегающих горных системах между особенностями их глубинного строения и строением приповерхностных крупных геологических структур отмечаются сложные и противоречивые соотношения. В областях молодого альпийского орогенеза и активизации докембрийского фундамента (Гималаи) интенсивным проявлениям магмо-тектонических процессов соответствуют блоки с увеличенной мощностью земной коры. При этом большая часть мощности приходится на "гранитный" слой. Срединным массивам и некоторым депрессиям соответствуют умеренные мощности консолидированной коры. Однако направления поверхностных структур не всегда совпадают с контурами рельефа поверхности Мохоровичича и границы Конрада. Контурные региональные аномалии силы тяжести и магнитных аномалий также не отвечают контурам поверхностных геологических структур и, очевидно, связаны с неоднородностями в нижних частях земной коры и верхних слоях мантии.

Все изложенное определяет сложность происходящих в недрах Памиро-Гималайского региона геодинамических процессов. Вещество верхней мантии находится здесь в разуплотненном состоянии. В отдельных районах (Памир) возможно поступление с больших глубин Земли значительных объемов аномально разогретых масс вещества. По ослабленным зонам земных недр — астеносферным каналам — возможно латеральное перемещение этого разогретого вещества на северо-запад, в сторону Памира и Тянь-Шаня. Именно в этом направлении отмечается горизонтальное ориентирование напряжений растяжения в очагах землетрясений. Над такими областями и особенно по их краям могут концентрироваться интенсивные поля напряжений механической и тепловой природы, разрядка которых может проявиться в усилении сейсмической активности.

Итальянские и индийские участники Памиро-Гималайского проекта склонны рассматривать выявленное глубинное строение земной коры этого региона в свете гипотезы "тектоники плит". Советские участники убеждены в том, что изложенные выше данные не согласуются с положениями этой гипотезы, согласно которой развитие Высокой Азии определялось давлением Индийской плиты на Евразийскую платформу и поддвиганием первой под вторую.

Глубинные разломы, которые пересекают земную кору в области Памиро-Гималайского синтаксиса, залегают круто, почти вертикально, и не могут интерпретироваться как поддвиги одних блоков коры под другие. Хотя толщина коры под Памиро-Гималайским синтаксисом очень велика, больше, чем где-либо, никаких признаков сдвигания коры с повторением сходных слоев не было обнаружено.

Аномальность глубинного строения Памиро-Гималайского региона не ограничивается корой; под очень мощной корой находится значительный раздув астеносферы в верхней мантии. Здесь же наблюдается повышенный тепловой поток. Отсюда следует, что особенности строения и развития этой области имеют очень глубокие корни, опускающиеся в верхнюю мантию, что также противоречит положениям "тектоники плит", для которой все процессы ограничиваются корой. Скучивание разогретого материала под Высокой Азией — результат не столкновения двух плит,двигающихся горизонтально, а вертикального подъема вещества из глубоких слоев мантии к поверхности.

Что можно сказать о будущем Памиро-Гималайского проекта? Одним пересечением, конечно, нельзя изучить глубинное строение всего обширного Центрально-Азиатского орогенического пояса. Советские ученые готовы к выполнению других профилей, рекомендованных Международной рабочей группой, однако это можно сделать только в кооперации с научными и производственными силами соседних стран. Советский Геофизический комитет предпринял шаги в этом направлении, установлены контакты с соответствующими зарубежными организациями, составлены проекты и программы работ. Будем надеяться, что научные контакты, возникшие в процессе проведения исследований на профиле Токтогул — Сринагар, будут продолжены.

ABSTRACT

The Monograph describes the results of the international Pamir-Himalayas Project which was accomplished in 1974-1978 with the purpose of geological-geophysical study of the structure of the Earth's crust and upper mantle. The studies were carried out along the profile running across the strike of the geological structures and orogenic constructions of the Himalayas, Karakorum, Hindukush, Pamir and Southern Tien Shan. The Monograph presents varied analyses of the data on deep structure of the crust and upper mantle along the geotraverse Toktogul - Karakul (USSR) - Srinagar (India), the conditions of orogen constructions, and the morphology of deep faults; the distribution by depth and along the traverse of sources of gravitating masses and the character of isostatic compensation are also discussed. The history of crustal evolution and the specific features of crustal structure are investigated in connection with the distribution and prospecting of ore deposits. The physical state of the deep interior and its seismicity were also studied in detail. The Monograph presents the results of work carried out on a national basis by scientific institutions and prospecting bodies of the USSR, India, Pakistan and Italy.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Алексеев А.С.* О кинематических и динамических свойствах основных глубинных волн в случае некоторых моделей земной коры. — В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры. Л.: Гостоптехиздат, 1962.
2. *Алексеев А.С., Лаврентьев М.М., Романов В.Г., Нерсесов И.Л.* Результаты изучения горизонтальных неоднородностей мантии по профилю Памир — Байкал. — В кн.: Математические проблемы геофизики. Новосибирск: Наука, 1971, вып. 2.
3. *Алиев С.А., Беляевский Н.А., Бутовская Е.М.* и др. Сейсмические исследования земной коры Памира и Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977.
4. *Архангельский А.Д., Федьинский В.В.* Геологические результаты гравиметрических исследований в Средней Азии и Юго-Западном Казахстане. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1936, № 1.
5. *Бархатов Б.П.* Тектоника Памира. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963.
6. *Беликов Б.П., Александров К.С., Рыжова Т.В.* Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. М.: Наука, 1970.
7. *Белоусов В.В.* Явления тектонической активизации в развитии земной коры. — В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М.: Наука, 1964.
8. *Белоусов В.В., Беляевский Н.А., Борисов А.А.* и др. Строение литосферы по профилю глубинного сейсмического зондирования Тянь-Шань — Памир — Каракорум — Гималаи. — Сов. геология, 1979, № 1.
9. *Беляевский Н.А.* К геологии Каракорума. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 3.
10. *Беляевский Н.А.* Основные черты стратиграфии Западного Куньлуня. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 2.
11. *Беляевский Н.А.* История тектонического развития центральной части азиатской геосинклинальной области Юга СССР. Баку: Изд-во АН АзССР, 1956.
12. *Беляевский Н.А.* Основные черты геологии Каракорума. — Сов. геология, 1965, № 1.
13. *Беляевский Н.А.* Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974.
14. *Бёрч Фр., Шерер Дж., Спайсер Г.* Справочник геологов по физическим константам. М.: Изд-во иностр. лит., 1949.
15. *Больших С.Ф.* О приближенном представлении годографа отраженных волн в случае многослойной покрывающей среды. М.: Гостоптехиздат, 1956. (Прикладная геофизика; Вып. 15).
16. *Борисов А.А.* Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М.: Недра, 1967.
17. *Борисов А.А., Федьинский В.В.* Геофизическая характеристика геосинклинальных областей Средней Азии. — В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М.: Наука, 1964.
18. *Буданов В.И.* Основные черты истории развития магматизма Памира. — В кн.: Материалы по геологии Памира. М.: Недра, 1964, вып. 2.
19. *Булах Е.Г.* Автоматизированная система интерпретации гравитационных аномалий. Киев: Наук. думка, 1973.
20. *Булах Е.Г., Ржаницын В.А., Маркова М.Н.* Применение метода минимизации для решения задач структурной геологии по данным гравиразведки. Киев: Наук. думка, 1976.
21. *Булин Н.К.* О мощности земной коры на Памире. — ДАН СССР, 1972, т. 204, № 1.
22. *Бутовская Е.М.* Методика и результаты построения скоростных разрезов последовательными приближениями на примере некоторых районов Узбекистана. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1968, № 8.
23. *Бутовская Е.М., Атабов Х.А., Атабова М.Н.* и др. Сейсмологические данные о строении земной коры Юго-Восточного Узбекистана. — В кн.: Земная кора Узбекистана. Ташкент: Фан, 1974.
24. *Введенская Н.А.* Землетрясения Средней Азии. — В кн.: Землетрясения в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
25. *Вейцман Л.С., Косминская И.П., Михота Г.Г., Тулина Ю.В.* Основные характеристики глубинных волн, зарегистрированных в районах Северного Тянь-Шаня, Памиро-Алая и Юго-Западной Туркмении. — В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л.: Гостоптехиздат, 1962.
26. *Винник Л.П., Лукк А.А.* Латеральные неоднородности верхней мантии под Памиро-Гиндукушем. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1974, № 1.
27. *Винник Л.П., Лукк А.А.* Горизонтальные неоднородности верхней мантии в районах платформенной активизации Центральной Азии. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1975, № 7.

28. Винниченко Г.П. Тектоника Центрального Памира. Душанбе: Дониш, 1979.
29. Виноградов П.Д. Памир. – В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 3. Тектоника. М.: Госгеолтехиздат, 1958.
30. Виноградов П.Д. Геологическое строение восточной части Зеравшано-Гиссарского сурьмяно-ртутного пояса. – Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1961, № 46.
31. Воларович М.П., Баюк Е.И., Галдин Н.Е. Изучение скоростей продольных волн в образцах горных пород при давлениях до 20000 кг/м². – В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М.: Наука, 1968.
32. Воларович М.П., Баюк Е.И., Левина А.И., Томашевская И.С. Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М.: Недра, 1974.
33. Вольвовский Б.С., Вольвовский И.С., Таль-Вирский Б.Б., Шрайбман В.И. Строение земной коры и верхней мантии основных геоструктурных зон запада Средней Азии. – В кн.: Строение и развитие земной коры. М.: Наука, 1965.
34. Вольвовский И.С. Сейсмические исследования земной коры в СССР. М.: Недра, 1973.
35. Вольвовский И.С., Вольвовский Б.С. Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования. М.: Сов. радио, 1975.
36. Вольвовский И.С., Краснопевцева Г.В., Разинкова М.И. Теоретические кинематические и динамические годографы сейсмических волн для моделей земной коры крупных тектонических структур территории СССР. М.: Изд. ВНИИГеофизика, 1977 (ротапринт).
37. Вялов О.С. О взаимоотношении Памира и Алая. – Изв. Тадж. фил. АН СССР, 1943, № 2.
38. Гальперин Е.И. Вертикальное сейсмологическое профилирование. М.: Недра, 1971.
39. Гамбурцев Г.А., Ризниченко Ю.В., Берзон И.С. и др. Корреляционный метод преломленных волн. М.: Изд-во АН СССР, 1952.
40. Годин Ю.Н., Вольвовский Б.С., Вольвовский И.С. Сейсмические исследования земной коры в Бухарском районе Узбекской ССР. – ДАН СССР, 1960, т. 134, № 5.
41. Годин Ю.Н., Вольвовский Б.С., Вольвовский И.С. Сейсмические исследования земной коры в районе Ферганской межгорной впадины. – ДАН СССР, 1960, т. 133, № 6.
42. Головин И.В. Региональные геофизические данные при тектоническом и металлогеническом районировании Балтийского щита. – В кн.: Геофизические методы при тектоническом и прогнозно-металлогеническом районировании рудных регионов. Л.: Недра, 1971.
43. Горшков Г.П., Шебалин Н.В., Шенкарева Г.А., Шукин Ю.К. К энергетической характеристике глубинных зон сейсмической активности. – Геотектоника, 1969, № 6.
44. Губин И.Е. Памир и сопредельные страны. – Изв. Тадж. фил. АН СССР, 1943, № 2.
45. Губин И.Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
46. Гурвич И.И. Сейсмическая разведка. М.: Недра, 1970.
47. Дмитриев Э.А. Кайнозойские калиевые щелочные породы Восточного Памира. Душанбе: Дониш, 1976.
48. Дортман Н.Б. Физические свойства горных пород и полезные ископаемые СССР. М.: Недра, 1976.
49. Дубровский В.Г., Коновалов Ю.Ф., Кошлаков Г.В., Перекопский В.М. Графический способ определения модулей и аргументов импедансов горизонтально неоднородной среды. М.: Недра, 1973. (Прикладная геофизика; Вып. 71).
50. Земная кора Узбекистана. Ташкент: Фан, 1974.
51. Карта новейшей тектоники Юга СССР. М.: ГУГК, 1972.
52. Квашин Е.В., Пак В.А., Байбеков В.Ф., Убайдуллаев Н.К. Системы ввода и обработки сейсмической информации. Ташкент: Фан, 1976.
53. 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. геофиз., 1958, № 10.
54. Кошлаков Г.В., Коновалов Ю.Ф. Магнитотеллурическое зондирование в Таджикской депрессии. М.: Недра, 1971. (Прикладная геофизика; Вып. 63).
55. Крестников В.Н., Нерсесов И.Л. Тектоническое строение Памира и Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Мохоровичича. – Сов. геология, 1962, № 11.
56. Кулагина М.В. Особенности рельефа поверхности Мохоровичича в пределах Афгано-Таджикской впадины, Памира и Тянь-Шаня. – ДАН ТаджССР, 1971, т. 14, № 8.
57. Кухтиков М.М., Винниченко Г.П. Краевые долгоживущие разломы Памира. Душанбе: Дониш, 1977.
58. Лукк А.А., Винник Л.П. Тектоническая интерпретация глубинной структуры Памира. – Геотектоника, 1975, № 5.
59. Лукк А.А., Нерсесов И.Л. Строение верхней части оболочки Земли по наблюдениям над землетрясениями с промежуточной глубиной очага. – ДАН СССР, 1965, т. 162, № 3.
60. Лукк А.А., Нерсесов И.Л. Структура верхней мантии по данным наблюдений землетрясений с промежуточной глубиной очага. – ДАН СССР, 1968, т. 162, № 1.
61. Лукк А.А., Нерсесов И.Л. Глубокие Памиро-Гиндукушские землетрясения. – В кн.: Землетрясения в СССР в 1966 г. М.: Наука, 1970.
62. Марковский А.П. О некоторой закономерности распределения тектонических элементов Памиро-Алая. – В кн.: Труды Таджикской комплексной экспедиции. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1932, вып. 2.
63. Марковский А.П. О взаимоотношении Памира и Тянь-Шаня. – В кн.: Научные итоги Таджикско-Памирской экспедиции. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936.

64. Мелькановицкий И.М. Глубинное геологическое строение советской части Тянь-Шаня по геофизическим данным. – В кн.: Международный Геологический конгресс. 22 сессия. Доклады советских геологов. Проблема 2. М.: Недра, 1965.
65. Моисеенко У.И., Соколова Л.С., Истомин В.Е. Электрические и тепловые свойства горных пород. Новосибирск: Наука, 1970.
66. Мушкетов Д.И. О связи Тянь-Шаня с Памиро-Алаем. – В кн.: Материалы по общей и прикладной геологии. М.: Изд. Геолкома, 1919, вып. 10.
67. Мушкетов Д.И. Тектоника Средней Азии. Ташкент: Гос. изд-во УзССР, 1936.
68. Мушкин И.В., Котунюк А.Я., Айсанов Я.Б., Егоров А.И. К характеристике глубинных включений в щелочных базальтоидах Букантау. – Узб. геол. журн., 1976, № 4.
69. Наливкин Д.В. Очерк геологии Туркестана. Ташкент: Изд. Акц. о-ва "Туркестан", 1926.
70. Николаев А.В. Сейсмика неоднородных и мутных сред. М.: Наука, 1973.
71. Павленкова Н.И. Волновые поля и модель земной коры. Киев: Наук. думка, 1973.
72. Пархоменко Э.И. Электрические свойства горных пород. М.: Наука, 1965.
73. Пафенгольц К.Н., Шабалкин М.И. Ледник Федченко и р. Танымас (геологический очерк). – В кн.: Труды Таджикско-Памирской экспедиции АН СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936, вып. 46.
74. Петрашень Г.И. Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. – В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Л.: Изд-во ЛГУ, 1959, вып. 2 и 3.
75. Покровский А.В. К геологии и петрологии древнего метаморфического комплекса Южного Узбекистана. – Зап. Узб. отд. ВМО, 1965, вып. 17.
76. Померанцева И.В. Методика интерпретации обменных проходящих волн, регистрируемых станциями "Земля". М.: Недра, 1968. (Прикладная геофизика; Вып. 53).
77. Похвиснева Е.А. Геология Памира в свете новых данных. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, т. 51 (4).
78. Пузырев Н.Н. Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн. М.: Гос-топтехиздат, 1959.
79. Раджабов М.М. О структуре кристаллической части земной коры Куринской впадины по сейсмическим данным. – В кн.: Методика и результаты комплексных глубинных геофизических исследований. Л.: Недра, 1969.
80. Резвой Д.П. О южной границе Кураминско-Ферганского среднепалеозойского поднятия в Южном Тянь-Шане. – ДАН СССР, 1954, т. 95, № 5.
81. Резвой Д.П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1959.
82. Резвой Д.П. О важнейшей структурной зоне Южного Тянь-Шаня (Южно-Ферганская система глубинных разломов). – Геол. сб. Львов. ун-та, 1969, № 12.
83. Ржаницын В.А. Определение на моделях эффективности применения метода минимизации при решении геологических задач по данным гравиразведки. – Геофиз. сб. АН УССР, 1975, вып. 64.
84. Рыжков О.А. Тектоника меловых и кайнозойских отложений Ферганской депрессии. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1959.
85. Сеницын Н.М. Материалы к изучению геологии силура южной Ферганы. – Учен. зап. ЛГУ. Сер. геол., 1955, № 189, вып. 6.
86. Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969.
87. Суворов А.И. Тектоническое районирование Ферганской впадины по генетическим признакам. – Тр. ИГ АН СССР, 1954, вып. 158.
88. Чихачев П.К. Тектоника юго-западного Таджикистана. – Тр. Тадж. компл. эксп. АН СССР, 1934, вып. 4.
89. Широкова Е.И. Общие закономерности ориентации главных направлений в очагах землетрясений Средиземноморско-Азиатского сейсмического пояса. – Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1967, № 1.
90. Широкова Е.И. Детальное изучение напряжений и разрывов в очагах землетрясений Средней Азии. – Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1974, № 11.
91. Abetti G., Alessio A. Geofisica, gravità e magnetismo – Spedizione italiana de Filippi nell'Himalais, Caracorum e Turchestan Cinese (1913–1914). Bologna: Zanichelli, 1929, Ser. 1. Geodesia e geofisica, vol. 11.
92. Ambolt N. Relative Schwerkraftbestimmungen mit Pendeln in Zentralasien: Reports from the scientific expedition to the NW Provinces of China under the leadership of Dr. Sven Hedin. – The Sino-Swedish expedition. Stockholm, 1948, Publ. 30, 11 Geodesy/2.
93. Ballarin S. La ripartizione di alcune zone della subdivisione di Hayford per la valutazione delle riduzioni isostatiche ed espressioni impiegate per il calcolo dei corrispondenti numeri di Cassinis. – Ann. geofis., 1955, vol. 8, N 2.
94. Bauer L.A. Land magnetic observations 1905–1910: Researches of the Department of Terrestrial Magnetism, Carnegis Inst. Wash., 1912, N 175.
95. Burrard S.G. The attraction of the Himalaya mountains upon the Plumb-line in India. – Surv. India. Prof. Pap., 1901, N 5.
96. Burrard S.G. On the intensity and direction of the force of gravity in India. – Phil. Trans. Roy. Soc. London. Ser. A, 1906, vol. 205, p. 289 et ssq.

97. *Calkins J.A., Offiels T.W., Abdullah S.K.M., Tayyab Ali S.* Geology of the Southern Himalaya: Hazara, Pakistan and adjacent areas. — Geol. Surv. Profess. Pap., 716-C, Wash., 1975.
98. *Crawford R.A.* The Indus Suture line, the Himalaya, Tibet and Gondwanaland. — Geol. Mag., 1974, vol. 111.
99. *Cugia M.* Determinazioni di magnetismo terrestre, la spedizione geografica italiana al Karakorum (1929–VII E.F.). Milano: Arti Grafiche, Bertarelli, 1936.
100. *Desio A.* Sull'estensione dei plutoni granitici nel Karakorum e nell'Hindu Kush (Asia Centrale). — Rend. Accad. Naz. Lincei. Ser. 8, 1960, vol. 28, fasc. 6.
101. *Desio A., Longinelli A.* Sull'età dei graniti del Baltoro (Karakorum–Himalaya). — Rend. Accad. Naz. Lincei. Ser. 8, 1961, vol. 30, fasc. 4.
102. *Desio A.* Geological tentative map of the Western Karakorum 1 : 500 000. Milano: Ist. Geol. Univ., 1964a.
103. *Desio A.* Tectonic relationship among Karakorum, Pamir and Hindukush ranges. — In: IGC, Rep. 22nd Sess. India. Himalayan and Alpine orogeny. New Delhi, 1964b, p. XI.
104. *Desio A.* Karakorum mountains. — In: Mesozoic-Cenozoic Orogenic belts. Data for orogenic studies by A.M. Spencer. L., 1974. (Publ. Geol. Soc.; N 4).
105. *Desio A.* Some geotectonic problems of the Kashmir Himalaya–Karakorum–Hindu Kush–Pamir orogenic belts. — Rend. Accad. Naz. Lincei, 1976, p. 115–129.
106. *Desio A.* The occurrence of blueschists between the middle Indus and the Swat valleys as an evidence of subduction (North Pakistan). — Rend. Accad. Naz. Lincei, 1977(8), vol. 62, p. 1–9.
107. *Desio A., Martina E.* Geology of the Upper Hunza Valley, Karakorum, West Pakistan. — Boll. Soc. geol. ital., 1972, vol. 91, p. 283–314.
108. *Desio A., Marussi A.* On the geotectonics of the granites in the Karakorum and Hindu Kush ranges (Central Asia). — In: Rep. 21st Sess. Intern. Geol. Congr. Copenhagen, 1960, pt 11, sect. 2.
109. *Dube R.K., Khayana J.C., Chaudhury H.M.* Crustal structure of the peninsular India. — Pageoph., 1973, vol. 109.
110. *Erola V.* On the gravity anomalies in the neighbourhood of the Ferghana basin in Middle Asia. — Pubs. Isostatic Inst. Intern. Assoc. Acad., 1938, n. 51, N 12.
111. *Erola V.* On the structure of the Earth's crust in the neighbourhood of the Ferghana basin. — Pubs. Isostatic. Inst., 1941, N 10.
112. *Fanslau G.* Ergebnisse der erdmagnetischen Beobachtungen Prof. Filchner auf seiner zweiten Tibetreise 1935–1937. I. Teil. — Abh. Geophys. Inst. Potsdam, 1943, N 7.
113. *Filchner W.* Kartenwerk der erdmagnetischen Forschungs Expedition nach Zentralasien 1926–1928. I. Teil. China und Tibet. — Petermanns Mitt., 1933, Ergänzungs. N 215.
114. *Filchner W.* Magnetic work in Central Asia. — Geogr. J., 1938, vol. 92, N 1.
115. *Fuchs G.* The geological history of the Himalayas. — IGC, Repts of the XXII Sess. Czechoslovakia, 1968, Proc. Sect. 3, Orogenic belts.
116. *Fuchs G.* Contributions to the geology of the North-Western Himalayas. Abh. B.A., Bd. 32, Wien, 1975.
117. *Gansser A.* Orogene Entwicklung in den Anden und Himalaya und den Alpen, ein Vergleich. — Eclog. geol. helv., 1963, vol. 66.
118. *Gansser A.* Geology of the Himalayas. L.: Intersci. Publ., 1964.
119. *Gansser A.* Geology of the Himalayas. L.: Intersci. Publ., 1969.
120. *Gansser A.* The Ophiolitic Mélange a world-wide problem on Tethyan examples. — Eclog. geol. helv., 1974, vol. 67.
121. Government of Pakistan. The geophysical observatory Quetta. A Study in Technical Assistance. Quetta, 1955.
122. *Gulatee B.L.* Surv. India; Techn. Rep 1948–1949, Pt III, Geodetic Work, Sect. III, 1950.
123. *Gulatee B.L.* Gravity (Average Height Map), Surv. India; Techn. Rep. 1948–1949, pt III, Geodetic Work, Sect. III, 1950.
124. *Gulatee B.L.* Charts of declination, horizontal force and vertical force for epoch 1953. O and magnetic anomalies (India, Pakistan and Burma). Surv. India Techn. Pap., 1954, N 7.
125. *Gulatee B.L.* Gravity data in India. Surv. India: Techn. Pap., 1956, N 10.
126. *Gupta S.S.* Possible subsurfaces below the Himalayas and Gangetic plains. — In: IGC Rep of the XXII sess., India, 1964. New Delhi, 1964.
127. *Gutenberg B.* Wave velocities at depths between 50 and 600 kilometres. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1953, vol. 43.
128. *Gutenberg B.* The asthenosphere low velocity layer. — Ann. geofis., 1959, vol. 12.
129. *Heiskanen W.* New isostatic tables for the reduction of gravity values calculated on the basis of Airy's hypothesis. — Publ. Isostatic Inst., 1938, vol. 51, N 9.
130. *Hodgson J.A.* Observations on the inclination and declination of the Magnetic needle (table of observations made at Calcutta in February, 1828). — Asiat. Res. (Calcutta), 1833, pt 11, vol. 17.
131. *Jeffreys H.* The times of P, S, and SKS and velocities of P and S. — Monthly Notices Roy. Astron. Soc., Geophys. Suppl., 1939, vol. 4.
132. *Kaila K.L.* A new analytical method for finding the upper mantle velocity structure from P and S-wave travel times of deep earthquakes. — Bull. Seismol. Soc. America, 1969, vol. 59, N 5.
133. *Kaila K.L., Gaur V.K., Narain H.* Quantitative seismicity maps of India. — Bull. Seismol. Soc. America, 1972, vol. 62.
134. *Kaila K.L., Krishna V.G.* Upper mantle velocity structure in the Hindukush region. Paper communicated to the Soviet Geophysical Committee for publication in the monograph on the International Pamir–Himalayan project. 1976.

135. *Kaila K.L., Krishna V.G., Narain H.* Upper mantle velocity structure in the Hindukush region from travel time studies of deep earthquakes using a new analytical method. – *Bull. Seismol. Soc. America*, 1969, vol. 59, N 5.
136. *Kaila K.L., Krishna V.G., Narain H.* Upper mantle P-wave velocity structure in the Japan region from travel-time studies of deep earthquakes using a new analytical method. – *Bull. Seismol. Soc. America*, 1971, vol. 61.
137. *Kaila K.L., Krishna V.G., Narain H.* Upper mantle shear-wave velocity structure in the Japan region. – *Bull. Seismol. Soc. America*, 1974, vol. 64.
138. *Kumar S.* Tectonics and Earthquake Mechanism of the Shallow Earthquake Seismic Belt, the Himalaya. – *Geol. Rdsch.*, 1975, Bd. 64, N 3.
139. *Le Pichon X., Hirtzler J.R.* Magnetic Anomalies in the Indian Ocean and sea-floor spreading. – *Geophys. Res.*, 1968, vol. 73.
140. *Marussi A.* Le anomalie della gravità lungo la catena del Karakorum–Hindu Kush. – *Rend. Accad. Naz. Lincei. Ser. S*, 1963, v. 5, fasc. 5.
141. *Marussi A.* Geophysical investigations of the Karakorum. Italian expedition in the Karakorum and Hindukush. – *Sci. repts*, 1964, vol. 1.
142. *Marussi A.* Geophysics of the Karakorum. Leiden: E.J. Brill, 1964.
143. *Marussi A.* Gravity in Karakorum: Coll. Intern. scilla "Geotectonica della zone orogeniche del Kashmir Himalaya–Karakorum–Hindu Kush–Pamir". Roma: Accad. Naz. Lincei, 1976.
144. *Marussi A., Ebblin P.* The tectonic scheme of Central Asia (compiled), Bouguer anomaly map., 1975.
145. *Masaru K.* Gravity anomalies in East Nepal and their implications to the crustal structure of the Himalayas. – *Geophys. J.R.A.S.*, 1974, vol. 39.
146. *McGinnis L.D.* Tectonics and the gravity field in the continental interior. – *J. Geophys. Res.*, 1940, vol. 75, N 2.
147. *McGinnis L.D.* Gravity and tectonics in the Hindukush. – *J. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76, N 8.
148. *Moos N.A.F.* Colaba Magnetic Data, 1846 to 1905. Part I. Magnetic data and instruments; Part II. The phenomenon and its discussion. Bombay, 1910.
149. *Niskanen E., Kivioja L.* Topographic–isostatic world maps of the effect of the Hayford zones 10 to 11 for the Airy–Heiskanen and Pratt–Hayford Systems. – *Isostatic Inst. Pubs.*, 1951, N 27.
150. *Nowroozi A.A.* Seismo-tectonics of the Persian plateau, Eastern Turkey, Caucasus and Hindukush regions. – *Bull. Seismol. Soc. America*, 1971, vol. 61.
151. *Nowroozi A.A.* Focal mechanism of earthquakes in Persia, Turkey, West Pakistan and Afghanistan and plate tectonics of the Middle East. – *Bull. Seismol. Soc. America*, 1972, vol. 62.
152. *Oldham R.D.* On the effect of the Gangetic alluvium on the plumb-line in Northern India. – *Proc. Roy. Soc. London. Ser. A*, 1914, vol. 90, p. 32 et seq.
153. *Powell C.M., Conaghan P.J.* Plate tectonics and the Himalayas. – *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1973, bd. 20.
154. *Pratt J.H.* On the attraction of the Himalayan mountains, and of the elevated regions beyond them, upon the plumb-line in India. – *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, 1855, vol. 145.
155. *Pratt J.H.* On the deflection of the plumb-line in India, caused by the attraction of the Himalaya mountains and of the elevated regions beyond; and its modification by the compensating effect of the deficiency of matter below the mountain mass. – *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, 1859, vol. 149.
156. *Pratt J.H.* On the influence of the ocean on the plumb-line in India. – *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, 1859, vol. 149.
157. *Pratt J.H.* On the Indian arc of meridian. – *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, 1861, vol. 151.
158. *Roy D., Join S.C.* Crustal thickening in Transhimalayan region from gravity and seismological data. – *Bull. Nat. Geophys. Res. Inst.*, 1868, vol. 6, N 3.
159. *Schlagintweit H. von, Schlagintweit A. von, Schlagintweit R. von.* Aperçu sommaires des résultats de la mission scientifique dans l'Inde et la Haute Asie, confiée par S.M. le Roi de Prusse et la Compagnie des Indes à MM.H., A. et R.Schlagintweit. – *C.R. Acad. Sci. Paris*, vol. 45, 1857.
160. *Schlagintweit H. von, Schlagintweit A. von, Schlagintweit R. von.* Astronomische Ortsbestimmungen und magnetische Beobachtungen in Indien und Hochasien. – *Ztzchr. Allgem., Erdkunden*, 1861.
161. *Schlagintweit H. von, Schlagintweit A. von, Schlagintweit R. von.* Die Ergebnisse der wissenschaftlichen Mission der Gebrüder H., A. und R.Schlagintweit nach Indien und Hochasien in den Jahren 1854 bis 1858. Astronomische Positionsbestimmungen und magnetische Beobachtungen. – *Petermanns Mitt.*, 1861.
162. *Schlagintweit H. von, Schlagintweit A. von, Schlagintweit R. von.* Results of a scientific mission to India and High Asia undertaken between the years 1854 and 1858, by order of the Court of Directors of the Honourable East India Company. 4 volumes and 1 atlas; Brockhaus, Leipzig; and Trübner, London, 1861–1866.
163. *Shams F.A.* Geology of the Manshera–Amb state area. Northern West Pakistan. – *Geol. Bull. Punjab Univ.*, 1971, N 8, p. 1–31, Lahore.
164. *Sowers D.C.* On magnetic exploration trip across China during February to October. – In: *Bauer L.A.* Land magnetic observations, 1909.
165. *Stauffer K.W.* Silurian-Devonian reef complex near Nowshera, West Pakistan. – *Bull. Geol. Soc. America*, 1968, vol. 79, N 10, p. 1331–1350.
166. *Survey of India.* Details of the pendulum operations by Captains J.P.Basevi, and W.J.Heavyside, and of their reduction: Account of the operations of the Great Trigonometrical Survey of India. Dehra Dun; Calcutta, 1879. Vol. 5.

167. Survey of India. The magnetic survey of India 1901–1920 (magnetic values 1909.0 and 1920.0). Rec. Surv. India, 1925, vol. 19.
168. Survey of India. Anomalies deduced from geoid (p. 71); The isostatic geoid (p. 73); Gravity deduced from geoid (p. 74); Correlation with Geology (p. 75); Computation of Geoidal Rise (p. 77); by Capt. G.Bomford; charts 7, 12, 14, 15. Surv. India; Geod. Rep. 1928–1929, 1930, vol. V.
169. Survey of India. Indian deflection and gravity stations (including Ferghana). – Surv. India; Geol. Rep. 1929–1930, 1931, vol. 6.
170. Survey of India. The magnetic survey; by Capt. G.Bomford (magnetic values 1931.0). – Surv. India; Geod. Rep. 1930–1931; 1932, vol. 7.
171. Survey of India. Isostatic reductions of India gravity stations. – Surv. India, Suppl. to Geodetic Rep. 1937, Dehra Dun, 1939.
172. Survey of India. Magnetic field work 1942–1947 (p. 120); Magnetic variation chart for epoch 1946; by B.L.Gulatee (magnetic values 1943.0). – Surv. India; Techn. Report 1947; pt 111. Geodetic work, 1948.
173. Survey of India. Charts of declination, horizontal force and vertical force for epoch 1953.0 and magnetic anomalies (India, Pakistan and Burma); by B.L.Gulatee. – Surv. India; Techn. Pap., N 7, 1954.
174. The Earth's crust and upper mantle. – Monogr. Amer. Geophys. Union. Wash., D.C., 1969, N 13.
175. *Venske O.* Die erdmagnetischen Beobachtungen Dr. W.Filchners auf seiner grossen Reise in Zentralasien in den Jahren 1926–1928. Meteorol. Ztschr., 1930.
176. *Venske O.* Die Erdmagnetischen Beobachtungen von Dr.Filchner auf seiner Reise in China und Tibet in den Jahren 1926–1928. – Veröff. Preuss. Meteor. Inst, 1931, N 379; Abhandl., Bd. 9, Nr. 7: Julius Springer, Berlin.
177. *Wadia D.N.* The syntaxis of the North-West Himalaya: Its rocks, tectonics and orogeny. – Rec. Geol. Surv. India, 1932, vol. 65.
178. *Wadia D.N.* Note on the geology of Nanga Parbat (Mt. Diamir), and adjoining portions of Chilas, Gilgit district. – Rec. Geol. Surv. India, 1932, vol. 66.
179. *Zanettin B.* Varieties of processes in the origin of the tertiary granitic masses in the Central Southern Karakorum. – In: IGC, Rep. of the 22nd Sess., India. New Delhi, 1964.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Часть первая	
ПАМИР И ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ	9
Глава 1	
Основные черты геологического строения	9
Глава 2	
Физические свойства горных пород	17
Глава 3	
Результаты сейсмических исследований продольными волнами от взрывов	23
Глава 4	
Сейсмический разрез	49
Глава 5	
Результаты регистрации взрывов в оз. Каракуль станциями Гармского сейсмического полигона	53
Глава 6	
Результаты регистрации обменных волн землетрясений	59
Глава 7	
Результаты регистрации проходящих волн от Памиро-Гиндукушских глубокофокусных землетрясений	64
Глава 8	
Результаты регистрации взрывов и землетрясений постоянными и экспедиционными станциями Средней Азии	71
Глава 9	
Строение верхней мантии по данным продольных волн от землетрясений	82
Глава 10	
Поле аномалий силы тяжести, плотностная модель земной коры и верхней мантии	85
Глава 11	
Аномальное геомагнитное поле	92
Глава 12	
Результаты интерпретации материалов магнитотеллурического зондирования	95
Часть вторая	
КАРАКОРУМ, ГИНДУКУШ, ГИМАЛАИ	98
Глава 1	
Изучение геофизических полей	98
Глава 2	
Сейсмические исследования на участке профиля Зоркуль – Нанга-Парбат	110
Глава 3	
Сейсмические исследования по профилю Лоуренспур – Астор	116
Глава 4	
Исследования методом глубинного сейсмического зондирования в Гималаях	121
Глава 5	
Скорости распространения сейсмических волн в верхней мантии Гиндукуша	134
Глава 6	
Геологический разрез через Гималаи и его соотношение с сейсмическим профилем Пенджаб – Памир	144

Часть третья

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ, ПАМИРА, КАРАКО- РУМА И ГИМАЛАЕВ	151
Глава 1	
Геолого-геофизический разрез земной коры Токтогул – Сринагар	151
Глава 2	
Характер поля силы тяжести	156
Глава 3	
Сейсмичность земной коры и верхней мантии вдоль профиля Токтогул – Сринагар	158
Заключение	161
Abstract	165
Литература	166

CONTENTS

Introduction.	5
Part one	
THE PAMIR AND SOUTHERN TIEN SHAN.	9
Chapter 1	
Fundamental lineaments of the geological structure	9
Chapter 2	
Physical properties of rocks	17
Chapter 3	
Results of seismic observation of progressive waves from shots	23
Chapter 4	
Seismic section	49
Chapter 5	
Results of recordings of shots in the Karakul Lake at the stations of the Garm seismic polygon.	53
Chapter 6	
Results of recordings of exchange waves from earthquakes	59
Chapter 7	
Results of recordings of progressive waves from the Pamir-Hindukush deep-foci earthquakes.	64
Chapter 8	
Results of recordings of shots and earthquakes at permanent and at expedition station in Central Asia	71
Chapter 9	
Upper mantle structure from the data on progressive waves from earthquakes	82
Chapter 10	
The field of gravity anomalies, the density model of the Earth's crust and upper mantle	85
Chapter 11	
The anomalous geomagnetic field.	92
Chapter 12	
Results of interpretation of the magneto-telluric sounding data.	95
Part two	
KARAKORUM, HINDUKUSH, HIMALAYA.	98
Chapter 1	
Geophysical fields.	98
Chapter 2	
Seismic exploration along the profile Zorkul – Nanga Parbat (Sango Sar).	110
Chapter 3	
Seismic exploration along the profile Lawrencepur – Astor.	116
Chapter 4	
Deep sounding exploration method in the Himalayas	121
Chapter 5	
Velocities of seismic waves propagation in the upper mantle of the Hindukush.	134
Chapter 6	
The geological section across the Himalayas and its correlation with the Punjab – Pamires seismic profile	144

Part three

GENERAL LINEAMENTS OF THE STRUCTURE OF THE LITHOSPHERE IN THE SOUTHERN TIEN SHAN, PAMIRS, KARAKORUM AND HIMALAYAS	151
Chapter 1	
The Toktogul – Srinagar geological-geophysical crustal section.	151
Chapter 2	
The gravity field.	156
Chapter 3	
Seismicity of the Earth's crust and upper mantle along the Toktogul – Srinagar profile.	158
Conclusion.	161
Abstract	165
References.	166

ПАМИР – ГИМАЛАИ

Глубинное строение земной коры

*Утверждено к печати
Межведомственным геофизическим комитетом*

Редактор *С.А. Житникова*
Редактор издательства *И.М. Ерофеева*
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технический редактор *Г.И. Астахова*
Корректор *Т.И. Шеповалова*

ИБ № 24523

Подписано к печати 09.07.82. Т – 14012
Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл. печ. л. 15,4 + 0,6 вкл.
Усл. кр.-отт. 16,1. Уч.-изд. л. 17,5
Тираж 1000 экз. Тип зак. 1610 Цена 2 р. 80 к.

Издательство "Наука, 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

2 р. 80 к.

5403

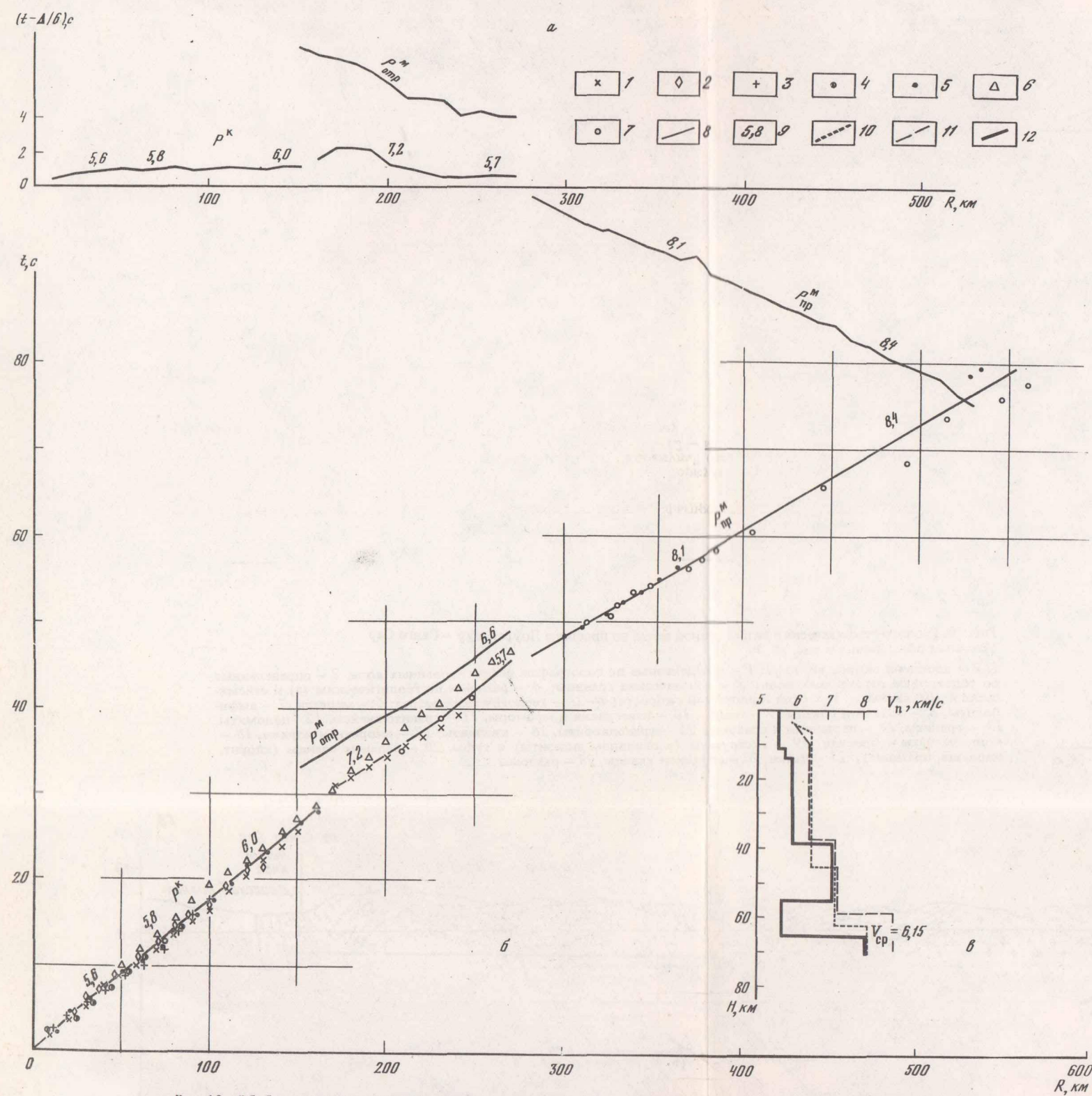


Рис. 12. Обобщенный редуцированный (а) и линейный (б) годографы продольных сейсмических волн "Каракуль" и модели земной коры для районов Памира (в)
 1-7 - времена вступления сейсмических волн на годографах: 1 - "Зоркуль" (на север), 2 - "Зоркуль" (на юг), 3 - "Рангкуль" (на север), 4 - "Рангкуль" (на юг), 5 - "Каракуль" (на север), 6 - "Каракуль" (на север), 7 - "Ош"; 8 - обобщенный годограф; 9 - значения V^* , км/с; 10-12 - модели земной коры, соответствующие годографам: 10 - "Зоркуль", 11 - "Каракуль", 12 - обобщенному

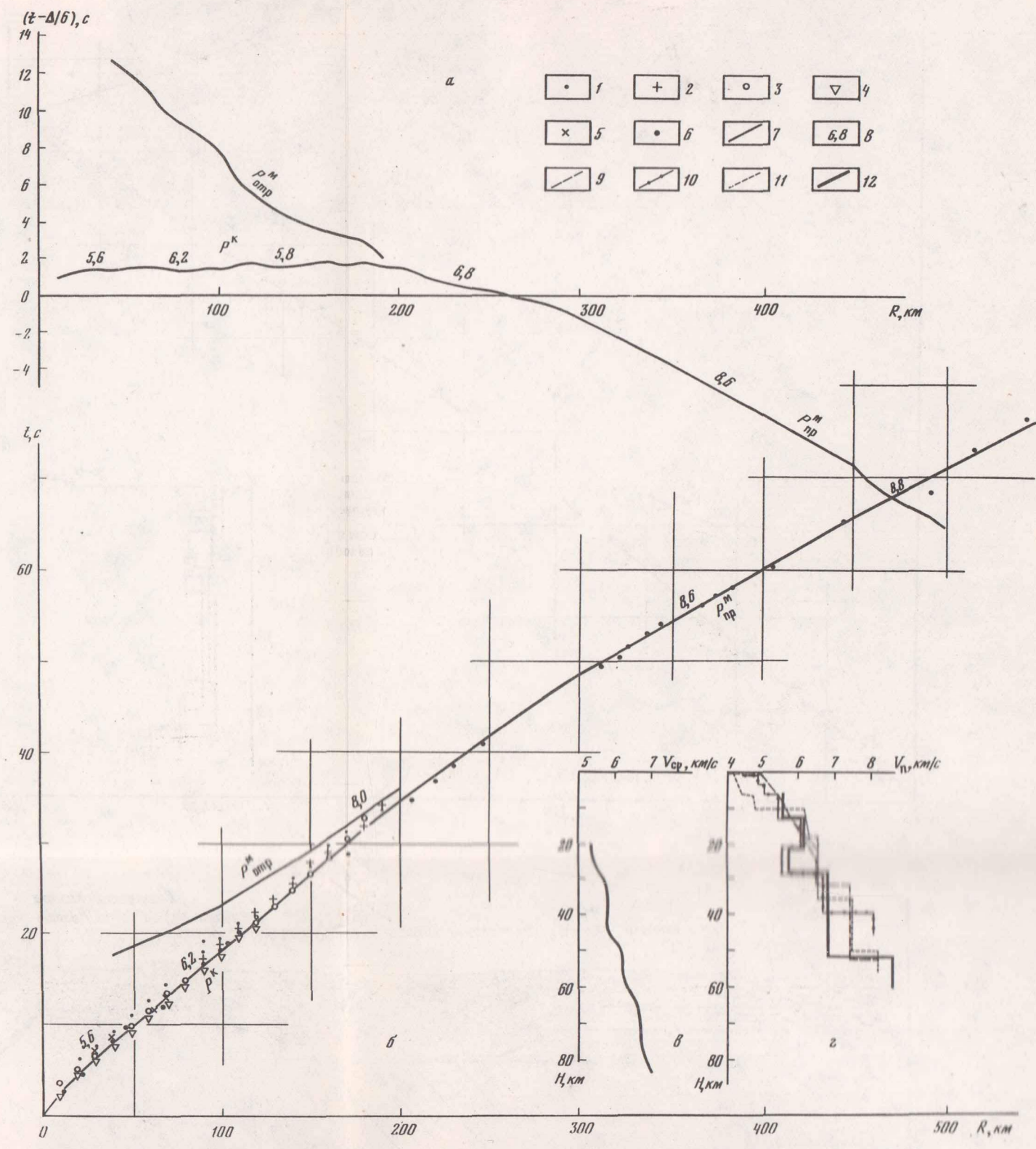


Рис. 13. Обобщенный редуцированный (а) и линейный (б) годографы продольных сейсмических волн "Ош", зависимости $V_{cp} = f(H)$ (в) и модели земной коры для районов Южного Тянь-Шаня (г)
 1-6 - времена вступлений сейсмических волн на годографах: 1 - "Коканд", 2 - "Узген", 3 - "Токтогул", 4 - "Чигирчик", 5 - "Сарыташ", 6 - "Ош"; 7 - обобщенный годограф; 8 - значения V^* , км/с; 9-12 - модели земной коры, соответствующие годографам: 9 - "Ош", 10 - "Узген", 11 - "Коканд", 12 - обобщенному

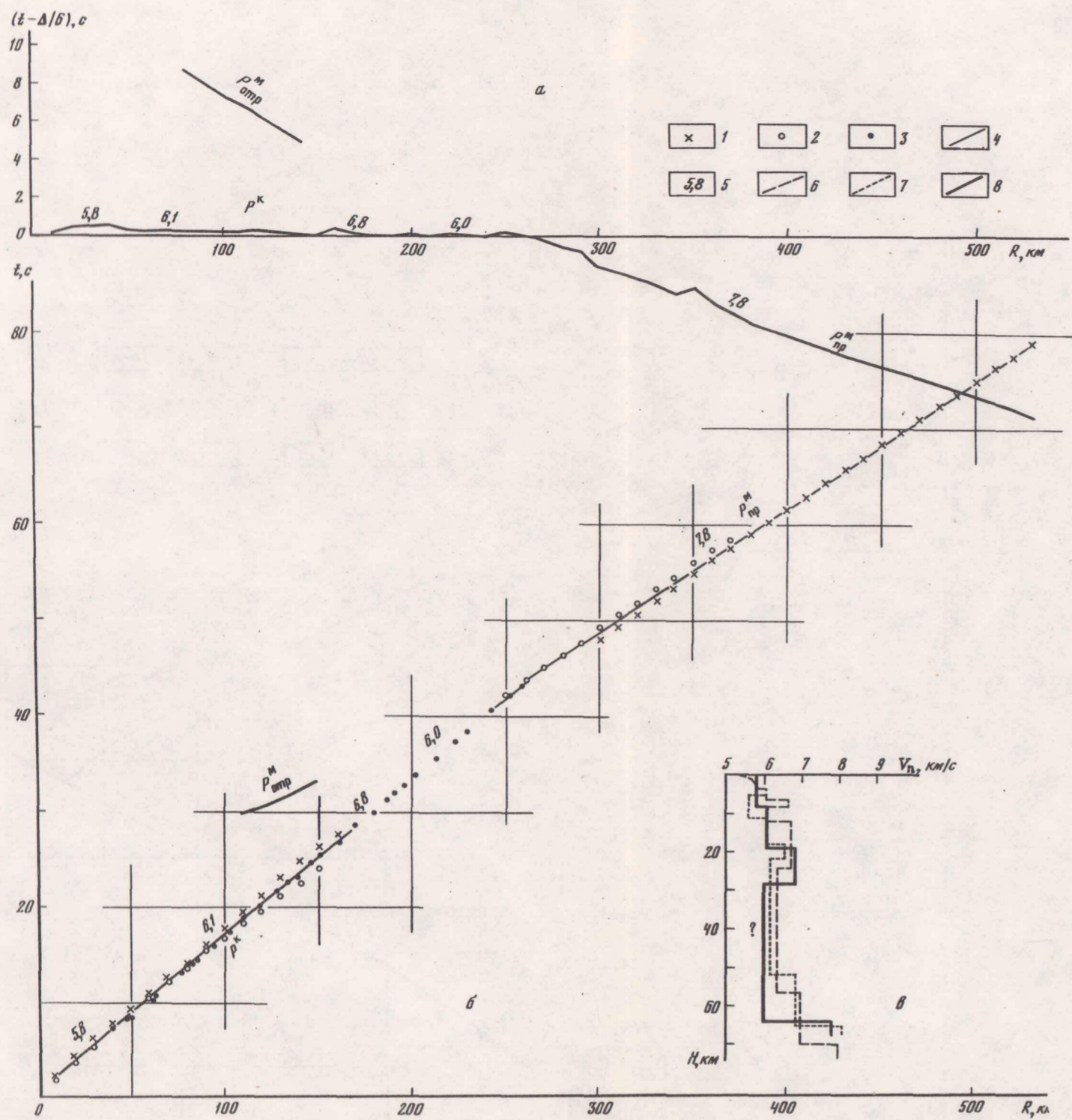


Рис. 14. Обобщенный редуцированный (а) и линейный (б) годографы продольных сейсмических волн "Нанга-Парбат" и модели земной коры для районов Гималаев (в)
 1-3 - времена вступлений сейсмических волн на годографах: 1 - "Каракуль" (на юг), 2 - "Нанга-Парбат", 3 - "Лоуренспур"; 4 - обобщенный годограф; 5- значения V_n , км/с; 6-8 - модели земной коры, соответствующие годографам: 6 - "Нанга-Парбат", 7 - "Каракуль", 8 - обобщенному

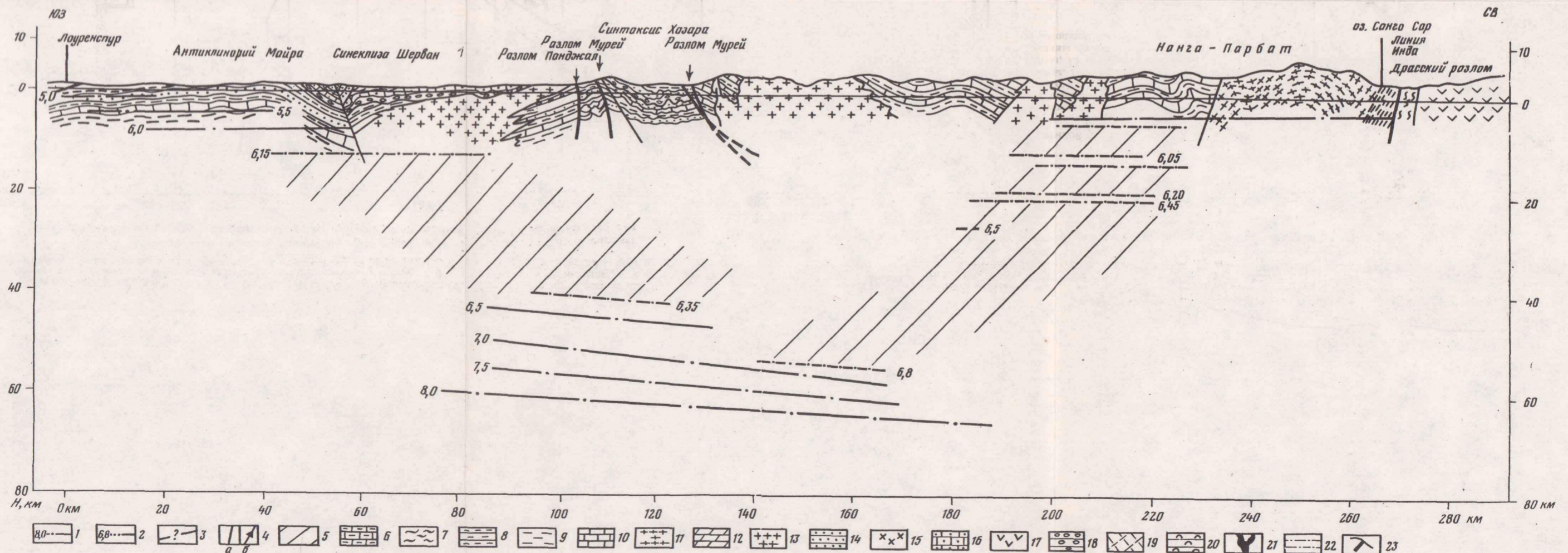


Рис. 78. Геолого-геофизический разрез земной коры по профилю Лоуренспур - Санго Сар
 Условные обозначения к рис. 78, 79
 1, 2 - изолинии скоростей, км/с: 1 - определенные по годографам рефрагированных волн, 2 - определенные по годографам отраженных волн; 3 - сейсмические границы; 4 - разломы по геологическим (а) и сейсмическим (б) данным; 5 - слой пониженной скорости; 6-23 - геологический разрез: 6 - мергели, 7 - амфиболиты, 8 - гравий и сланцы, 9 - гнейсы, 10 - известняки и мраморы, 11 - гранито-гнейсы, 12 - доломиты, 13 - граниты, 14 - песчаники и алевроиты, 15 - гранодиориты, 16 - кварциты, 17 - диориты и нориты, 18 - конгломераты и брекчи, 19 - экструзивы (в основном андезиты) и туфы, 20 - зеленые сланцы (хлорит, эпидозит, празинит), 21 - дайки, 22 - слюдяные сланцы, 23 - разломы