

В.З.РЯБОЙ

СТРУКТУРА  
ВЕРХНЕЙ МАНТИИ  
ТЕРРИТОРИИ СССР  
ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ  
ДАНЫМ

---

СТРУКТУРА  
ВЕРХНЕЙ МАНТИИ  
ТЕРРИТОРИИ СССР  
ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ  
ДАНЫМ

---

55.14+550.83

2948



МОСКВА «НЕДРА» 1979



**Рябой В. З.** Структура верхней мантии территории СССР по сейсмическим данным. М., «Недра», 1979. 246 с.

В книге рассмотрены новые методы и результаты изучения строения верхней мантии по материалам взрывной сейсмологии. На основании обобщения и анализа результатов глубинных сейсмических исследований, полученных при обработке записей взрывов и землетрясений, обсуждаются особенности строения верхней мантии крупных геологических структур на территории СССР и некоторых наиболее изученных зарубежных стран.

Изложены вопросы усовершенствования метода глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) в направлении повышения глубинности, достоверности и детальности исследований. Приведены результаты изучения кинематических и динамических характеристик глубинных волн, соответствующих верхней мантии, по экспериментальным и расчетным данным. Описана методика построения по материалам ГСЗ скоростных разрезов верхней мантии с учетом влияния горизонтальных неоднородностей среды, в результате применения которой получены сведения о детальном строении верхней мантии под различными геологическими структурами. Определен класс скоростной модели верхней мантии, которая имеет неоднородную слоисто-блоковую трехмерную структуру. Показано, что использование и дальнейшая разработка этой модели открывают новые возможности в решении различных актуальных вопросов геологии и геофизики, таких, например, как разработка теории тектогенеза, изучение вещественного состава пород верхней мантии, сейсмораионирование, интерпретация данных гравиметрии, термометрии и др.

Книга представляет интерес для широкого круга геофизиков и геологов, занимающихся вопросами изучения глубинного строения земных недр.

Табл. 7, ил. 85, список лит. 200 назв.

Исследование внутреннего строения Земли и законов ее эволюции можно отнести к числу важнейших и наиболее трудных задач естествознания. Эти вопросы являются узловыми для целого ряда наук и дисциплин. Геологи, геофизики и геохимии используют множество методов детального анализа химического состава, физических условий образования, размещения на земной поверхности и механизмов естественной транспортировки с больших глубин различных горных пород. Кроме того, они применяют специальные системы наблюдений и сложные математические методы изучения естественных и искусственных физических полей Земли (гравитационного, электромагнитного, теплового, сейсмического и т. д.) для того, чтобы понять физико-химические и механические процессы, происходящие внутри Земли и определяющие направление дальнейшей эволюции ее поверхности, возникновение вулканической деятельности и землетрясений, размещение месторождений различных полезных ископаемых.

Вряд ли можно найти грамотного человека, который, глядя на географические карты или аэрокосмические снимки, не задумывался бы о причинах сложного строения Земли, о механизме образования материков и океанов, горных систем и равнин и не представлял бы себе основных трудностей решения этих вопросов. Наиболее важным здесь является вопрос о внутренних неоднородностях вещества Земли, о характере их движения и превращения, о причинах и энергетике этого движения, отражающегося в колебаниях и перемещениях земной поверхности.

Научные представления о характере неоднородности внутреннего строения Земли получены геофизикой, главным образом сейсмологией, на основе изучения времен пробега упругих волн через толщу Земли. Эти представления синтезированы в модель зонального сферически-симметричного строения Земли с несколькими этапами в виде коры, верхней и нижней мантии, внешнего и внутреннего ядра. Завершающую работу по формированию такой модели выполнили в 30—50-х годах крупнейшие сейсмологи того времени Г. Джеффрис, К. Буллен и Б. Гутенберг, последний из которых ввел понятие астеносферы как глобального, опоясывающего всю Землю слоя с пониженными значениями сейсмических скоростей и вязкости на глубине примерно 100—200 км. В количественном отношении такая сферически-симметричная модель, полученная в условиях еще недостаточно развитых наблюдений геофизических полей и отсутствия точных методов их интерпретации, перестала удовлетворять специалистов, пытающихся изучать движущие силы эволюции Земли. Эта модель описывает картину равновесного распределения вещества

и его свойств внутри Земли и практически не может быть использована для объяснения тектонических движений земной коры. Поэтому в настоящее время актуальной является задача создания более совершенной модели Земли, учитывающей изменчивость свойств горных пород как с глубиной, так и в горизонтальном направлении. Именно горизонтальные неоднородности создают фактор неуравновешенности в распределении глубинного вещества и порождают мобильные компоненты внутреннего строения. Такая модель может служить основой для количественного описания механизма и энергетики тектонических процессов.

Данная книга представляет собой первую попытку обобщения и количественного описания горизонтальных неоднородностей верхней мантии по сейсмическим материалам.

Автор монографии является активным исследователем в области изучения строения земной коры и верхней мантии методами взрывной сейсмологии. Применительно к условиям изучения верхней мантии он усовершенствовал метод глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), использовавшийся ранее для исследования земной коры. Это дало возможность получить на обширных территориях, изученных методом ГСЗ, в пределах различных крупных геотектонических структур новые, наиболее детальные сведения о строении верхней мантии Земли. Использование этих результатов в комплексе с другими геофизическими и геологическими данными позволило охарактеризовать общие закономерности в соотношениях поверхностных геологических структур с особенностями строения верхней мантии.

Можно надеяться, что настоящая книга будет с интересом воспринята читателями и окажется полезной широкому кругу геологов и геофизиков, занимающихся вопросами строения верхней мантии Земли и проблемами геодинамики.

Член-корреспондент АН СССР *А. С. Алексеев*

История науки богата примерами того, как многие новые научные проблемы и направления, например изучение радиоактивности, генетика, кибернетика, исследование космоса и др., имевшие вначале чисто теоретическое значение и представлявшие интерес для сравнительно узкого круга специалистов, неожиданно быстро оказывались в центре всеобщего внимания и приобретали большое практическое значение. К числу таких проблем сейчас можно отнести исследование верхней мантии Земли, простирающейся под земной корой до глубин сотни километров.

В последние годы в СССР и за рубежом верхняя мантия становится объектом активных геолого-геофизических исследований, ведущее место в которых принадлежит сейсмическим методам. Это вызвано тем, что без всестороннего и детального изучения строения верхней мантии нельзя понять причины и закономерности основных геологических процессов и явлений. Развитие океанов и континентов, вертикальные и горизонтальные движения верхних слоев Земли, появление глобальных систем глубинных разломов, возникновение землетрясений, извержение вулканов и образование месторождений различных полезных ископаемых — все это тесно связано с крупномасштабными движениями вещества верхней мантии и с его сложными физико-химическими превращениями. Для решения различных актуальных вопросов геодинамики важную роль играют количественные данные о распределении горизонтальных и вертикальных неоднородностей верхней мантии, являющихся индикатором характерных особенностей механизма и энергетики глубинных процессов. Не случайно этой важной в теоретическом и прикладном отношении проблеме был посвящен широко известный международный проект «Верхняя мантия и ее влияние на развитие земной коры» (1960—1971 гг.) и большое внимание уделено в новом международном Геодинамическом проекте.

Наиболее надежные и детальные сведения о строении верхней мантии могут быть получены сейсмическими методами, которые начали развиваться в конце XIX—начале XX веков. При этом основным методом до недавнего времени являлся сейсмологический, использующий записи землетрясений. Одним из наиболее важных результатов, полученных сейсмологией примерно за 50 лет ее развития, явилось построение сферически-симметричной модели скоростного строения Земли, на основе которой были сформированы такие фундаментальные понятия геологии, как кора, оболочка или мантия (верхняя, промежуточный слой и нижняя) и ядро Земли. Это сыграло важную роль при разработке теоретических основ геотектоники и петрологии. Однако представления о горизонтально-однородном строении верхней

мантии по мере накопления новых результатов геолого-геофизических исследований постепенно начинали приходиться в противоречие с большим разнообразием геологических структур и научными данными, свидетельствующими о значительном влиянии глубинных процессов на формирование этих структур.

Развитие методов взрывной сейсмологии, использующих записи больших взрывов, дало возможность изучать строение верхней мантии не только в сейсмичных, но и в асейсмичных платформенных областях, а также позволило повысить достоверность и детальность получаемых результатов. Следует отметить, что глубинные исследования с помощью больших взрывов обычно основываются, особенно за рубежом, на разработанной в сейсмологии методике проведения указанных работ. Полевые наблюдения осуществляются по малодетальным системам и нередко предусматривают получение одиночных годографов, что приводит к построению скоростных разрезов, по точности и детальности примерно соответствующих данным сейсмологии.

Дальнейшее развитие глубинных сейсмических исследований с помощью объемных и поверхностных волн от землетрясений и взрывов выявило горизонтальные неоднородности коры и верхней мантии Земли. Эти неоднородности проявляются, в частности, в аномалиях времен пробега и динамических характеристик глубинных волн. К настоящему времени в СССР и за рубежом накопилось много данных, свидетельствующих о наличии в верхней мантии значительных вертикальных и горизонтальных скоростных неоднородностей. Указанные материалы нужно обобщать и систематизировать с целью изучения наиболее важных закономерностей строения верхней мантии.

Большое значение для детального исследования земных недр имеет метод глубинного сейсмического зондирования, предложенный в СССР Г. А. Гамбурцевым в 1949 г. [35]. Этот метод до недавнего времени применялся для изучения земной коры, включая ее подошву — поверхность Мохоровичича. В 1962—1965 гг. при проведении ГСЗ в районах Средней Азии была показана возможность использования этого метода для детального изучения не только земной коры, но и верхней мантии до глубин 80—100 км и больше [88, 89]. Увеличение глубинности и детальности верхней части верхней мантии (или верхней части мантии) было достигнуто путем получения систем встречных и нагоняющих годографов сейсмических волн, зарегистрированных на удалениях от пункта взрыва до 400—600 км и более (обычно при ГСЗ на суше такое удаление не превышает 200—250 км), а также благодаря уточнению представлений о физической природе глубинных волн на базе широкого использования их динамических характеристик. Последнее приобретает особенно важное значение в связи с тем, что верхняя мантия по сравнению с земной корой гораздо слабее дифференцирована по скоростям и изучение ее строения только лишь по кинематиче-

ским характеристикам волн не может обеспечить получение в достаточной степени надежных и точных результатов.

Детальные системы наблюдений и результаты изучения строения земной коры по материалам ГСЗ обеспечивают измерение с высокой точностью кинематических и динамических характеристик глубинных волн с учетом искажающего влияния неоднородностей коры. Такая детальность получаемых сейсмических материалов делает возможным использование при построении скоростных разрезов верхней мантии идей и методов разведочной геофизики, основанных на корреляционном прослеживании волн при встречных и нагоняющих системах наблюдений. Это позволяет осуществлять интерпретацию в рамках горизонтально-неоднородных моделей среды с использованием новых методов построения скоростных разрезов при помощи ЭВМ, что обеспечивает получение наиболее достоверных детальных и сопоставимых результатов. На основании данных ГСЗ о строении верхней мантии были существенно расширены и уточнены представления о неоднородностях ее строения, особенно в платформенных областях. Начатые впервые в СССР исследования по применению ГСЗ с целью изучения строения верхней мантии позднее получили развитие и за рубежом [119, 167].

К настоящему времени опубликовано несколько работ, в которых с исчерпывающей полнотой рассмотрены основные результаты изучения строения земной коры территории СССР по геолого-геофизическим данным [12, 18, 30, 44, 52 и др.]. В то же время подобных обобщающих работ по верхней мантии нет. Настоящая монография ставит своей целью в какой-то степени восполнить этот пробел. Сейчас, когда верхняя мантия стала объектом широких комплексных исследований, остро ощущается потребность в получении новых детальных сведений о ее строении, а также в обобщении и анализе материалов геофизических, в первую очередь сейсмических, исследований с целью объединения различной информации о верхней мантии, получения достаточной фактической базы для всестороннего изучения ее свойств и их связи с особенностями строения крупных геологических структур.

Для повышения точности, детальности и достоверности результатов интерпретации большое значение имеет использование наряду с кинематическими динамическими характеристиками волн. Возможности количественного использования динамики волн изучены пока еще недостаточно. Это во многом обусловлено трудностями учета искажающего влияния регистрирующей аппаратуры. В связи с этим в монографии рассмотрены вопросы калибровки регистрирующей аппаратуры ГСЗ для измерения абсолютных амплитудных характеристик волн и учета искажения сейсмическим каналом формы регистрируемых колебаний.

Таким образом, настоящая книга посвящена развитию методов взрывной сейсмологии (ГСЗ, промышленные взрывы)

в направлении повышения достоверности, детальности и глубины исследований и построению с использованием современных методов интерпретации скоростных разрезов верхней мантии по экспериментальным материалам. В ней обобщены и систематизированы результаты исследований методами взрывной и естественной сейсмологии с целью изучения особенностей строения верхней мантии крупных геотектонических структур территории СССР и некоторых сопредельных стран, а также осуществлен совместный анализ указанных результатов с некоторыми геолого-геофизическими данными (гравиметрии, термометрии, петрологии и др.).

В отношении изучения скоростных параметров среды возможности глубинных исследований, основанных на регистрации обменных волн от землетрясений и взрывов, в значительной степени ограничены. В ряде регионов по данным обменных волн построены сейсмические разрезы, на которых отмечается расчлененность верхней части мантии, изменяющаяся при переходе от одного района к другому [82, 106 и др.]. Однако без определения значений скоростных параметров сопоставление и анализ этих разрезов оказываются весьма трудными. В связи с этим в данной монографии не используются результаты изучения строения верхней мантии по данным обменных волн.

В основу настоящей работы положены экспериментальные сейсмические материалы, полученные при проведении ГСЗ в пределах территории СССР. Для районов Средней Азии и некоторых других областей указанные материалы получены при непосредственном участии автора.

При выполнении работы постоянную помощь и поддержку автору оказывали А. С. Алексеев и Н. А. Беляевский. В разработке отдельных вопросов, рассмотренных в монографии, принимали участие Г. В. Береза, Ю. А. Бурмаков, И. Н. Галкин, Н. П. Лопатина, Н. Н. Матвеева, Я. Б. Смирнов, Л. Н. Старобинец и Ю. К. Щукин. Чрезвычайно полезными и плодотворными были дискуссии по затронутым в монографии вопросам с А. А. Борисовым, И. П. Косминской, Л. П. Винником, А. В. Николаевым и Н. И. Павленковой. Оформление работы выполнено Н. Б. Никитиной. Всем, способствовавшим завершению настоящей работы, автор выражает свою искреннюю благодарность.

**РАЗВИТИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ  
ИССЛЕДОВАНИЯ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ**

---

При изучении строения верхней мантии важное значение имеет определение основных тенденций дальнейшего развития исследований на ближайшие годы и обоснованное использование результатов, полученных в различных районах земного шара, с учетом возможностей применявшихся модификаций глубинных сейсмических исследований. Это обусловлено тем, что изученность строения верхней мантии в пределах даже наиболее детально исследованных регионов все еще является недостаточной и для определения общих закономерностей в распределении скоростных параметров верхней мантии нередко возникает необходимость в обобщении и анализе материалов, полученных в разных странах.

**МЕТОДЫ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ  
ВЕРХНЕЙ МАНТИИ**

Сейсмические исследования земных недр основаны на изучении колебаний поверхности Земли, вызываемых различными источниками, главным образом импульсными — взрывами, землетрясениями. Методы, в которых используются невзрывные источники колебаний (вибросейсы, электронскровые, пневматические и др.), при изучении строения верхней мантии широкого применения еще не получили и здесь не рассматриваются.

Существуют разные подходы к классификации сейсмических исследований. По типам источников колебаний их разделяют на сейсмологию землетрясений и взрывов (ГСЗ, крупные промышленные и ядерные взрывы) [162], если же за основу принята физическая природа регистрируемых волн, то говорят о методах, основанных на использовании объемных и поверхностных волн. По отношению к глубинным исследованиям последняя классификация представляется более удобной. Применяемые в настоящее время сейсмические методы изучения верхней мантии характеризуются различной точностью и детальностью получаемых результатов, а также разным диапазоном исследуемых глубин.

**ОБЪЕМНЫЕ ВОЛНЫ**

При изучении строения верхней мантии до глубин 500—700 км регистрация объемных волн осуществляется на удалениях до 2000—3000 км от источника колебаний с применением профильных и площадных систем наблюдений. В качестве источников

колебаний обычно используются землетрясения, а также большие промышленные и ядерные взрывы. Частотный состав регистрируемых волн изменяется от 0,5—1 до 2—3 Гц. В некоторых случаях колебания от сравнительно небольших химических взрывов (до 1—5 т) были зарегистрированы на удалениях до 2000—2500 км [124, 166 и др.]. Опыт проведения исследований ГСЗ в различных районах Советского Союза и за рубежом показал, что при наиболее благоприятных условиях возбуждения колебаний и низком уровне помех, при взрывании зарядов массой от первых сотен и примерно до 1000 кг сейсмические волны могут быть уверенно зарегистрированы на расстоянии от пункта взрыва до 400—600 км и больше. Это позволяет изучать строение верхней мантии на глубине 80—100 км и ниже. При ГСЗ обычно регистрируются волны в диапазоне частот от 3—5 до 15—20 Гц.

Наиболее полные системы наблюдений применяются при ГСЗ. При детальном исследовании на суше расстояние между точками регистрации взрывов в среднем 100—200 м. Для изучения границы Мохоровичича и верхней части мантии расстояние между пунктами взрыва обычно не превышает 50—80 км, максимальное удаление точек наблюдения от пунктов взрыва 400—600 км, а на некоторых профилях ГСЗ — 1000—1500 км [83, 88]. Методика полевых наблюдений обеспечивает получение корреляционно увязанных систем встречных и нагоняющих годографов. Важно отметить, что создаваемые на профилях ГСЗ системы наблюдений для изучения строения земной коры оказывают существенную помощь при исключении влияния горизонтальных неоднородностей земной коры на кинематические и динамические характеристики мантийных волн.

При ГСЗ на море максимальное удаление точек наблюдения от пунктов взрыва обычно не превышает 200 км [47, 70, 181]. Расстояние между пунктами взрывов стандартных зарядов массой 135 кг обычно 3—5 км. Исследования в большинстве случаев проводятся с передвижным пунктом взрыва и неподвижными регистрирующими станциями. При комбинированных сухопутно-морских наблюдениях ГСЗ (И. В. Литвиненко и др., 1970 г.), например, когда взрывы производятся на море и регистрируются на суше, расстояние до точек наблюдений достигает 400—1000 км [119, 167]. Применение донных сейсмографов дает возможность значительно улучшить, по сравнению с применением гидрофонов, условия регистрации глубинных волн на море за счет уменьшения фона помех и увеличить длину получаемых годографов. Так, японскими геофизиками с 1973—1974 гг. в западных районах Тихого океана проводится изучение строения земной коры и верхней мантии методами взрывной сейсмологии. При этих работах подводные взрывы в океане зарядов массой не более 5—7 т были уверенно зарегистрированы донными сейсмографами на удалениях до 1200—1300 км, в результате чего по-

строены скоростные разрезы верхней мантии до глубины 250—300 км [124].

Использование при изучении строения верхней мантии землетрясений и больших взрывов позволяет регистрировать колебания почвы на расстояниях до 2000—3000 км и больше, что дает возможность значительно увеличить по сравнению с ГСЗ глубину исследований. Системы наблюдений, применяемые для регистрации землетрясений и больших взрывов, характеризуются, как правило, значительно меньшей детальностью, чем при ГСЗ, и обычно предусматривают получение одиночных годографов [123, 148, 165]. Расстояния между точками наблюдений на профилях протяженностью несколько тысяч километров изменяются от 10 до 100 км и более.

В СССР разработана методика сейсмологических исследований, основанная на получении систем встречных и нагоняющих годографов, примерно аналогичных системам наблюдений ГСЗ. Этот метод детальных профильных сейсмологических наблюдений (ПСН) успешно применяется при изучении глубинного строения земных недр в сейсмоактивных районах [53, 72, 85]. При ПСН исследования проводятся на продольных и непродольных профилях, расположенных между эпицентрными зонами. Протяженность таких профилей 3000—3500 км и больше. Наиболее детальные результаты получены при проведении ПСН в эпицентральных зонах с использованием прямых волн от распределенных по глубине очагов землетрясений [59, 113 и др.].

Регистрация глубинных волн от землетрясений и взрывов производится разнообразной низкочастотной аппаратурой — от короткопериодных сейсмографов с прямой гальванометрической записью до современных аналоговых и цифровых автоматических портативных сейсмостанций с промежуточной магнитной записью. Диапазон регистрируемых частот изменяется от 0,5 до 20 Гц. Для более надежного сопоставления экспериментальных сейсмограмм осуществляется стандартизация сейсморегирующей аппаратуры. Созданы Международные системы сейсмологических станций, укомплектованных однотипной аппаратурой. В ФРГ, например, разработана трехканальная переносная сейсмостанция «Марс» [135], которая используется при проведении ГСЗ и в других странах.

В некоторых зарубежных странах при регистрации взрывов и землетрясений с целью обнаружения и идентификации ядерных взрывов, а также для изучения верхней мантии применяются большие сейсмологические группы, состоящие из десятков—сотен сейсмографов, устанавливаемых на площади десятки—сотни квадратных километров. Совместная обработка сейсмических записей, получаемых отдельными элементами группы, и широкое использование современной вычислительной техники при обработке экспериментальных данных позволяют значительно

повысить эффективную чувствительность группы по сравнению с эффективной чувствительностью одиночных станций. Наиболее мощные группы созданы в США (ЛАСА) и в Норвегии (НОРСАР). Более подробно сейсмологические группы рассмотрены в работе [16].

При обработке сейсмических записей широко используются различные аналоговые и цифровые машины. Основной задачей предварительной обработки является осуществление разнообразной трансформации исходных сейсмограмм с целью достижения наиболее благоприятных условий выделения полезных сигналов. Комплекс выполняемых операций включает в себя частотную фильтрацию, группирование в пространстве и во времени, спектральный и корреляционный анализ и т. д. В последние годы успешно начинают применяться поляризационные фильтры, которые значительно улучшают условия выделения и корреляцию глубинных волн на сейсмограммах, особенно в последующих вступлениях.

Интерпретация сейсмических записей основывается на результатах измерения времен пробега и амплитуд волн. По этим данным определяются зависимость времени пробега от эпицентрального расстояния (годограф) и изменение амплитуд с расстоянием, которые используются при построении скоростных разрезов.

Обратная кинематическая задача сеймики, как известно, в общем случае решается неоднозначно, т. е. одному годографу может соответствовать некоторая совокупность скоростных разрезов, иногда довольно сильно различающихся. Использование наряду с кинематическими динамическими характеристик волн позволяет уменьшить неоднозначность интерпретации. В связи с этим большое внимание уделяется вопросам калибровки аппаратуры для измерения абсолютных амплитудных характеристик сейсмических сигналов, выражаемых в значениях амплитуд смещения корпуса сейсмоприемника или их производных (скорость, ускорение), а также изучению спектрального состава, поляризации волн, законов затухания амплитуд с расстоянием и др. Динамические характеристики используются для осуществления более надежной корреляции волн, при определении их физической природы и при изучении некоторых особенностей скоростного разреза, таких, например, как градиент скорости, характер ее изменения на границах раздела, поглощающие свойства среды и т. п. Исследовать указанные параметры среды только по временам пробега волн весьма затруднительно.

Метод построения скоростного разреза по годографам сейсмических волн впервые был разработан в начале XX века Г. Герглотцем и Э. Вихертом [146, 199]. Этот метод подробно рассмотрен в ряде работ [62, 100 и др.]. Он позволяет сравнительно просто вычислять изменение скорости с глубиной по непрерывному годографу, который можно в любой точке продиф-

ференцировать. Если в годографе имеется разрыв, вызванный понижением скорости на некоторой глубине, то метод Герглотца—Вихерта не может быть применен непосредственно.

В 1953 г. Б. Гутенберг предложил свободный от ограничений метода Герглотца—Вихерта способ построения скоростного разреза, основанный на использовании в эпицентральной зоне годографов прямых волн от распределенных по глубине очагов землетрясений [42]. Существенным ограничением этого метода при изучении строения верхней мантии является невозможность его применения в областях, где не происходят глубоководные землетрясения.

В последние годы в связи с широким внедрением в геофизику ЭВМ большое развитие получили методы интерпретации, основанные на переборе решений прямых задач с помощью ЭВМ [24, 64, 118 и др.]. Эти методы заключаются в расчете кинематических и динамических характеристик волн для различных теоретических моделей и в сопоставлении их с экспериментальными данными. Результатом решения является совокупность скоростных разрезов, для которых теоретические характеристики с заданной точностью совпадают с экспериментальными. При этом используются различные способы поиска решений: метод направленного перебора, случайный поиск и т. д. Дальнейшим развитием рассматриваемого подхода к интерпретации является использование не отдельных характеристик волн (годографов, амплитудных кривых, спектров и др.), а всего волнового поля. С этой целью для различных скоростных моделей рассчитываются теоретические сейсмограммы и сопоставляются с экспериментальными [145, 177 и др.].

При построении скоростных разрезов изложенными выше способами горизонтальные неоднородности среды обычно не учитываются. Такие разрезы в среднем характеризуют изменение с глубиной скоростных параметров верхней мантии для обширных территорий. Например, при глубине исследований 400—600 км длина профиля, которому соответствует полученная скоростная модель верхней мантии, равна 2000—3000 км.

С целью повышения точности и детальности результатов интерпретации проводятся исследования по разработке методов решения прямых и обратных задач сейсмоки в рамках сложных горизонтально-неоднородных моделей среды с регулярно и случайно распределенными параметрами [22, 73, 150, 184, 197 и др.]. К настоящему времени разработаны алгоритмы и составлены вычислительные программы для расчета на ЭВМ годографов, амплитуд и лучей объемных волн, распространяющихся в средах с изменяющимися скоростными параметрами в вертикальном и в горизонтальном направлениях, накоплен некоторый опыт использования указанных программ при интерпретации материалов глубинных исследований. Однако подавляющее большинство результатов изучения скоростного строения верхней

мантии получено без учета влияния горизонтальных неоднородностей среды.

Особое место в общем комплексе глубинных сейсмических исследований занимают профильные наблюдения, основанные на регистрации обменных волн от удаленных землетрясений и взрывов [82]. Возможности методики, основанной на использовании обменных волн, при изучении скоростных параметров среды в значительной степени ограничены. В связи с этим при построении сейсмических разрезов по запаздыванию времен прихода обменных волн относительно продольных волн обычно используются скоростные параметры земной коры и верхней мантии, определенные по данным других методов сейсмических исследований.

#### ПОВЕРХНОСТНЫЕ ВОЛНЫ

В полупространстве кроме объемных волн возникают волны, называемые поверхностными. Они распространяются вдоль поверхности, а их амплитуды убывают с глубиной. На глубинах, равных длине волны, поверхностные волны практически затухают. При изучении строения земной коры и верхней мантии от взрывов и землетрясений регистрируются и используются при интерпретации поверхностные волны двух типов — волны Релея и Лява, периоды которых изменяются от 10—20 до 250—300 с, а их длина достигает 1000—1500 км. На больших удалениях от источника поверхностные волны являются наиболее интенсивными.

Установлено, что в слоистой среде скорость распространения поверхностных волн зависит от их частоты и возникает дисперсия скоростей этих волн. В реальных средах скорость распространения поперечных волн значительно изменяется с глубиной, в связи с чем скорость поверхностных волн сильно зависит от периода (длины волны), так как более длинные волны проникают на большую глубину. Регистрация поверхностных волн осуществляется специальной длиннопериодной аппаратурой, периоды собственных колебаний используемых сейсмографов 15—20 с.

При интерпретации материалов наблюдений измеряются значения фазовых и групповых скоростей поверхностных волн и их периоды. Результаты этих измерений используются для построения дисперсионных кривых — графиков зависимости фазовой или групповой скорости от периода колебаний. Дальнейшая интерпретация состоит в подборе скоростной модели среды, для которой теоретическая дисперсионная кривая наилучшим образом совпадает с экспериментальной. Расчеты теоретических дисперсионных кривых выполняются для горизонтально-однородных сред. Более подробно вопросы интерпретации поверхностных

волн рассмотрены в работах А. Л. Левшина, Д. Дормана, Л. Кнопва и многих других.

За последние 15—20 лет на основании изучения дисперсии поверхностных волн получено много важных сведений о распределении скоростных параметров земной коры и верхней мантии в пределах различных регионов. В связи с тем, что регистрация поверхностных волн осуществляется, как правило, на значительных удалениях от источника колебаний и используются волны, длина которых достигает сотен километров и более, дисперсионные кривые с большим осреднением характеризуют строение обширных областей, расположенных между источником колебаний и пунктом регистрации. Детальность результатов, получаемых при интерпретации записей поверхностных волн, значительно ниже, чем при проведении исследований с помощью объемных волн.

По материалам глубинных сейсмических исследований кроме изучения скоростных параметров производится определение поглощающих свойств земной коры и верхней мантии. Затухание амплитуд поверхностных и объемных волн обусловлено геометрическим расхождением фронта волны, процессами отражения и преломления на границах раздела, а также различными неупругими процессами (внутреннее трение, рассеяние энергии). Изучение неупругих свойств среды, связанных с процессами неупругого поглощения энергии сейсмических волн, является источником дополнительных данных о внутреннем строении Земли. Предполагается, что затухание амплитуд колебаний  $A$  из-за таких процессов может быть выражено зависимостью  $A = e^{-\alpha x}$ , где  $\alpha$  — коэффициент поглощения (затухания) в  $m^{-1}$ ,  $km^{-1}$ ;  $x$  — расстояние вдоль луча. Коэффициент затухания

$$\alpha = \pi/vTQ = \pi/\lambda Q,$$

где  $v$ ,  $T$ ,  $\lambda$  — соответственно скорость, период и длина волны;  $Q$  — безразмерный коэффициент затухания — диссипативная функция (добротность).

В настоящее время разработаны способы определения коэффициентов  $\alpha$  и  $Q$ , основанные на сопоставлении амплитуд сейсмических волн в разных пунктах (или в одном пункте, но в разные моменты времени). Определение затухания сейсмических волн в мантии позволяет получать важные сведения об особенностях ее строения [27, 49, 126 и др.].

Анализ возможностей различных модификаций глубинных сейсмических исследований показывает, что наиболее точные и детальные результаты могут быть получены при изучении строения верхней мантии методами взрывной сейсмологии, особенно методом ГСЗ. Это обусловлено большей плотностью наблюдений и наиболее высокими, по сравнению с другими методами, частотами регистрируемых волн, а также возможностью изменять в зависимости от характера решаемых задач взаимное

расположение источников и приемников колебаний, в результате чего получают наиболее надежно интерпретируемые экспериментальные материалы. Сейсмологические методы позволяют с меньшей детальностью изучать строение верхней мантии до глубины 500—700 км и более. В этих методах применяются менее плотные системы наблюдений и используются значительно более низкие частоты сейсмических колебаний. В постоянные ошибки интерпретации данных сейсмологии входят погрешности определения координат эпицентров и глубин залегания очагов землетрясений. В наиболее благоприятных случаях названные факторы приводят к погрешностям определения времени пробега волн  $\pm 0,5$  с. Важным достоинством сейсмологических методов является возможность использования распределенных по глубине источников, что позволяет более надежно выделять и изучать слои с пониженными скоростями.

При построении скоростных разрезов верхней мантии по данным ГСЗ минимальная мощность выделяемых слоев 8—10 км, а точность определения скоростных параметров в среднем  $\pm (0,1—0,2)$  км/с. При малодетальных наблюдениях с использованием записей промышленных взрывов и землетрясений указанные оценки разрешающей способности метода и точности получаемых результатов возрастают примерно в 1,5—2 раза. Наименее детальные результаты могут быть получены по данным поверхностных волн. Преимуществом методов, основанных на использовании поверхностных волн, является сравнительная простота в организации полевых наблюдений, что особенно важно при изучении труднодоступных территорий (горных областей, морей, океанов). Различные возможности рассмотренных методов сейсмических исследований в отношении глубинности, точности и детальности получаемых результатов, а также неодинаковая сложность проведения полевых наблюдений позволяют считать весьма перспективным их рациональное комплексирование.

#### ЭВОЛЮЦИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О СТРОЕНИИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Первые исследования по использованию сейсмических записей волн от землетрясений для изучения глубинного строения земных недр относятся к концу XIX—началу XX века. В 1895 г. группа ученых во главе с Ребойр-Пашвицем обратилась к шестому Международному конгрессу географов, происходившему в Лондоне, с предложением о международной координации сейсмологических исследований, в котором отмечалось [199]: «Значение наблюдений над землетрясениями для изучения Земли невозможно переоценить. Исходящие из очага землетрясения упругие колебания распространяются со скоростью, зависящей от плотности и упругости различных глубинных слоев. В связи с тем, что эта скорость с глубиной изменяется, наблюдения над

землетрясениями являются надежным средством косвенного изучения состояния недр Земли». Очень образно о возможности использования записей землетрясений в 1912 г. писал выдающийся русский сейсмолог Б. Б. Голицын [40]: «Можно уподобить всякое землетрясение фонарю, который зажигается на короткое время и освещает нам внутренность Земли, позволяя тем самым рассмотреть то, что там происходит».

Историю развития сейсмических исследований верхней мантии, подробно рассмотренную в работе [68], можно условно разделить на три этапа. Первый этап охватывает период времени с конца XIX века примерно до 1920 г. Благодаря работам Р. Олдгема в Англии, Э. Вихерта, К. Цёпритца, Г. Герглотца, Л. Гейгера, Г. Бенндорфа, Б. Гутенберга в Германии, Б. Б. Голицына в России и ряда других исследователей была разработана теория распространения сейсмических волн в сравнительно несложных горизонтально-однородных средах и определены по сейсмическим данным первые модели строения Земли.

В 1907 г. профессором Геттингенского университета Э. Вихертом впервые в сейсмологии был предложен метод определения по годографу значений скоростей распространения волн на разных глубинах [199]. Э. Вихерт показал, что производная годографа по времени определяет скорость волны в точке наиболее глубокого проникновения сейсмического луча. Глубина проникновения луча вычисляется по формуле Герглотца—Вихерта. Этот метод в дальнейшем нашел широкое применение и впервые позволил определить законы изменения скорости с глубиной (рис. 1). Для повышения точности построения скоростных разрезов необходимо было по записям землетрясений получить более точные и детальные годографы, что в то время и стало одной из главных задач экспериментальной сейсмологии.

Основным недостатком метода Герглотца—Вихерта является неоднозначность и низкая точность дифференцирования экспериментального годографа при малодетальных наблюдениях. В связи с этим Б. Б. Голицыным был разработан оригинальный метод построения скоростного разреза, основанный на измерении с помощью трехкомпонентной установки кажущихся углов выхода сейсмической радиации. Эта установка состояла из сконструированных им сейсмографов с гальванометрической регистрацией. Глубина проникновения луча в методе Герглотца—Вихерта может быть определена через кажущуюся скорость волн или же через кажущиеся углы выхода сейсмической радиации. В результате выполненных в Пулкове в 1912—1913 гг. исследований были обработаны записи 110 землетрясений и выявлены в мантии четыре границы раздела на глубинах 106, 232, 492 и 1442 км. Дальнейшие исследования подтвердили существование третьей из названных границ и показали, что она является весьма существенной и устойчивой особенностью строения мантии (так называемая 20°-я граница раздела, или граница



Голицына). Б. Б. Голицыным также сделано интересное предположение о том, что между первыми двумя из обнаруженных им границ расположен магматический слой, в котором вещество находится в пластическом состоянии.

Большой вклад в развитие теории распространения сейсмических волн внес К. Цёпритц. Он первым изучил распределение энергии при отражении и преломлении волн на границах раздела

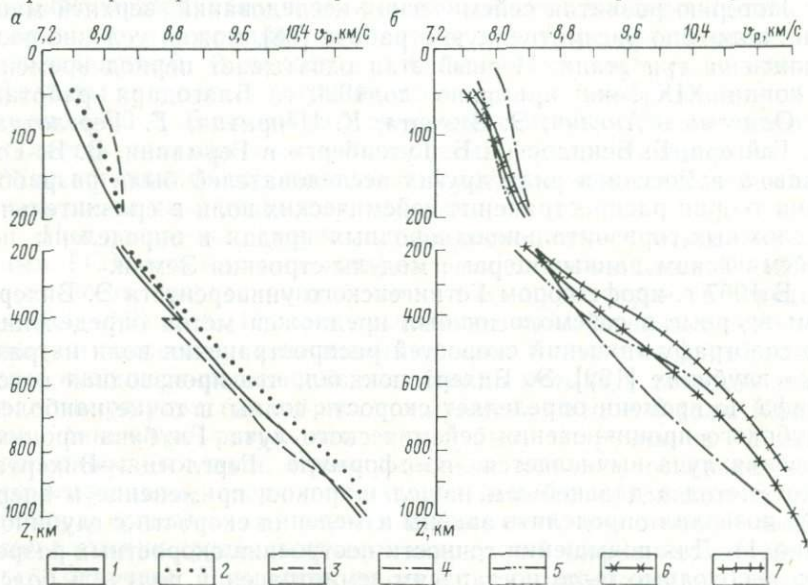


Рис. 1. Скоростные разрезы верхней мантии, построенные до 1920 г. (а) и в 1920—1940 гг. (б).

По данным: 1 — Э. Вихерта [199], 2 — Б. Б. Голицына [40], 3 — С. Мохоровичича (1915 г.), 4 — В. К. Репетти (1928 г.), 5 — Г. Витте (1932 г.), 6 — К. Вадати и С. Оки (1933 г.), 7 — Б. Гутенберга и Ч. Ф. Рихтера (1935 г.)

и указал, что о внутреннем строении Земли, в частности о существовании границ второго рода, можно судить по соотношению амплитуд отраженных и прямых волн.

Важное значение для развития представлений о строении верхней мантии имела работа, выполненная директором Института метеорологии и гидродинамики в Аграме (Загреб) А. Мохоровичичем. Изучая сейсмограммы Аграмского землетрясения, происшедшего 8 октября 1909 г., он обнаружил на эпицентральных удалениях около 200 км увеличение кажущейся скорости (излом годографа) продольных Р волн в области первых вступлений и поперечных S волн в последующих вступлениях. Это позволило предположить наличие резкой границы раздела, глубина залегания которой была вычислена по разности времен пробега прямых и преломленных на названной границе волн и оказалась равной приблизительно 50—60 км. На указанной границе ско-

рость распространения продольных волн скачком возрастает до 7,7—7,9 км/с. Впоследствии такая же граница (поверхность Мохоровичича) была устойчиво обнаружена и в других районах земного шара, ее принято считать разделом между корой и верхней мантией.

Второй этап развития сейсмических исследований мантии охватывает период с 1920 г. по 1957—1958 гг. В эти десятилетия в сейсмологии происходит накопление материалов наблюдений, осуществляется классификация отдельных разрозненных фактов и их обобщение с целью построения стандартных (средних для всей Земли) скоростных разрезов. Одновременно совершенствуются старые и разрабатываются новые методы полевых наблюдений и интерпретации экспериментальных сейсмических материалов. Широко используется для построения скоростных моделей верхней мантии метод Герглотца—Вихерта.

Большое значение для развития сейсмологии в этот период имели работы Б. Гутенберга и Г. Джеффриса, а также исследования С. Мохоровичича, Ч. Ф. Рихтера, И. Леман, К. Буллена и многих других. Сейсмологические исследования, начатые в России Б. Б. Голицыным, были продолжены в СССР П. М. Никифоровым, Г. А. Гамбурцевым, Е. Ф. Саваренским, Ю. В. Ризниченко и другими исследователями.

В рассматриваемый период времени острая научная дискуссия возникла в сейсмологии при обсуждении природы 20°-й зоны осложнения годографа и при решении вопроса о наличии в верхней мантии слоя с пониженными скоростями распространения сейсмических волн (астеносферного слоя). В 1926 г. П. Байерли, изучая годограф Монтанского землетрясения, заметил резкое увеличение кажущейся скорости на эпицентральной удалении, примерно равном 20°. Он считал эту особенность годографа свидетельством существования на глубине около 400 км границы раздела второго рода. В 1952 г. Г. Джеффрис обобщил сейсмологические данные о 20°-й границе и пришел к заключению, что если она резкая, то глубина ее залегания примерно равна 500 км [45]. Эти выводы были сделаны для скоростных моделей мантии, характеризующихся увеличением скорости с глубиной.

Б. Гутенберг при решении вопроса о природе 20°-й зоны кроме годографов использовал зависимость изменения амплитуд волн с расстоянием. Начиная с 1926 г. он публикует результаты измерения амплитуд объемных волн, свидетельствующие о том, что в диапазоне удалений 5—15° от эпицентров землетрясений происходит уменьшение амплитуд почти на порядок. Это позволило высказать предположение о понижении в верхней мантии значений скоростей (минимум расположен на глубине 80—120 км). По мнению Б. Гутенберга, в области 20°-й зоны регистрируются волны, проникающие в мантию глубже подошвы астеносферного слоя, т. е. примерно до 200—250 км. Такая модель позволяет объяснить увеличение кажущейся скорости

и возрастание амплитуд волн в 20°-й зоне. В конце 50-х—начале 60-х годов Б. Гутенберг пришел к выводу о повсеместном существовании в верхней мантии соответствующего астеносфере слоя пониженных скоростей.

Г. Джеффрис не отрицал, что трактовка природы 20°-й зоны осложнения годографа, предложенная Б. Гутенбергом, теоретически вполне возможна. Однако он считал, что точность и детальность экспериментальных материалов позволяли аппроксимировать данные о временах пробега волн в интервале эпицентральных удалений 5—25° различными способами: непрерывной кривой с разветвлением (петля годографа) или же двумя ветвями, из которых более удаленная от источника колебаний смещена вверх по оси времен, что и является причиной получения различных скоростных моделей верхней мантии — с волноводом и без него. Уменьшение амплитуд волн может быть вызвано не только понижением скорости, но и другими факторами, например понижением значений градиента скорости или же ошибками измерения амплитуд.

Для уточнения скоростного разреза Земли необходимо было получить стандартный годограф, наилучшим образом согласующийся со всеми имевшимися данными о временах пробега волн. С этой целью Г. Джеффрис совместно с К. Булленом выполняют чрезвычайно большую и важную работу по сбору, обобщению и анализу огромного количества сейсмических материалов по всему земному шару. В этом исследовании используются сейсмограммы, полученные за много лет примерно на 500 сейсмических станциях. Одновременно разрабатываются методы изучения и учета различных погрешностей. Результатом указанной работы явились таблицы времен пробега сейсмических волн (широко известный годограф Джеффриса—Буллена), опубликованные в 1935 г., а затем в уточненном виде в 1940 г. [152]. На основании полученного стандартного годографа Г. Джеффрис вычислил скоростной разрез Земли, пользуясь методом Герглотца—Вихерта [45].

В 40—50-е годы К. Булленом на основании сейсмических данных была предложена модель строения Земли, впоследствии уточненная Б. Гутенбергом. В соответствии с этой моделью в мантии выделяются три зоны: верхняя мантия — от границы Мохоровичича до глубины 400 км, нижняя мантия — в диапазоне глубин 1000—2900 км и расположенная между ними переходная зона, которую некоторые исследователи относят к верхней мантии.

Таким образом, основным итогом второго этапа явилось усовершенствование методики и техники наблюдений, накопление большого количества экспериментальных данных и построение двух скоростных моделей верхней мантии — с волноводом и без него (рис. 2). Острая научная дискуссия между Г. Джеффрисом и Б. Гутенбергом относительно обоснования этих моделей, про-

должавшаяся свыше 20 лет и оставшаяся незаконченной, оказала большое влияние на развитие глубинных сейсмических исследований. Модель Б. Гутенберга была широко использована при разработке геотектонических гипотез потому, что она лучше соответствует геологическим представлениям о существовании астеносферы — глобального пластичного слоя Земли, с помощью

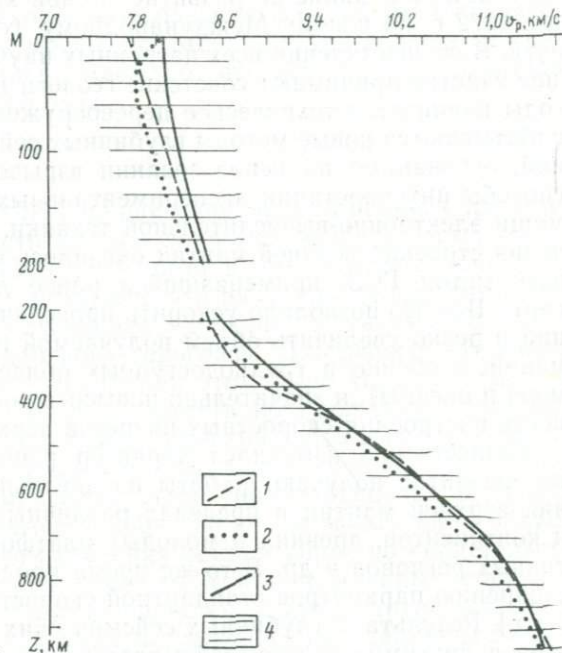


Рис. 2. Стандартные скоростные разрезы верхней мантии.

По данным: 1 — Г. Джеффриса [45], 2 — Б. Гутенберга [42], 3 — Ю. Херрина и других [185]; 4 — интервал изменения скоростей волны в верхней мантии, построенный для различных регионов. Здесь и далее М — граница Мохоровичича, от которой ведется отсчет глубин

которого могут быть объяснены различные геологические процессы и явления.

Однако представления о горизонтально-однородном строении верхней мантии не позволили удовлетворительно объяснить все наблюдающееся многообразие геологических структур и полученных научных данные о значительном влиянии глубинных факторов на различные процессы, происходящие в верхних слоях земной коры. Предположение о наличии в верхней мантии существенных горизонтальных скоростных неоднородностей впервые было высказано в конце тридцатых—начале сороковых годов Дж. Б. Макелвейном и Е. Ф. Саваренским [99, 168], которые показали, что расхождения между эмпирическими годографами и построенными для разных районов скоростными разрезами верхней мантии значительно превышают их возможные ошибки. В то время эти взгляды не получили широкого распространения

из-за отсутствия достаточно точных и детальных экспериментальных данных.

Значительное развитие сейсмических исследований верхней мантии (начало третьего этапа) связано с проведением Международного геофизического года (МГГ) в 1957—1959 гг., а также с выполнением работ по Международному проекту «Верхняя мантия и ее влияние на развитие земной коры» (1960—1971 гг.) и с 1972 г. по новому Международному геодинамическому проекту. В осуществлении всех названных научных программ активное участие принимают советские геологи и геофизики. В эти же годы начинается техническое перевооружение сейсмологии, разрабатываются новые методы глубинных сейсмических исследований, основанные на использовании взрывов, совершенствуются способы интерпретации экспериментальных материалов при помощи электронно-вычислительной техники. Для детального изучения строения верхней мантии оказалось возможным использовать метод ГСЗ, применявшийся ранее для изучения земной коры. Все это позволило ускорить проведение полевых наблюдений и резко увеличить объем получаемой геофизической информации, особенно в труднодоступных областях (горы, пустыни, моря и океаны), и значительно повысить достоверность и детальность построения скоростных разрезов верхней мантии.

Существенно изменился характер решаемых задач. Основное развитие получают работы по детальному изучению строения верхней мантии в пределах различных регионов — океанов и континентов, древних и молодых платформ, тектонически активных регионов и др. В то же время продолжают работы по уточнению параметров стандартной скоростной модели [180, 185 и др.]. Результаты глубинных сейсмических исследований совместно с другими геолого-геофизическими данными используются для изучения физико-химических процессов, происходящих в верхней мантии, и для определения их влияния на развитие земной коры. Проведение в различных районах земного шара детальных геофизических исследований позволило получить принципиально новые данные о наличии в верхней мантии существенных горизонтальных неоднородностей [45, 47 и др.]. Третий этап развития сейсмических исследований верхней мантии еще не закончен. Наиболее важные результаты, полученные в основном после 1960 г., рассмотрены ниже.

#### СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЗА РУБЕЖОМ

Глубинные геолого-геофизические исследования, существенно расширившие и во многом изменившие представления об особенностях строения верхней мантии и происходящих в ней процессах, распределены неравномерно по территории земного шара [96]. Основные исследования верхней мантии за рубежом выпол-

нены в Северной Америке (США, Канада), в Западной и Центральной Европе (ФРГ, Франция, Италия, Норвегия, Финляндия), в Азии (Япония, Индия) и в Австралии. На остальных континентах, а также в океанах строение верхней мантии изучено значительно слабее.

С целью удобства сопоставления и анализа все использованные при обобщении скоростные разрезы верхней мантии пере-строены в одинаковом масштабе, отсчет глубин ведется от границы Мохоровичича ( $M$ ), масштаб по оси глубин, начиная с 200 км, уменьшен в 2,5 раза.

#### АМЕРИКА

Первые же работы в США по изучению времен пробега преломленных в верхней части мантии волн  $P_n$ , возбужденных большими взрывами и землетрясениями и зарегистрированных на удалениях до 2000 км, показали, что различия между ними при фиксированном эпицентральной удалении достигают 10—12 с (отклонения от стандартного годографа Джеффриса—Буллена изменяются от +6 до -6 с). При этом было установлено, что западным районам США соответствуют положительные поправки к названному годографу, а центральным и северо-восточным районам — отрицательные [49]. Столь большое различие времен пробега сейсмических волн, проникающих в верхнюю мантию до глубин примерно 200—250 км, не может быть объяснено только изменением строения земной коры, но свидетельствует о наличии в верхней части мантии существенных горизонтальных скоростных неоднородностей. Для мантийных волн, зарегистрированных в первых вступлениях на удалениях 2000—10 000 км и проникающих в мантию до глубин 500—800 км и более, различия во временах пробега, по данным Ю. Херрина [49], достигают 1—1,5 с; поправки по отношению к стандартному годографу Херрина изменяются от +1 до -0,5 с. Особенности распределения этих поправок на территории США находятся в соответствии с поправками для волн  $P_n$  (положительные значения поправок в западных районах и отрицательные — в восточных).

В результате анализа вариаций времен пробега мантийных волн на территории США можно сделать некоторые выводы об особенностях скоростной модели верхней мантии. Во-первых, скоростные неоднородности с глубиной уменьшаются и, во-вторых, в пределах территории США выделяются две области, существенно различающиеся по строению верхней мантии: западная — низкоскоростная и восточная — высокоскоростная. Последнее хорошо подтверждается независимыми многочисленными данными по изучению значений граничных скоростей распространения продольных волн вдоль поверхности Мохоровичича  $v_r^M$ , полученными при проведении исследований ГСЗ в различных

районах США [147 и др.]. В местах, где установлены региональные изменения времен пробега мантийных волн, происходят, как показали результаты регистрации ядерных взрывов, сильные изменения амплитуд этих же волн. Большие значения амплитуд волн  $P_n$  в основном отмечены в районах, характеризующихся уменьшением времени их пробега [49].

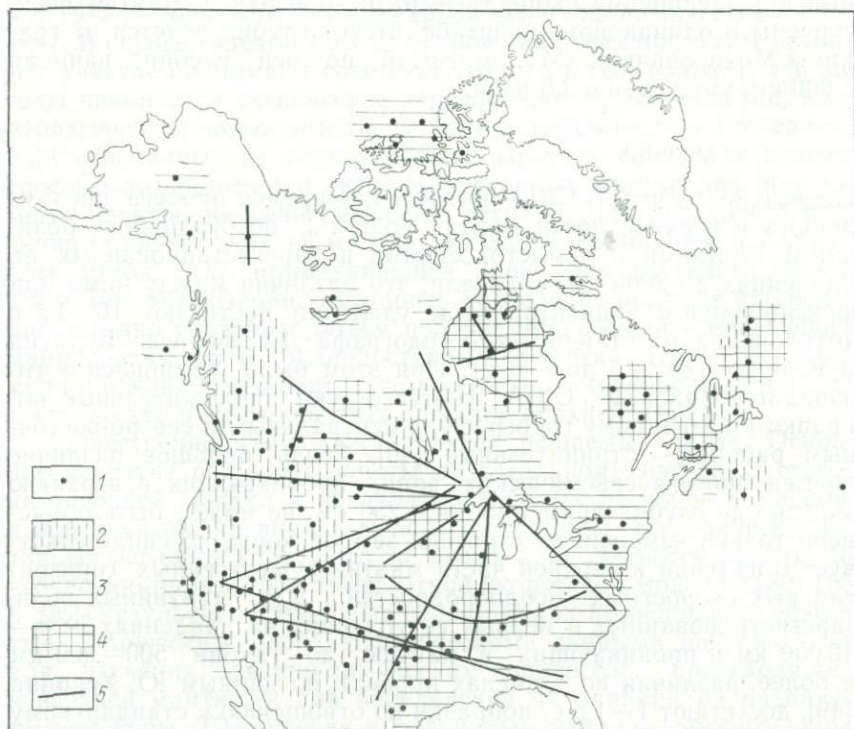


Рис. 3. Схема изменения скоростей продольных волн по поверхности Мохоровичича на территории США и Канады.

1 — точки определения граничных скоростей; области преобладающих значений  $v_p^M$  в км/с: 2 —  $\leq 8,0$ , 3 —  $8,1 \pm 8,2$ , 4 —  $> 8,2$ ; 5 — линии профилей, вдоль которых проводились сейсмические исследования строения верхней мантии методами взрывной сейсмологии. (Составили по литературным данным В. З. Рябой, Л. Н. Старобинец)

Значения  $v_p^M$  изменяются в пределах территории США и Канады от 7,6 до 8,7 км/с (рис. 3). Складчатые и горно-складчатые западные районы США характеризуются пониженными значениями  $v_p^M$ , меньше 8 км/с, а в северо-восточных и центральных районах преобладающие значения  $v_p^M$  варьируют от 8,1 до 8,5 км/с. Наиболее высокие значения (до 8,4—8,5 км/с) отмечены в центральных платформенных районах США. В пределах западных районов Калифорнии (Тихоокеанское побережье)

и побережья Атлантического океана  $v_r^m = 8,1 \div 8,2$  км/с. Территория Канады, особенно ее северо-западные районы, изучена значительно меньше. В пределах Канадского щита отмечены повышенные значения  $v_r^m$ , достигающие в его восточной части 8,4—8,6 км/с [67]. На северо-востоке Канадского щита, по данным М. Берри и К. Фукса (1973 г.), установлена анизотропия скоростей распространения продольных волн по границе Моховичича. В северной части Гудзонова залива отмечены более высокие скорости в верхней части мантии (8,4—8,5 км/с), чем в его остальных районах (8,1—8,3 км/с). Западные горные районы Канады, как и США, характеризуются в основном пониженными значениями  $v_r^m = 7,8 \div 8,0$  км/с, в отдельных случаях увеличивающимися до 8,1—8,2 км/с. Зона пониженных до 7,9 км/с скоростей  $v_r^m$ , не типичная для Канадского щита, выделена в северо-западной части штата Онтарио. В пределах изученных северных районов Канады и Аляски  $v_r^m = 8,1 \div 8,2$  км/с.

Результаты исследований верхней мантии, выполненных в США и Канаде за последние годы методами естественной и взрывной сейсмологии, показали, что выделяемые по поверхности мантии две основные зоны (западная — низкоскоростная, соответствующая складчатой системе Кордильер, и восточная — высокоскоростная, в пределах которой расположены Канадский щит и Северо-Американская плита) продолжают в верхней мантии до глубин, равных первым сотням километров и больше. Типичные скоростные разрезы верхней мантии, построенные для названных геотектонических структур по материалам регистрации землетрясений и различных взрывов, приведены на рис. 4.

В результате изучения строения земной коры и верхней мантии по данным регистрации преломленных волн от взрывов и поверхностных волн от землетрясений на территории Канады выделено несколько различающихся по строению верхней мантии зон: западная, восточная, северная, южная и область Канадского щита [198]. Для каждой названной зоны построены осредненные дисперсионные кривые фазовых скоростей волн Релея и Лява, по которым определены скоростные модели. При этом параметры земной коры и самой верхней части мантии были приняты в соответствии с результатами ранее проводившихся исследований; основанных на регистрации продольных волн от взрывов. Такая методика позволила повысить точность изучения строения верхней мантии по длиннопериодной части дисперсионных кривых. В верхней мантии на территории Канады повсеместно выделен слой с пониженными скоростями распространения поперечных волн, глубина залегания и мощность которого, а также скорость волн в нем изменяются в горизонтальном направлении (см. рис. 4).

По продольным волнам слой с пониженными скоростями в верхней мантии отчетливо выделен только в западных районах

Канады, где он расположен в диапазоне глубин 50—90 км и характеризуется значением скорости 7,8 км/с. Под Аляской, по данным Е. Весанена и других, глубина залегания кровли волновода приблизительно 45 км [67]. При интерпретации записей взрывов, произведенных в озере Верхнем, в восточных и южных

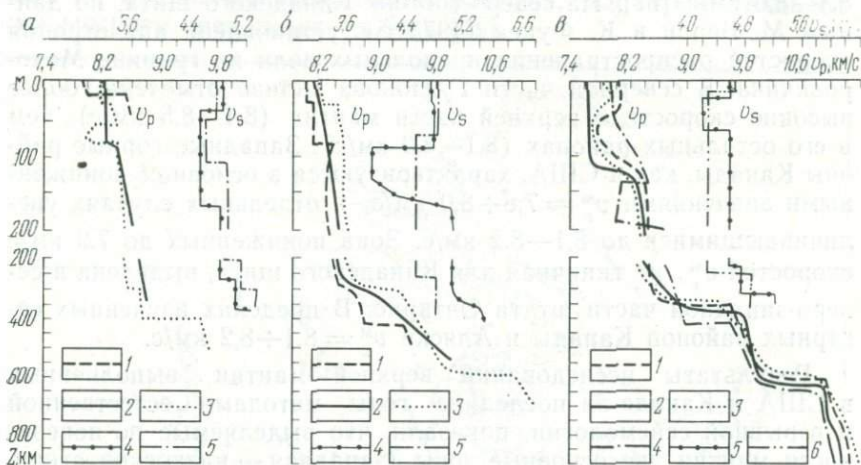


Рис. 4. Скоростные разрезы верхней мантии крупных геологических структур территории США и Канады.

*а* — Канадский щит по данным: 1 — Б. М. Гурбуза для южных районов Канадского щита (1970 г.), 2 — К. Дж. Барра для восточных районов Канадского щита (1967 г.), 3 — Р. П. Массе для щита в целом [171], 4 — Дж. Анзорге и Ст. Мюллера для районов к северу от озера Верхнего [122], 5 — А. Дж. Вискенса для южных и восточных районов щита [198]; *б* — Северо-Американская плита по данным: 1 — Б. Т. Р. Льюиса и Р. П. Мейера для районов к западу от озера Верхнего [166], 2 и 3 — соответственно Г. М. Ивера, Л. Пакизера и др. (1969 г.), Р. В. Грина и А. Л. Хейлса (1968 г.) для районов к юго-западу от оз. Верхнего, 4 — Б. Т. Р. Льюиса и Р. П. Мейера для районов к западу от оз. Верхнего [166], 5 — М. Н. Бизваса и Л. Кнопова для северных и центральных районов Северо-Американской плиты [129]; *в* — складчатая система Кордильер по данным: 1 и 2 — К. Б. Аршамбо и других соответственно для провинции бассейнов и хребтов (восточная часть западных районов США) [123], 3 и 4 — соответственно Л. Р. Джонсона, Р. А. Виггиса и Дж. В. Хелмбергера для юго-восточной части западных районов США [154, 200], 5 — А. Дж. Вискенса для Кордильер Канады [198], 6 — Н. Н. Бизваса и Л. Кнопова для Кордильер США [129]

районах Канады в верхней мантии на 20—30 км глубже подошвы земной коры выделена граница раздела, на которой скорость резко возрастает до 8,4—8,5 км/с. Аналогичная граница выделяется, по данным А. Хейлса и других (1970 г.), и в некоторых районах США, например в Мексиканском заливе.

Сейсмические разрезы верхней мантии, построенные для западных районов США (см. рис. 4, *в*), характеризуются до глубин не менее 150—200 км от подошвы земной коры сравнительно низкими значениями скоростей и, как правило, наличием мощного волновода. Значения скоростей распространения продольных волн в этом слое изменяются по различным оценкам от 7,2 до 7,7 км/с, мощность его варьирует от 40 до 200 км, а его поверхность мигрирует от подошвы земной коры до глубины 50—100 км [123, 148 и др.]. Аналогичными особенностями строения

верхней мантии характеризуется южное продолжение рассматриваемой зоны в пределах территории Мексики [138, 186].

Результаты интерпретации сейсмических записей, полученных при регистрации взрывов в оз. Верхнем, свидетельствуют о том, что в центральных и северо-восточных районах США отчетливо выраженный слой с пониженными скоростями продольных волн в верхней мантии отсутствует (см. рис. 4), а значения скоростей на соответствующих глубинах по сравнению с западными районами выше. Здесь в мантии на глубинах 70, 125, 380 и 450 км выделены границы, на которых происходит быстрое увеличение скоростей продольных волн. Некоторые из этих границ установлены также и по поперечным волнам. Слой с пониженными скоростями четко отмечается только для поперечных волн в диапазоне глубин 125—200 км. Для продольных волн на глубинах более 125 км отмечена область слабо отрицательных градиентов скорости, недостаточных для образования зоны тени, но вполне достаточных для объяснения незначительной интенсивности волн на удалении 900—1000 км от источника. Интересно отметить, что увеличению скорости продольных волн на глубине 125 км соответствует отрицательный перепад скоростей для поперечных волн. В диапазоне глубин 150—1000 км в центральных и восточных районах США выделены границы раздела, залегающие негоризонтально, из которых наиболее устойчиво и уверенно выделяются две резкие границы, расположенные в диапазонах глубин, примерно равных 300—400 и 500—600 км (см. рис. 4).

Определение в разных районах поглощения энергии сейсмических волн [49] показало, что верхняя мантия характеризуется более сильным затуханием поперечных волн по сравнению с затуханием продольных волн. В слоях с понижением скорости в верхней мантии обычно отмечается повышенное поглощение энергии сейсмических волн [123, 166, 189 и др.]. Складчатые и горно-складчатые западные районы США характеризуются более сильным затуханием амплитуд сейсмических волн, чем платформенные области. Поглощающие свойства верхней мантии изучены значительно слабее, чем ее скоростные параметры.

В Южной Америке глубинные сейсмические исследования выполнены в значительно меньшем объеме. Интересные результаты получены при изучении строения земной коры и верхней мантии под Андами в южных районах Боливии, Перу и в северных районах Чили по данным регистрации продольных волн от взрывов и поверхностных волн от землетрясений [151 и др.]. Установлено, что под Андами мощность земной коры увеличивается до 70 км. Верхняя мантия характеризуется пониженными значениями скоростей, близкими к полученным в западных районах США. По поперечным волнам здесь выделен волновод, глубина залегания кровли которого увеличивается от 50 км в океане примерно до 110 км под Андами. В том же направлении происходит уменьшение отрицательного скачка скоростей на поверхности

волновода. С этими данными согласуются результаты, полученные Е. Весаненом и другими [25] и свидетельствующие о том, что глубина залегания слоя с пониженными скоростями в Южной Америке по сейсмологическим данным равна примерно 120 км.

#### ЕВРОПА

Строение верхней мантии сейсмическими методами в странах Западной и Центральной Европы изучено неравномерно. Основные работы выполнены в северных, западных и южных районах. Нередко исследования проводятся координированно различными странами по единой программе. В последние годы при изучении верхней мантии широкое развитие получили методы взрывной сейсмологии, в значительной степени расширившие и уточнившие представления об особенностях ее скоростного строения в слабосейсмичных западных и северных районах. На рис. 5 приведена составленная в основном по данным ГСЗ, а для южных и юго-восточных районов частично по сейсмологическим материалам схема распределения значений  $v_r^M$  для Западной и Центральной Европы, на которой указаны основные профили, где проводилось изучение строения верхней мантии методами взрывной сейсмологии.

Наиболее детальные наблюдения выполнены на трех профилях, два из которых пересекают территорию Франции с юго-востока на северо-запад [167, 190] и один — территорию Англии примерно в субмеридиональном направлении [119]. На этих профилях на удалениях до 900—1560 км зарегистрированы записи произведенных в прибрежных морях химических взрывов. При обработке экспериментальных сейсмических материалов, полученных на указанных профилях, были подтверждены принципиальные выводы, сделанные ранее в СССР при интерпретации материалов ГСЗ и данных детальных сейсмологических наблюдений [72, 88 и др.], о сложной структуре группы мантийных волн  $P_n$ , состоящей из нескольких преломленных и отраженных от границ раздела в верхней мантии волн. В Норвегии в результате интерпретации экспериментальных материалов, полученных при регистрации больших взрывов на сейсмологической группе НОРСАР, осуществлено построение скоростных разрезов верхней мантии для Балтийского щита и его восточных склонов [159, 172].

В изученных континентальных районах Западной и Центральной Европы значения  $v_r^M$  в большинстве случаев равны 8,1—8,2 км/с (см. рис. 5). В отдельных районах отмечается увеличение  $v_r^M$  до 8,3—8,4 км/с. В частности, повышенные скорости на поверхности мантии обнаружены в зоне Тейссера—Торнквиста, являющейся граничной областью между древней Восточно-Европейской и более молодой палеозойской платформами [144]. По-

ниженные значения ( $8 \text{ км/с}$  и меньше) определены на отдельных участках Балтийского щита, Вейгерской впадины, Британских островов, а также часто встречаются в южных районах, расположенных в пределах альпийской складчатой зоны [140]. В результате обобщения в ФРГ материалов ГСЗ установлена анизотропия скоростей распространения продольных волн в самой верхней части мантии [125].

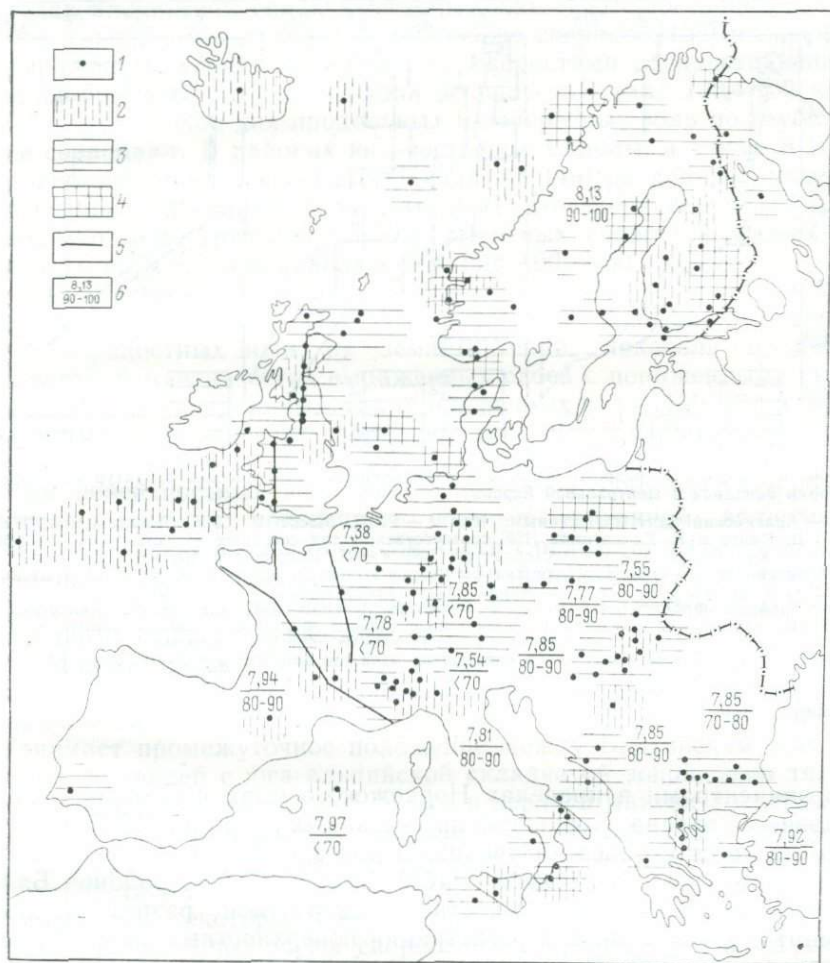


Рис. 5. Схема изменения скоростей продольных волн по поверхности Мохоровичича на территории Западной Европы.

1 — точки определения граничных скоростей; области преобладающих значений  $v_{\Gamma}^M$  в км/с: 2 —  $\leq 8,0$ , 3 —  $8,1 \pm 8,2$ , 4 —  $> 8,2$ ; 5 — линии профилей, вдоль которых проводились сейсмические исследования верхней мантии методами взрывной сейсмологии; 6 — средняя скорость (в км/с) продольных волн в астеносферном слое (в числителе) и глубина залегания (в км) его поверхности (в знаменателе) по данным [128]. (Составили по литературным данным В. З. Рябой, Л. Н. Старобинец)

Для основных крупных геологических структур Западной и Центральной Европы по материалам регистрации взрывов и землетрясений построены скоростные разрезы верхней мантии (рис. 6). Для Балтийского щита скоростные разрезы построены в результате интерпретации записей взрывов, зарегистрированных на сейсмологической группе НОРСАР, и землетрясений

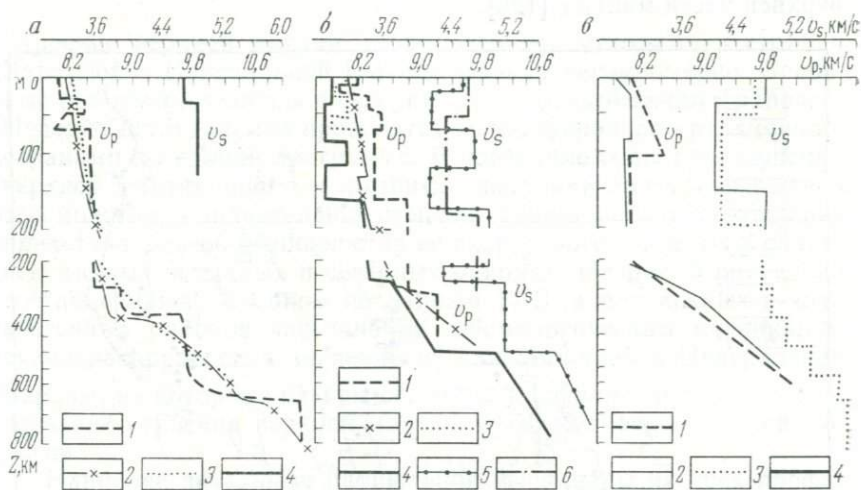


Рис. 6. Скоростные разрезы верхней мантии крупных геологических структур на территории Западной и Центральной Европы.

*а* — Балтийский щит по данным: 1 и 2 — Р. П. Массе и С. С. Александра [172], Д. В. Княга и Г. Калкагнили [159] соответственно для северных и восточных областей, 3 — Р. Канестрома для южных областей [157], 4 — И. Нопонена и других для восточных областей [192]; *б* — палеозойская платформа, по данным: 1 и 2 — соответственно Л. Стейнметца и других, Г. Т. Пхо и А. Хирна для западных областей (западные и северо-западные районы Франции) [179, 190], 3—5 — соответственно Дж. Анзорге, Д. Майер-Роза, Леман для южных областей (юго-восточные районы Франции и южные районы ФРГ) [121, 164], 6 — Д. Сейдла и других для центральных районов, включая зону Рейнского грабена (1971 г.); *в* — альпийская складчатая зона, по данным: 1 и 2 — Г. Пэйю соответственно для западных и восточных частей Средиземного моря [178], 3 и 4 — Л. Кнопва и других соответственно для горно-складчатой системы Альп и западной части Средиземного моря [160]

с эпицентрами в пределах Норвежского моря и Северного Ледовитого океана. Последний из указанных разрезов [157] хорошо согласуется с ранее полученными для Европы по сейсмологическим данным результатами [153]. Для восточных районов Балтийского щита также построен скоростной разрез верхней мантии по материалам регистрации поверхностных волн от землетрясений [192]. В пределах альпийской складчатой зоны южных областей Европы основные сведения о строении верхней мантии получены по материалам регистрации объемных [122, 128, 178] и поверхностных [160, 183] волн. Скоростные разрезы для платформенных областей палеозойской складчатости, расположенных на территории Франции и ФРГ, построены по данным интерпретации записей объемных волн от взрывов [121, 175,

190], а также объемных и поверхностных волн от землетрясений [164, 165, 179].

Из рис. 6 видно, что крупные геотектонические структуры Западной и Центральной Европы характеризуются различным скоростным строением верхней мантии. Самые высокие значения скоростей определены под Балтийским щитом и его склонами [133, 134]. Слои с пониженными скоростями здесь отсутствуют или же имеют мощность не более 20—30 км (рис. 6, а). В пределах альпийской складчатой зоны южных и юго-восточных районов Европы наблюдаются более низкие скорости [134] и хорошо выраженные слои с пониженными скоростями распространения продольных и поперечных волн мощностью до 100—150 км. Обычно эти слои для продольных и поперечных волн по глубине не совпадают. В районах юго-восточной Европы, а также в Восточных Карпатах и горах Вранча [49, 149] по данным интерпретации годографов и амплитудных характеристик объемных волн от землетрясений зона пониженных скоростей выделена в верхней мантии в диапазоне глубин 100—150 км.

Сейсмические исследования, выполненные в различных районах Средиземного моря с использованием записей объемных и поверхностных волн от землетрясений, показали наличие в верхней мантии четко выраженных слоев с пониженными скоростями как продольных, так и поперечных волн [160, 178 и др.], которые по глубине не совпадают (рис. 6, в). Параметры этих слоев изменяются в горизонтальном направлении. Так, по данным поверхностных волн наиболее низкие значения скоростей распространения поперечных волн в указанном волноводе 4,1 км/с определены в западной части Средиземного моря и под Альпами. В прилегающих с севера районах Европы в этом же слое отмечено увеличение скорости до 4,3—4,45 км/с и некоторое погружение его поверхности.

По значениям скоростных параметров и характеру их изменения с глубиной верхняя мантия платформенных областей Западной Европы в пределах изученных районов Франции и ФРГ занимает промежуточное положение между Балтийским щитом и прилегающей с юга альпийской складчатой зоной, явно тяготея к последней (рис. 6, б). Здесь в верхней мантии достаточно четко выделяются слои с пониженными скоростями распространения продольных и поперечных волн. В результате детальной интерпретации годографов и амплитудных характеристик объемных волн некоторыми исследователями для рассматриваемых районов были построены скоростные разрезы верхней мантии, содержащие два-три слоя с пониженными скоростями [121, 173]. Этот вывод подтверждается расчетами синтетических сейсмограмм и результатами сопоставления их с экспериментальными [177]. Выделенные волноводы также характеризуются повышенным поглощением энергии сейсмических волн [183 и др.]. При интерпретации материалов ГСЗ, полученных во Франции на

профиле Тулон—Брест, в верхней части мантии выделен слой с понижением скорости распространения продольных волн мощностью 15—20 км [167]. Отметим, что аналогичные слои обнаружены также при интерпретации материалов ГСЗ в различных районах территории СССР [65, 184].

Таким образом, в районах Западной и Центральной Европы скоростное строение верхней мантии изменяется при переходе от одной крупной геологической структуры к другой. Наиболее существенные горизонтальные скоростные неоднородности установлены до глубины 250—300 км. Проявляются они в изменении значений скоростей и характера их распределения с глубиной, а также в изменении параметров слоев с понижением скорости. Последнее, в частности, иллюстрируется приведенными на рис. 5 результатами определения по сейсмологическим данным глубины залегания поверхности астеносферного слоя верхней мантии и значений средней скорости распространения в нем продольных волн [128]. На глубинах свыше 250—300 км выделены, по крайней мере, две границы резкого увеличения скорости в диапазоне 300—400 и 500—600 км, положение которых по глубине залегания варьирует по площади.

#### АЗИЯ

Из зарубежных стран Азии наиболее изучено строение верхней мантии сейсмическими методами в Японии. Значения  $v_r^M$  для Японских островов и восточной части Японского моря по данным ГСЗ изменяются в пределах 7,7—8 км/с, увеличиваясь по направлению к Тихому океану.

Б. Гутенберг еще в 1926 г. при анализе записей продольных волн от землетрясения, происшедшего в Японии 1 сентября 1923 г., отметил наличие на амплитудном графике зоны тени и осложнение годографа волн  $P_n$  на удалениях 4—8°, что дало основание для выделения в этом районе в верхней мантии слоя с пониженными скоростями распространения сейсмических волн в диапазоне глубин 50—150 км [42]. Позднее этот вывод был подтвержден при изучении в Японии времен пробега волн от землетрясений за период 1925—1937 гг. при разных глубинах очага [25].

Последующие исследования, основанные на регистрации поверхностных и объемных волн от землетрясений и больших взрывов, позволили получить более детальные результаты и выделить в верхней мантии мощный слой с пониженными скоростями как по продольным, так и по поперечным волнам (рис. 7, а).

Установлено, что верхняя мантия между материком и островной дугой характеризуется по сравнению с океанической областью на 0,3—0,4 км/с более низкими значениями скоростей

распространения сейсмических волн и более сильным поглощением их энергии [155, 169]. Такое различие распространяется до глубин не менее 400—500 км. Этой же зоне соответствует область высокой сейсмической активности. К глубинной плоскости, разграничивающей две названные зоны верхней мантии и погружающейся в сторону материка, в основном приурочены очаги землетрясений.

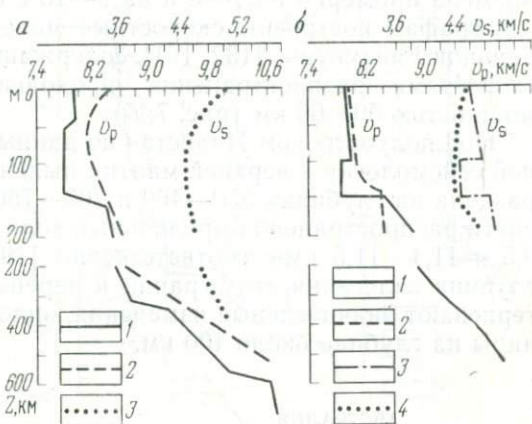


Рис. 7. Скоростные разрезы верхней мантии.

а — Япония по данным: 1 — Х. Канамори [155], 2 и 3 — А. Меско соответственно для Японской островной дуги и прилегающих районов Японского моря [174]; б — Индия по данным: 1 и 2 — Р. К. Дьюбе [132], 3 и 4 — А. Н. Тандона [191] для разных районов горно-складчатой системы Гималаев

В диапазоне глубин от 60—70 до 180—200 км выделяется слой с пониженными скоростями продольных и поперечных волн, в котором скорость продольных волн уменьшается от 7,9 до 7,6—7,7 км/с. На его подошве происходит быстрое увеличение скорости до 8,5 км/с. Резкое возрастание скоростей до 9—9,2 км/с отмечено на глубине около 400 км, к этой же глубине приурочен максимум выделения сейсмической энергии. Еще одна граница установлена на глубине, примерно равной 650 км, где скорость увеличивается от 9,9—10,0 до 10,6—10,7 км/с. Получены также результаты, свидетельствующие о том, что северные и южные районы Японии довольно существенно различаются по строению верхней мантии.

В южном направлении, по мере приближения к Тихому океану, происходит увеличение значений скоростей.

В Индии сейсмические исследования верхней мантии начаты значительно позже, чем в Японии. Полученные к настоящему времени данные о ее скоростном строении крайне недостаточны для выяснения особенностей глубинного строения столь обширной территории. Наиболее подробно изучены районы Гималаев; в Памиро-Гималайской зоне проводятся совместные советско-индийские исследования ГСЗ.

В пределах Индостанского полуострова значения  $v_p^M$  варьируют от 7,8—8,0 (южные районы полуострова, Андамские острова) до 8,1—8,4 км/с под Индостанским щитом и Индо-

Гангской платформой. Под Гималаями значения  $v_r^M$  по сейсмологическим данным примерно 7,9—8 км/с.

Анализ времен пробега волн от мелкофокусных землетрясений, зарегистрированных в северных районах Индии в 1962—1966 гг., показал, что на эпицентральных расстояниях около  $11^\circ$  годографы продольных и поперечных волн имеют разрыв, при этом более удаленная ветвь годографа смещается на большие времена примерно на 7—8 и на 9—10 с соответственно. По этим годографам построены скоростные модели верхней мантии для районов Гиндукуша [132, 191], содержащие слой с пониженными скоростями распространения продольных и поперечных волн мощностью 50—60 км (рис. 7, б).

Под полуостровом Индостан по данным естественной и взрывной сейсмологии в верхней мантии выделены две резкие границы раздела на глубинах 350—400 и 700—750 км, ниже которых скорости распространения продольных волн увеличиваются до 9,2—9,5 и 11,4—11,5 км/с соответственно [196]. В северных районах глубина залегания этих границ и перепад скорости на них претерпевают значительные изменения, вплоть до исчезновения границы на глубине около 400 км.

#### АВСТРАЛИЯ

В Австралии первые надежные данные о глубине залегания границы Мохоровичича и о скорости распространения волн в верхней части мантии были получены в 1956 г. при регистрации ядерных взрывов (Ч. Ф. Рихтер, 1963 г.). С тех пор в различных районах континента проведены довольно многочисленные исследования строения верхней мантии методами естественной и взрывной (ГСЗ, большие взрывы) сейсмологии, получившие наибольшее развитие после 1965—1970 гг. Новые данные о строении верхней мантии на глубинах свыше 200—300 км также получены с помощью большой сейсмологической группы в северных районах Австралии [187].

Результаты указанных работ позволили изучить основные черты строения верхней мантии под Австралией. Выделены две области, существенно различающиеся по скоростному строению верхней мантии. В восточных районах, соответствующих складчатой области Большого Водораздельного хребта,  $v_r^M$  изменяется от 7,7 до 8 км/с, а в западных, в пределах древнего Австралийского щита, определены более высокие значения — 8,2—8,4 км/с [137 и др.]. Установлено, что указанное различие скоростей прослеживается в верхней мантии до глубин не менее 200—250 км. Под щитом слой пониженных скоростей как для продольных, так и для поперечных волн отсутствует или же развит очень слабо (рис. 8, а) [137, 141, 171]. В то же время под Большим Водораздельным хребтом, судя по материалам регистрации по-

верхностных волн, в верхней мантии в диапазоне глубин 100—150 км уверенно выделен слой с понижением скорости поперечных волн (рис. 8, а). В диапазонах глубин 250—300, 400—450 и 650—700 км в различных районах Австралии выделены области резкого увеличения скорости на 2—10% (см. рис. 8, а).



#### АФРИКА

Строение верхней мантии этого континента исследовано очень слабо. К настоящему времени в области Восточно-Африканских рифтов и в некоторых районах Южной и Западной Африки проведены работы по изучению строения земной коры и верхней части мантии методом ГСЗ. Определенные при этом значения  $v_r^M$  изменяются, по данным П. Вилмора и др. (1952 г.), Д. Макриса и др. (1970 г.), в пределах 7,7—8,6 км/с. Наиболее низкие скорости — 7,7—7,9 км/с определены в Восточно-Африканской рифтовой зоне и в пределах Красного моря. В прилегающих с запада районах Африканской платформы значения  $v_r^M$  увеличиваются до 8,1—8,2 км/с и больше. Примерно такие же скорости определены в юго-западной прибрежной части Индийского океана, а в прибрежных районах западной Африки (юго-восточная часть Тихого океана)  $v_r^M$  изменяются от 8 до 8,6 км/с. Наиболее высокие значения скоростей распространения продольных и поперечных волн в верхней части мантии, аналогичные полученным на Канадском и Балтийском щитах, отмечены в юго-восточных районах Африки.

По материалам регистрации поверхностных волн построены скоростные разрезы верхней мантии для Восточно-Африканской рифтовой зоны [176], а также для южных и центральных районов Африканской платформы [130, 143]. В результате этих

работ доказано существенное различие скоростного строения верхней мантии указанных геотектонических структур Африки до глубин не менее 200—250 км (рис. 8, б). В пределах Восточно-Африканской рифтовой зоны в диапазоне глубин 80—210 км уверенно выделен слой с пониженными скоростями поперечных волн. В то же время под платформенными областями в верхней мантии аналогичный слой пониженных скоростей отсутствует или же выделяется гораздо менее отчетливо на значительно больших глубинах.

#### АНТАРКТИДА

Антарктида является континентом, наименее изученным глубинными сейсмическими методами. В его краевых зонах в небольшом объеме выполнены исследования ГСЗ, впервые проведенные 14-й Советской антарктической экспедицией в районе Земли Королевы Мод [161]. В областях, прилегающих к побережью Индийского и Тихого океанов, значения  $v_r^m$  изменяются в пределах 7,7—7,9 км/с. По материалам сейсмологических исследований в верхней мантии под восточными районами Антарктиды на глубинах 60—80 и 650 км выделены резкие границы раздела [127].

#### ОКЕАНЫ

Строение верхней мантии под океанами изучено значительно слабее, чем под континентами. За последние годы в Атлантическом, Тихом и в Индийском океанах выполнен большой объем работ по ГСЗ, позволивших получить важные сведения об особенностях распределения по площади скоростных параметров верхней части мантии [49, 70, 181 и др.]. Скорости  $v_r^m$  под океанами изменяются в более широких пределах, чем на континентах — от 7,2—7,6 до 8,6—8,8 км/с, наиболее часто встречаются значения 8,1—8,2 км/с. Самые низкие значения  $v_r^m$  — до 7,2—7,6 км/с определены в районах океанических хребтов, рифтовых зон и под островными дугами [49, 158]. Аналогичные результаты получены в Северном Ледовитом океане, где под хребтом Гаккел отмечено понижение  $v_r^m$  до 7,5 км/с [193]. Повышенные до 8,4—8,8 км/с скорости установлены под древними океаническими плитами [47, 181].

В 1964 г. Х. Хесс, анализируя материалы исследований ГСЗ в северо-восточной части Тихого океана, между Калифорнией и Гавайскими островами, обнаружил корреляцию скоростей  $v_r^m$  с направлением профиля (максимальные значения 8,6 км/с в направлении восток—запад, минимальные — 8 км/с в направлении север—юг), что позволило предположить наличие здесь в верхах мантии анизотропии скоростей. В последующие годы для

проверки этой гипотезы в различных районах выполнен значительный объем исследований ГСЗ, при которых тщательно изучалась зависимость  $v_r^M$  от азимута наблюдений. В результате указанных работ обнаружена анизотропия скоростей в экваториальной, в северо-западной (между Алеутскими островами и Японией) и в восточной (недалеко от берегов Северной Америки) частях Тихого океана, а также в Атлантическом океане в районе Срединно-Атлантического хребта, между 45 и 46° с. ш. [49, 158].

Во всех этих районах величина анизотропии изменяется в пределах 2—8% по отношению к среднему значению  $v_r^M$ , что превосходит возможную погрешность наблюдений. В Тихом океане максимальные значения скоростей установлены при распространении волн в направлении, перпендикулярном к оси Восточно-Тихоокеанского поднятия и к преобладающему простиранию магнитных аномалий. Это направление в соответствии с новыми тектоническими гипотезами совпадает с направлением расширения морского дна. Однако в северо-восточной части Тихого океана и в Атлантическом океане направление максимальных значений скоростей и предполагаемое направление расширения морского дна не совпадают. Полученные к настоящему времени результаты еще не позволяют утверждать, что анизотропия повсеместно является характерным свойством верхней мантии.

Изучение строения верхней мантии под океанами осуществляется в основном при помощи поверхностных волн [25, 49]. Результаты выполненных исследований свидетельствуют о распространении в верхней мантии океанов слоя с пониженной скоростью поперечных волн (рис. 9). В последние годы на Тихом океане с помощью поверхностных волн были проведены значительно более детальные работы, в результате которых изучено скоростное строение верхней мантии под различными геотектоническими структурами океанического дна [163]. Этими работами установлено гораздо более сложное строение верхней мантии под океанами, чем предполагалось раньше. Так, например, при переходе от тектонически активных регионов к древним океаническим плитам происходит погружение поверхности астеносферного слоя с пониженными скоростями волн от 15—20 км под срединно-океаническим хребтом до 130—150 км под глубоководными впадинами, сопровождающееся уменьшением мощности этого слоя от 150—180 до 30—40 км и меньше (рис. 10, а). Не исключено, что под наиболее древними океаническими плитами астеносферный слой отсутствует.

Приведенные данные сейсмологических исследований с использованием поверхностных волн хорошо согласуются с материалами изучения методами взрывной сейсмологии строения верхней мантии в западных районах Тихого океана по записям объемных волн [124]. При переходе от Японской островной дуги

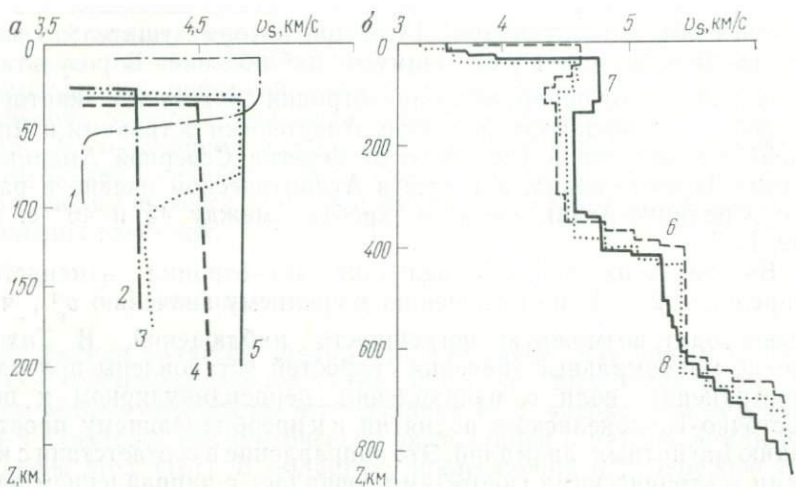


Рис. 9. Скоростные разрезы верхней мантии, построенные для различных структур по материалам регистрации поверхностных волн.

*a* — по данным Л. Кнопфа [51]; *b* — по данным Токсоза и других [194]; 1 и 6 — океаны; 2 — рифты; 3 — асейсмичные континентальные регионы; 4 — горные пояса; 5 и 7 — щиты; 8 — тектонические активные области

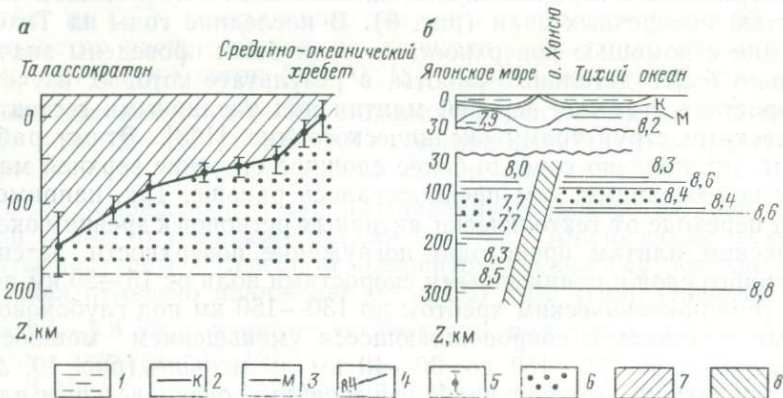


Рис. 10. Схематический сейсмический разрез верхней мантии для районов Тихого океана (а) [163] и разрез земной коры и верхней мантии по профилю Японское море — о. Хонсю — Тихий океан (б).

1 — слой воды; 2 — поверхность консолидированной коры; 3 — граница Мохоровичича; 4 — изолинии скоростей распространения продольных волн в верхней мантии в км/с; 5 — погрешность определения глубины залегания кровли астеносферного слоя по материалам регистрации поверхностных волн; 6 — слой с пониженными скоростями; 7 — литосфера; 8 — фокальная зона. (Составил В. З. Рябой по литературным данным [124, 155] и др.)

к Тихому океану резко увеличивается значение скоростей в верхней мантии, мощность слоя с пониженными скоростями при этом уменьшается примерно от 100 до 40—50 км, что сопровождается существенным увеличением скоростей в этом слое от 7,7 до 8,6 км/с (рис. 10, б). По данным ГСЗ в восточных и юго-западных районах Тихого океана (Д. М. Финлэйсон и др., 1976 г.; В. И. Снисман и др., 1975 г.), несколько глубже границы Мохоровичича, выделен слой с понижением скорости распространения продольных волн мощностью 5—15 км. Аналогичные слои в последние годы, как указывалось выше, также были выделены при ГСЗ на суше.

Изучение с помощью объемных волн строения верхней мантии под островными дугами показало, что в таких районах она характеризуется пониженными значениями средних скоростей и повышенным поглощением энергии сейсмических волн [124, 129, 160]. Для Тонга-Кермадекской островной дуги (к северо-востоку от Новой Зеландии) построена сложная горизонтально-неоднородная скоростная модель строения верхней мантии [126]. Фокальной плоскости, к которой приурочены очаги большинства землетрясений, соответствуют увеличение скоростей распространения продольных и поперечных волн и понижение поглощения энергии сейсмических волн по сравнению с прилегающими районами. Эта аномальная зона прослеживается до глубин не менее 400—600 км.

#### О СОПОСТАВИМОСТИ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Несмотря на то, что изучение строения верхней мантии осуществлено в различных регионах земного шара неравномерно, полученные к настоящему времени результаты свидетельствуют о существенных вариациях значений скоростных параметров верхней мантии не только с глубиной, но и в горизонтальном направлении. При проведении глубинных сейсмических исследований в различных районах использовалась неодинаковая методика полевых наблюдений и интерпретации экспериментальных материалов. В связи с этим точность и детальность построения скоростных разрезов верхней мантии также различны, что затрудняет их сопоставление и совместный анализ.

Необходимо отметить, что основные результаты изучения скоростного строения верхней мантии получены методами, разработанными для горизонтально-однородных сред. Последнее может приводить не только к значительному осреднению (загрублению) результатов исследований, но, как будет показано ниже, и к получению ошибочных представлений об особенностях распределения скоростных параметров верхней мантии.

Достоверность и точность построения скоростных разрезов верхней мантии также во многом зависят от обоснованного учета искажающего влияния земной коры на характеристики

мантйных волн. Так, например, по материалам сейсмологических исследований в верхней мантии под Исландией были определены аномально низкие значения скоростей распространения продольных волн до глубины 200 км, не превышающие 7,4 км/с [139, 195]. При этом мощность земной коры на основании данных сейсмологии принималась равной 17 км. Однако проведенные в 1972—1973 гг. исследования ГСЗ показали, что граница Мохоровичича залегает здесь на глубинах, достигающих 45—50 км и более [48]. С учетом данных ГСЗ о строении земной коры можно объяснить наблюдающееся в Исландии запаздывание, по сравнению с Балтийским щитом, времен пробега продольных волн от землетрясений и больших взрывов понижением скоростей в верхней части мантии только лишь до 7,8—8 км/с, что согласуется с результатами определения  $v_T^M$  при ГСЗ. Аналогичные ситуации, вероятно, могут иметь место и в некоторых других районах.

Таким образом, в настоящее время наряду с получением новых результатов актуальной задачей является разработка методов глубинных сейсмических исследований, учитывающих наличие в земной коре и в верхней мантии горизонтальных скоростных неоднородностей. Несмотря на различную детальность и точность полученных результатов, можно выделить ряд важных характеристик верхней мантии, относительно которых получен обширный фактический материал, допускающий сравнительный анализ и систематизацию. Этот вывод основывается на сопоставлении результатов изучения строения верхней мантии в некоторых районах различными методами сейсмических исследований, например в районах Северной Америки, в области перехода от Евразийского континента к Тихому океану и др., и на материалах теоретических расчетов. К числу таких характеристик относятся, прежде всего, интегральные характеристики строения среды — значения средних скоростей, а также крупномасштабные горизонтальные флуктуации скоростей на поверхности и в более глубоких частях верхней мантии, наличие или отсутствие слоев с пониженной скоростью значительной мощности (не менее нескольких десятков километров) и т. д. Одним из путей получения более достоверных и детальных результатов является усовершенствование методики измерения и использования динамических характеристик глубинных волн. Этому вопросу посвящена следующая глава монографии.

## ГЛАВА II

### АБСОЛЮТНЫЕ АМПЛИТУДНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ ПРИ ГЛУБИННЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ МЕТОДАМИ ВЗРЫВНОЙ СЕЙСМОЛОГИИ

---

Дальнейшее развитие и усовершенствование методики сейсмических исследований в значительной степени связано с измерением и использованием динамических характеристик регистрируемых волновых полей. Начиная с 1962—1964 гг. при проведении исследований ГСЗ в различных районах СССР на суше [69, 87, 88, 93] и на море [33, 47] были выполнены измерения абсолютных амплитудных характеристик сейсмических сигналов. В сейсмологии аналогичные динамические измерения начали производиться значительно раньше. Определение амплитуд колебаний в абсолютных единицах (смещениях, давлениях или их производных) по сравнению с относительными измерениями имеет ряд преимуществ, обусловленных более полным использованием содержащейся в сейсмических записях информации. Сопоставление и анализ результатов измерений абсолютных уровней сигналов позволяют обсуждать на количественной основе ряд вопросов, которые раньше решались качественно.

#### ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ СЕЙСМОРЕГИСТРИРУЮЩЕЙ АППАРАТУРЫ

При проведении глубинных исследований методами взрывной сейсмологии используется разнообразная низкочастотная, в основном аналоговая, сейсморегистрирующая аппаратура с осциллографической и промежуточной магнитной записью. В табл. 1 и 2 приведены параметры сейсмоприемников и сейсмостанций, с которыми в СССР выполнен основной объем работ ГСЗ на суше. В табл. 2 указаны также характеристики сейсмостанции «Земля» [82], используемой для регистрации как землетрясений, так и взрывов. Из этих таблиц видно, что основные параметры сейсмоприемников и сейсмостанций, применяемых при глубинных исследованиях методами взрывной сейсмологии, довольно значительно различаются. Эти различия касаются полосы регистрируемых частот, динамического диапазона сейсмостанций, уровня их собственных шумов, сопротивления входа полевого регистратора и некоторых эксплуатационных характеристик, таких, как масса, диапазон рабочих температур, скорость движения магнитной пленки, число регистрирующих каналов и др., которые здесь не рассматриваются.

Обращает на себя внимание тот факт, что уровень собственных шумов у станций с промежуточной магнитной записью типа «Земля», «Тайга» [78] гораздо выше, чем у станций с осциллографической записью. Сопротивление входа регистрируемых станций «Тайга» и «Земля» не зависит от частоты и равно соответственно 6—7 и 1000 кОм. Станции с осциллографической записью ПСЛ-1

ТАБЛИЦА 1  
ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ НИЗКОЧАСТОТНЫХ СЕЙСМОПРИЕМНИКОВ

Сейсмо-приемник	Собственная частота, Гц	КЭМС, $\frac{В}{см/с}$	Активное сопротивление обмотки, Ом	Сопротивление шунта, Ом	Масса, кг
НСП-3	1—2	1,8	2200	—	4,5
НС-3	3—4	0,6	320	—	1,2
СПЭН-1	10—11	0,5	210	2200	1,6

ТАБЛИЦА 2  
ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ

Параметры	Сейсмостанции			
	ПСЛ-1	«Поиск-КМПВ»	«Тайга»	«Земля»
Запись	Осциллографическая	Осциллографическая и магнитная частотно-модулированная	Магнитная частотно-модулированная	Магнитная прямая
Область регистрируемых частот, Гц	6—30	5—40	1—100	0,5—15
Полный динамический диапазон, раз	$0,8 \cdot 10^3$	$10^3$	$4 \cdot 10^3$	$4 \cdot 10^3$
Мгновенный динамический диапазон, раз	30	30	100	100
Уровень собственных шумов в значениях амплитуд напряжения, приведенного ко входу, мкВ	0,2	0,2	1—2	1—2

и «Поиск-КМПВ» имеют трансформаторный вход, сопротивление которого возрастает от сотен Ом примерно до 2,5—3,0 кОм с увеличением частоты регистрируемых колебаний от 1—2 до 20—25 Гц [41, 87, 92]. В связи с такой изменчивостью входного сопротивления, являющегося шунтом для сейсмоприемников

НСП-3 и НС-3, режим их работы при подключении на вход разных сейсмостанций существенно меняется.

Для решения вопросов, связанных с измерением и использованием динамических характеристик сейсмических сигналов, необходимо определение абсолютных амплитудно-частотных (частотных) и фазово-частотных (фазовых) характеристик сейсморегистрирующей аппаратуры. Фазовые характеристики, как известно, существенно влияют на изменение формы регистрируемых колебаний [81], поэтому без их учета достаточно надежное сопоставление и совместная интерпретация экспериментальных сейсмических материалов, полученных разнотипной аппаратурой, не могут быть выполнены.

#### НИЗКОЧАСТОТНЫЕ СЕЙСМОПРИЕМНИКИ

Измерение абсолютных амплитудно-частотных и фазово-частотных характеристик низкочастотных сейсмоприемников осуществлялось в режиме регистрации гармонических колебаний с помощью специальной виброплатформы [15, 92]. Абсолютная амплитудно-частотная характеристика определяет в зависимости от частоты регистрируемых колебаний напряжение на выходе сейсмоприемника, соответствующее единичной амплитуде колебаний корпуса сейсмоприемника, а фазово-частотная характеристика определяет изменение с частотой величины фазового сдвига между колебаниями электрического напряжения на выходе сейсмоприемника и колебаниями его корпуса.

Конструкция использовавшейся виброплатформы позволяла контролировать с помощью оптической системы постоянство амплитуды смещения корпуса сейсмоприемника и по фигурам Лиссажу измерять фазовые сдвиги между электрическим напряжением, развиваемым на выходе испытуемого сейсмоприемника, и напряжением на выходе контрольного датчика. Применявшаяся методика измерений дала возможность определить с относительной ошибкой  $\pm (5-8)\%$  абсолютные амплитудно-частотные характеристики сейсмоприемников по смещению и с точностью  $\pm (3-5)^\circ$  их фазово-частотные характеристики по скорости смещения. Связь между рассматриваемыми характеристиками сейсмоприемников по смещению и по скорости смещения для гармонических колебаний определяется уравнениями

$$A(f)_{\text{СК}} = 2\pi f A(f)_{\text{СМ}}; \quad (\text{II.1})$$

$$\varphi(f)_{\text{СК}} = \varphi(f)_{\text{СМ}} + 90^\circ, \quad (\text{II.2})$$

где  $f$  — частота колебаний;  $A(f)_{\text{СМ}}$ ,  $\varphi(f)_{\text{СМ}}$  — соответственно амплитудные и фазовые характеристики по смещению;  $A(f)_{\text{СК}}$ ,  $\varphi(f)_{\text{СК}}$  — соответственно амплитудные и фазовые характеристики по скорости смещения.

На рис. 11 приведены определенные по описанной методике фазово-частотные и абсолютные амплитудно-частотные

характеристики сейсмоприемников НСП-3, НС-3 и СПЭН-1, нагрузкой которых является вход сейсмостанций «Тайга» и «Поиск-КМПВ». Характеристики на рис. 11, б получены в результате пересчета по формуле (II.1) абсолютных амплитудно-частотных характеристик по смещению. В диапазоне частот от 1 до 30 Гц при амплитуде смещения корпуса сейсмоприемников 1 Нм ( $10^{-9}$  м) напряжение на их выходе увеличивается с частотой от 0,1 до 50 мкВ. Чувствительность сейсмоприемников по скорости смещения практически не зависит от частоты регистрируемых колебаний, начиная с 8—10 Гц для НСП-3, с 10—12 Гц для НС-3 и с 12—14 Гц для СПЭН-1. При переключении сейсмоприемников со входа сейсмостанции «Тайга» на вход станции «Поиск-КМПВ», входные импедансы которых существенно различны,

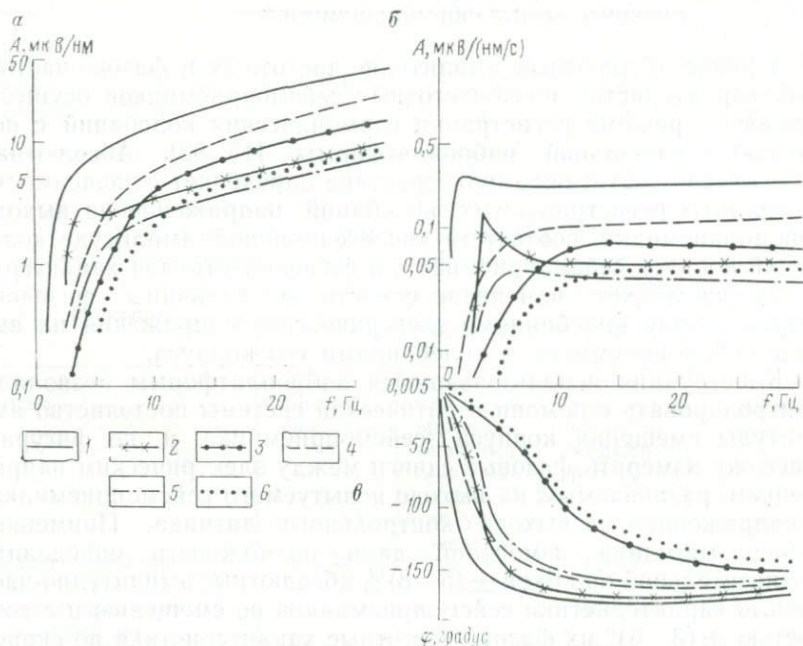


Рис. 11. Абсолютные амплитудно-частотные и фазово-частотные характеристики низкочастотных сейсмоприемников по смещению (а) и по скорости смещения (б, в).

1, 2, 3 — соответственно характеристики сейсмоприемников НСП-3, НС-3, СПЭН-1, включенных на вход сейсмостанции «Тайга»; 4, 5, 6 — соответственно характеристики сейсмоприемников НСП-3, НС-3, СПЭН-1, включенных на вход сейсмостанции «Поиск-КМПВ»

изменяется не только чувствительность сейсмоприемников, но и, что очень важно, форма их амплитудно-частотных характеристик (рис. 11, а и б).

Из рис. 11, в видно, что в исследованном диапазоне частот фазовые сдвиги варьируют примерно от 0 до  $170^\circ$  для сейсмоприемников НСП-3, НС-3 и до  $140$ — $150^\circ$  для сейсмоприемников СПЭН-1, а величина этих сдвигов зависит от изменения сопро-

тивления нагрузки, особенно для сейсμοприемников НСП-3 и НС-3, не имеющих постоянных омических шунтов. Сравнение полученных фазово-частотных и амплитудно-частотных характеристик показывает, что сильнее всего величина фазовых сдвигов изменяется в зависимости от частоты в диапазоне наиболее значительных изменений чувствительности сейсμοприемников (1—10 Гц). Этот диапазон является рабочим при глубинных сейсмических исследованиях, так как преобладающие частоты полезных волн при таких работах в большинстве случаев оказываются ниже 10 Гц. Рассмотренные особенности частотных и фазовых характеристик низкочастотных сейсμοприемников следует учитывать при измерении динамических параметров сейсмических сигналов.

#### СЕЙСМОРЕГИСТРИРУЮЩИЕ КАНАЛЫ

Определение амплитудно-частотных характеристик всего сейсморегистрирующего канала осуществлялось перемножением частотных характеристик сейсμοприемника и сейсмического тракта

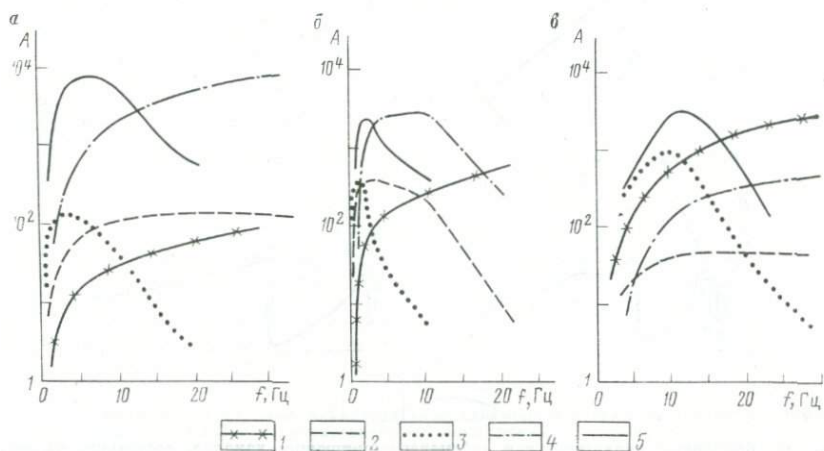


Рис. 12. Амплитудно-частотные характеристики отдельных элементов и сейсморегистрирующих каналов, состоящих из сейсμοприемника НСП-3 и сейсμοстанций «Тайга» (а), «Земля» (б) и «Пояс-КМПВ» (в).

1 — характеристики по смещению сейсμοприемника НСП-3; 2 и 3 — характеристики сейсмического тракта сейсμοстанций соответственно для широкополосной и низкочастотной фильтраций; 4 и 5 — характеристики по смещению сейсморегистрирующих каналов соответственно для широкополосной и низкочастотной фильтраций

сейсμοстанций. Частотные характеристики сейсμοстанций находились путем измерения на сейсмограммах видимой амплитуды записи калиброванных по частоте и электрическому напряжению гармонических колебаний, подаваемых на вход усилителя. На рис. 12 приведены полученные таким способом амплитудно-частотные характеристики отдельных элементов и сейсморегистрирующих каналов, состоящих из сейсμοприемника НСП-3

и сейсмостанций «Тайга», «Земля» и «Поиск-КМПВ», для фильтров широкополосной (открытый канал — ф «ок») и одной из низкочастотных (ф «нч»).

Для сейсморегистрирующих каналов с промежуточной магнитной записью удобнее определять фазово-частотные характе-

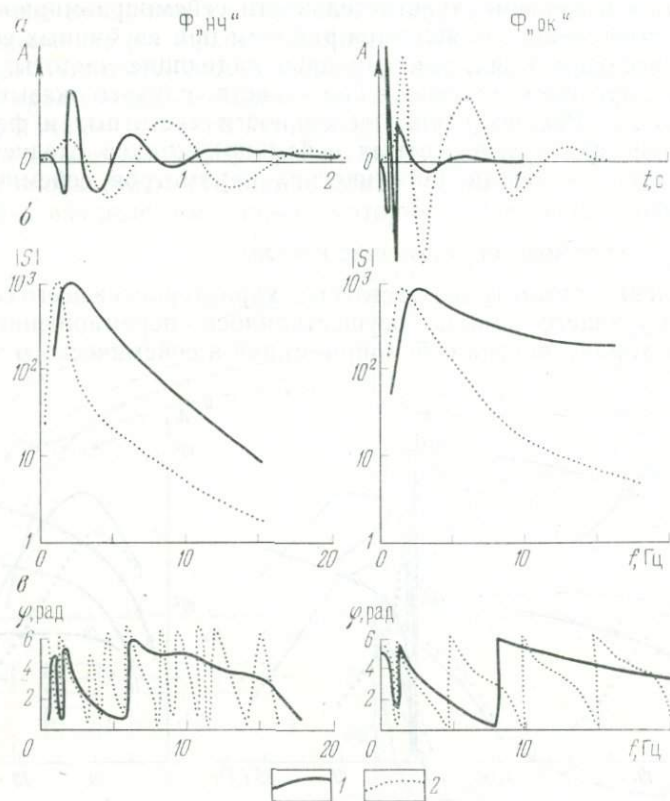


Рис. 13. Временные характеристики сейсморегистрирующих каналов, состоящих из сейсмоприемника НСП-3 и сейсмостанций «Тайга» и «Земля», для низкочастотной и широкополосной фильтров (а) и рассчитанные для них амплитудные (б) и фазовые (в) спектры.

Станции: 1 — «Тайга», 2 — «Земля»

ристики в импульсном режиме работы. С этой целью на вход канала подавался короткий импульс, имитирующий дельта-функцию, который вызывался резким ударом по дну сейсмоприемника. Реакция канала на такой импульс (временная или импульсная характеристика)  $K(t)$  связана, как известно, с его частотной характеристикой  $S(\omega)$  преобразованием Фурье [116]:

$$S(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} K(t) e^{-j\omega t} dt. \quad (II.3)$$

Таким образом, амплитудный и фазовый спектры временной характеристики сейсморегирующего канала должны соответствовать его частотной и фазовой характеристикам.

На рис. 13 приведены временные характеристики регистрирующих каналов, состоящих из сейсмоприемника НСП-3 и сей-

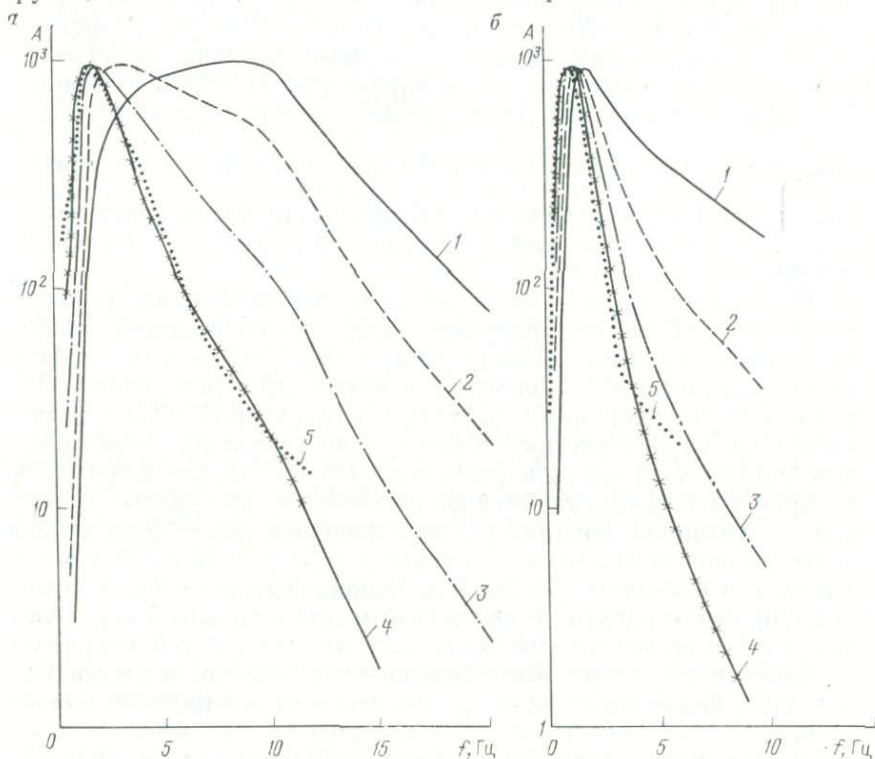


Рис. 14. Амплитудно-частотные характеристики сейсморегирующего канала «Земля» для широкополосной (а) и низкочастотной (б) фильтраций.

Стационарный режим работы: 1—4 — соответственно характеристики по смещению, скорости, ускорению и третьей производной смещения; 5 — спектр временной характеристики сейсморегирующего канала в импульсном режиме работы

смостанций «Тайга» и «Земля», а также рассчитанные для них амплитудные и фазовые спектры. Из рисунков видно, что узкополосные низкочастотные фильтрации ф «нч» характеризуются большей длительностью собственных процессов и имеют более значительные фазовые сдвиги, чем фильтрации ф «ок». Длительность собственных процессов у аппаратуры «Земля» несколько больше, чем у сейсмостанции «Тайга», особенно на фильтрации ф «ок».

Сравнение амплитудных спектров временных характеристик с амплитудно-частотными характеристиками рассматриваемых сейсмических каналов, определенными в режиме регистрации

гармонических колебаний, показало, что они примерно соответствуют характеристикам канала по отношению к третьей производной смещения корпуса сейсмоприемника ( $\dot{A} = \text{const}$ ) на входе канала. На рис. 14 приведено такое сравнение для сейсморегистрирующего канала «Земля». Амплитудно-частотная характеристика канала «Земля» по смещению ( $A = \text{const}$ ) определена, как указывалось выше, путем перемножения экспериментально определенных частотных характеристик сейсмоприемника НСП-3 и сейсмического тракта сейсмостанции. Частотные характеристики канала, соответствующие скорости ( $\dot{A} = \text{const}$ ), ускорению ( $\ddot{A} = \text{const}$ ) и третьей производной смещения, определены пересчетом из характеристики по смещению с использованием формулы (II.1).

Располагая абсолютными амплитудно-частотными характеристиками сейсморегистрирующих каналов, по видимой амплитуде записи волн на сейсмограммах можно определить соответствующую амплитуду колебаний корпуса сейсмоприемника. Однако, как показал опыт работы с аппаратурой ГСЗ, форма частотных характеристик сейсмостанций довольно стабильна, а ее абсолютный уровень (чувствительность) может изменяться во времени и быть существенно различным для разных образцов однотипной аппаратуры при фиксированной фильтрации и закрепленном положении переключателя усиления. Это обусловлено, в основном, изменением напряжения питания усилителей в процессе работы. В связи с этим для надежного определения чувствительности сейсмостанций на каждой сейсмограмме осуществляется запись калиброванных по частоте и амплитуде сигналов, подаваемых на вход усилителя от контрольного генератора.

#### ИССЛЕДОВАНИЕ ИСКАЖЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ РЕГИСТРИРУЮЩИМ КАНАЛОМ

Задача определения истинного движения почвы по записи волн на сейсмограммах впервые была поставлена в сейсмологии как одна из наиболее важных Б. Б. Голицыным в начале XX века [40]. Наметились различные способы ее решения. Первый способ предусматривает составление и решение системы линейных дифференциальных уравнений регистрирующего канала, связывающих колебания на его входе и выходе [34, 81, 77]. Этот способ в общем случае оказался практически осуществимым только лишь для сравнительно простых регистрирующих каналов, состоящих из сейсмографа и гальванометра [79]. Второй способ, использованный в настоящей работе, заключается в экспериментальном измерении частотных и фазовых или временных (импульсных) характеристик сейсморегистрирующего канала

и последующей коррекции сейсмической записи в соответствии с указанными характеристиками. Эта задача может быть решена как в спектральном, так и временном представлении на основании математического аппарата преобразований Фурье или интеграла Дюамеля (интеграла свертывания).

Рассмотрим вначале более простую задачу определения искажения амплитуд стационарных гармонических колебаний сейсморегирующей аппаратурой, в которой происходит не только преобразование и увеличение сейсмических колебаний, но и дифференцирование и интегрирование их.

Из теории линейных систем известно, что амплитудный спектр сигнала на выходе канала составляющих его элементов  $|S_{\text{вых}}|$  связан со спектром сигнала на входе  $|S_{\text{вх}}|$  соотношением

$$|S_{\text{вых}}(f)| = (2\pi f)^n |S_{\text{вх}}(f)|. \quad (\text{II.4})$$

Значение показателя степени  $n$  определяет порядок дифференцирования ( $n > 0$ ) или интегрирования ( $n < 0$ ); при  $n = 0$  амплитуда сигнала регистрирующей системой не искажается. Следовательно, аппроксимировав амплитудно-частотную характеристику выражением  $\alpha(f) = (2\pi f)^n$ , можно определить изменение показателя степени  $n$  в зависимости от частоты регистрируемых колебаний. Значения функции  $n(f)$ , являющейся логарифмической крутизной частотной характеристики  $\alpha(f)$ , могут быть вычислены по формуле

$$n(f) = \frac{\lg \alpha(f_{i+1}) / \alpha(f_i)}{\lg(f_{i+1}/f_i)}, \quad (\text{II.5})$$

где  $\alpha(f_i)$  — значение чувствительности при частоте регистрируемых колебаний  $f_i$ .

Анализ графиков зависимости  $n(f)$ , построенных для низкочастотных сейсмоприемников, показал, что электрическое напряжение у них на выходе соответствует второй—четвертой производным смещения в области частот, близких к частоте собственных колебаний, и примерно первой производной (скорости смещения) для высоких частот [92]. Запись колебаний, зарегистрированных низкочастотными сейсмическими каналами (см. рис. 12), соответствует второй—шестой производным смещения корпуса сейсмоприемника в области частот ниже 5—10 Гц (рис. 15). На более высоких частотах при использовании широкополосных фильтров  $\Phi$  «ок» запись примерно соответствует скорости смещения, за исключением канала «Земля», в котором на частотах выше 10 Гц осуществляется многократное интегрирование. Аналогичное интегрирование регистрируемых колебаний происходит на частотах более 10 Гц при использовании узкополосных низкочастотных фильтров  $\Phi$  «нч». Таким образом, из рис. 15 следует, что регистрирующая аппаратура различных типов по-разному искажает сейсмические колебания.

Рассмотренный подход к оценке искажения формы сейсмических колебаний не учитывает импульсного характера записи волн, а также вносимых аппаратурой фазовых искажений и поэтому может быть использован только для качественных оценок. Для более точного учета искажающего влияния сейсморегирующей аппаратуры был применен один из способов цифровой

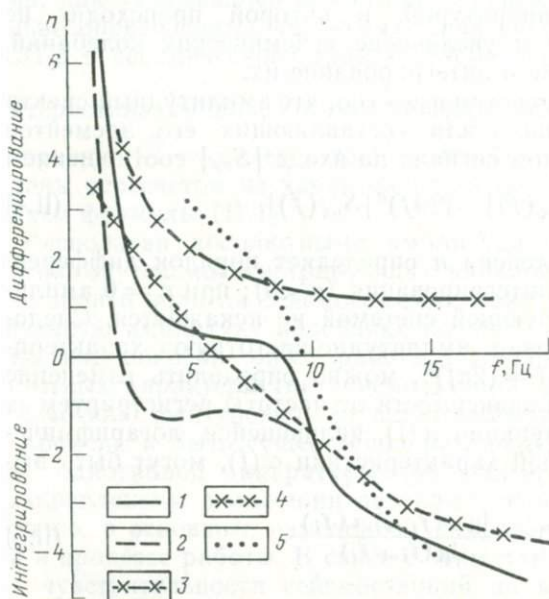


Рис. 15. Графики зависимости  $n(f)$ , характеризующие искажение сейсмических колебаний регистрирующими каналами, состоящими из сейсмоприемника НСП-3 и сейсмостанций «Земля», «Тайга», «Поиск-КМПВ».

Канал «Земля», фильтрация: 1 — ф «ок», 2 — ф «нч»; канал «Тайга», фильтрация: 3 — ф «ок», 4 — ф «нч»; 5 — канал «Поиск — КМПВ», фильтрация ф «нч»

фильтрации, называемый в литературе «обратной фильтрацией» или «деконволюцией». Этот способ позволяет приводить экспериментальные сейсмограммы ко входу канала с последующим пересчетом их к различным функциям колебаний корпуса сейсмоприемника.

Пусть на вход сейсморегирующего канала поступает некоторый зависящий от времени  $t$  входной сигнал  $F(t)$ . На выходе этого канала получаем функцию  $G(t)$  (сейсмограмму), которая связана с входной функцией соотношением

$$G(t) = \int_0^t F(\tau) K(t - \tau) d\tau, \quad (II.6)$$

или в символической форме  $G = FK$ , где  $K(t)$  — временная (импульсная) характеристика, которую можно определить экспериментально, подав на вход канала дельта-функцию (единичный импульс).

Задача заключается в том, чтобы, зная функции  $G(t)$  и  $K(t)$ , определить входной сигнал  $F(t)$ . Ее решение осуществлялось во

временном представлении с использованием алгоритма и вычислительных программ для ЭВМ, разработанных в Вычислительном центре Сибирского отделения Академии наук СССР В. А. Цецохо и А. В. Белоносовой. Теоретический подход к решению поставленной задачи [6] заключается в том, что среди всевозможных входных сигналов  $F = F_0, F_1, \dots, F_m$  отыскивается такой, на котором реализуется минимум средней квадратической погрешности (невязки) между выходным сигналом  $G = G_0, G_1, \dots, G_k$ , компоненты которого определяются оцифровкой сейсмограммы, и сигналом  $Y = Y_0, Y_1, \dots, Y_{m+n}$ , полученным в результате свертки функции  $F$  с известным нам фильтром  $K$ :

$$Y_t = \sum_{i=1}^t F_i K_{t-i}. \quad (II.7)$$

Оценка точности обратной фильтрации осуществлялась на теоретических тестах, а также путем сравнения исходной сейсмограммы  $G(t)$  с функцией  $Y(t)$ , полученной в результате обратной фильтрации исходной сейсмограммы и последующего решения прямой задачи  $Y = FK$ , т. е. пересчета функции  $F(t)$  на входе канала к соответствующей функции  $G(t)$  на его выходе. Результаты обработки одних и тех же сейсмограмм на разных фильтрациях удовлетворительно совпадают друг с другом, что также свидетельствует о достоверности полученных результатов пересчета сейсмограмм ко входу канала. Однако деконволюция сейсмограмм, зарегистрированных на широкополосной фильтрации ф «ок», осуществляется более точно и устойчиво, чем на узкополосных фильтрациях ф «нч».

Временные характеристики сейсморегируемых каналов «Тайга» и «Земля» (см. рис. 13), использовавшиеся при осуществлении обратной фильтрации, соответствуют, как было показано выше, дельта-функции на входе канала по отношению к третьей производной смещения. Вследствие этого функция, полученная в результате обратной фильтрации, по своему физическому смыслу также должна соответствовать изменению во времени третьей производной смещения. Для определения других функций колебаний корпуса сейсмоприемника (ускорения, скорости и смещения) результаты обратной фильтрации были проинтегрированы 1—3 раза.

В качестве примеров рассмотрим результаты пересчета ко входу сейсморегирующего канала сейсмических записей взрыва (рис. 16) и удаленного землетрясения (рис. 17). В результате устранения искажающего влияния сейсморегирующего канала улучшилась разрешенность записи, изменилось соотношение амплитуд различных фаз, положение их экстремумов на временной оси, а также несколько изменились видимые периоды. Динамическая выразительность сейсмической записи на входе канала и ее разрешенность ухудшились с увеличением

порядка дифференцирования. Сейсмограммы смещения, скорости и других производных подчеркивают различные особенности волнового поля примерно так же, как и сейсмограммы, полученные при изменении частотных фильтраций, но в отличие от по-

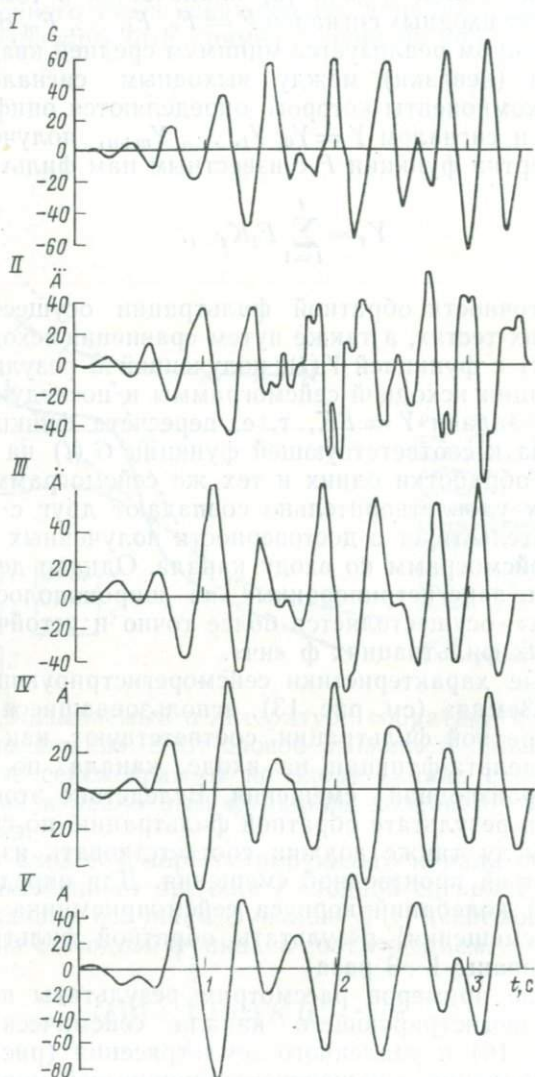


Рис. 16. Сравнение вертикальной составляющей сейсмической записи взрыва, зарегистрированного при проведении ГСЗ в районах Средней Азии, с различными функциями колебаний корпуса сейсмоприемника.

*I* — исходная экспериментальная сейсмограмма; *II* — результат обратной фильтрации (третья производная смещения); *III* — ускорение; *IV* — скорость; *V* — смещение. Удаление от источника колебаний 797 км, сейсморегирующий канал состоит из сейсмостанции «Тайга» и сейсмоприемника НСП-3 (фильтрация ф «ок»)

следних имеют более ясный физический смысл, что расширяет возможности интерпретации. В связи с этим при обработке экспериментальных сейсмических материалов может оказаться целесообразным использование различных функций истинного движения корпуса сейсμοприемника. Рассмотренные материалы свидетельствуют о значительном влиянии регистрирующей аппаратуры на форму сейсмических сигналов.

С целью определения влияния собственных процессов сейсморегирующего канала на результаты интерпретации, основанной на использовании динамических характеристик волн, была исследована поляризационная структура и осуществлена поляризационная фильтрация исходных и трансформированных рассмотренным выше способом сейсмических записей взрывов,

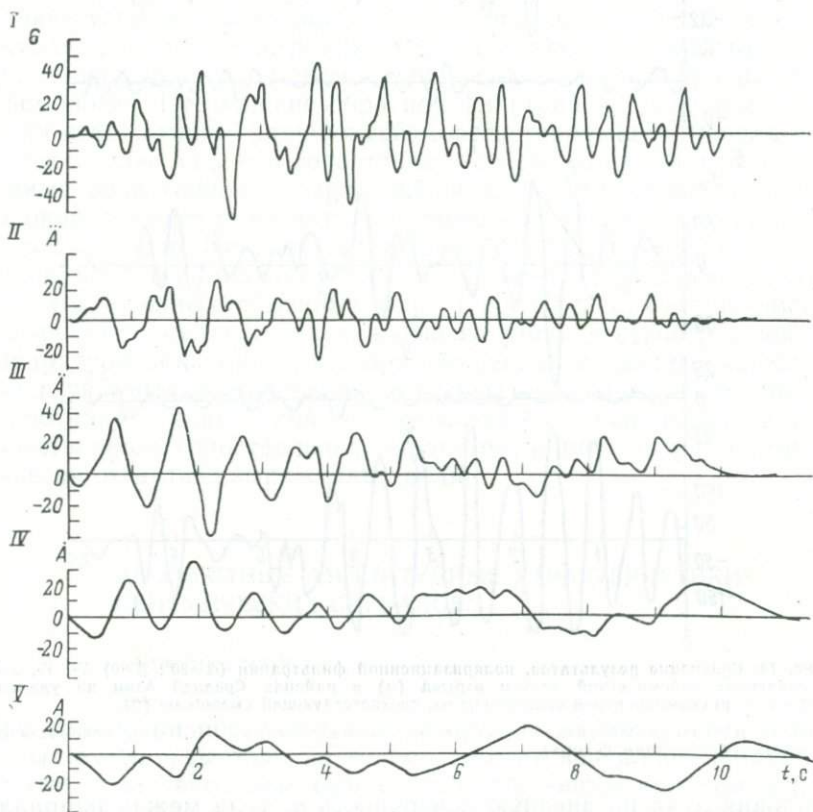


Рис. 17. Сравнение горизонтальной составляющей сейсмической записи удаленного землетрясения с различными функциями колебаний корпуса сейсμοприемника.

*I* — исходная экспериментальная сейсмограмма; *II* — результат обратной фильтрации (третья производная смещения); *III* — ускорение; *IV* — скорость; *V* — смещение. Сейсморегирующий канал состоит из сейсмостанции «Земля» и сейсμοприемника НСП-3 (фильтрация  $\Phi$  «ок»)

зарегистрированных при проведении ГСЗ в районах Средней Азии с аппаратурой «Тайга». Обработка экспериментальных данных осуществлялась по методике, описанной в работе [117]. При этом установлено, что в результате перехода от экспериментальных сейсмограмм к смещению корпуса сейсмоприемника происходят изменения параметров эллипсоида поляризации — угла

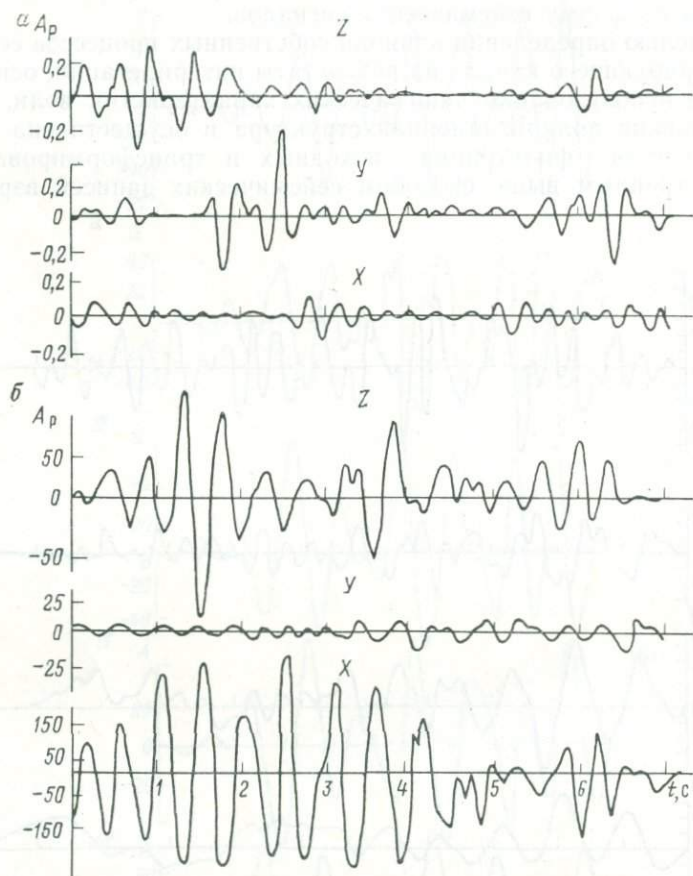


Рис. 18. Сравнение результатов, поляризационной фильтрации ( $\alpha=30^\circ$ ;  $\beta=0$ ) X-, Y-, Z-составляющих сейсмической записи взрыва (а) в районах Средней Азии на удалении 774 км и трехкомпонентной сейсмограммы, соответствующей смещению (б).

Сейсморегистрирующий канал состоит из сейсмоприемника НСП-3 и сейсмостанции «Тайга» (фильтрация ф «ок»)

падения луча на дневную поверхность  $\alpha$ , угла между направлением на эпицентр  $\beta = 0$  и направлением прихода волны  $\beta$ , функции  $q = 1 - b/a$  (где  $b/a$  — отношение полуосей эллипсоида), характеризующей прямолинейность движения частиц. Эти изменения наиболее значительны для области последующих вступлений.

Результаты поляризационной фильтрации колебаний, выполненной с целью выделения волн, распространяющихся в проходящей через линию профиля вертикальной плоскости и имеющих углы выхода, близкие к углам выхода волн в области первых вступлений (параметры поляризационного фильтра:  $\alpha = 30^\circ$ ,  $\beta = 0$ ), также показали существенное изменение структуры записи в области последующих вступлений при переходе от исходных экспериментальных сейсмограмм к смещениям корпуса сейсмоприемника как вертикальной ( $Z$ -компоненты), так и горизонтальной ( $X$ - и  $Y$ -компоненты). Кроме того, изменилось соотношение интенсивностей  $X$ - и  $Y$ -компонент (рис. 18). Эти изменения, вероятно, обусловлены устранением влияния собственных процессов аппаратуры.

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют о значительном искажении динамических характеристик сейсмических сигналов регистрирующей аппаратурой, используемой при проведении глубинных исследований методами взрывной сейсмологии. Применение обратной фильтрации с целью исключения искажающего влияния сейсморегирующего канала позволяет более надежно сопоставлять сейсмические записи, полученные разнотипной аппаратурой, и дает возможность с более высокой точностью изучать динамические характеристики сейсмических волн. Устранение влияния собственных процессов также, вероятно, должно улучшать условия выделения полезных волн (отраженных, обменных и др.) в последующих вступлениях. Имеющийся опыт учета искажающего влияния регистрирующей аппаратуры показывает, что при обобщении и анализе материалов глубинных исследований сейсмические записи, полученные разнотипной аппаратурой, все же могут быть использованы для качественного сопоставления характера записи опорных, динамически отчетливо выраженных волн.

## АБСОЛЮТНЫЕ АМПЛИТУДНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ

### МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ

При измерении абсолютных амплитудных характеристик в видимые амплитуды волн на сейсмограммах вводились поправки, учитывающие вносимые сейсморегирующим каналом искажения. Значения абсолютных амплитуд волн также приводились к постоянной массе взрывааемых зарядов, а в некоторых случаях и к стабильным условиям возбуждения колебаний (к одному пункту взрыва). Калибровка системы усилитель—гальванометр осуществлялась при помощи магнитоэлектрических генераторов постоянных амплитуд (МГПА).

Переход от видимой амплитуды сейсмической записи  $A$  к амплитуде смещения корпуса сейсмоприемника  $A_{\text{вх}}$  на фиксированной частоте осуществлялся с помощью формулы

$$A_{\text{вх}} = \frac{AE_{\text{МГПА}}}{A_{\text{МГПА}}^\alpha}, \quad (\text{II.8})$$

где  $A_{\text{МГПА}}$  — амплитуда записи контрольного сигнала от МГПА;  $E_{\text{МГПА}}$  — напряжение на входе усилителя сеймостанции от МГПА;  $\alpha$  — чувствительность сейсмоприемника на частоте, соответствующей видимой частоте записи сейсмического сигнала.

Точность измерения абсолютных уровней амплитуд оценивалась экспериментальным и расчетным путями. Сейсмоприемник устанавливался на виброплатформу с контролируемыми частотой и амплитудой колебаний. Затем по полученной сейсмограмме, используя рассмотренную выше методику, экспериментально определялась амплитуда колебаний виброплатформы и сравнивалась со значениями, измеренными при помощи оптической системы. Кроме того, зная погрешность определения каждого из аргументов формулы (II.8), в среднем не превышающую  $\pm 10\%$ , можно вычислить погрешность измерения  $A_{\text{вх}}$ . Использование обоих способов показало хорошую сходимость получаемых оценок.

Таким образом, было установлено, что относительная погрешность измерения абсолютных амплитудных характеристик сейсмических сигналов при ГСЗ на суше, обусловленная погрешностью калибровки аппаратуры и точностью измерения видимых амплитуд и периодов на сейсмограммах, в среднем равна  $\pm 20\%$ , а ее максимальные значения в наиболее неблагоприятных ситуациях могут достигать  $\pm 40\%$ . Близкие к этим оценки получены при обработке материалов ГСЗ на море [33]. В тех случаях, когда при проведении полевых наблюдений использовались длинные соединительные линии (сейсмические косы) — до 3 км и больше, в полученные значения амплитуд вводилась поправка за падение электрического напряжения на этих линиях, частотная характеристика которых может быть измерена экспериментально или определена расчетным путем [41, 87].

Приведение амплитуд волн  $A$  к постоянной массе взрывааемых зарядов  $q$  осуществлялось по формуле

$$a = cq^N, \quad (\text{II.9})$$

где  $c$  — коэффициент пропорциональности;  $N$  — показатель степени, значение которого на основании экспериментальных работ в среднем принималось равным 0,75 [7, 87].

Для контроля за изменением условий возбуждения колебаний использовалась специальная контрольная сеймостанция, которая постоянно находилась в одной точке профиля и регистрировала все взрывы. Полученные при этом материалы позволили

экспериментально определить зависимость значений амплитуд сейсмических сигналов от массы заряда, а также проконтролировать работу пунктов взрыва, т. е. осуществить калибровку источников возбуждения сейсмических колебаний. При этом было установлено, что эффективность различных пунктов взрыва в отношении интенсивности возбуждаемых колебаний может варьировать более чем в 10 раз, в зависимости от условий возбуждения, а средний относительный разброс значений амплитуд за счет изменения условий взрывов в одной и той же точке может достигать при ГСЗ на суше 25—30%.

Оценка точности измерения абсолютных значений амплитуд с учетом всех рассмотренных факторов показывает, что различия амплитуд в среднем более чем в 1,5—2 раза обусловлены геофизическими факторами, а не погрешностями измерения. Указанная точность измерений во много раз больше, как будет показано ниже, динамического диапазона сейсмических сигналов, регистрируемых при проведении глубинных исследований. Поэтому описанная методика обеспечивает изучение осредненных законов затухания сейсмических волн и позволяет измерять их амплитуды с точностью, вполне достаточной для изучения строения земной коры и верхней мантии.

Прежде чем перейти к рассмотрению полученных результатов, оценим минимальный сигнал, который может быть зарегистрирован аппаратурой ГСЗ. Нижний уровень амплитуд регистрируемых сейсмических сигналов определяется помехами, образованными внутренними шумами аппаратуры. Уровень собственных шумов, пересчитанный ко входу усилителя сейсмостанций, обычно определяется экспериментально и в станциях с осциллографической записью ПСЛ-1, «Поиск-КМПВ» имеет минимальное значение 0,2 мкВ (см. табл. 2). Для сейсмоприемников и соединительных линий такие помехи, обусловленные в основном хаотическим тепловым движением электронов в проводниках, измерить трудно, но их величина может быть рассчитана способами, применяющимися в радиотехнике [56]. Как показали выполненные расчеты, для низкочастотных сейсмоприемников и соединительных линий из провода ПВР-2 длиной до 3 км в диапазоне частот 5—20 Гц при температуре 20°C уровень тепловых шумов примерно равен 0,05—0,1 мкВ [93]. Таким образом, минимальный уровень собственных шумов регистрирующего канала ГСЗ не ниже 0,25—0,30 мкВ.

Для уверенной регистрации полезный сигнал, как известно, должен не менее чем в 2—3 раза превышать уровень помех. Учитывая это требование и пользуясь абсолютными амплитудно-частотными характеристиками сейсмоприемников (см. рис. 11), определим, что амплитуда минимального сигнала, регистрируемого аппаратурой ГСЗ с осциллографической записью, равна 0,05—0,1 нм для частот 10—20 Гц и примерно 0,4—0,6 нм для частот 5—10 Гц. Амплитуда минимального сигнала, который

может быть зарегистрирован станциями с промежуточной магнитной записью «Тайга» и «Земля», имеющих более высокий уровень собственных шумов, увеличивается в 5—10 раз.

#### АМПЛИТУДЫ ГЛУБИННЫХ ВОЛН

В последние годы при работах ГСЗ на суше и на море проведен большой объем абсолютных измерений амплитуд глубинных волн, что дало количественную основу для решения ряда аппаратурно-методических вопросов. Рассмотрим некоторые результаты этих измерений.

На рис. 19, а и в табл. 3 приведены данные статистической обработки по способу наименьших квадратов всей совокупности

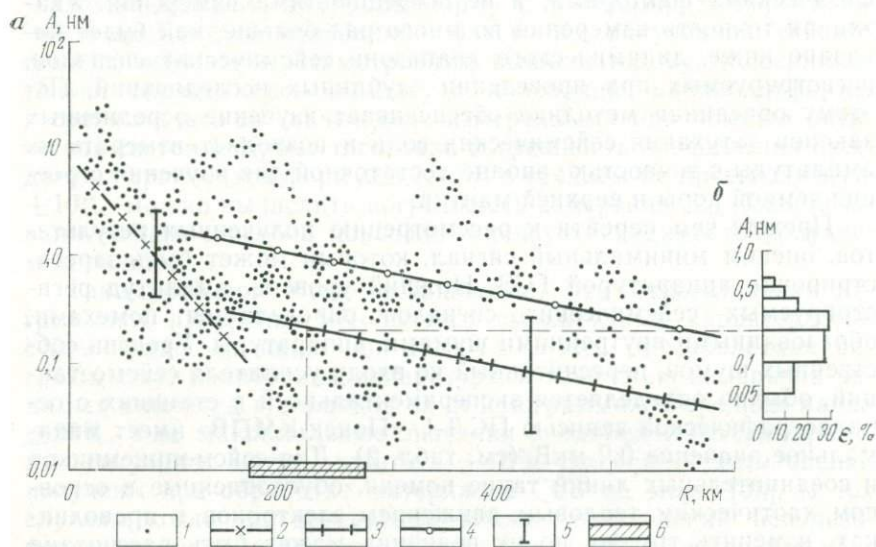


Рис. 19. Графики изменения с расстоянием  $R$  амплитуд сейсмических волн (а) и гистограмма распределения амплитуд микросейсм (б), построенные по материалам исследований ГСЗ на профиле Копетдаг — Аральское море.

1 — абсолютные значения амплитуд вертикальной составляющей смещения глубинных волн, пересчитанные к заряду 1000 кг; 2 — осредняющий график  $A(R)$  для волн соответствующих коре; 3 — то же для первых волн, соответствующих мантии; 4 — то же для последующих волн, соответствующих мантии; 5 — среднеквадратическое отклонение значений амплитуд от осредняющих графиков; 6 — диапазон изменения максимальной дальности регистрации  $R_{\max}$  взрывов зарядов массой 1000 кг

амплитуд смещения глубинных волн, зарегистрированных при ГСЗ на профиле Копетдаг—Аральское море в полосе частот 8—18 Гц. Затухание амплитуд с расстоянием в пределах основных групп волн аппроксимировалось экспоненциальной функцией

$$A_1 \approx A_0 e^{-a_{\text{эф}}(R_1 - R_0)}, \quad (\text{II.10})$$

где  $A_0$  — амплитуда в точке  $R_0$ ;  $A_1$  — амплитуда в точке  $R_1$ ;  $\alpha_{эф}$  — эффективный коэффициент поглощения.

В итоге были построены средние калибровочные амплитудные кривые первых и доминирующих волн для заряда 1000 кг, определены их абсолютный уровень, закон убывания с расстоянием, коэффициент линейной корреляции зависимости  $\lg A =$

ТАБЛИЦА 3

РЕЗУЛЬТАТЫ СТАТИСТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ АМПЛИТУД  
ГЛУБИННЫХ ВОЛН НА ПРОФИЛЕ ГСЗ  
КОПЕТДАГ—АРАЛЬСКОЕ МОРЕ

Группа волн	$R$ , км	Число измерений, $n$	$\alpha_{эф, ср}$ $10^{-2}$ , км $^{-1}$	$r$	$\sigma$ , доли логарифмического порядка	$R'$ , км	Абсолютные значения амплитуд, нм	
							средние	минимальные
Коровые Мантйные (пер- вые)	10—160	173	2,5	0,74	0,42	70	1,2	0,15
	160—610	253	0,46	0,43	0,54	200	0,22	0,02
Мантйные (последующие)	100—610	255	0,46	0,43	0,60	200	1,0	0,1

Примечание.  $\alpha_{эф, ср}$  — среднее значение коэффициента  $\alpha_{эф}$ ;  $r$  — коэффициент корреляции;  $R$  — интервал регистрации;  $R'$  — фиксированное расстояние от ПВ.

$= f(R)$  и среднеквадратический разброс амплитуд  $\sigma$ . При этом предполагался нормальный закон распределения логарифмов амплитуд вокруг средней кривой, что в первом приближении неплохо согласуется с экспериментальными данными.

Графики  $\lg A = f(R)$  на рис. 19 являются результатом обработки около 700 значений амплитуд. Все выделенные на сейсмограммах волны по совокупности кинематических и динамических характеристик были разделены на три большие группы. К первой группе отнесены волны, соответствующие границам в консолидированной коре (коровые волны), ко второй — волны, соответствующие границам в верхней части мантии, зарегистрированные в области первых вступлений на удалении до 160 и свыше 160 км (мантйные первые волны). Третья группа состоит из доминирующих по амплитуде волн, соответствующих верхней части мантии и выделяемых на сейсмограммах в области последующих вступлений на удалении более 100—120 км (мантйные последующие волны). Волны первой и второй групп по своей природе являются преломленными (слаборефрагированными), а третья группа состоит в основном из закритических отраженных волн (в эту же группу входят закритические отражения от границы Мохоровичича). Средние значения амплитуд, приведенные в табл. 3, сняты при фиксированном удалении от

пункта взрыва с осредняющих графиков, а минимальные амплитуды получены в результате уменьшения средних значений на удвоенную величину среднеквадратического отклонения (в логарифмическом масштабе).

Из рис. 19, а и табл. 3 видно, что в целом коровые волны затухают с расстоянием в несколько раз быстрее мантийных, а абсолютный уровень доминирующих (последующих) волн на 0,3—

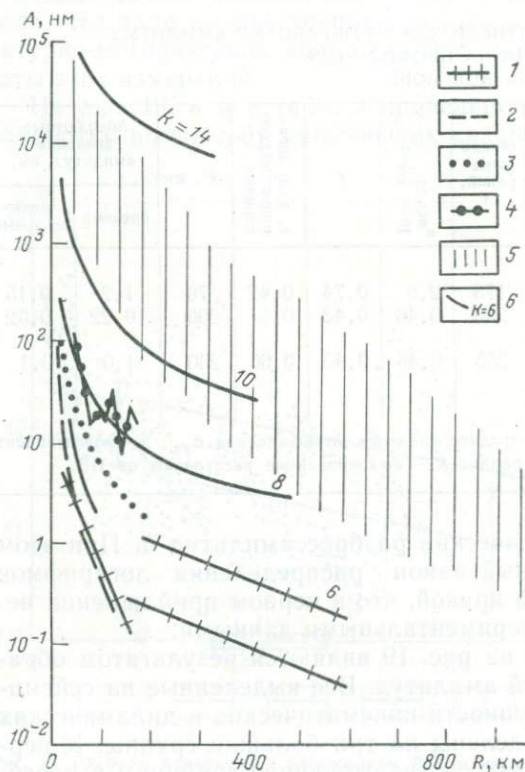


Рис. 20. Изменение с расстоянием абсолютных значений амплитуд вертикальной составляющей смещения продольных волн от различных взрывов и землетрясений.

1 и 2 — осредненные амплитудные графики, построенные по материалам ГСЗ на суше соответственно для профиля Копетдаг — Аральское море и для районов Кавказа (значения амплитуд пересчитаны к заряду 1000 кг); 3 и 4 — то же, по материалам ГСЗ на море соответственно для зоны перехода от Евразийского континента к Тихому океану и для центральных районов Черного моря (значения амплитуд измерены при постоянном заряде 130 кг); 5 — диапазон изменения амплитуд сигналов, регистрируемых от больших взрывов на суше (заряды изменяются в пределах  $5 \cdot 10^8$  —  $20 \cdot 10^8$  кг); 6 — осредненные амплитудные графики, построенные по сейсмологическим данным для землетрясений различных энергетических классов  $k$ .

0,7 порядка больше первых. Аналогичные измерения амплитуд, выполненные по материалам ГСЗ, полученным в области перехода от Евразийского континента к Тихому океану, показали, что как коровые, так и мантийные волны, зарегистрированные на море, затухают с расстоянием примерно в 2—3 раза быстрее, чем одноименные волны на суше [93].

Отметим важное обстоятельство — заданные с одинаковой вероятностью отклонения измеренных амплитуд от среднего (0,35—0,6 порядка) больше погрешности измерений амплитуд (0,1—0,3 порядка). Поэтому можно полагать, что в разбросе точек на рис. 19 содержится информация об особенностях строения среды.

На рис. 20 приведены графики изменения с удалением от источника колебаний вертикальной составляющей смещения для продольных волн, зарегистрированных от различных взрывов и землетрясений на удалениях до 1000 км. Эти материалы экспериментальных исследований амплитуд соответствуют диапазону частот примерно от 1—2 до 10—15 Гц. Амплитуды, приведенные в литературных источниках в значениях скорости смещения, ускорения или давления (наблюдения на море с гидрофонами), пересчитывались в амплитуды смещения [93] по известным формулам для гармонических колебаний, аналогичным формуле (II.1). Кроме калибровочных амплитудных кривых ГСЗ для профиля Копетдаг—Аральское море и западных районов Тихого океана, на рис. 20 приведены амплитудные графики, полученные при ГСЗ на Кавказе [69] и на Черном море [109], а также указан диапазон изменения амплитуд глубинных волн от ядерных взрывов в США [123 и др.]. На рис. 20 нанесены также амплитудные графики, соответствующие изменению с расстоянием максимальных амплитуд в группе продольных волн от землетрясений. Параметром этих кривых [33, 52] является энергетический класс землетрясений — показатель степени  $k$  в выражении для энергии, излучаемой условной референц-сферой с радиусом 10 км ( $E = 10^k$  Дж). Каждая кривая представляет собой изменение с расстоянием среднего значения амплитуд для землетрясений данного класса. Частотная полоса регистрации 0,5—10 Гц.

На основании рис. 20 можно определить общий диапазон измерения амплитуд глубинных волн от взрывов и землетрясений. Амплитуда вертикальной составляющей самых слабых сигналов равна примерно 0,05—0,1 нм, а самых сильных более  $10^5$  нм. Общий динамический диапазон превышает 6 порядков (примерно составляет 120—130 дБ). При фиксированном удалении от источника динамический диапазон в среднем равен 5 порядкам (100 дБ) для коровых волн и 4 порядкам (80 дБ) для мантийных волн. Сигналы, регистрируемые при ГСЗ, изменяются от 0,05—0,1 нм примерно до  $10^2$  нм и больше. Общий динамический диапазон 3—3,5 порядка (60—70 дБ), а при фиксированном удалении от пунктов взрыва примерно 2 порядка (40 дБ). Обращает на себя внимание то, что амплитуды глубинных волн от взрывов на море зарядов 135 кг соизмеримы на одинаковых удалениях от источника колебаний с амплитудами волн, регистрируемых на суше от зарядов 1000 кг. Это свидетельствует о значительно более высокой сейсмической эффективности взрывов ГСЗ на море по сравнению со взрывами на суше. Амплитуды волн от ядерных и больших промышленных взрывов в среднем на 2—3 порядка ( $10^2$ — $10^3$  раз) интенсивнее, чем амплитуды одноименных волн, регистрируемых при ГСЗ. Сигналы от землетрясений 5—8 классов соответствуют амплитудам волн, регистрируемых при ГСЗ, а амплитуды глубинных

волн от землетрясений 9—13 классов соизмеримы с сигналами от больших взрывов.

#### АМПЛИТУДЫ МИКРОСЕЙСМ

Одной из основных помех при выделении глубинных волн, регистрируемых в области первых вступлений, являются микросейсмь. Под микросейсмами обычно понимают колебания земной поверхности, возбуждаемые многими продолжительно действующими источниками, иногда распределенными на значительной площади. Выделяются региональные и локальные микросейсмь, характеризующие соответственно большие территории и отдельные районы. Результаты изучения частотного состава и уровня микросейсм с целью оценки условий регистрации полезных сигналов при глубинных исследованиях приведены в работах [52, 69, 93]. Источником низкочастотных региональных микросейсм, имеющих частоты менее 5 Гц, как показано Л. П. Винником и другими, являются циклоны и тайфуны, а также внутренние глубинные процессы Земли. Высокочастотные микросейсмь (частоты выше 5 Гц) в основном обусловлены метеорологическими и промышленными факторами. Специальные исследования фона микросейсм в широком диапазоне частот показали, что его образуют поверхностные и объемные волны различной физической природы.

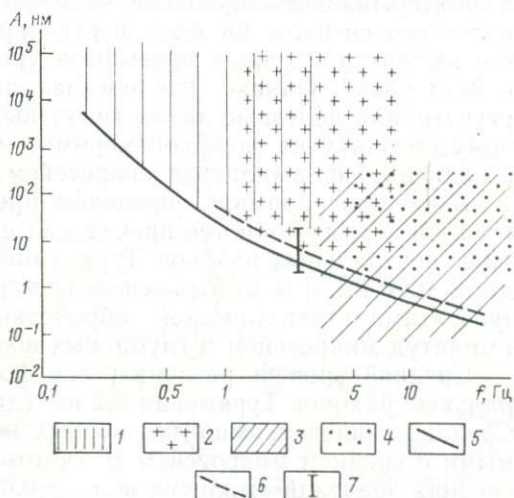
Результаты изучения в различных районах суши земного шара изменения минимальных значений амплитуд микросейсм, соответствующих спокойным метеорологическим условиям, в зависимости от частоты показали, что в интервале частот от 3—4 до 9—10 Гц логарифм значения их амплитуд примерно обратно пропорционален частоте. На более низких частотах наблюдается более крутой спад, на частотах выше 10 Гц заметно более пологий. На рис. 21 по данным [52] приведен график изменения с частотой среднего абсолютного уровня амплитуд микросейсм. Аналогичный стандартный график, построенный нами в результате статистического осреднения полученных к настоящему времени литературных данных об изучении спектров микросейсм, также приведен на рис. 21. Значения ординат указанных графиков различаются на величину, меньшую среднеквадратического отклонения результатов измерения амплитуд микросейсм в отдельных районах от осредняющего графика, которое равно примерно  $\pm 0,5$  логарифмического порядка. Это позволяет считать в достаточной степени надежными и представительными приведенные данные о среднем уровне микросейсм и о возможном отклонении от него в различных районах.

Предполагая нормальным закон распределения амплитуд микросейсм, выберем в качестве их высокого и низкого уровней значения, отличающиеся от определенных по стандартному графику на удвоенную величину среднеквадратического отклоне-

ния. Например, для частоты 10 Гц средний уровень равен 1 нм, низкий — 0,1 нм и высокий — 10 нм. Так, центральные районы Туркмении характеризуются низким уровнем микросейсм. Это видно из гистограммы распределения значений амплитуд вертикальной составляющей смещения микросейсм, составленной для диапазона частот 8—18 Гц по данным более 350 измерений на

Рис. 21. Сигналы, регистрируемые от землетрясений, различных взрывов и от невзрывных источников.

1—4 — данные соответственно сейсмологи, больших взрывов, ГСЗ и невзрывных источников; 5 и 6 — средний уровень микросейсм по результатам обработки литературных материалов, соответственно данные И. П. Косминской и автора; 7 — среднеквадратическое отклонение амплитуд микросейсм от усредняющего графика



профиле ГСЗ Копетдаг—Аральское море (см. рис. 19, б). Примерно 60% всех значений амплитуд находятся в диапазоне 0,1—0,3 нм. Отметим также, что уровень региональных микросейсм на суше несколько ниже, чем на море [33]. Ветровые и промышленные помехи могут увеличивать фон микросейсм на частотах выше 15—20 Гц, судя по экспериментальным материалам, в десятки и сотни раз по сравнению с данными, приведенными на рис. 21.

#### ИСПОЛЬЗОВАНИЕ АБСОЛЮТНЫХ УРОВНЕЙ СЕЙСМИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ

Измерение абсолютных значений амплитуд волн и фона микросейсм позволяет более обоснованно решать рассматриваемые ниже вопросы, возникающие при проведении глубинных сейсмических исследований.

#### ПРЕДЕЛЬНАЯ ДАЛЬНОСТЬ РЕГИСТРАЦИИ

При планировании и проведении глубинных сейсмических исследований в различных районах важно заранее знать максимальные удаления от источника колебаний, на которых могут быть

получены сейсмические записи взрывов при заданной методике (тип регистрирующей аппаратуры, максимальная масса взрывааемых зарядов, условия возбуждения, система наблюдений и т. д.). Дальность регистрации можно оценить в результате сопоставления средней кривой изменения значений абсолютных амплитуд волн с расстоянием и среднего уровня микросейсм в соответствующем диапазоне частот. Для уверенного выделения полезного сигнала на фоне нерегулярных помех (микросейсм) его амплитуда должна превышать уровень помех не менее чем в 2—3 раза<sup>1</sup>. Однако, как показал опыт, при многоканальной регистрации полезные волны могут выделяться по корреляционному признаку на фоне соизмеримых (или даже несколько превышающих) по амплитуде микросейсм.

В качестве примера определим предельную дальность регистрации первых волн при проведении исследований ГСЗ на суше (для центральных районов Туркмении) со стандартными зарядами 1000 кг. Для этого воспользуемся приведенными выше результатами статистической обработки абсолютных значений амплитуд микросейсм и глубинных волн (см. табл. 3 и рис. 19).

Средний уровень регионального фона микросейсм для центральных районов Туркмении 0,2 нм (диапазон частот 8—18 Гц). Средние значения амплитуд первых волн становятся соизмеримыми с уровнем микросейсм (с учетом стандартных отклонений средних значений амплитуд волн  $\pm 0,05$  порядка) на удалении от пункта взрыва 170—270 км. Таким удалением соответствует предельная глубина исследований около 45—55 км. Полученные оценки средней предельной дальности регистрации взрывов ГСЗ для стандартных зарядов 1000 кг при существующей методике наблюдений подтверждаются полевыми экспериментами. Располагая сведениями об абсолютных амплитудных характеристиках волн и фона микросейсм, можно аналогичным путем оценить необходимую массу заряда для получения заданной амплитуды на известном удалении от источника сейсмических колебаний.

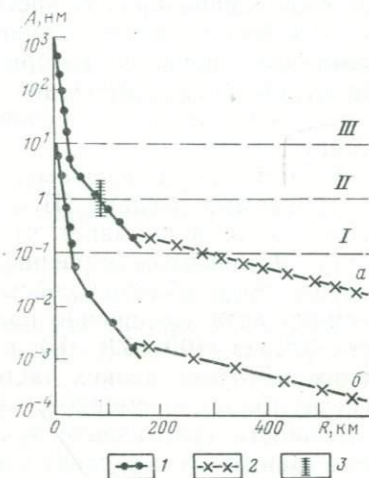
С целью прогнозирования ожидаемых значений амплитуд глубинных волн от взрывов составлена сводная калибровочная амплитудная кривая для волн в первых вступлениях на удалении до 600 км. Для этого амплитудные графики  $A(R)$  волн, регистрируемых на суше от различных взрывов (см. рис. 20), были пересчитаны к заряду 1000 кг по формуле (II.9) с использованием значения показателя степени  $N = 0,75$  и статистически осреднены способом наименьших квадратов по методике, аналогичной изложенной выше для профиля ГСЗ Копетдаг—Аральское море. С помощью определенной таким способом калибровочной амплитудной кривой  $A(R)$  (рис. 22, а) можно оценивать

<sup>1</sup> Различные способы регистрации, основанные на накоплении слабых сигналов и выделении регулярных волн на преобладающем по амплитуде фоне случайных помех, здесь не рассматриваются.

ожидаемые амплитуды глубинных волн с погрешностью, примерно равной  $\pm 0,5$  логарифмического порядка, т. е. в среднем вероятны ошибки в определении значений амплитуд до 200—300%, в отдельных случаях погрешности могут быть больше. На удалениях свыше 600—700 км характер амплитудного графика  $A(R)$  первых вступлений во многих районах резко меняется, появляются значительные максимумы и минимумы, что

Рис. 22. Соотношение средних уровней амплитуд продольных сейсмических волн, регистрируемых в области первых вступлений от взрывов зарядов 1000 кг (а) и предположительно от импульсных невзрывных источников (б).

1 и 2 — осредняющие амплитудные графики  $A(R)$  соответственно коровых и мантийных волн; 3 — среднеквадратическое отклонение амплитуд волн от осредняющих графиков; I—III — соответственно низкий, средний и высокий уровни микросейсм для диапазона частот 5—10 Гц



делает прогнозирование амплитуд в этой области весьма ненадежным. Для повышения точности прогнозирования требуется проведение специальных более детальных исследований в различных районах.

#### ОПТИМАЛЬНЫЕ ПАРАМЕТРЫ РЕГИСТРИРУЮЩЕЙ АППАРАТУРЫ

Сопоставление основных параметров волновых полей, регистрируемых при глубинных сейсмических исследованиях, с характеристиками применявшейся аппаратуры позволяет определить, насколько последние соответствуют параметрам глубинных волн и решаемым задачам, а также в каком направлении должно осуществляться усовершенствование сейсморегирующей аппаратуры. Специфика решаемых задач и район исследований определяют размеры, массу аппаратуры, ее канальность, автономность работы и другие особенности, которые здесь не рассматриваются. Характеристики глубинных волн и микросейсм определяют полосу пропускания частот, динамический диапазон, чувствительность и уровень внутренних шумов аппаратуры.

Опыт регистрации различных взрывов на удалении до 1000 км и больше от пункта взрыва показал, что частоты глубинных волн

изменяются от 1—2 до 20—25 Гц; абсолютные значения амплитуд минимальных сигналов (глубинных волн, фона микросейсм) в среднем равны 0,1 нм. Полный динамический диапазон сейсмических волн в интервале удалений до 1000 км достигает  $10^5$ — $10^6$  раз; динамический диапазон при фиксированном удалении от пункта взрыва равен  $10^4$ — $10^5$  раз. Этим характеристикам волнового поля должны соответствовать параметры регистрирующей аппаратуры. В частности, допустимый шум на входе усилительного тракта определяется минимальным уровнем полезного сигнала, который должен быть зарегистрирован. Применение группирования сейсмоприемников позволяет снизить требования к уровню собственных шумов сейсмостанций.

Сопоставление основных характеристик глубинных волн, рассматриваемых в главе III, и параметров аппаратуры ГСЗ (см. табл. 1 и 2) показывает, что они неплохо соответствуют друг другу. Дальнейшее усовершенствование регистрирующей аппаратуры для глубинных сейсмических исследований должно предусматривать увеличение полного динамического диапазона до  $10^5$ — $10^6$  раз (100—120 дБ), а также расширение полосы пропускания в сторону низких частот до 0,5—1 Гц. Уровень собственных шумов в современной серийной аппаратуре ГСЗ и ее чувствительность (увеличение примерно  $10^6$ — $10^7$  раз) обеспечивают регистрацию самых слабых сейсмических сигналов. Наиболее благоприятные условия для регистрации таких сигналов существуют в аппаратуре с осциллографической записью. В связи с тем, что динамический диапазон регистрируемых сейсмических сигналов превосходит динамический диапазон используемой при глубинных исследованиях аналоговой сейсморегирующей аппаратуры, возникает необходимость в априорной настройке усиления сейсмостанций при проведении полевых наблюдений. Наиболее обоснованно эта задача может быть решена по величине ожидаемых сейсмических сигналов путем сравнения их амплитудных характеристик и параметров регистрирующей аппаратуры.

#### АБСОЛЮТНЫЕ ЗНАЧЕНИЯ АМПЛИТУД И СТРОЕНИЕ СРЕДЫ

Сравнение результатов измерения абсолютных амплитудных характеристик однотипных волн, зарегистрированных при проведении ГСЗ в различных районах, показывает, что нередко наблюдается различие между ними, заведомо превышающее ошибки измерения. Существенно, что в ряде областей обнаружена корреляция между абсолютными значениями амплитуд волн и изменением времен их пробега при фиксированном удалении от источника [93]. В районе Татарского пролива такая корреляция отмечена для преломленной волны от поверхности консолидиро-

ванной коры, коэффициент корреляции  $r = + (0,6 \div 0,8)$ , а в центральной Туркмении для преломленных волн на поверхности консолидированной коры  $r = 0,64$  и на границе Мохоровичича  $r = -0,87$ . При этом в одном случае увеличению времени пробега соответствует возрастание амплитуд (Татарский пролив), а в другом — уменьшение (Туркмения), что, вероятно, обусловлено различной ролью эффектов изменения скорости сейсмических волн, мощности слоев и поглощающих свойств среды. Наличие связи между уровнем амплитуд глубинных волн и особенностями геологического строения отмечено также, по данным Е. И. Гальперина, для Украинского щита и Закарпатского прогиба.

О СОПОСТАВЛЕНИИ ЗАПИСЕЙ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ,  
ВЗРЫВОВ И НЕВЗРЫВНЫХ ИСТОЧНИКОВ КОЛЕБАНИЙ

В настоящее время перспективы дальнейшего развития глубинных сейсмических исследований во многом связаны с определением возможностей совместного использования ГСЗ, больших взрывов и записей землетрясений. Ожидается, что в результате этого можно будет уменьшить объем сравнительно дорогих работ ГСЗ, увеличить глубинность детальных сейсмических исследований за счет применения более мощных источников, а также повысить точность изучения скоростного строения среды вследствие использования распределенных по глубине источников колебаний. В то же время опыт изучения строения земной коры и верхней мантии сейсмическими методами показывает, что широко используемые способы возбуждения сейсмических колебаний, основанные на применении различных взрывных источников, обладают рядом недостатков: не удовлетворяют требованиям, предъявляемым в настоящее время к охране окружающей среды; имеют низкий коэффициент полезного действия, обусловленный тем, что на образование сейсмических волн идет небольшая доля от общей энергии взрыва; характеризуются недостаточной повторяемостью воздействий, что не позволяет применять некоторые способы увеличения отношения амплитуды сигнала к амплитуде помехи; затрудняют применение голографических методов обработки сейсмической информации и т. д. В связи с этим актуальным и перспективным является использование невзрывных источников возбуждения колебаний [26], получающих все большее распространение в сейсморазведке.

Имеется ряд трудностей в осуществлении совместных наблюдений, анализе и интерпретации волн от источников различной природы (взрывы, землетрясения, невзрывные источники). Так, например, скоростные разрезы земной коры и верхней мантии, построенные по материалам сейсмологических исследований и по данным ГСЗ, нередко различаются по значениям скоростей распространения волн, числу слоев, их мощностям, наличию или

отсутствию слоев с пониженными значениями скоростей и т. п. Можно полагать, что одна из основных причин такого расхождения получаемых результатов заключается в существенном различии амплитудных и частотных характеристик используемых сейсмических сигналов.

На рис. 21, составленном на основании обобщения большого количества экспериментальных данных, показаны диапазоны изменения абсолютных значений амплитуд и частот сейсмических сигналов (продольные волны), регистрируемых в ГСЗ, сейсмологии и от больших взрывов при глубинных исследованиях, а также средний уровень амплитуд микросейсм. Кроме того, на этом рисунке приведены результаты изучения в сейсмозаезде параметров сейсмических сигналов от импульсных невзрывных источников [97]. Характеристики сигналов на рис. 21 соответствуют: в сейсмологии — землетрясениям с энергией выше 9—10 классов (такие землетрясения, как правило, используются при построении годографов); в ГСЗ — зарядам 1000 кг на суше и 135 кг на море; при регистрации больших взрывов — зарядам 1—10 кт и больше.

Сигналы, используемые в сейсмологии, по сравнению с сигналами в ГСЗ, характеризуются существенно большими значениями амплитуд, примерно на 3—4 порядка, и более низкими частотами колебаний. Сигналы, регистрируемые от больших взрывов, занимают промежуточное положение. В связи с тем, что при переходе от диапазона частот сигналов, регистрируемых при ГСЗ, к диапазону частот сигналов от землетрясений увеличиваются не только амплитуды регистрируемых глубинных волн, но и уровень фона микросейсм, условия выделения полезных сигналов при проведении исследований в ГСЗ и в сейсмологии остаются примерно одинаковыми. Значения амплитуд и частот волн от импульсных невзрывных источников ГСК-10 измерены при одиночных воздействиях с использованием широкополосной регистрирующей аппаратуры на удалениях до 1 км от пункта возбуждения колебаний. Такие измерения, выполненные для районов Ферганской впадины и юго-востока Русской плиты, показали, что абсолютные смещения преломленных волн в первых вступлениях, возбуждаемых газодинамическими излучателями ГСК-10, изменяются примерно от единиц до первых сотен нанометров и соизмеримы с уровнем сигналов, наблюдаемых при ГСЗ на расстояниях десятки—сотни километров от места взрыва. Максимумы амплитудных спектров этих волн лежат в диапазоне частот 17—23 Гц. Полученные результаты спектрального анализа позволяют считать, что на частотах 5—10 Гц, примерно соответствующих преобладающим частотам волн, регистрируемых при ГСЗ, амплитуды смещения преломленных волн (от импульсных невзрывных источников) в области первых вступлений на удалениях до 1 км могут быть оценены величиной порядка 10 нм.

Полагая, что характер затухания с расстоянием амплитуд волн от взрывов и от невзрывных источников колебаний сохраняется, и располагая приведенными выше результатами динамических измерений, можно прогнозировать ожидаемые значения амплитуд глубинных волн от импульсных невзрывных источников, которые оказываются весьма малыми. С этой целью стандартный амплитудный график  $A(R)$  для зарядов 1000 кг (см. рис. 22, а) был смещен параллельно по вертикальной оси координат таким образом, чтобы значения амплитуд преломленных волн, регистрируемых в области первых вступлений в непосредственной близости от источника колебаний, стали равными 10 нм (см. рис. 22, б). Возможность выделения столь слабых сигналов определяется в основном соотношением их интенсивности с уровнем микросейсм, которые являются главными помехами при регистрации волн в первых вступлениях на удалениях десятки—сотни километров. Зная ожидаемый уровень амплитуд волн, регистрируемых от импульсного невзрывного источника (см. рис. 22, б), и средний уровень микросейсм (см. рис. 21), можно оценить условия выделения глубинных волн от импульсных невзрывных источников на фоне микросейсм, например определить необходимое число воздействий для синхронного накопления полезных сигналов [97]. Принимая, что отношение амплитуд полезного сигнала и помехи при уверенном приеме должно быть равно трем, и учитывая статистический эффект суммирования нерегулярных сигналов, получено выражение для определения необходимого числа накоплений  $p$ :

$$p = \left( 3 \frac{A_n}{A_c} \right)^2, \quad (\text{II.11})$$

где  $A_c$  — амплитуда сигнала;  $A_n$  — средняя амплитуда помех (фона микросейсм).

При расчетах по формуле (II.11) в соответствии с данными, приведенными на рис. 21, для диапазона частот 5—10 Гц принят средний уровень фона микросейсм 2 нм. В результате выполненных расчетов установлено, что при использовании одиночных сейсмоприемников и импульсных невзрывных источников ГСК-10 для выделения глубинных волн на удалениях до 500—600 км должно производиться не менее  $10^4$ — $10^8$  накоплений. В районах с низким уровнем микросейсм, понижающимся до  $10^{-1}$  нм, число необходимых накоплений снижается до  $10^2$ — $10^6$ . Уменьшение числа накоплений может быть достигнуто путем группирования источников и приемников колебаний, а также в результате применения частотной фильтрации. Полученные результаты позволяют считать возможным на современном техническом уровне выделение глубинных волн от невзрывных источников на удалениях примерно до 100 км. Для регистрации волн на больших удалениях необходимо создать значительно более мощные невзрывные источники возбуждения колебаний и разработать

методику проведения полевых наблюдений и обработки экспериментальных материалов, обеспечивающую выделение слабых сигналов на фоне помех.

Таким образом, для совместного анализа и истолкования сейсмических записей волн от землетрясений, взрывов и искусственных невзрывных источников, а также для решения различных методических вопросов необходимо учитывать особенности различных источников возбуждения колебаний и параметры сейсморегистрирующих каналов. Эту задачу нельзя решить без единого масштаба абсолютных измерений сейсмических сигналов от источников разной природы и мощности.

**ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ  
ИССЛЕДОВАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН,  
СООТВЕТСТВУЮЩИХ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ**

В СССР исследования ГСЗ выполнены более чем на 200 профилях [30], примерно на 10% из них сейсмические волны зарегистрированы при удалениях от пункта взрыва до 150—160 км на море и до 400—600 км на суше, а на отдельных профилях — при удалениях до 1000—1500 км [83, 108]. Такие экспериментальные сейсмические материалы ГСЗ получены в пределах Восточно-Европейской платформы, на Урале, на Кавказе, в районах Сибири, Средней Азии, Казахстана, а также на Черном и Баренцевом морях и в западной части Тихого океана. В мировой практике сейсмических исследований верхней мантии указанные материалы ГСЗ являются уникальными по детальности и точности.

**ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ****КИНЕМАТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ**

При проведении сейсмических исследований верхней мантии в различных районах зарегистрированы две основные группы волн — отраженные от границы Моховича  $P_{отр}^M$  (в некоторых работах обозначаются индексом  $P_{MP}$ ) и преломленные в верхней мантии  $P^M$  (в сейсмологии их принято обозначать индексом  $P_n$ ).

**Группа волн  $P_{отр}^M$**  в большинстве случаев уверенно прослежена в последующих вступлениях при проведении детальных работ ГСЗ на суше в интервале удалений от 50—60 до 250—300 км (рис. 23). В случае применения специальных методических приемов для подавления волн-помех (группирование источников и приемников, регулируемый направленный прием, метод общей глубинной точки и т. д.) удается выделять, правда менее уверенно, волны  $P_{отр}^M$  и вблизи от пункта взрыва.

В некоторых платформенных областях, например на восточной окраине Русской плиты, в районах Туранской плиты и др., волны  $P_{отр}^M$  надежно прослежены практически от пункта взрыва до удалений более 200—250 км [49, 95 и др.]. На небольших расстояниях от источника колебаний рассматриваемые волны обычно регистрируются в виде коротких осей синфазности протяженностью не более 5—10 км, а по мере удаления от пункта взрыва образуют компактные динамически отчетливо выраженные фазы. Чаще всего волны  $P_{отр}^M$  не удается зарегистрировать

при ГСЗ на море, а также на удалениях меньше 150—200 км при сейсмологических наблюдениях [72].

Значения кажущихся скоростей волн  $P_{отр}^M$  при удалении от пункта взрыва от 50—60 до 250—300 км закономерно уменьшаются от 9—10 до 6,5—7 км/с. Нагоняющие и нагоняемые годографы — непараллельны. Кажущаяся скорость, определенная

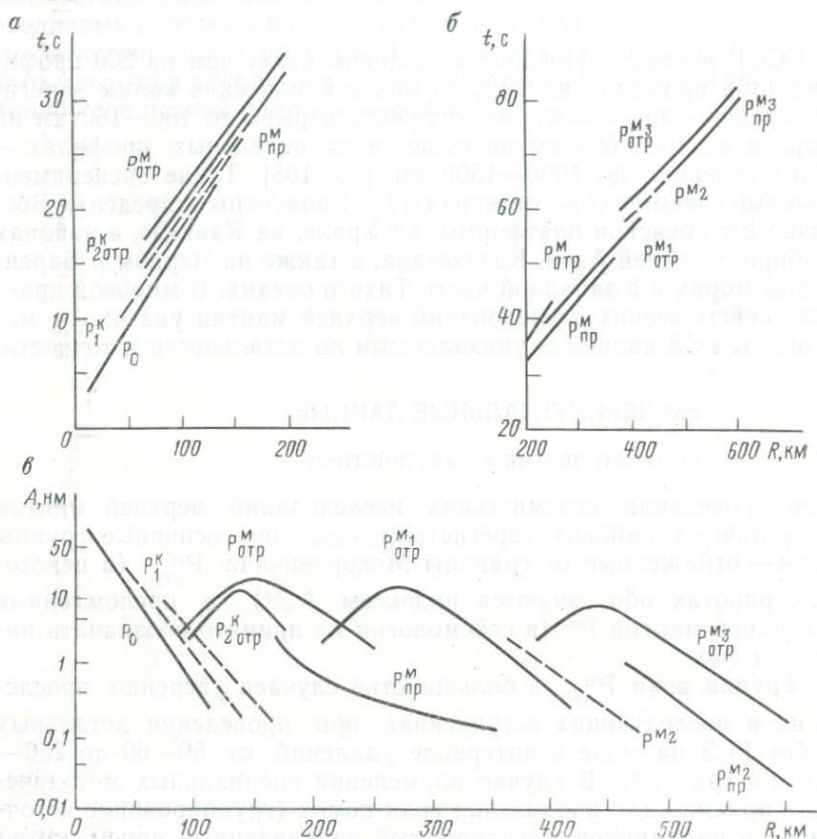


Рис. 23. Осредненные годографы и графики изменения амплитуд с расстоянием основных групп коровых и мантийных волн, зарегистрированных на профиле ГСЗ Копетдаг — Аральское море.

Коровые волны:  $P_0$ ,  $P_1^K$ ,  $P_2^K$  отр; мантийные волны:  $P_{отр}^M$ ,  $P_{пр}^M$ ,  $P_{отр}^{M1}$ ,  $P_{отр}^{M2}$ ,  $P_{отр}^{M3}$ ,  $P_{пр}^{M3}$ .  
 $a$  и  $b$  — годографы глубинных волн для удаления от пункта взрыва соответственно до 200 км и 200—600 км;  $v$  — амплитудные графики  $A(R)$ . Пунктиром обозначены годографы и амплитудные графики малоинтенсивных и неуверенно коррелируемых волн

по нагоняющему годографу, как правило, меньше кажущейся скорости, определенной по нагоняемому годографу. В некоторых случаях примерно на 0,8—1 с позже прихода первых волн  $P_{отр}^M$  на сейсмограммах ГСЗ достаточно уверенно выделяются волны, характеризующиеся более высокими значениями кажущихся

скоростей ( $P_{отр}^M$ ). Интервалы непрерывного прослеживания этих волн по профилю обычно не превышают первых десятков километров.

С целью изучения диапазона изменения времен пробега волн группы  $P_{отр}^M$  для проведенных в различных районах суши профилей ГСЗ выполнен сравнительный анализ годографов первых волн этой группы (рис. 24). Времена регистрации волн  $P_{отр}^M$  максимально различаются для разных профилей при одинаковом удалении от пункта взрыва, примерно на 2,5—3 с, а среднеквадратическое отклонение отдельных годографов от осредняющего, полученного сглаживанием с помощью прямоугольной функции, равно  $\pm 0,99$  с для всего годографа и  $\pm 0,88$  с для области начальной точки волн  $P^M$  (удаления 100—120 км от пункта взрыва). Исползованные экспериментальные годографы волн  $P_{отр}^M$  получены в районах с существенно различным строением земной коры в пределах континентальной части СССР. Поэтому указанные выше значения максимального различия годографов и среднеквадратического отклонения могут служить выраженной в единицах времени пробега характеристикой неоднородности земной коры различных структур суши.

**Группа волн  $P^M(P_n)$**  повсеместно регистрируется в области первых вступлений на удалениях свыше 150—200 км на суше и более 30—40 км на морях и океанах. Появление этой группы в первых вступлениях сопровождается характерным изломом годографа и увеличением значений кажущихся скоростей от 6—7 км/с (коровые волны) до 7,5—8,5 км/с и выше. Годографы волн  $P^M$  не являются строго прямолинейными, наблюдается общая тенденция к медленному увеличению значений кажущихся скоростей с увеличением расстояния от пункта взрыва примерно от 7,5—8 до 8,8—9 км/с и более на удалениях 1000—1500 км.

В тех случаях, когда применявшиеся системы полевых наблюдений предусматривали достаточное перекрытие нагоняющих годографов волн  $P^M$ , как правило, отмечалось их сближение, достигающее 1—1,5 с при их перекрытии 150—600 км и расстоянии между пунктами взрыва 80—500 км [29, 83, 88]. На рис. 25 приведены графики непараллельности нагоняющих годографов первых вступлений этой группы волн, зарегистрированных на некоторых профилях ГСЗ. На отдельных сравнительно непротяженных участках нагоняющие годографы могут быть параллельны. Более детальный анализ показывает, что нарастание кажущейся скорости с удалением от пункта взрыва происходит неравномерно. На фоне плавного увеличения кажущихся скоростей с расстоянием отмечаются участки быстрого возрастания или убывания их значений. Указанные особенности часто не повторяются на нагоняющих годографах.

При изучении характеристик всей группы волн  $P^M$  можно отметить, что она обычно имеет сложную структуру и состоит из

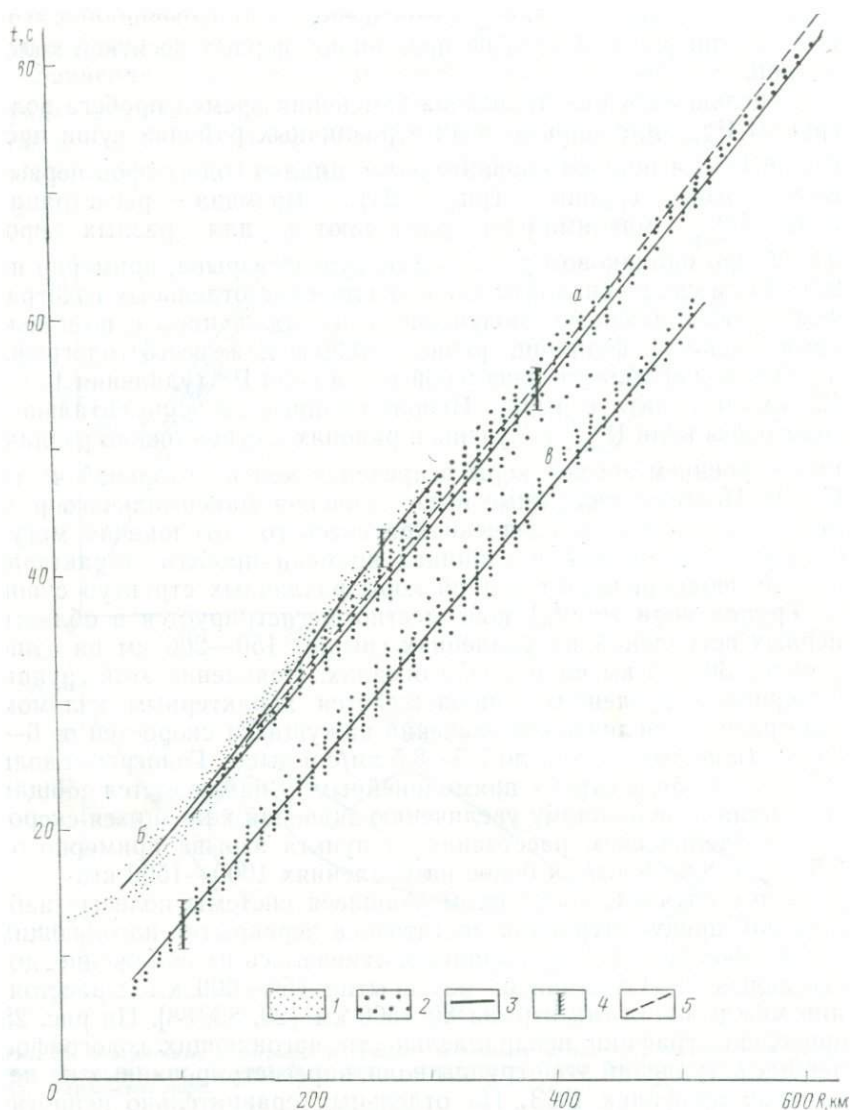


Рис. 24. Наблюдаемые годографы первых волн группы  $P^M$  (а),  $P_{\text{Отр}}^M$  (б) и пересчитанные к подошве земной коры годографы волн  $P^M$  (в) по данным ГСЗ на суше.

1 и 2 — соответственно времена пробега волн  $P_{\text{Отр}}^M$  и  $P^M$ ; 3 — осредняющие годографы; 4 — среднеквадратическое отклонение  $\varepsilon$ ; 5 — стандартный годограф волн  $P_n$  Джеффриса—Буллена

нескольких волн. Последнее наиболее отчетливо проявляется при проведении детальных наблюдений. Чаще всего отмечается постепенная смена волн, когда в первые вступления по мере удаления от источника колебаний выходят волны с более высокими кажущимися скоростями. Иногда это сопровождается затуханием первых волн, разрывом годографа и смещением его удален-

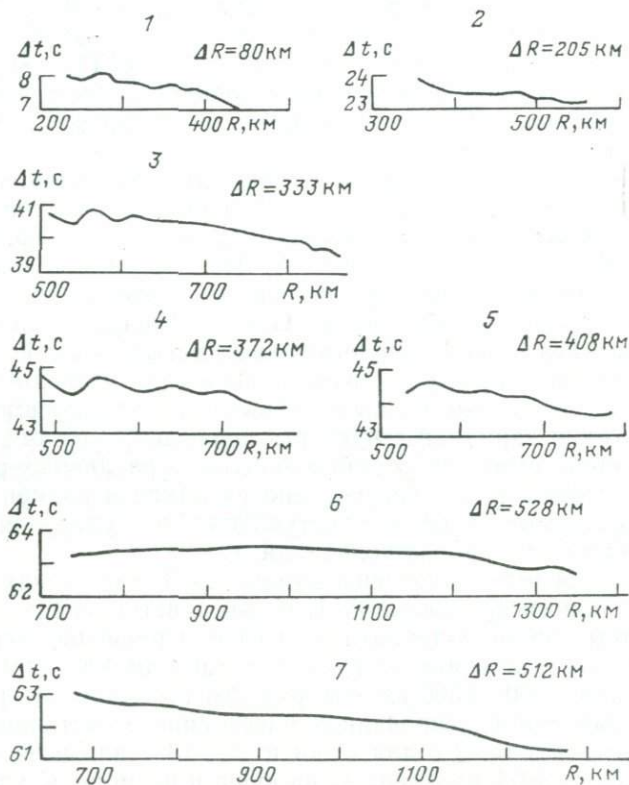


Рис. 25. Графики непараллельности нагоняющих годографов мантийных волн  $P^M(P_n)$ , регистрируемых в первых вступлениях по данным ГСЗ для профилей:

1 и 2 — Копетдаг — Аральское море (разные участки профиля), 3 — хребет Каратау — оз. Тенгиз; 4 и 5 — Элиста—Бузулук, 6 и 7 — Кинешма—Воркута.  $R$  — расстояние от дальнего пункта взрыва до точки регистрации;  $\Delta R$  — расстояние между пунктами взрыва, из которых получены нагоняющие годографы;  $\Delta t$  — разность времен пробега первых вступлений волн  $P^M(P_n)$ , определенных по нагоняющим годографам

ной ветви на большие времена, примерно на 0,5—1 с. Отдельные волны группы  $P^M$  в некоторых районах, например в пределах Туранской плиты, были уверенно выделены на сейсмограммах и корреляционно прослежены вдоль профилей протяженностью сотни километров с использованием встречных и нагоняющих систем и в последующих вступлениях. Эти волны в большинстве случаев являются доминирующими по интенсивности.

По сравнению с регистрируемыми в первых вступлениях волнами они характеризуются более высокими значениями кажущихся скоростей, несколько уменьшающимися по мере удаления от пункта взрыва. Их нагоняющие годографы — непараллельны и имеют тенденцию к расхождению. На рис. 23 в качестве примера приведены построенные по материалам ГСЗ на профиле Копетдаг—Аральское море годографы отдельных волн, образующих группу  $P^M$ . Аналогичные выводы о сложной структуре группы волн  $P^M$  также сделаны при проведении ГСЗ за рубежом [167, 190] и сейсмологических исследований с достаточно высокой плотностью наблюдений, например на профиле Памир—Лена [72].

Рассмотренные экспериментальные данные свидетельствуют о том, что группа мантийных волн  $P^M$  является неоднородной по своим кинематическим характеристикам, а ее годограф, как правило, состоит из нескольких ветвей. Для изучения тонкой структуры этой группы волн определяющим фактором является детальность полевых наблюдений. Однако следует отметить, что в ряде случаев даже с использованием детальных сейсмических материалов не удается достаточно надежно разделить группу волн  $P^M$  на отдельные волны в первых и в последующих вступлениях. Такие вариации структуры годографов свидетельствуют об изменении строения верхней мантии в различных регионах, что может быть также установлено из анализа времен пробега волн, формирующих первые вступления на удалениях более 150—200 км от источника колебаний.

На рис. 24 и 26 приведены данные ГСЗ о временах пробега волн  $P^M$ , зарегистрированных в первых вступлениях на суше в различных районах территории СССР. Сравнение годографов этих волн на удалениях от пункта взрыва до 400—600 км (см. рис. 24) и до 1000—1300 км (см. рис. 26) показало, что различие между ними при фиксированном расстоянии от источника колебаний достигает 6—8 с для суши и 12—13 с для всей совокупности данных [91], полученных на суше и на море. С удалением от источника колебаний увеличивается расхождение между годографами волн  $P^M$ , зарегистрированных в разных районах (см. рис. 26). Среднеквадратическое отклонение экспериментальных данных о временах пробега рассматриваемых мантийных волн от осредняющего годографа до удалений 600 км равно  $\pm 1,65$  с (см. рис. 24).

Такие изменения времен пробега волн  $P^M$  обусловлены влиянием горизонтальных неоднородностей строения земной коры и верхней мантии. Для определения влияния последних была выполнена статистическая обработка годографов волн  $P^M$ , зарегистрированных при ГСЗ на суше на удалениях 300—600 км. В результате осреднения названных годографов по способу наименьших квадратов (см. рис. 24) определено уравнение осредненного (стандартного) годографа волн  $P^M$  в первых

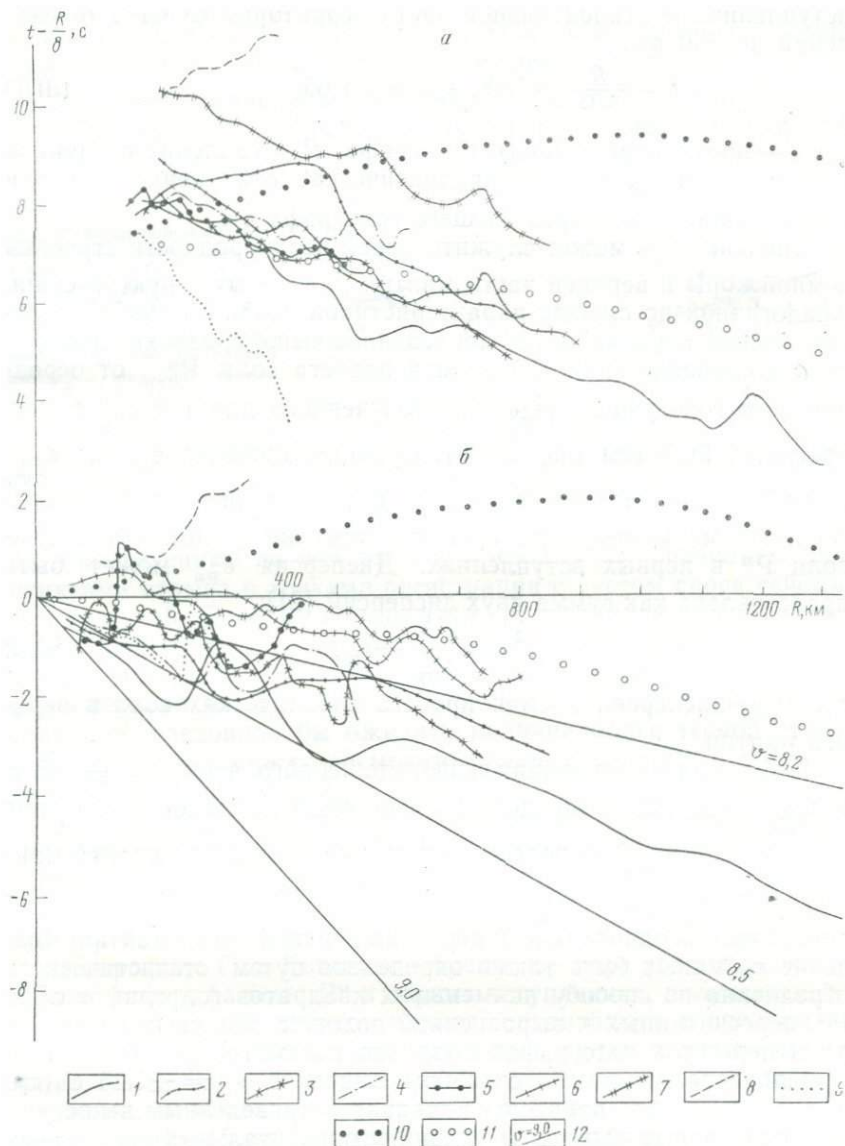


Рис. 26. Наблюдаемые (а) и пересчитанные к выровненной подошве земной коры (б) годографы волны  $P_m(P_n)$ , регистрируемых в первых вступлениях при ГСЗ.

1 и 2 — соответственно Московская и Печорская синеклизы (профиль Кинешма—Воркута); 3 — Прикаспийская синеклиза (профиль Элиста—Бузулук); 4 — Центральный район Туранской плиты (профиль Копетдаг—Аральское море); 5 — Восточный склон Урала и западные районы Западно-Сибирской плиты (профиль Ижевск—Ишим); 6 и 7 — соответственно Северо-Восточные районы Туранской плиты и юго-западной части Центрально-Казахстанской складчатой зоны (профиль хребет Каратау—оз. Тенгиз); 8 — районы Северного Тянь-Шаня (профиль Иссыкский); 9 — Балтийский щит и Баренцевоморская платформа (профиль Ловно—Баренцево море); 10 и 11 — стандартные годографы Джефриса—Буллена и Херрина соответственно; 12 — теоретические годографы волны  $P_m$  для моделей с постоянной скоростью  $v$  в верхней мантии (в км/с)

вступлениях континентальной части территории СССР для удалений до 600 км:

$$t = \frac{R}{8,03} + 7,88, \quad \varepsilon_{P^M} = \pm 1,65, \quad (III.1)$$

где  $t$  — время осредненного годографа;  $R$  — удаление от пункта взрыва в км;  $\varepsilon_{P^M}$  — среднеквадратическое отклонение значений времен пробега от осредняющего годографа в с.

Значение  $\varepsilon_{P^M}$  может служить мерой неоднородности строения земной коры и верхней части мантии различных структур суши. Аналогичной по смыслу характеристикой неоднородности строения земной коры является приведенное выше среднеквадратическое отклонение значений времен пробега волн  $P^M_{отр}$  от осредняющего годографа ( $\varepsilon_{P^M_{отр}}$ ), полученного для тех же самых профилей ГСЗ (см. рис. 24, б). Сравним значения  $\varepsilon_{P^M}$  и  $\varepsilon_{P^M_{отр}}$  для области начальной точки волн  $P^M$ , где лучи волн  $P^M_{отр}$  пересекают земную кору примерно под тем же углом, что и лучи волн  $P^M$  в первых вступлениях. Дисперсия  $\varepsilon_{P^M}^2$  может быть представлена как сумма двух дисперсий [21]:

$$\varepsilon_{P^M}^2 = \varepsilon_{P^M_{отр}}^2 + \varepsilon_M^2, \quad (III.2)$$

где  $\varepsilon_M^2$  — дисперсия времен пробега сейсмических волн в верхней мантии.

Принимая на основании вышеизложенного, что  $\varepsilon_{P^M} = \pm 1,65$  с, а  $\varepsilon_{P^M_{отр}} = \pm 0,88$  с, определим среднеквадратическое отклонение для времени пробега первых вступлений волн  $P^M$  в верхней мантии  $\varepsilon_M = \pm \sqrt{\varepsilon_{P^M}^2 - \varepsilon_{P^M_{отр}}^2} = \pm 1,4$  с, которое является характеристикой неоднородности строения верхней части мантии. Значение  $\varepsilon_M$  может быть также определено путем статистического осреднения по способу наименьших квадратов годографов волн  $P^M$ , пересчитанных к выровненной подошве земной коры (методика пересчета годографов подробно рассмотрена в главе IV).

Определенное таким способом значение  $\varepsilon_M = \pm 1,46$  с (см. рис. 24, в) удовлетворительно совпало с приведенным выше.

Аналогичные выводы о влиянии горизонтальных скоростных неоднородностей верхней части мантии на времена пробега волн  $P^M$  могут быть сделаны на основании результатов корреляционного анализа значений последних (при фиксированном удалении от пункта взрыва) и основных параметров земной коры. Времена пробега волн  $P^M$  ( $t_{P^M}$ ) в первых вступлениях до удалений 300 км изменяются по данным ГСЗ на суше от 44 до 49,5 с, мощность осадочных отложений  $H_{ос}$  и глубина залегания подошвы

земной коры  $Z_M$  варьируют соответственно в пределах 0—8 и 33—51 км. Выполненный корреляционный анализ показал, что между величинами  $t_{P^M}$ ,  $H_{oc}$  и  $Z_M$  существует слабая статистическая связь, значение коэффициентов корреляции не превышает 0,4—0,43 (рис. 27). При построении корреляционных графиков

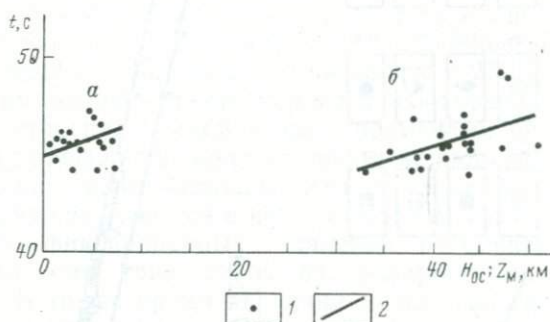


Рис. 27. Корреляционные графики изменения значений времен пробега волн  $P^M$  в первых вступлениях до удалений 300 км от пункта взрыва в зависимости от мощности осадочных отложений  $H_{oc}$  (а) и глубины залегания подошвы земной коры  $Z_M$  (б).

1 — экспериментальные данные ГСЗ; 2 — осредняющие графики

использовались среднеарифметические значения параметров  $H_{oc}$ ,  $Z_M$ , определенные по снятым с разрезов ГСЗ значениям под пунктами взрыва и точками регистрации с учетом сноса сейсмических лучей. Судя по результатам корреляционного анализа, влияние неоднородностей земной коры и верхней части мантии на времена пробега волн  $P^M$  примерно соизмеримо. При отсутствии в верхней части мантии горизонтальных скоростных неоднородностей следовало бы ожидать наличия более тесной статистической связи между временами пробега волн  $P^M$  и параметрами земной коры  $H_{oc}$ ,  $Z_M$ .

Совместное рассмотрение сейсмических разрезов земной коры, построенных по данным ГСЗ, с годографами волн  $P^M$ , зарегистрированных на этих же профилях, позволяет примерно оценить влияние неоднородностей верхней мантии на времена пробега волн  $P^M$ . Рассмотрим некоторые примеры.

На профиле ГСЗ Копетдаг—Аральское море протяженностью 615 км годографа волн  $P^M$  в первых вступлениях, полученные из южных и северных пунктов взрыва, различаются в среднем не более чем на 0,3—0,5 с. При этом вдоль линии профиля происходит существенное изменение строения земной коры: мощность осадочных отложений в направлении с юга на север уменьшается от 10—15 до 1—2 км и меньше, а глубина залегания подошвы земной коры — от 45—50 до 38—40 км [88, 89]. Такое соотношение между временами пробега волн  $P^M$  и изменением основных параметров земной коры, вероятно, может быть обусловлено соответствующим изменением скоростного строения верхней части мантии вдоль линии профиля (в направлении с юга на север должно происходить понижение значений ее скоростных параметров).

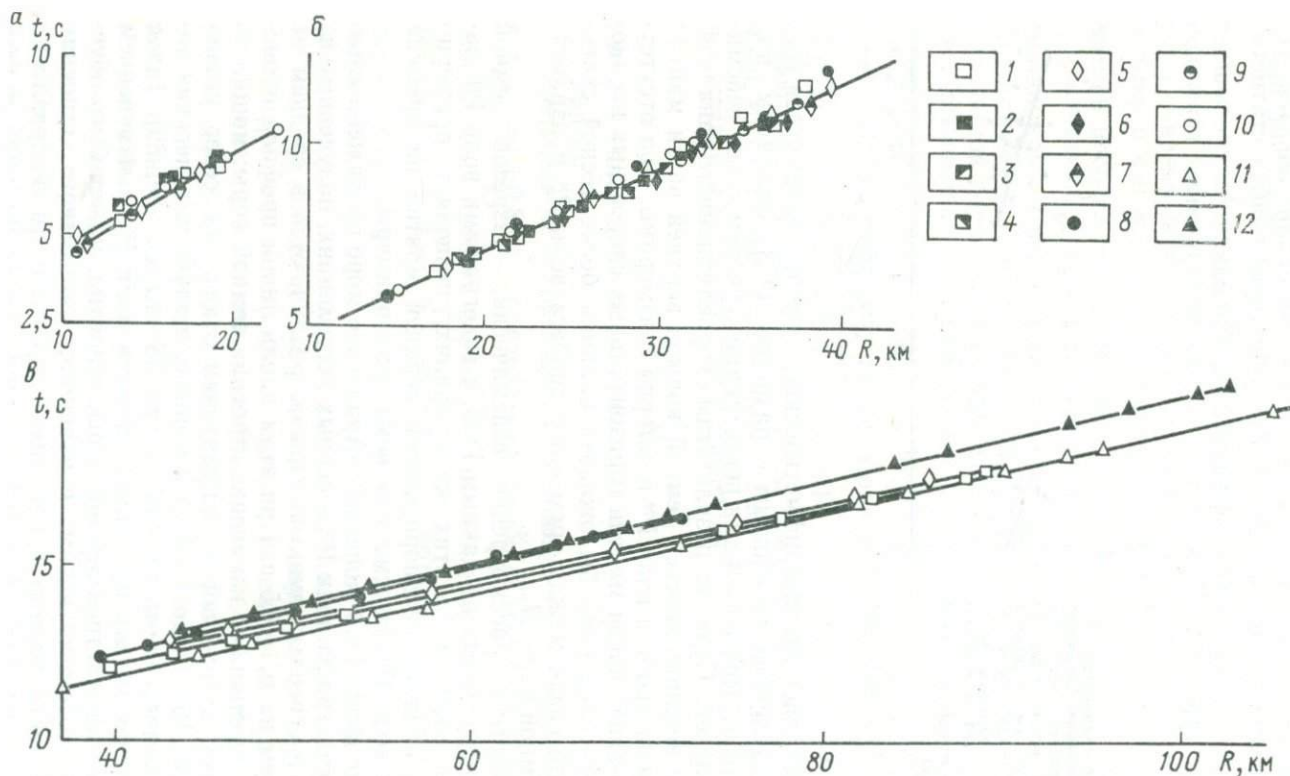


Рис. 28. Сводные годографы коровых  $P_1^{oc}$  (*a*),  $P_2^{oc}$  (*b*) и мантийных  $P_m$  (*v*) волн, зарегистрированных в области первых вступлений в центральной части Черноморской впадины на профиле 27 ГСЗ [109].

1—12 — экспериментальные данные ГСЗ о временах пробега волн, соответствующие различным регистрирующим станциям

Аналогичные факты установлены при проведении исследований на профиле 24 ГСЗ в западной части Тихого океана, недалеко от южных Курильских островов [47]. Здесь в пределах профиля протяженностью 240 км при фиксированных удалениях от источника наблюдается различие в значениях времен пробега волн  $P^M$  всего на 0,2—0,3 с, а изменение мощности земной коры достигает 4—5 км, что также позволяет предположить наличие в верхней мантии горизонтальных скоростных неоднородностей. В центральной части Черноморской впадины на профиле 27 ГСЗ протяженностью 250 км отмечен иной характер соотношения между особенностями строения земной коры и временами пробега волн  $P^M$ . По этому профилю в горизонтальном направлении не происходит сколько-нибудь значительных изменений строения земной коры [70, 109], что отражается в незначительном изменении вдоль профиля до фиксированных удалений от пунктов взрыва времен пробега волн (рис. 28, а, б), распространяющихся в земной коре. В то же время различия между годографами волн  $P^M$  в первых вступлениях достигают 1—1,5 с и значительно превышают разброс годографов коровых волн (рис. 28, в).

#### ДИНАМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Динамические характеристики мантийных волн  $P^M_{отр}$ ,  $P^M(P_n)$  изучены значительно слабее кинематических. Это объясняется трудностью учета искажающего влияния сейсморегистрирующей аппаратуры и осуществления контроля за изменением различных параметров источника колебаний. В тех районах, где при проведении исследований ГСЗ волны  $P^M_{отр}$  были зарегистрированы на удалениях от пункта взрыва менее 20—30 км, они выделяются на сейсмограммах в виде малоинтенсивных колебаний, образующих обычно непротяженные оси синфазности. Глубинные докритические отраженные волны зарегистрированы при проведении ГСЗ в различных районах Советского Союза: Дальний Восток, Предуральский прогиб, Украина, юго-западные и юго-восточные районы Туркмении, западный Узбекистан и др. На расстояниях от пункта взрыва, близких к критическим, т. е. примерно с 70—90 км при ГСЗ на суше, волны  $P^M_{отр}$  становятся доминирующими по интенсивности, что обычно отмечается до удалений не менее 200 км. В некоторых районах наблюдается аномальное соотношение между амплитудой записи закритических отраженных волн  $P^M_{отр}$  и коровых волн. Так, например, в западном Узбекистане в пределах Бухарской тектонической ступени (профиль ГСЗ Фараб—Тамды—Булак) в интервале удалений от 60—80 до 220—250 км доминирующей по интенсивности является не группа волн  $P^M_{отр}$ , а волны, отраженные от границ раздела в нижней части консолидированной коры.

Сейсмическая запись волн  $P_{отр}^M$  обычно имеет сложный характер. В ней выделяется 2—3, а иногда и больше отдельных волн, которые нередко интерферируют друг с другом. Отмечается резкое затухание одних фаз и появление других, происходит незакономерное изменение соотношения интенсивности волн, образующих группу. Интервал времени, занимаемый на сейсмограммах колебаниями группы волн  $P_{отр}^M$ , достигает 1—1,5 с и более. В большинстве случаев самой интенсивной является первая волна, однако в пределах отдельных профилей ГСЗ отмечены участки, где доминирующими по интенсивности являются волны, выделяемые на больших временах. Наряду с таким сложным характером записи волн  $P_{отр}^M$  имеются примеры, когда эта группа волн регистрируется в виде простых, выдержанных по форме интенсивных 3—4-фазных колебаний.

Волны  $P^M$  в области их выхода в первые вступления обычно выделяются на сейсмограммах в виде малоинтенсивных колебаний, амплитуды которых в несколько раз меньше, чем у регистрируемых в последующих вступлениях волн  $P_{отр}^M$ . Значительно реже встречаются случаи, когда названные группы волн оказываются соизмеримыми по интенсивности на удалениях меньше 180—200 км. С увеличением расстояния от источника колебаний соотношение амплитуд волн  $P^M$  и  $P_{отр}^M$  изменяется. Начиная с удалений примерно 220—300 км волны  $P^M$  и  $P_{отр}^M$  имеют близкие значения амплитуд (рис. 29). В некоторых случаях на отдельных участках профилей ГСЗ отмечается осложнение характера записи волн  $P^M$ , выражающееся в увеличении или понижении амплитуд, в затухании одних фаз и появлении других и т. п. Обычно к этим же участкам приурочено резкое изменение значений кажущихся скоростей волн в первых вступлениях. Сопоставление материалов, полученных при встречных и нагоняющих системах наблюдений, показывает, что нередко такое осложнение характера записи волн  $P^M$  можно объяснить особенностями строения верхней части мантии (резкое изменение наклона границы М, появление разрывных нарушений, контакт блоков с разными скоростями распространения волн и др.).

На удалениях более 250—300 км в последующих вступлениях группы волн  $P^M$  нередко выделяются интенсивные волны с более высокими значениями кажущихся скоростей. Эти волны с расстоянием по мере приближения к первым вступлениям затухают или же начинают регистрироваться первыми (смена волн). Интервал их непрерывной корреляции изменяется от первых десятков до сотен километров. В последнем случае применявшиеся на некоторых профилях ГСЗ системы наблюдений позволили надежно отождествить такие волны на встречных и нагоняющих годографах и уверенно проследить их в пределах отдельных профилей.

На рис. 30 и 31 приведены сейсмограммы ГСЗ, иллюстрирующие характер записи мантийных волн на удалениях до 500—900 км в районах Средней Азии и Казахстана. Интервал времени, в котором выделяются на сейсмограммах колебания,

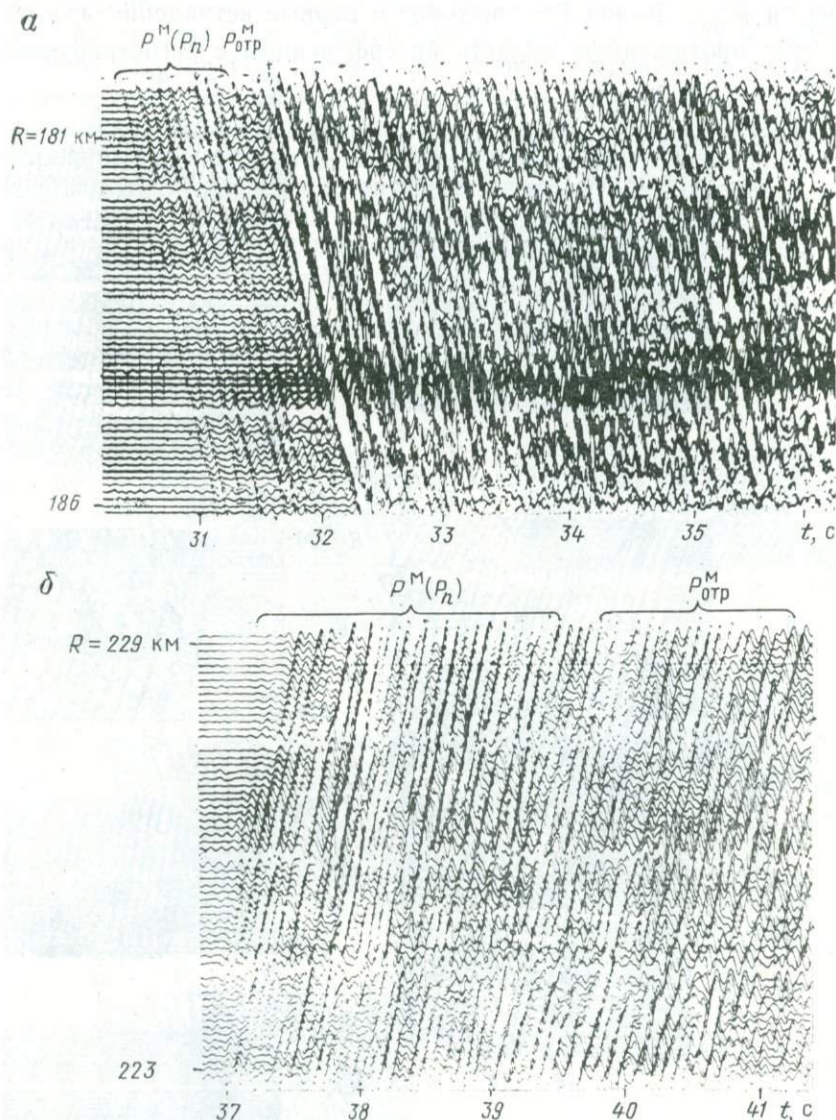


Рис. 29. Сейсмограммы, полученные при проведении исследований ГСЗ в районах Туранской плиты на удалениях от пункта взрыва 181—186 км (а) и 223—229 км (б) и характеризующие изменение соотношения интенсивности групп волн  $P^M(P_n)$  и  $P^M_{отр}$  с удалением  $R$  от пункта взрыва (по данным И. С. Вольвовского и В. З. Рябого)

образующие группу волн  $P^M$ , увеличивается с расстоянием от 0,3—0,5 до 1,5—2,0 с и больше.

На профиле ГСЗ Копетдаг—Аральское море до удалений 600 км от пункта взрыва были выделены в последующих вступлениях две группы динамически хорошо выраженных волн —  $P_{отр}^{M_1}$  и  $P_{пр}^{M_1}$ . Волна  $P_{отр}^{M_1}$  выходит в первые вступления, где образует протяженную область интерференции с регистрируемой

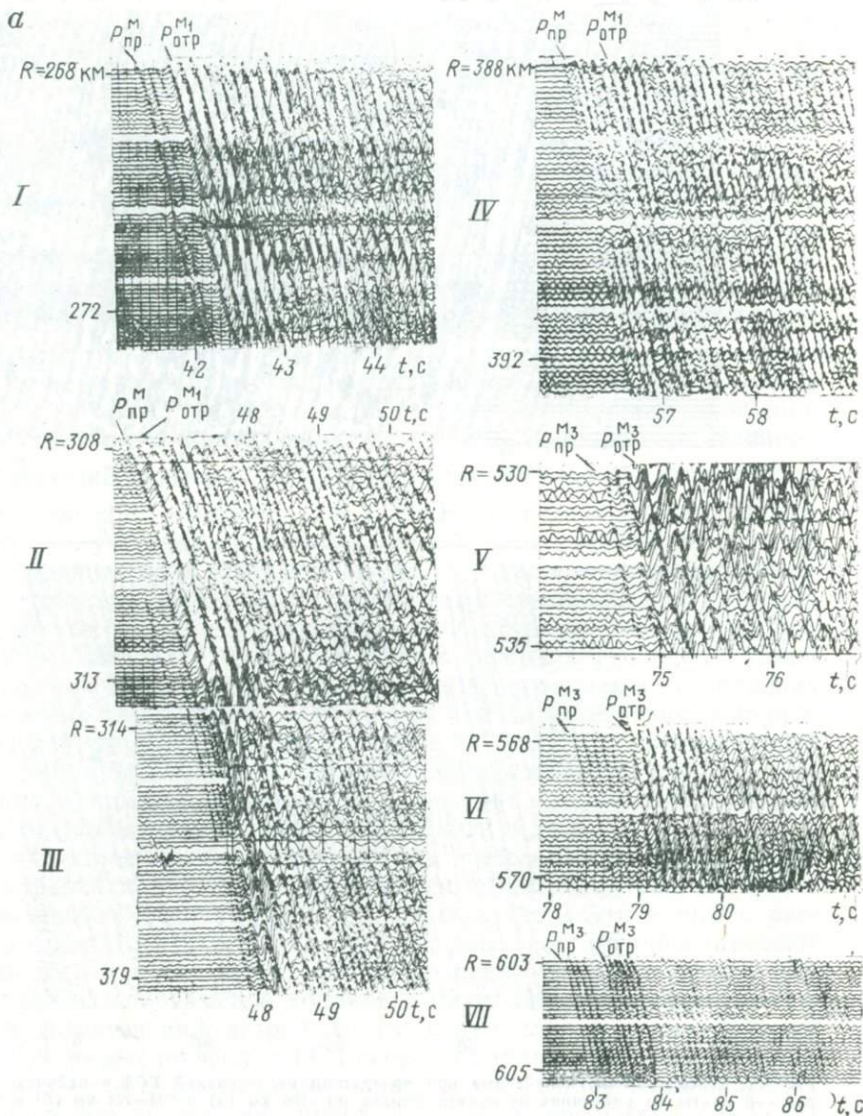
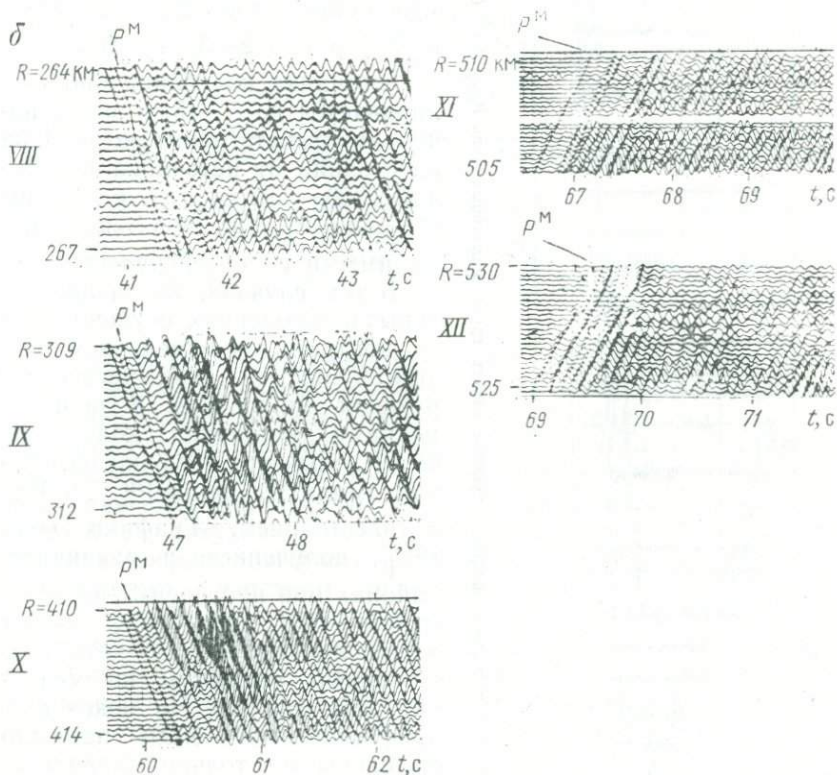


Рис. 30. Сейсмограммы, иллюстрирующие запись мантийных волн на профилях ГСЗ удалений от пункта взрыва (по данным В. З. Рябого и Б. А. Хрычева)

первой волной  $P_{пр}^M$ . Волна  $P_{отр}^{M_3}$  при приближении к первым вступлениям как бы делится на две группы, из которых первая менее интенсивная ( $P_{пр}^{M_3}$ ) выходит в первые вступления, а вторая более интенсивная ( $P_{отр}^{M_3}$ ) прослеживается в последующих вступлениях (рис. 30, а). Интенсивные группы волн, аналогичные по интервалу прослеживания и по своим характеристикам волнам  $P_{отр}^{M_1}$  и  $P_{отр}^{M_3}$ , были достаточно уверенно прослежены и на других профилях ГСЗ (Фараб—Тамдыбулак, Арысь—Балхаш, Жаланаш—Талдыкурган и др.). В то же время на некоторых профилях ГСЗ, где были получены годографы протяженностью до 400—500 км, например Темиртау—Куйбышев, в последующих вступлениях удалось выделить интенсивные и более высокоскоростные волны, характеризующиеся сравнительно небольшими интервалами непрерывного прослеживания и затухающие по мере приближения к первым вступлениям (рис. 30, б). При расстоянии между точками регистрации



Копетдаг — Аральское море (I—VII) и Темиртау — Куйбышев (VIII—XII) на различных

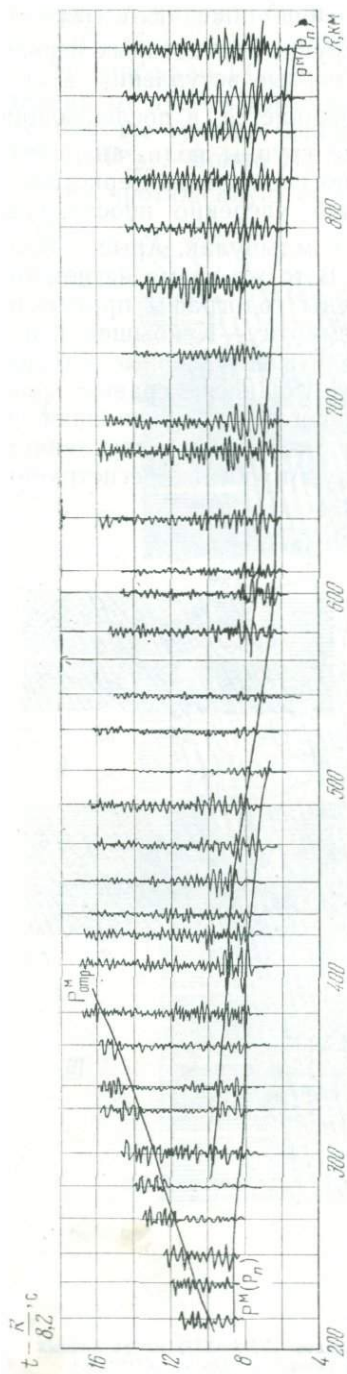


Рис. 31. Сейсмограммы, иллюстрирующие запись группы мантийных волн  $P^M_{отр}$  и  $P^M_{пр}$  на профиле ГСЗ Каратау — оз. Тенгиз [83]

взрывов не 100—200 м (см. рис. 30), а 5—20 км (см. рис. 31) выделение и корреляция мантийных волн в последующих вступлениях осуществляются менее уверенно.

В результате проведения глубоких сейсмических исследований наиболее подробно изучено изменение с удалением от источника колебаний отношения амплитуд волн  $P^M_{отр}$  и  $P^M_{пр}$ . Особенностью большинства графиков отношения амплитуд названных волн является наличие максимума на удалениях примерно 200—250 км. В области выхода волны  $P^M_{пр}$  в первые вступления отношение амплитуд волн  $P^M_{отр}$  и  $P^M_{пр}$  равно 2—3, с удалением от источника колебаний оно увеличивается до 5—15, а затем начинает убывать примерно до 1 на расстоянии от источника колебаний 250—300 км, т. е. волны  $P^M_{отр}$  и  $P^M_{пр}$  становятся соизмеримыми по интенсивности.

В тех случаях, когда при полевых наблюдениях осуществлялся контроль за изменением чувствительности сейсморегирующей аппаратуры и за параметрами источника колебаний, были построены графики изменения амплитуд волн  $P^M_{отр}$  и  $P^M_{пр}$  с расстоянием. Графики волн  $P^M_{отр}$ , полученные в различных районах при проведении исследований ГСЗ на суше, имеют в большинстве случаев четко выраженный максимум на удалении 130—150 км. На некоторых профилях, где были надежно выделены не только закритические, но и докритические отраженные волны от подошвы земной

коры, построены амплитудные графики волн  $P_{отр}^M$  с четким максимумом и минимумом на расстояниях 80—120 км от источника.

Результаты изучения в различных регионах по материалам ГСЗ и детальных сейсмологических исследований изменения с удалением от источника колебаний амплитуд волн  $P^M(P_n)$

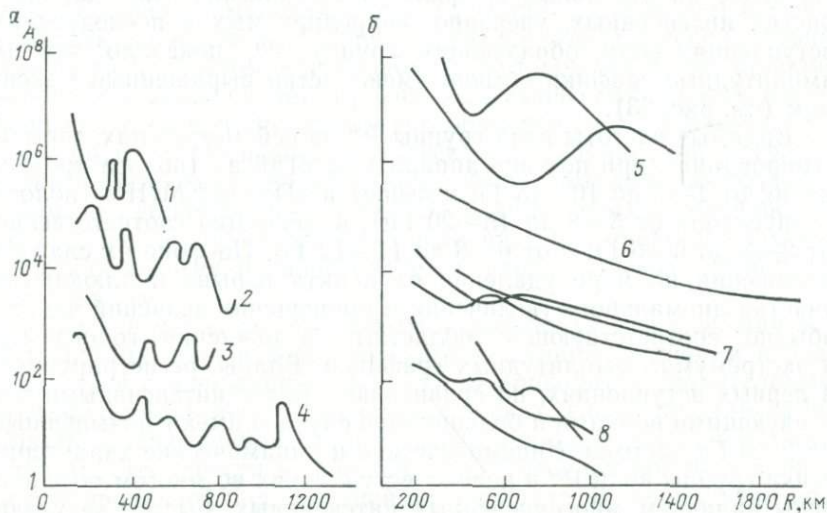


Рис. 32. Графики изменения с расстоянием амплитуд волн  $P^M(P_n)$  в первых вступлениях по данным ГСЗ (а) [83] и сейсмологии (б) [71].

1 — Центральная Туркмения; 2 — Центральный Казахстан; 3 — Прикаспийская впадина; 4 — северо-восточные районы Восточно-Европейской платформы; 5 — Алтае-Саянская зона; 6 — Прибайкалье; 7 — районы Средней Азии; 8 — Северный Тянь-Шань

в первых вступлениях свидетельствуют о более быстром уменьшении амплитуд на расстояниях до 250—300 км по сравнению с уменьшением амплитуд на больших удалениях.

Амплитудные графики  $A(R)$  волн  $P^M$  в первых вступлениях на удалениях более 300 км имеют обычно сложный характер, изменяющийся при переходе из одного района в другой. На фоне медленного затухания амплитуд волн группы  $P^M$  выделяются области относительных максимумов и минимумов, нередко соответствующие участкам осложнения структуры годографов (рис. 32). Даже в пределах отдельных регионов амплитуда экстремумов, значительно превосходящая возможные ошибки измерения, и их удаление от источника колебаний варьируют в значительных пределах. Следует отметить, что изменения претерпевает не только форма амплитудных графиков, но и их абсолютный уровень.

Рассмотренные особенности затухания амплитуд волн  $P^M$  с расстоянием могут быть обусловлены наличием в верхней

мантии вертикальных и горизонтальных скоростных неоднородностей. Максимумы на амплитудных графиках  $A(R)$  обычно связаны с выходом в первые вступления более интенсивных волн. Однако эта причина, вероятно, не единственная. В некоторых случаях экстремумы на графиках  $A(R)$  могут быть обусловлены влиянием горизонтальных неоднородностей покрывающей среды. Изучение на отдельных профилях ГСЗ динамических характеристик интенсивных, уверенно коррелируемых в последующих вступлениях волн, образующих группу  $P^M$ , показало, что их амплитудные графики обычно имеют четко выраженный максимум (см. рис. 23).

Видимые частоты волн группы  $P^M$  на сейсмограммах, зарегистрированных при помощи аппаратуры «Тайга» (полоса пропускания от 1—2 до 10—15 Гц и выше) и «Поиск-КМПВ» (полоса пропускания от 5—8 до 15—20 Гц), изменяются соответственно от 2—3 до 5—6 Гц и от 6—8 до 11—12 Гц. На фоне их слабого понижения по мере удаления от пункта взрыва наблюдаются участки аномального увеличения и уменьшения значений частот, обычно соответствующие областям осложнения годографов и экстремумам амплитудных графиков. Волны, регистрируемые в первых вступлениях, по сравнению с более интенсивными последующими волнами в большинстве случаев имеют повышенные на 2—3 Гц частоты. Кинематические и динамические характеристики группы волн  $P^M$  в первых вступлениях во многом обусловлены наличием многочисленных интенсивных, быстро затухающих волн с относительно небольшими интервалами прослеживания, которые и формируют начало сейсмограммы.

Сопоставление различных характеристик волн  $P^M$ , зарегистрированных от взрывов и землетрясений, указывает на их качественное соответствие. Это относится, например, к сложной структуре годографов, к особенностям затухания амплитуд с расстоянием — наличие областей резких минимумов и максимумов на амплитудных графиках, изменение примерно на 2—2,5 порядка в интервале эпицентральных удалений от источника колебаний 200—1000 км уровня амплитуд волн  $P^M(P_n)$ , регистрируемых как от взрывов, так и от землетрясений (см. рис. 32) и др.

Таким образом, в результате анализа экспериментальных материалов взрывной и естественной сейсмологии, полученных в различных районах, установлено, что, хотя изменение строения земной коры и особенно ее верхней части нередко оказывает значительное искажающее влияние на кинематические и динамические характеристики мантийных волн, рассмотренные выше осложнения годографов и амплитудных графиков волн  $P^M$  во многом обусловлены неоднородностями скоростного строения верхней мантии. Число отдельных волн, выделяемых в группе  $P^M$ , интервалы их прослеживания и основные параметры существенно изменяются при переходе из одного района в другой, а в некоторых случаях и в пределах отдельных профилей.

## ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ НЕКОТОРЫХ МОДЕЛЕЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

### МЕТОДИКА РАСЧЕТОВ

Расчет теоретических годографов производился с использованием широко распространенных методов геометрической сейсмологии. Графики изменения амплитуд волн с расстоянием рассчитывались по формулам лучевого метода динамической теории упругости в нулевом или первом (для головных волн) приближении [80]. Лучевой метод расчета динамических характеристик волн является приближенным способом решения уравнения теории упругости. Основное физическое допущение при расчетах амплитудных характеристик волн этим методом заключается в том, что количество энергии, проходящее через поперечное сечение лучевой трубки, является величиной постоянной, т. е. сейсмическая энергия распространяется вдоль лучевой трубки, не пересекая ее.

Лучевой метод не может быть использован для изучения характеристик волн в зоне тени, обусловленной наличием в разрезе слоев с понижением скорости, и приводит к значительным погрешностям в некоторых особых точках, где необходимо учитывать интерференцию волн. К таким точкам относятся области каустики, окрестности начальной точки головной волны и волны, рефрагированной под границей первого рода. В связи с этим при решении конкретных задач с помощью лучевого метода важно определить область его применимости. К настоящему времени получены точные формулы для расчета интенсивности волн в области особых точек [102, 131].

Сравнение результатов расчетов по точным формулам и по формулам лучевого метода дает возможность определить область применимости последнего. В результате такого сравнения установлено, что максимум амплитудного графика отраженной волны, рассчитанного по точным формулам, смещен относительно начальной точки в направлении увеличения расстояния от источника колебаний. Величина этого смещения, при прочих равных условиях, возрастает с уменьшением перепада скоростей на границе раздела, увеличением глубины ее залегания и с понижением частоты регистрируемых волн. При изменении частоты колебаний, например от 20 до 1 Гц, и при глубине залегания границы Мохоровичича 30-км максимум амплитудного графика отраженной волны  $R_{отр}^m$  смещается на 10—50 км от начальной точки.

Графики изменения с расстоянием амплитуд рефрагированных в верхней части мантии волн, рассчитанные в области начальной точки по точным формулам, как показано Б. С. Чекиным, В. Ф. Червени и другими, близки к аналогичным графикам головных волн, определенным по формулам лучевого метода.

С некоторого удаления от начальной точки амплитудные графики рефрагированных волн, рассчитанные лучевым методом и по точным формулам, совпадают. На амплитудном графике рефрагированных волн, в отличие от головных, на некотором удалении от начальной точки отмечается небольшой максимум, за которым происходит слабое затухание амплитуд с расстоянием. Смещение этого максимума от начальной точки тем больше, чем меньше градиент скорости и ниже частота колебаний.

Из динамической теории распространения волн известно, что в частотном спектре головной волны преобладающая частота должна быть ниже, чем в спектре отраженной волны. Расчеты, выполненные В. Ф. Червени и другими по точным формулам, показали, что при наличии слабого градиента скорости ниже поверхности Мохоровичича спектр рефрагированной в верхней части мантии волны за счет ее интерференции с кратными волнами смещается на больших удалениях в сторону высоких частот и при этом преобладающая частота рефрагированной волны может быть выше, чем у отраженной от подошвы земной коры.

В земной коре и верхней мантии наряду с толстыми слоями пород, различающихся по своим физическим свойствам, могут быть и тонкие мощностью меньше длины волны. Очень важно определить оказываемое ими влияние на характеристики глубинных волн, регистрируемых на значительных удалениях от источника колебаний. В работах [16, 43 и др.] показано, что на кинематические и динамические характеристики рефрагированных в верхней части мантии и закритических отраженных от поверхности Мохоровичича волн тонкие слои оказывают слабое влияние. Наибольшей информативностью в отношении изучения тонкослоистых моделей обладают докритические отраженные волны.

При расчетах теоретических годографов, траекторий сейсмических лучей и графиков изменения амплитуд глубинных волн с расстоянием использовались алгоритмы и вычислительные программы, составленные В. П. Валюсом, Н. Н. Матвеевой и Т. Б. Яновской для идеально упругих горизонтально-однородных сред и А. В. Белоносовой, Ю. А. Бурмаковым и Н. Г. Марцинковской для двумерных сред, состоящих из толстых слоев. Отношение скоростей продольных и поперечных волн принималось равным 1,73, а значения плотности выбирались в соответствии с корреляционной зависимостью между скоростью и плотностью, определенной по результатам лабораторных исследований [114].

Основной задачей выполненных расчетов являлось изучение на теоретических моделях соотношения кинематических и динамических характеристик соответствующих верхней мантии волн с изменением различных параметров земной коры и верхней части мантии. В частности, исследовалось влияние слоистости

среды, градиента скорости, слоев с понижением скорости, горизонтальных неоднородностей. Подобные расчеты ранее проводились для горизонтально-однородных сред в связи с решением задач, возникающих при изучении строения земной коры [3, 50, 52].

#### ГОРИЗОНТАЛЬНО-ОДНОРОДНЫЕ МОДЕЛИ

Рассмотрим основные результаты расчетов годографов и графиков изменения с расстоянием амплитуд мантийных волн, распространяющихся в горизонтально-однородных толстослойных средах с плоскопараллельными границами раздела. Скоростные разрезы, выбранные для теоретических расчетов, характеризуются постоянной мощностью земной коры 38 км, типичной для платформенных областей, и слабо изменяющимися в ней значениями средней скорости. С целью изучения влияния различных особенностей строения среды на кинематические и динамические характеристики мантийных волн при расчетах последовательно варьировались такие параметры земной коры и верхней части мантии, как расслоенность, значения пластовых скоростей и градиентов скорости, наличие слоев с пониженными и повышенными скоростями и т. д.

В однородно-слоистых средах, как известно, распространяются отраженные и головные волны, причем кинематически эти волны могут проследиваться на неограниченном удалении от источника колебаний. Доминирующими по интенсивности в таких средах являются закритические отраженные волны. Отношение амплитуд отраженных и головных волн, соответствующих одной и той же границе, достигает 40—50 и более. Волны, отраженные от границ раздела верхней мантии за критическим углом, на определенных удалениях от источника колебаний могут быть наиболее интенсивными даже при слабом перепаде скоростей на этих границах [3, 29, 50 и др.].

Совместное рассмотрение теоретических годографов и амплитудных графиков мантийных волн, рассчитанных для некоторых однородно-слоистых скоростных моделей строения земной коры и верхней мантии, показывает, что смена волн в области первых вступлений на удалениях более 200—250 км в основном должна происходить за счет затухания головных волн. В этом случае первой начинает проследиваться интерференционная группа волн, состоящая из головной и закритической отраженной волн, от более глубокой границы раздела в верхней мантии. Выход такой сложной группы волн в первые вступления сопровождается некоторым увеличением кажущихся скоростей и максимумом на амплитудном графике первых вступлений.

В средах, состоящих из градиентных слоев, распространяются отраженные и рефрагированные волны, имеющие общие предельные точки для волны, рефрагированной в слое, и волны,

отраженной от его подошвы. Расчетами установлено слабое влияние вариаций скоростных параметров земной коры на характеристики волны  $P_{\text{рефр}}^M$ , рефрагированной в верхней части мантии (рис. 33). С увеличением градиента скорости в консолидированной части земной коры происходит смещение к источнику колебаний предельной точки волны  $P_{\text{отр}}^M$ , ее уровень

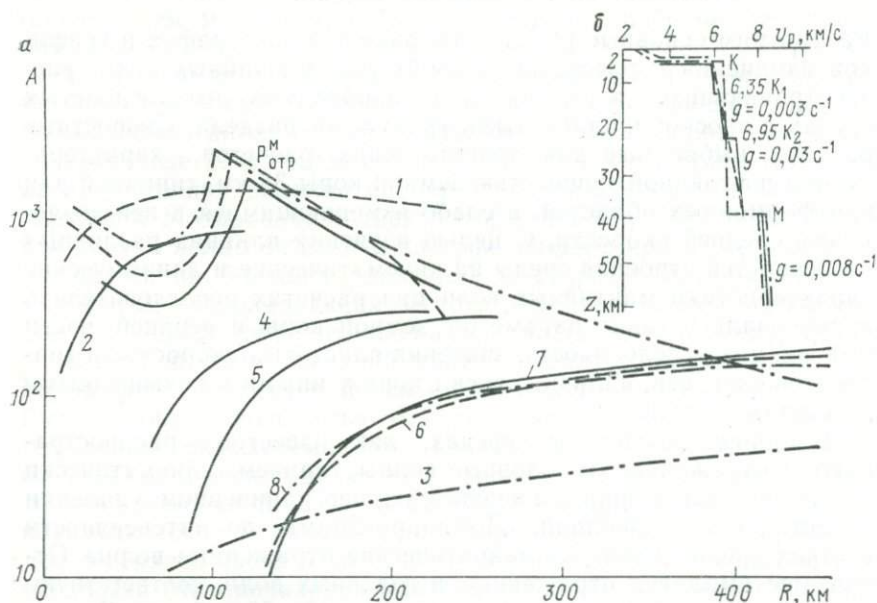


Рис. 33. Теоретические графики изменения с расстоянием амплитуд вертикальных составляющих однократных продольных волн (а) для моделей земной коры и верхней части мантии (б), показывающие влияние вариаций скоростных параметров земной коры на характеристики мантийных волн  $P_{\text{отр}}^M$ ,  $P_{\text{рефр}}^M$ .

Скоростные разрезы и соответствующие им амплитудные графики обозначены одинаково. Амплитудные графики волн, рефрагированных: 1—3 — глубже поверхности консолидированной коры  $K$  ( $P_{\text{рефр}}^K$ ); 4 и 5 — глубже границ в консолидированной коре соответственно  $K_1$  ( $P_{\text{рефр}}^{K_1}$ ) и  $K_2$  ( $P_{\text{рефр}}^{K_2}$ ); 6—8 — глубже границы  $M$  ( $P_{\text{рефр}}^M$ );  $g$  — градиент скорости в верхней части мантии. Амплитудные графики волн, рефрагированных в осадочном слое и отраженных от границ раздела консолидированной коры  $K$ ,  $K_1$ ,  $K_2$ , на рисунке не приведены

амплитуд за критическим углом мало зависит от изменения перепада скорости на границе раздела, а в докритической области отмечается повышение амплитуд с увеличением скачка скорости на границе  $M$ . Для надежной оценки по уровню амплитуд отраженных волн величины перепада скорости на границе раздела эта зависимость является все же недостаточно сильной.

В скоростных моделях, приведенных на рис. 34—37, при закрепленных параметрах земной коры варьировалось строение верхней части мантии. Из рис. 34 и 35, на которых приведены

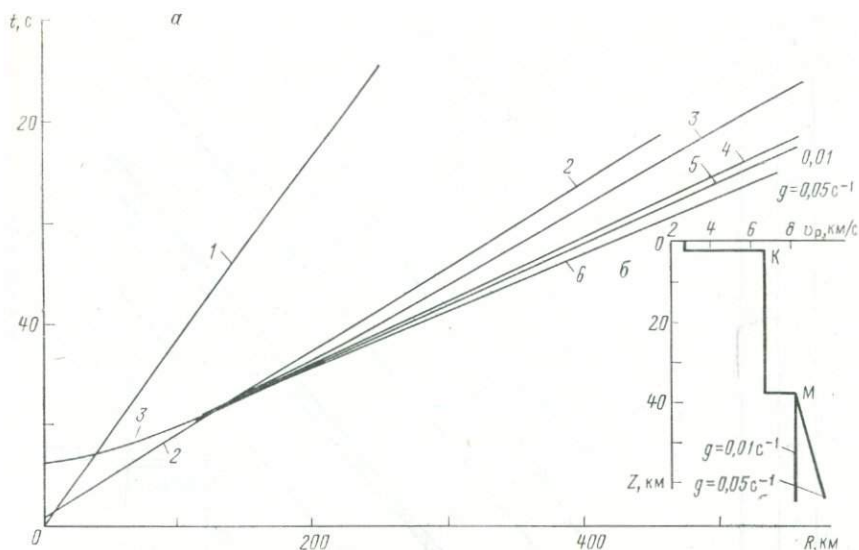


Рис. 34. Теоретические годографы однократных продольных волн (а) для скоростных моделей (б) с различными значениями градиентов скорости в верхней части мантии  $g$ .

Волны: 1 — прямая  $P$ , 2 — головная  $P_{\Gamma}^K$ , образовавшаяся на поверхности консолидированной коры  $K$ , 3 и 4 — соответственно отраженная  $P_{\text{отр}}^M$  и головная  $P_{\Gamma}^M$ , образовавшиеся на границе  $M$ , 5 и 6 — рефрагированные в верхней части мантии  $P_{\text{рефр}}^M$  соответственно при различных значениях градиента скорости  $g$

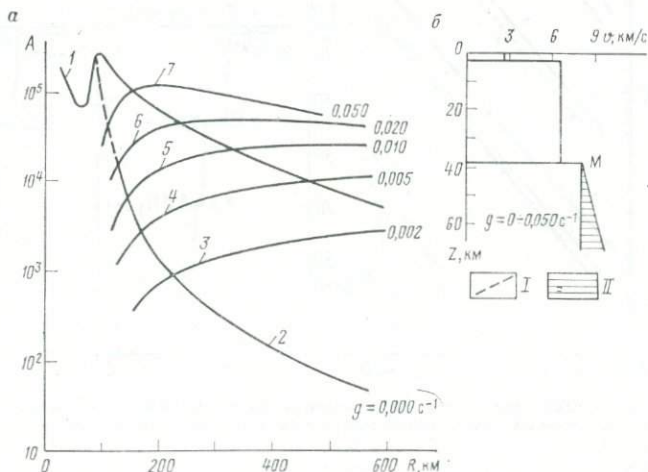


Рис. 35. Теоретические графики изменения с расстоянием амплитуд вертикальных составляющих мантийных волн (а) для скоростных моделей (б) с различными значениями градиента скорости в верхней части мантии.

Волны: 1 и 2 — соответственно отраженная  $P_{\text{отр}}^M$  и головная  $P_{\Gamma}^M$ , образовавшиеся на границе  $M$ , 3—7 — рефрагированные в верхней части мантии  $P_{\text{рефр}}^M$  при различных значениях градиента скорости  $g=0,002 \div 0,050 \text{ c}^{-1}$ ; I — участок экстраполяции амплитудного графика волны  $P_{\Gamma}^M$  в области начальной точки; II — диапазон изменения  $g$

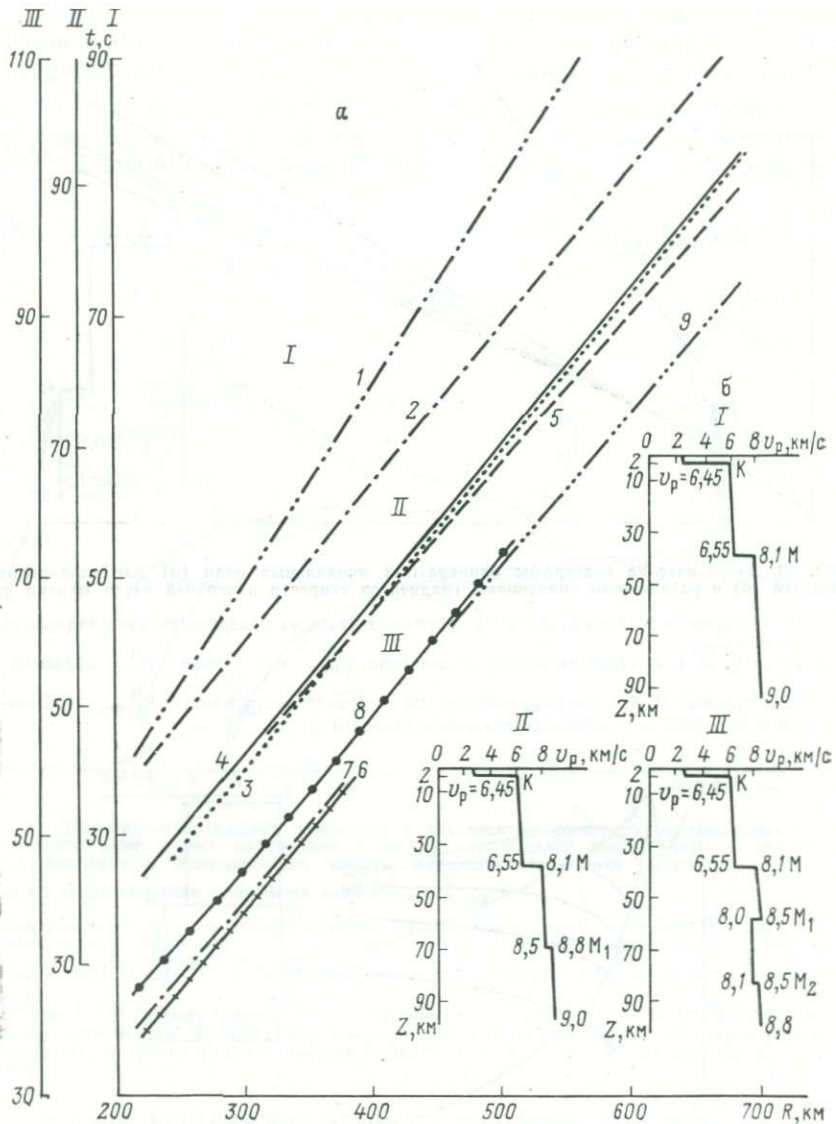


Рис. 36. Теоретические годографы на удалениях более 200 км от источника колебаний однократных продольных волн, соответствующих верхней мантии (а), для скоростных разрезов I, II, III (б).

Волны: 1 — отраженная от границы М ( $P_{отр}^M$ ), 2, 3, 6 — рефрагированные в верхней части мантии в слое-глубже границы М ( $P_{рефр}^M$ ), 5, 9 — рефрагированные в верхней части мантии глубже соответственно границ  $M_1$  ( $P_{рефр}^{M_1}$ ) и  $M_2$  ( $P_{рефр}^{M_2}$ ), 4, 7 — отраженные от границы  $M_1$  в верхней мантии ( $P_{отр}^{M_1}$ ), 8 — отраженная от границы  $M_2$  ( $P_{отр}^{M_2}$ ) в верхней мантии

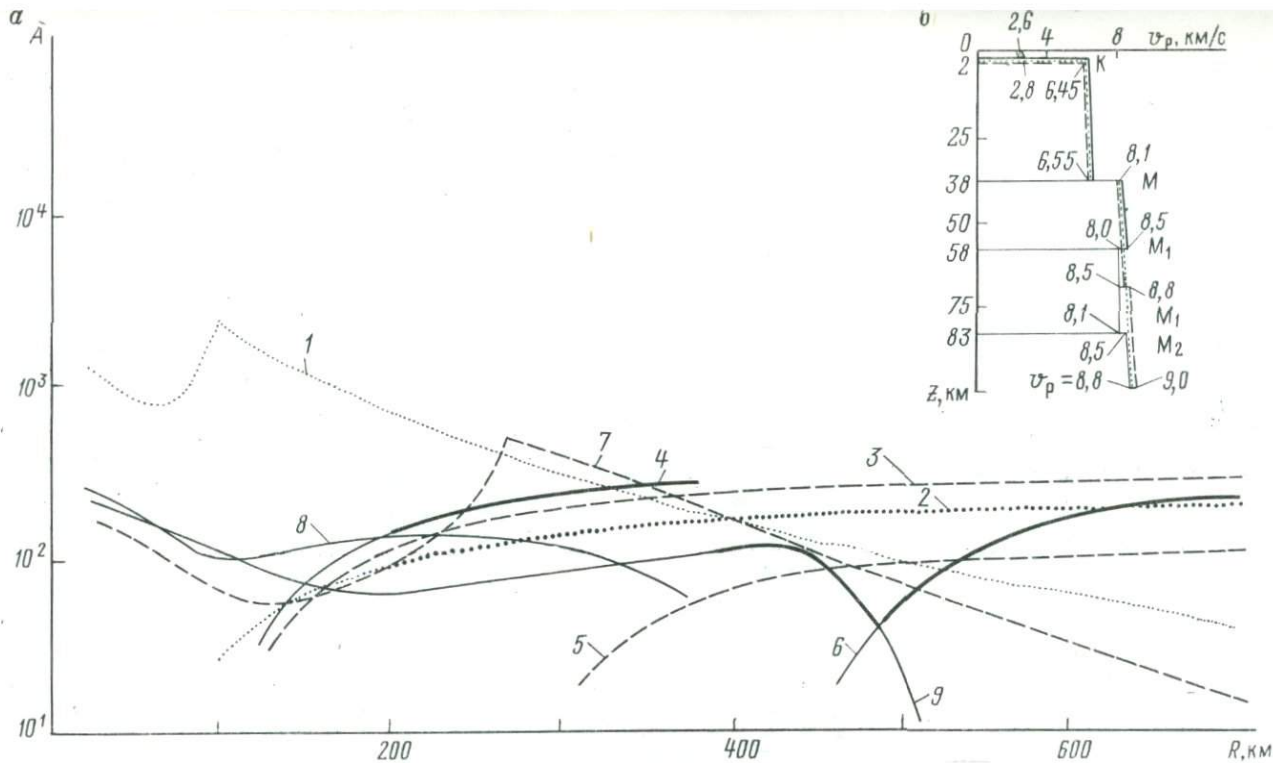


Рис. 37. Теоретические графики изменения с расстоянием амплитуд вертикальных составляющих однократных продольных волн (а) для скоростных разрезов верхней части мантии (б).

Волны: 1 — отраженная от границы  $M$  ( $P_{отр}^M$ ), 2—4 — рефрагированные в верхней части мантии в слое глубже границы  $M$  ( $P_{рефр}^M$ ), 5 и 6 — рефрагированные в верхней части мантии глубже соответственно границ  $M$  ( $P_{рефр}^{M_1}$ ) и  $M_2$  ( $P_{рефр}^{M_2}$ ). 7 и 8 — отраженные от границы  $M_1$  в верхней части мантии ( $P_{отр}^{M_1}$ ). 9 — отраженная от границы  $M_2$  в верхней части мантии ( $P_{отр}^{M_2}$ ). Утолщенными линиями выделены участки амплитудных графиков, соответствующие области регистрации волн в первых вступлениях. Скоростные разрезы и рассчитанные для них амплитудные графики обозначены одинаково

теоретические годографы и графики изменения амплитуд с расстоянием, видно, что изменение градиента скорости в верхней части мантии оказывает заметное влияние на годографы и особенно на уровень амплитуд рефрагированных в верхней части мантии волн  $P_{\text{рефр}}^m$ . Уровень амплитуд волн  $P_{\text{рефр}}^m$  наиболее сильно зависит от градиента скорости при его малых значениях, менее  $0,010 \text{ с}^{-1}$ . Так, например, для удалений 400—500 км от источника колебаний, где заведомо справедливы формулы лучевого метода, градиент скорости, равный всего  $0,002 \text{ с}^{-1}$ , приводит к увеличению уровня амплитуд рефрагированной волны по сравнению с головной приблизительно в 20—25 раз. При этих же условиях различия между годографами головной и рефрагированной волн не превышают первых десятых долей секунды. В связи с тем, что амплитудные характеристики рефрагированных и отраженных за критическим углом волн слабо реагируют на изменение параметров покрывающей среды (см. рис. 33), для оценки градиента скорости в верхней части мантии может быть использована величина отношения амплитуд волн  $P_{\text{отр}}^m$  и  $P_{\text{рефр}}^m$ , которая достаточно надежно определяется по материалам глубинных сейсмических исследований. Такая возможность была реализована, например, при интерпретации материалов ГСЗ для районов Сибири [39].

На рис. 36 и 37 приведены результаты расчетов для трех состоящих из градиентных слоев скоростных моделей верхней части мантии: однослойной с постоянным градиентом скорости, равным  $0,011 \text{ с}^{-1}$ ; двухслойной с положительным скачком скорости от 8,5 до 8,8 км/с на глубине 70 км, градиентами увеличения скорости  $0,012 \text{ с}^{-1}$  в верхнем слое и  $0,007 \text{ с}^{-1}$  в нижнем; трехслойной, включающей слой с понижением скорости на 0,4—0,5 км/с. Строение земной коры при этом не изменялось.

На удалениях более 180 км в первых вступлениях прослеживается рефрагированная волна  $P_{\text{рефр}}^m$ , характеризующаяся медленным увеличением кажущейся скорости и практически постоянными или слабо затухающими с расстоянием амплитудами. При наличии в верхней части мантии границы с резким возрастанием скорости годограф волн в первых вступлениях будет состоять из годографов волн  $P_{\text{рефр}}^m$  и  $P_{\text{рефр}}^{m_1}$ , рефрагированных в различных слоях верхней части мантии. Для рассматриваемой модели смена волн  $P_{\text{рефр}}^m$  и  $P_{\text{рефр}}^{m_1}$  происходит на удалении 380 км от пункта взрыва. Обнаружить выход новой волны в первых вступлениях по кинематическим признакам затруднительно, так как обе волны имеют близкие значения кажущихся скоростей. В области смены волн на амплитудном графике первых вступлений можно ожидать появление максимума, вызванного интерференцией рефрагированных и отраженной от границы в верхней части мантии волн. Уровень амплитуд волн в области пер-

вых вступлений после смены волн изменится, если градиенты скорости в слоях верхней части мантии имеют различные значения. В последующих вступлениях прослеживается отраженная от границы в верхней мантии волна  $P_{отр}^{M_1}$ , которая в интервале удалений 250—450 км является доминирующей по интенсивности.

Подробнее рассмотрим результаты расчетов для скоростной модели, содержащей слой с понижением скорости в верхней части мантии. В первых вступлениях на расстоянии 180—380 км от пункта взрыва прослеживается волна, рефрагированная ниже границы  $M$ . В последующих вступлениях в этом же интервале удалений выделяется волна, отраженная от поверхности волновода,  $P_{отр}^{M_1}$ . С удалением от пункта взрыва годографы названных волн сближаются и на расстоянии 380 км имеют общую предельную точку. Интересно отметить, что на амплитудном графике волны  $P_{отр}^{M_1}$  отсутствует четкий максимум, характерный для отраженной волны от границы с положительным скачком скоростей. Такая особенность амплитудного графика, а также существенно более низкий, примерно в 5 раз, уровень амплитуд могут быть использованы в качестве критериев при выделении границ с отрицательным скачком скоростей. Решить этот вопрос на основании кинематических признаков практически невозможно, так как годографы волн, отраженных от границ с положительными и отрицательными перепадами скорости, являются тождественными.

На удалении 380 км происходит разрыв годографа волн в первых вступлениях со смещением примерно на 2 с в сторону больших времен. При этом в интервале расстояний от источника колебаний 380—480 км в первых вступлениях начинает прослеживаться отраженная от подошвы волновода волна  $P_{отр}^{M_2}$ , что кинематически невозможно для моделей с возрастающими с глубиной значениями скоростей. Волна  $P_{отр}^{M_2}$  имеет предельную точку на удалении примерно 520 км и на большей части интервала прослеживания соизмерима по интенсивности с другими распространяющимися в рассматриваемой модели волнами.

Начиная с удалений 460 км, в первых вступлениях выделяется волна, рефрагированная в слое ниже подошвы волновода  $P_{рефр}^{M_2}$ . На удалении 460—520 км волны  $P_{рефр}^{M_2}$  и  $P_{отр}^{M_2}$  регистрируются на близких временах и должны образовывать на сейсмограммах одну интерференционную группу.

На рис. 38 приведены амплитудные графики  $A(R)$ , рассчитанные для модели, в которой по сравнению с предыдущей уменьшен градиент скорости в слое непосредственно ниже границы  $M$ , введен над волноводом слой с повышенной скоростью мощностью 5 км/с и увеличен скачок скорости на подошве волновода до 8,85 км/с, превышающей скорость во всех вышележащих

слоях. В результате таких изменений скоростного разреза предельная точка волн  $P_{\text{рефр}}^M$  и  $P_{\text{отр}}^{M_1}$  перемещается с удалений от пункта взрыва 380 км до 460 км. Волна, рефрагированная в слое глубже подошвы волновода, выходит в первые вступления на расстоянии около 440 км. В связи с этим в данном случае слой с понижением и вышележащий слой с повышением скорости

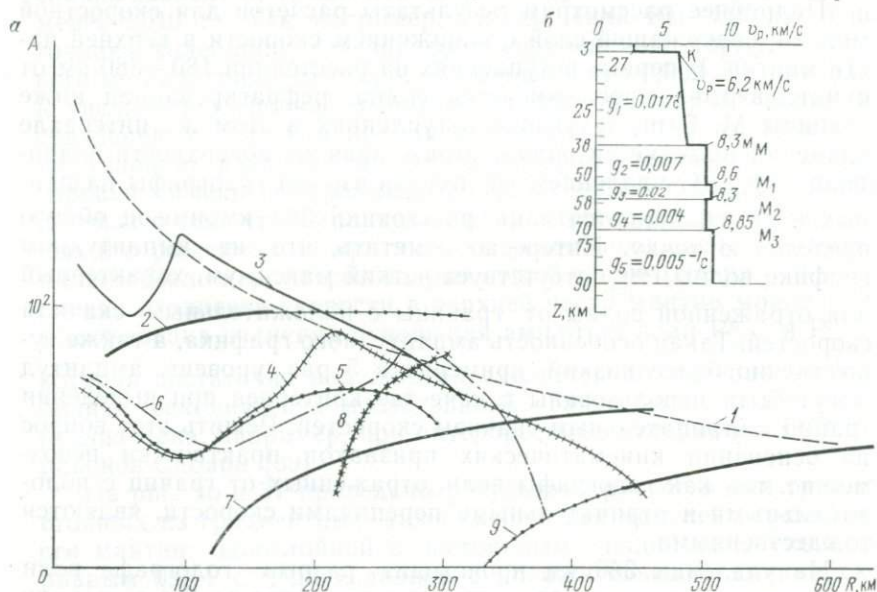


Рис. 38. Теоретические графики изменения с расстоянием амплитуд вертикальных составляющих однократных продольных волн (а) для скоростного разреза (б), содержащего в верхней части мантии слои с пониженными и повышенными скоростями волн, не проявляющиеся в годографах первых вступлений (выпадающие слои).

Волны: 1 — прямая (P), 2 — рефрагированная в консолидированной толще земной коры ( $P_{\text{рефр}}^K$ ), 3—6 — отраженные от границ соответственно  $M$  ( $P_{\text{отр}}^M$ ),  $M_1$  ( $P_{\text{отр}}^{M_1}$ ),  $M_2$  ( $P_{\text{отр}}^{M_2}$ ) и  $M_3$  ( $P_{\text{отр}}^{M_3}$ ), 7—9 — рефрагированные в слоях верхней части мантии глубже границ соответственно  $M$  ( $P_{\text{рефр}}^M$ ),  $M_1$  ( $P_{\text{рефр}}^{M_1}$ ),  $M_3$  ( $P_{\text{рефр}}^{M_3}$ ). Утолщенными линиями выделены участки амплитудных графиков, соответствующие области регистрации волн в первых вступлениях

сти в верхней части мантии в годографах волн в первых вступлениях не проявляются.

Следует отметить, что на удалениях 200—300 км образуется сложная интерференционная группа волн, состоящая из отраженных от кровли и подошвы высокоскоростного слоя в диапазоне глубин 53—58 км, а также из рефрагированной в названном слое волн. В этой же области времен и удалений от пункта взрыва будут регистрироваться кратные отраженные и рефрагированные волны, распространяющиеся в слое с повышенной скоростью. Интенсивность такой интерференционной группы волн

может быть очень высокой. Характеристики волн в первых вступлениях этой сложной группы, по-видимому, будут определяться доминирующей по интенсивности волной, отраженной за критическим углом от поверхности высокоскоростного слоя. Обнаружить интерференционный характер такой группы волн при визуальном анализе сейсмограмм весьма затруднительно, так как интерферирующие волны имеют близкие кинематические характеристики и регистрируются при глубинных исследованиях низкочастотной аппаратурой. При уменьшении градиента скорости в высокоскоростном слое предельная точка волн  $P_{\text{рефр}}^{M_1}$  и  $P_{\text{отр}}^{M_2}$  переместится на большие удаления от пункта взрыва, а область прослеживания интенсивной интерференционной группы волн увеличится.

Сравнение результатов расчетов, выполненных для плоскопараллельной и сферически симметричной скоростных моделей, показало, что годографы, рассчитанные с учетом сферичности Земли, характеризуются меньшими временами пробега волн. Указанное различие между годографами увеличивается с расстоянием, достигая на удалениях 500—600 км для первых вступлений 0,5—0,6 с. В связи с этим при расчетах характеристик глубинных волн для больших удалений следует учитывать влияние сферичности Земли.

Для некоторых рассмотренных моделей были также проведены расчеты с учетом поглощающих свойств среды. При средних значениях коэффициента поглощения для осадочных отложений, консолидированной толщи земной коры и верхней мантии, равных соответственно  $10^{-1}$ ,  $10^{-2}$  и  $10^{-3}$  км $^{-1}$ , происходит понижение уровня амплитуд глубинных волн примерно на порядок по сравнению с идеально упругой средой и отмечается более сильное затухание амплитуд с расстоянием.

Результаты выполненных расчетов показали, что вариации различных параметров среды приводят к заметным изменениям характеристик глубинных волн. Амплитуды волн при оценке изменения градиента скорости и выделении слоев с понижением скорости оказываются более чувствительными к вариациям параметров среды, чем времена пробега. Монотонному изменению скорости с глубиной соответствует монотонное изменение с расстоянием амплитудных характеристик волн, регистрируемых в области первых вступлений. Исключением из этого являются скоростные модели, содержащие не проявляющиеся в первых вступлениях слои (выпадающие горизонты). Скачки амплитуд волн в области первых вступлений могут свидетельствовать о наличии в разрезе скоростных границ.

Слои с понижением скорости в верхней части мантии сравнительно небольшой мощности (10—20 км и больше) могут проявляться характерным разрывом годографа первых вступлений и смещением удаленной ветви годографа на большие времена,

а также понижением абсолютного уровня амплитуд, что может быть обнаружено при интерпретации экспериментальных данных. В зоне тени, обусловленной влиянием волновода, в области первых вступлений весьма вероятно прослеживание дифрагированных и других типов волн, характеристики которых не могут быть рассчитаны лучевым методом. В этом случае должен наблюдаться не разрыв годографа первых вступлений, а уменьшение значений кажущихся скоростей волн с расстоянием и понижение уровня амплитуд.

Таким образом, в результате анализа структуры годографа и закона изменения амплитуд волн с расстоянием могут быть получены предварительные сведения об особенностях скоростного разреза (наличие или отсутствие границ раздела, слоев с пониженными скоростями и др.). Все сделанные выше выводы о связи характеристик глубинных волн с некоторыми параметрами среды, строго говоря, справедливы для горизонтально-однородных моделей с плоскопараллельными границами раздела. Поэтому представляет интерес определить влияние горизонтальных скоростных неоднородностей земной коры и верхней мантии на кинематические и динамические характеристики глубинных волн.

#### ГОРИЗОНТАЛЬНО-НЕОДНОРОДНЫЕ МОДЕЛИ

Теоретические основы лучевого метода вычисления кинематических и динамических характеристик волн, распространяющихся в неоднородных средах с криволинейными границами раздела, опубликованы еще в 1959 г. [80]. Однако возможности исследования особенностей характеристик сейсмических волн для сложных негоризонтально-слоистых блоковых моделей среды, близких к реальным, появились гораздо позже в связи с развитием современной вычислительной техники и широким использованием ее возможностей в геофизике. К настоящему времени, благодаря работам А. С. Алексеева, А. В. Белоносовой, Ю. А. Бурмакова, Т. И. Облогиной, В. Н. Пилипенко, Н. Г. Марцинковской и других, разработаны методы расчета кинематических и динамических характеристик отраженных и преломленных волн, распространяющихся в горизонтально-неоднородных средах, и составлены соответствующие вычислительные программы для ЭВМ, часть из которых использована в настоящей работе.

Исследуем влияние крупных неоднородностей земной коры и верхней части мантии, линейные размеры которых больше длины волны, на характеристики мантийных волн  $R_{отр}^M$  и  $R_{рефр}^M$ . На рис. 39 приведены теоретические амплитудные графики волны  $R_{отр}^M$ , рассчитанные для трех горизонтально-неоднородных моделей земной коры. В модели I граница M расположена на глубине 40 км и представляет собой горизонтальную прямую

или ломаную линию с углами наклона отдельных отрезков, примерно равными  $3^\circ$ . Горизонтальная подошва осадков находится на глубине 1,5 км. Скорости в слоях постоянные — 2,5 км/с в осадках, 6,2 км/с в консолидированной толще земной коры и 8 км/с глубже границы М. В этой модели рельеф границы М практически не влияет на вид амплитудных графиков волн  $R_{отр}^M$ , которые, как и в горизонтально-однородных моделях, являются гладкими кривыми с максимумом в области начальной точки преломленной волны. Для модели II, где граница М — горизонтальная, а подошва осадков — синусоида с переменным периодом 6 и 12 км и амплитудой соответственно 0,5 и 1 км, амплитудные графики волн  $R_{отр}^M$  имеют ярко выраженный осциллирующий характер. Локальные максимумы соответствуют вогнутым элементам подошвы осадков, а минимумы — выпуклым. В модели III граница М — горизонтальная, а слой осадков имеет блоковое строение. В каждом блоке скорость — постоянная, а общий диапазон изменения ее в осадках 2,0—3,5 км/с. На амплитудных графиках волн  $R_{отр}^M$ , соответствующих этой модели, появляются отдельные экстремумы в области смены знака угла наклона подошвы осадочных отложений.

На рис. 40 приведены амплитудные графики волны  $R_{отр}^M$ , соответствующие различным положениям пункта взрыва на профиле. Расчеты выполнены для скоростного разреза, построенного в результате исследований ГСЗ на профиле Копетдаг—Аральское море [89]. При расчетах разрез земной коры по данным ГСЗ был аппроксимирован моделью, состоящей из двух слоев (осадочные отложения и консолидированная кора); влияние поглощающих свойств среды не учитывалось. Из амплитудных графиков волн  $R_{отр}^M$ , рассчитанных для различных пунктов взрыва, видно, что горизонтальные неоднородности земной коры в пределах названного профиля могут приводить к значительным вариациям (до 5 раз) уровня амплитуд как в докритической, так и в закритической областях. Форма амплитудных графиков волн  $R_{отр}^M$  при перемещении положения пункта взрыва вдоль профиля существенных изменений не претерпевает.

На рис. 41 и 42 приведены амплитудные графики  $A(R)$  и теоретические годографы мантийных волн, рассчитанные для трех горизонтально-неоднородных скоростных моделей. Указанные модели, как и на рис. 40, выбраны на основании результатов исследований ГСЗ на профиле Копетдаг—Аральское море. В моделях I и II скоростные параметры верхней части мантии в горизонтальном направлении не изменяются, градиент скорости в мантии варьировали при расчетах от 0,001 до 0,015  $c^{-1}$ . В модели I граница М — горизонтальная и расположена на глубине 40 км, а в модели II глубина ее залегания по профилю изменяется от 35 до 46 км. Модель III характеризуется сложным

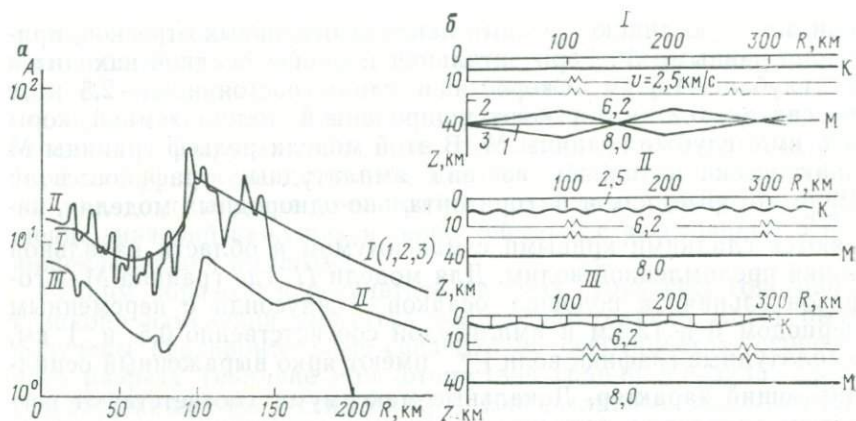
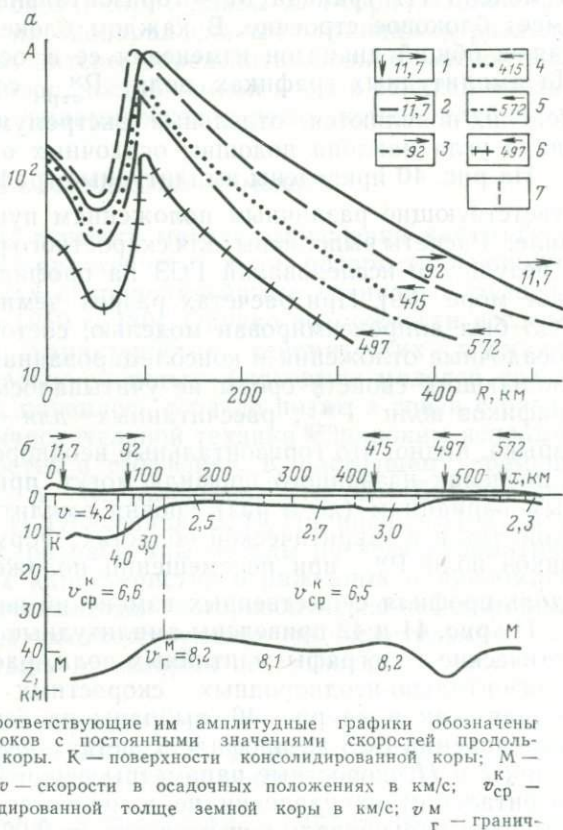


Рис. 39. Теоретические графики изменения с расстоянием вертикальных составляющих амплитуд продольных волн, отраженных от границы Мохоровичича (а), для некоторых моделей земной коры с криволинейными границами раздела (б).

Скоростные разрезы и соответствующие им амплитудные графики обозначены одинаковыми номерами. На модели III вертикальными линиями показаны границы блоков в осадочных отложениях

Рис. 40. Теоретические амплитудные графики изменения с расстоянием вертикальных составляющих амплитуд продольных волн, отраженных от границы Мохоровичича (а), для различных пунктов взрыва на профиле ГСЗ Копетдаг — Аральское море (б).

I — расположение пунктов взрыва и их удаление от начала профиля в километрах (горизонтальными стрелками показано направление от пункта взрыва, для которого рассчитывались амплитудные графики); 2—6 — теоретические амплитудные графики (пункты взрыва и соответствующие им амплитудные графики обозначены одинаково); 7 — граница блоков с постоянными значениями скоростей продольных волн в слоях земной коры. К — поверхности консолидированной коры; М — поверхность Мохоровичича;  $v$  — скорости в осадочных положениях в км/с;  $v_{ср}^k$  — средняя скорость в консолидированной толще земной коры в км/с;  $v_{г}^k$  — граничная скорость на поверхности М мантии в км/с



законом изменения скоростных параметров верхней части мантии с глубиной и в горизонтальном направлении. Во всех трех случаях скоростной разрез земной коры усложнен по сравнению с моделью на рис. 40 введением промежуточной границы раздела, ниже которой скорость продольных волн равна 6,8—6,9 км/с, при этом средняя скорость в консолидированной части земной коры осталась без изменения.

Из рис. 41 и 42 видно, что горизонтальные неоднородности земной коры в случае их сравнительно медленного изменения оказывают слабое влияние на форму амплитудных графиков волн  $R_{отгр}^m$  и  $R_{рефр}^m$ , а также на соотношение абсолютных уровней амплитуд этих волн. Наиболее значительное влияние на изменение уровня амплитуд рефрагированных волн, как и для горизонтально-однородных моделей, оказывает вертикальный градиент скорости, особенно в области его малых значений. Горизонтальные неоднородности верхней мантии могут в некоторых случаях приводить к появлению максимумов и минимумов на амплитудных графиках волн, рефрагированных в верхней мантии и отраженных от находящихся в ней резких границ раздела. При отсутствии встречных и нагоняющих систем наблюдений указанные экстремумы могут быть ошибочно приняты за проявления в волновом поле вариаций скоростных параметров верхней мантии с глубиной. Горизонтальные неоднородности земной коры, включая рельеф границы М, приводят к заметным искажениям формы годографов мантийных волн. Такие искажения годографов наиболее отчетливо отмечаются на участках профиля, соответствующих резкому изменению углов наклона границ раздела. Как показывают расчеты, самое сильное влияние на годографы глубинных волн оказывает поверхность консолидированной коры, являющаяся наиболее резкой скоростной границей в принятых для расчета моделях.

Искажения годографов рефрагированных в верхней мантии волн в некоторых случаях имеют такой характер, что могут быть ошибочно приняты за выход в первые вступления новой, более высокоскоростной волны, соответствующей границе раздела в верхней мантии (см. рис. 42, участок годографа на удалениях 450—550 км). Особенно сложно разделить влияние горизонтальных и вертикальных скоростных неоднородностей среды при проведении малодетальных глубинных исследований, предусматривающих получение и интерпретацию одиночных годографов. Следует отметить, что влияние горизонтальных скоростных неоднородностей земной коры на годографы рефрагированных в верхней мантии волн проявляется тем сильнее, чем больше величина вертикального градиента скорости в верхней части мантии.

С целью оценки влияния изменения скоростных параметров волновода на времена пробега рефрагированных в подстилающей

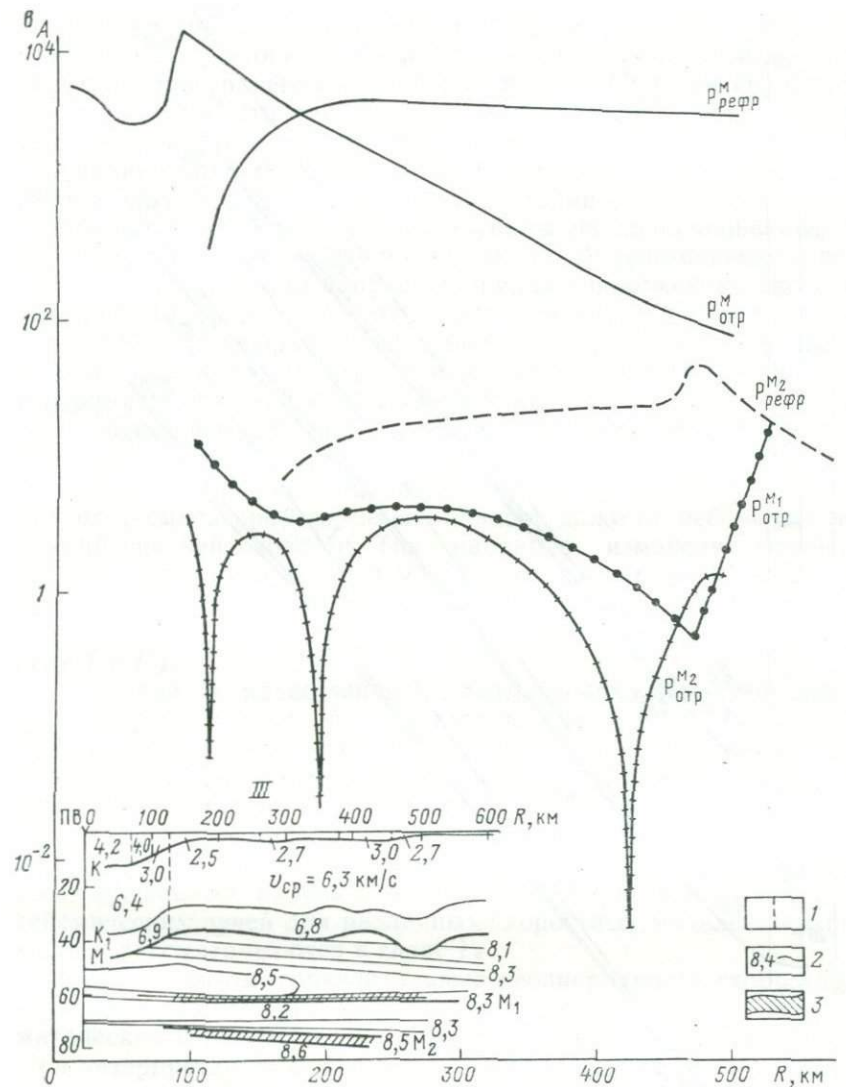
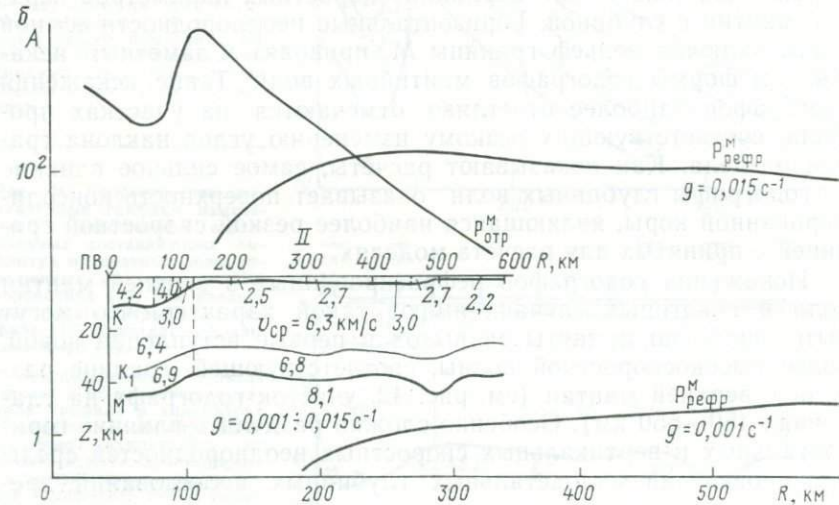
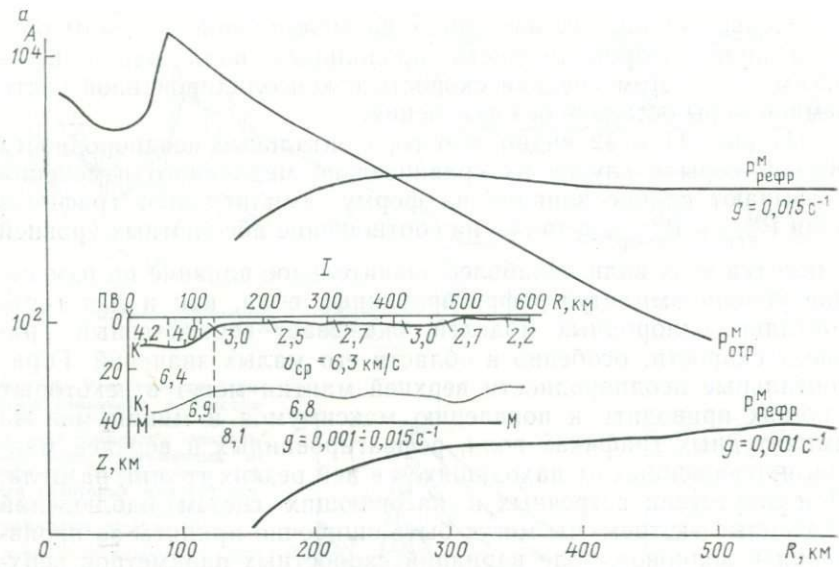


Рис. 41. Теоретические графики изменения с расстоянием амплитуд однократных про скоростных разрезов I—III.

I — границы блоков с постоянными значениями скоростей в слоях земной коры; 2 — изогности в верхней части мантии. ПВ — положение пункта взрыва, для которого были границы верхней части мантии;  $P_{отр}^M$  — отраженные волны от границы M;  $P_{отр}^{M_1}$ ,  $P_{отр}^{M_2}$  — отраженные волны в слоях верхней части мантии глубже границ M и  $M_2$ . Разрезы земной ветствующие им шкалы времен обозначены одинаковыми номерами

дольных волн (а—в), соответствующих верхней мантии, для горизонтально-неоднородных

линии скоростей в верхней части мантии; 3 — кровля и подошва слоя с понижением скорости в верхней части мантии, рассчитанные для них годографы (см. рис. 42) и соот-

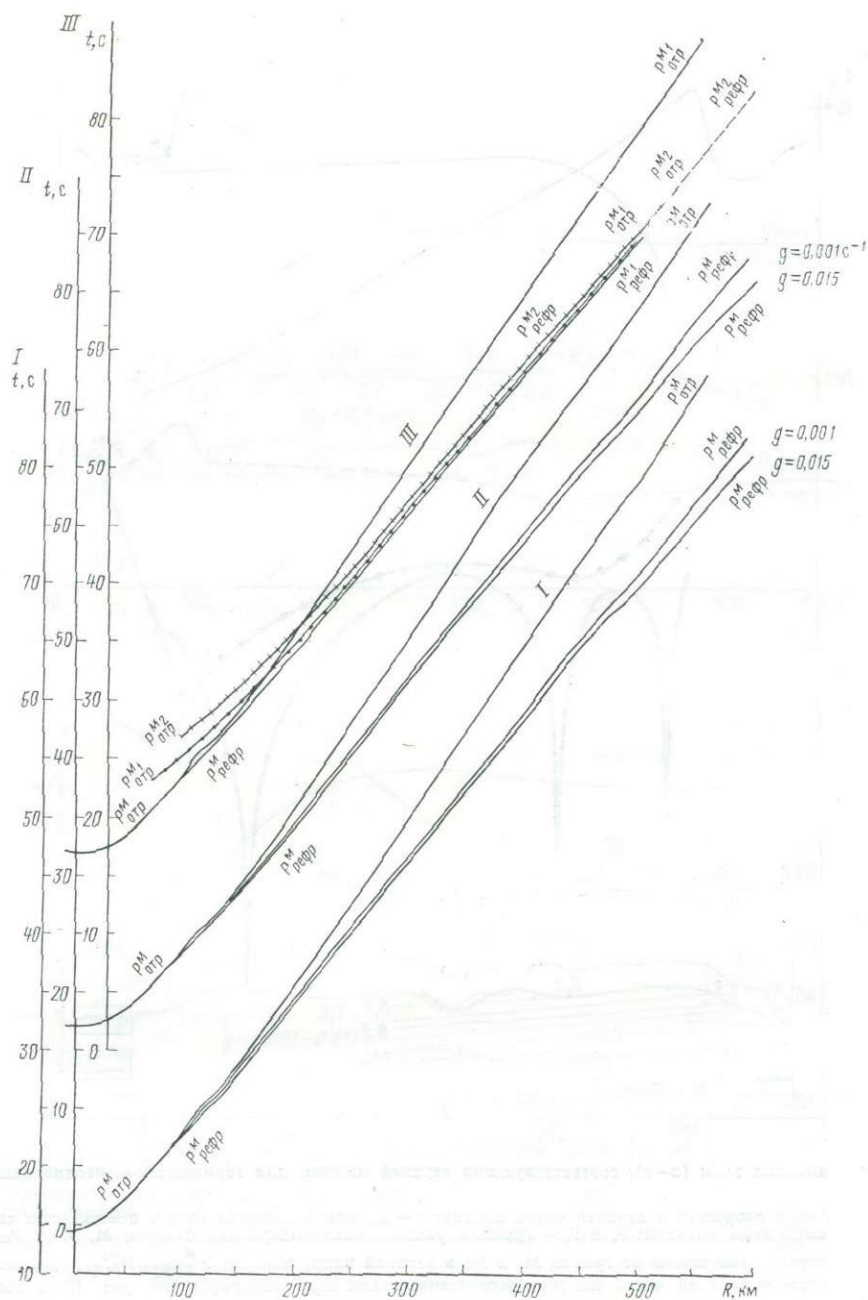


Рис. 42. Теоретические годографы однократных продольных волн, соответствующих верхней части мантии, для горизонтально-неоднородных скоростных разрезов I—III, приведенных на рис. 41

среде волн были рассчитаны теоретические годографы первых вступлений для некоторых горизонтально-неоднородных скоростных моделей верхней части мантии (рис. 43). Интересно отметить, что увеличение скорости в слое с пониженными скоростями распространения продольных волн (СПС) при его фиксированной мощности приводит не к уменьшению, как это можно было предполагать, а к увеличению времен пробега волн, рефрагированных глубже его подошвы. Причиной такого эффекта является значительное изменение траекторий сейсмических лучей названных волн и уменьшение глубины их проникновения при возрастании скорости в волноводе. В случае исчезновения в разрезе в горизонтальном направлении слоя с понижением скорости (см. рис. 43, модель III) отмечается значительное осложнение структуры годографа волн в первых вступлениях, выражающееся в появлении петель годографа и участков с резким аномальным изменением значений кажущихся скоростей.

Выполненные расчеты показали, что лучи рефрагированных в верхней мантии волн имеют очень пологие траектории. В связи с этим на достаточно больших удалениях от источника колебаний их времена пробега сильно зависят даже от небольших вариаций средней скорости. Так, например, изменение значений средней скорости в верхней мантии всего лишь на 0,1—0,2 км/с приводит к существенным изменениям времен пробега, достигающим 0,8—1,5 с на удалениях 450—500 км (см. рис. 43, модели I и I').

Сведения о качественных динамических характеристиках глубинных волн могут быть также получены в результате анализа рассчитанных траекторий сейсмических лучей. Увеличение плотности лучей должно соответствовать максимуму на графике изменения амплитуд с расстоянием, а уменьшение — минимуму. Такие сведения могут быть использованы при интерпретации для качественного сопоставления с экспериментальными амплитудными графиками. Результаты выполненных расчетов траекторий сейсмических лучей для различных скоростных моделей верхней мантии рассматриваются в главе IV.

Таким образом, горизонтальные неоднородности скоростного строения среды могут оказывать значительное влияние на кинематические и динамические характеристики сейсмических волн. При интерпретации экспериментальных материалов очень важно надежно разделять эффекты, вызванные вертикальными и горизонтальными скоростными неоднородностями. Для успешного решения этой задачи необходимым условием является проведение детальных полевых наблюдений по методике, предусматривающей получение систем встречных и нагоняющих годографов, а также использование при интерпретации результатов изучения характеристик глубинных волн, распространяющихся в сложных горизонтально-неоднородных средах.

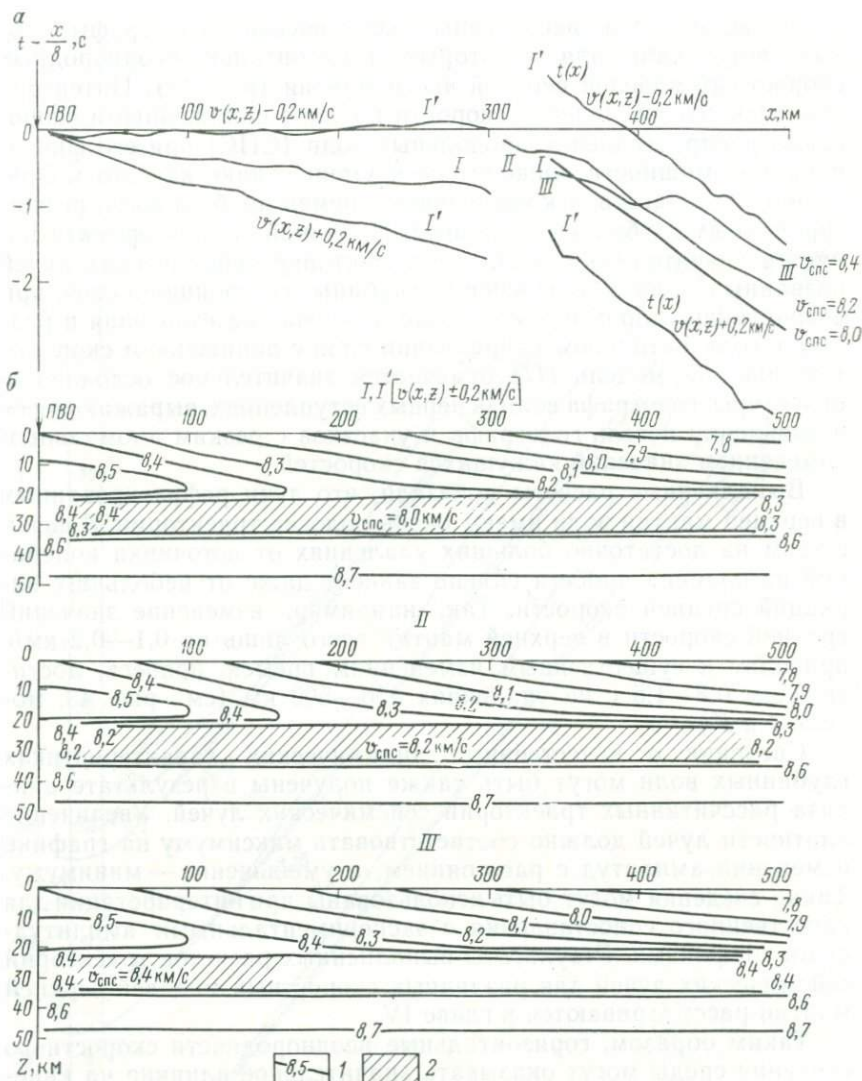


Рис. 43. Теоретические годографы (а) рефрагированных в верхней мантии волн для горизонтально-неоднородных скоростных разрезов (б), содержащих слой с понижением скорости.

Скоростные разрезы и соответствующие им годографы обозначены одинаковыми индексами. 1 — изолинии скоростей в км/с; 2 — слой с пониженными скоростями (СПС)

### О ФИЗИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ МАНТИЙНЫХ ВОЛН

Вопросы методики выяснения природы глубинных волн подробно обсуждаются в работах [3, 50, 52, 76 и др.]. Определение физической природы мантийных волн  $P_{отр}^M$ ,  $P_n^M$ , основные сведения

ния о которых приведены выше, производилось путем сравнения результатов теоретических расчетов кинематических и динамических характеристик волн с экспериментальными данными. Расхождения между теоретическими и экспериментальными волновыми полями позволяют вводить коррективы в гипотезы о природе волн и в рассматриваемые варианты строения среды, позволяющие улучшить совпадение теоретических и экспериментальных данных. В связи с этим изучение физической природы волн тесно связано с определением скоростной модели строения среды.

При сопоставлении результатов теоретических расчетов с экспериментальными данными возникают трудности в количественной оценке степени соответствия теоретических и экспериментальных волновых полей, так как совместно используются группы различных кинематических и динамических характеристик волн. Принцип отбора оптимальных вариантов в этом случае становится весьма произвольным, так как еще не разработаны методы оценки относительного веса различных характеристик волнового поля. Важным вопросом также является учет влияния помех. В пределах, допускаемых погрешностями измерения характеристик волн по экспериментальным данным, могут быть изменены не только количественные параметры принятой модели среды, но и типы самих моделей. В связи с этим при сопоставлении теоретических и экспериментальных данных производился отбор конкурирующих гипотез о физической природе волн и о возможных моделях строения верхней части мантии. Определение природы волн производилось на основании оценки качественного соответствия экспериментальным данным следствий, вытекающих из этих гипотез. Другими словами, осуществлялся подбор гипотез о природе мантийных волн, с которыми согласуется скоростная модель, не вступающая в явные противоречия с совокупностью наблюдаемых волновых закономерностей.

При сравнении результатов теоретических расчетов с экспериментальными данными важно выбрать сопоставляемые характеристики таким образом, чтобы они достаточно полно отображали свойства рассматриваемых волновых полей, наиболее тесно были связаны с основными параметрами изучаемой среды и учитывали особенности проведения эксперимента (условия возбуждения и регистрации сейсмических колебаний, уровень помех, диапазон регистрируемых частот и др.). На основании этого при определении физической природы глубинных волн сопоставлялись следующие кинематические и динамические характеристики: годографы волн (времени их пробега), законы изменения кажущихся скоростей распространения волн с удалением от источника колебаний, взаимное расположение групп волн на плоскости годографа, абсолютный уровень амплитуд и законы их изменения с расстоянием, а также отношение амплитуд различных волн.

При сопоставлении экспериментальных и теоретических амплитудных графиков учитывалось, что, в отличие от результатов расчетов лучевым методом, в области начальной точки рефрагированные волны затухают с расстоянием примерно так же, как и головные, а максимум на амплитудных графиках отраженных волн должен быть смещен на большие удаления от источника колебаний вследствие интерференции данных волн с преломленными на этой же границе волнами. Положение максимума теоретических амплитудных графиков отраженных волн определялось по формулам Червени [131].

**Группа волн  $R_{отр}^M$**  по совокупности кинематических и динамических признаков может быть отнесена к отраженным от поверхности Мохоровичича в докритической, на удалениях менее 100—120 км, и в закритической, на больших удалениях, областях. В последние годы было высказано предположение, что в некоторых районах волны  $R_{отр}^M$  на удалениях более 100—120 км могут быть не отраженными от границы Мохоровичича, а рефрагированными в высокоградиентном слое, расположенном в низах земной коры [76, 135 и др.]. Такие проникающие волны и закритические отражения имеют близкие кинематические и динамические характеристики [3, 50 и др.]. Интерпретация географов проникающих рефрагированных волн по методике, разработанной для отраженных волн, не приводит к значительным ошибкам.

**Группа волн  $R^M(P_n)$**  включает в себя повсеместно регистрируемые в области первых вступлений волны на удалениях свыше 150—200 км на суше и более 30—40 км на морях и океанах. Число выделяемых в группе отдельных волн и их свойства изменяются при переходе из одного района в другой, а также зависят от детальности полевых наблюдений и диапазона регистрируемых частот. Наиболее надежно может быть определена физическая природа волн в первых вступлениях, которых по совокупности кинематических и динамических критериев в основном отнесены к рефрагированным в верхней мантии волнам, распространяющимся в среде, где изменение скоростных параметров происходит как с глубиной, так и в горизонтальном направлении.

Волны  $R^M$  в первых вступлениях затухают с расстоянием (на удалениях свыше 200—250 км на суше и более 60—80 км на морях и океанах) значительно слабее, чем это следует ожидать для головных волн даже в случае идеально упругой среды. Экспериментальные амплитудные графики волн  $R^M$  хорошо совпадают с теоретическими для рефрагированных волн, рассчитанными лучевым методом с учетом его ограничений в области начальной точки.

Отношение амплитуд волн  $R_{отр}^M$  и  $R^M$  по экспериментальным данным по крайней мере в 10 раз меньше по сравнению с рас-

считанными отношениями для отраженных и головных волн. В то же время экспериментальные данные об отношении амплитуд волн  $P_{отр}^M$  и  $P^M$  хорошо согласуются с результатами теоретических расчетов, если предположить, что волны группы  $P^M(P_n)$  в первых вступлениях являются рефрагированными в верхней мантии. В пользу этого же предположения свидетельствуют отмеченные во многих районах более высокие, по сравнению с волнами  $P_{отр}^M$ , преобладающие значения частот. Как известно из динамической теории распространения сейсмических волн, головные волны должны иметь более низкие частоты, чем отраженные от этой же границы. У рефрагированных волн могут быть более высокие частоты, чем у отраженных, вследствие интерференции, как показано В. Ф. Червени и др., с кратными рефрагированными.

Интенсивные волны, уверенно выделяемые в некоторых районах в последующих вступлениях группы  $P^M(P_n)$  и характеризующиеся более высокими, по сравнению с первыми вступлениями, значениями кажущихся скоростей, на основании анализа их кинематических и динамических характеристик и в результате сопоставления с материалами теоретических расчетов могут быть отнесены к отраженным от границ в верхней мантии в критической и закритической областях. Эти волны с удалением от пункта взрыва приближаются к области первых вступлений и могут быть прослежены на сейсмограммах первыми. Такая ситуация возможна в тех случаях, когда наблюдается отражение от подошвы достаточно мощного волновода, или же при высоком уровне микросейсм, на фоне которых выделение в первых вступлениях обычно менее интенсивной преломленной волны становится невозможным. Область прослеживания отраженных волн в первых вступлениях при наличии достаточно детальных наблюдений обычно удается определить по совокупности кинематических и динамических признаков.

Сделанные выводы о физической природе мантийных волн в каждом конкретном районе, разумеется, нуждаются в уточнении и детализации с учетом особенностей регистрируемых волновых полей. Сопоставление экспериментальных кинематических и динамических характеристик мантийных волн  $P_{отр}^M$  и  $P^M$  с результатами теоретических расчетов показывает, что названные волны распространяются в существенно неоднородной в скоростном отношении среде. К области перехода от земной коры к верхней мантии приурочены переходные слои, пакки тонких слоев с повышенными и пониженными значениями скоростей и т. п. Аналогичными свойствами могут характеризоваться и границы раздела, выделяемые в верхней мантии. Изучение таких тонких особенностей строения среды по записям закритических отраженных и рефрагированных волн, регистрируемых на больших

удалениях от источника колебаний, практически невозможно [16, 43 и др.].

Таким образом, интерпретационная модель строения среды, используемая при построении скоростных разрезов верхней мантии, должна позволить объяснить основные особенности (детерминированные свойства) зарегистрированных в различных рай-

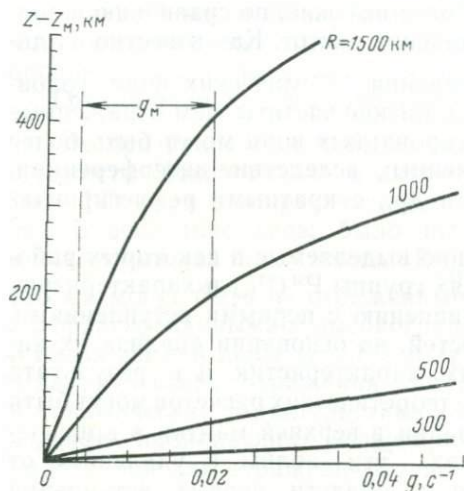


Рис. 44. Графики зависимости  $(Z - Z_M) = f(g)$ .

$Z - Z_M$  — глубина проникновения рефрагированных в верхней части мантии волн, отсчитываемая от границы Мохоровичича;  $g_M$  — ориентировочный диапазон изменения градиента скорости в верхней части мантии

онах мантийных волн  $P_{отр}^M$  и  $P_n^M$ . Выполненные исследования показали, что таким требованиям удовлетворяют слоисто-неоднородные скоростные модели с толстыми слоями и с гладкими и регулярными по протяженности границами раздела первого или второго рода. Слой является неоднородным в вертикальном и в горизонтальном направлениях и могут характеризоваться как повышенными, так и пониженными скоростями. В настоящее время разработана методика построения скоростных разрезов земной коры и верхней мантии в рамках названных моделей строения среды и составлены соответствующие вычислительные программы для ЭВМ.

При построении скоростных разрезов верхней мантии важно оценить, насколько существенным является учет изменения с глубиной скорости в ее верхней части.

С этой целью были рассчитаны теоретические годографы головной волны, образовавшейся на поверхности Мохоровичича, и рефрагированных в верхней мантии волн при различных значениях градиента скорости (см. рис. 34), а также графики изменения глубины проникновения волн  $P_{рефр}^M$  в зависимости от градиента скорости для разных удалений от источника возбуждения колебаний (рис. 44). При расчетах принимался линейный закон изменения скорости с глубиной  $v(Z) = v_0(1 + \beta Z)$ , для которого

соотношение между максимальной глубиной проникновения луча  $Z$  и расстоянием от источника колебаний  $R$  выражается формулой [34]

$$Z = \frac{1}{\beta} \left[ \sqrt{1 + \left( \frac{\beta R}{2} \right)^2} - 1 \right]. \quad (\text{III.3})$$

Выполненные расчеты показали, что при регистрации глубинных волн на удалениях менее 250—300 км, что обычно осуществляется при ГСЗ на суше, и вероятных значениях градиента скорости ( $g = v_0\beta$ ) в верхней части мантии 0,002—0,020 с<sup>-1</sup> влияние последнего можно не учитывать, т. е. пользоваться аппаратом интерпретации, разработанным для головных волн. При большем удалении от источника колебаний расхождение между географами головной и рефрагированной волн становится значительным и для удаления, например, 500 км может достигать 1 с и более, а луч рефрагированной волны проникает при этом глубже поверхности Мохоровичича на 30—40 км, что следует учитывать при интерпретации.

**МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ СКОРОСТНЫХ  
РАЗРЕЗОВ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ  
ПО МАТЕРИАЛАМ ВЗРЫВНОЙ СЕЙСМОЛОГИИ****МЕТОДЫ РЕШЕНИЯ  
ОБРАТНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ЗАДАЧ**

Между колебаниями поверхности Земли при землетрясениях и взрывах и ее внутренними механическими свойствами существует, как известно, тесная количественная связь. Основным содержанием обратных сейсмических задач является определение внутреннего строения Земли по характеру поля колебаний. Наиболее полно разработаны методы решения обратных кинематических задач, когда по временам пробега волн от источника колебаний до поверхности наблюдения изучается распределение скоростей распространения сейсмических волн в среде. При интерпретации экспериментальных материалов использование динамических параметров колебаний имеет чрезвычайно важное, но пока еще вспомогательное значение.

Впервые обратная кинематическая задача для сферически-симметричной одномерной среды с непрерывным и монотонным возрастанием скорости с глубиной была решена в начале XX века Г. Герглотцем и Е. Вихертом [146, 199]. Ими разработан метод определения по годографу рефрагированной волны закона изменения с глубиной скорости распространения сейсмических волн, который широко применяется в настоящее время. С. В. Чибисовым метод Герглотца—Вихерта разработан для случая плоскопараллельного строения среды. При наличии в разрезе слоя с пониженной скоростью решение обратной задачи методом Герглотца—Вихерта становится неоднозначным. Подробное исследование получаемой при этом неоднозначности выполнено в работе [36]. В случае использования распределенных по глубине источников колебаний метод Герглотца—Вихерта в последние годы был обобщен на среды, содержащие волноводы. При этом, как показано М. Л. Гервером, В. Г. Романовым и другими, может быть получено единственное решение обратной кинематической задачи.

Большое значение в развитии методов решения обратных кинематических задач для преломленных и отраженных волн, распространяющихся в слоистых средах, имеют работы Г. А. Гамбурцева, А. С. Алексеева, И. С. Берзон, А. М. Епинатьевой, И. П. Косминской, Н. Н. Пузырева, Ю. В. Ризниченко и других. Наиболее универсальным методом построения сейсмических границ является созданный Ю. В. Ризниченко метод полей времен,

позволяющий учесть неоднородность покрывающей среды и сложный рельеф границ раздела. Этот метод широко применяется в практике сейсморазведки, а также при интерпретации материалов глубинных сейсмических исследований. В связи с тем, что общее решение обратной сейсмической задачи еще не получено, а методы решения прямых задач разработаны в достаточной степени полно, возможно осуществление интерпретации путем перебора на ЭВМ решений прямых задач. В указанной постановке за решение обратной задачи принимается совокупность скоростных разрезов, для которых теоретические и экспериментальные характеристики волнового поля совпадают в пределах точности наблюдений [1, 63, 64, 118 и др.].

Такая методика математически сводится к отысканию области минимума функции расхождения результатов расчетов с экспериментальными данными в многомерном пространстве, координатами которого являются неизвестные параметры скоростного разреза. Существует несколько способов реализации на ЭВМ рассматриваемого принципа решения обратных задач (метод проб и ошибок, перебор по сетке, случайный поиск, метод наискорейшего спуска, метод итераций и др.), которые различаются в основном детальностью перебора искомых скоростных разрезов [1, 24, 65, 66 и др.].

Имеется другой подход (метод инверсий) к решению обратной задачи путем перебора, разработанный И. Я. Азбель и Т. Б. Яновской. В методе инверсий подбирается не разрез, а годограф, совпадающий с экспериментальным годографом в пределах точности последнего. Полученный таким способом годограф затем преобразуется в разрез одним из известных способов. Метод инверсий по сравнению с методом проб и ошибок требует меньших затрат времени на ЭВМ.

Следует отметить, что метод перебора широко использовался и при ручной обработке экспериментальных данных. Однако техника ручного счета позволяет анализировать ограниченное число возможных решений обратной задачи, в то время как применение ЭВМ дает возможность сравнительно быстро рассмотреть значительно большее число различных вариантов и гораздо подробнее исследовать неоднозначность решения обратной задачи и оценить точность интерпретации. При использовании методов перебора обычно нет полной уверенности в том, что исследована вся область возможных скоростных разрезов. Такая задача может быть решена с помощью метода  $\tau(p)$ , разработанного Э. Н. Бессоновой и В. М. Фишманом и позволяющего по дискретным годографам рефрагированных и отраженных за критическим углом волн определять область, содержащую все возможные скоростные разрезы в случае горизонтально-однородной модели строения среды [86].

Центральное место в рассматриваемом методе решения обратной задачи занимает вспомогательная функция  $\tau(p)$ , которая

связана с годографом в параметрической форме  $x(p)$ ,  $t(p)$  и со скоростным разрезом  $v(y)$ :

$$\tau(p) = t(p) - px(p); \quad (IV.1)$$

$$\tau(p) = \int_0^{y(p)} \sqrt{u^2(y) - p^2} dy, \quad (IV.2)$$

где  $p$  — лучевой параметр, равный производной годографа по расстоянию (обратная величина по отношению к кажущейся скорости) и сохраняющийся постоянным вдоль луча;  $u(y) = v^{-1}(y)$  — обратная скорость;  $2x(p)$  — эпицентральное расстояние;  $2t(p)$  — время пробега волны по лучу с параметром  $p$ .

Геометрически  $\tau(p)$  — это отрезок, отсекаемый на оси  $t$  касательной к годографу в точке  $T(p)$ , причем наклон касательной равен  $p$ . Функция  $\tau(p)$  — монотонно убывающая, непрерывная всюду, кроме конечного числа точек  $p = q_i$ , соответствующих волноводам [36]. При этих  $p$  значения  $\tau(p)$  изменяются скачком, который обусловлен мощностью волноводов и величиной понижения в них скорости.

Поставленная задача решается следующим способом. Сначала, используя совокупность дискретно заданных точек экспериментального годографа  $t_i(x_i)$ , выводим оценки на функцию  $\tau(p)$  на интервалах значений  $p$ , соответствующих всем ветвям годографа. Одновременно получаем некоторую информацию о волноводах в виде оценки скачков функции  $\tau(p)$  и тех значений  $p$ , где могут быть волноводы. Полученные оценки на  $\tau(p)$  позволяют построить область допустимых скоростных разрезов, соответствующих экспериментальным годографам. Более подробно метод  $\tau(p)$  рассмотрен в [86].

Таким образом, решение обратной сейсмической задачи методом перебора может быть осуществлено в два этапа. Первым этапом является поиск методом  $\tau(p)$  области, в которой лежат все искомые разрезы, удовлетворяющие экспериментальному годографу. Затем можно ввести дополнительные гипотезы о виде функции изменения скорости с глубиной и искать конкретные разрезы, соответствующие кинематическим и динамическим характеристикам зарегистрированных волн.

Построение скоростного разреза по годографам волн в общем случае является неоднозначной задачей. Такая неоднозначность может быть существенно уменьшена, если при интерпретации наряду с кинематическими характеристиками использовать динамические характеристики регистрируемых волн. Это позволяет повышать надежность корреляции и достоверность определения физической природы волн, распространяющихся в сложных средах на больших удалениях от источника колебаний, а также изучать некоторые параметры строения среды, определение которых только по кинематическим характеристикам

в принципе невозможно (неупругие свойства среды) или же может быть выполнено с меньшей точностью (градиент скорости).

В результате детального анализа кинематических и динамических характеристик зарегистрированных волн могут быть выделены более или менее однородные в горизонтальном направлении участки земной коры и верхней мантии. Для таких блоков при определении скоростных разрезов используются методы интерпретации сейсмических записей рефрагированных и отраженных волн, распространяющихся в средах, где скорость зависит только от глубины. Сопоставление скоростных разрезов, построенных для разных блоков, позволяет приближенно изучать горизонтальные неоднородности. Наибольшие трудности возникают здесь при определении скоростных параметров пограничной области между отдельными блоками. Названные области качественно выделяются на основании аномальных изменений различных характеристик волнового поля, таких, например, как разрыв корреляции основных волн, регистрация дифрагированных и отраженных волн от крутонаклоненных площадок, аномальное затухание или возрастание амплитуд и т. п. Количественная интерпретация волнового поля в зонах глубинных разломов в настоящее время представляет весьма сложную задачу.

При проведении глубинных сейсмических исследований расстояние между источником возбуждения колебаний и точками наблюдения достигает сотен и тысяч километров. Сейсмические волны при этом нередко пересекают области, существенно различающиеся по своему строению, т. е. в пределах траектории сейсмических лучей происходит изменение скоростных параметров в вертикальном и горизонтальном направлениях. В таких условиях осуществление интерпретации в рамках горизонтально-однородных моделей приводит не только к значительному осреднению получаемых результатов и снижению точности определения скоростей распространения сейсмических волн, но, как будет показано ниже, и к ошибочным представлениям о строении среды.

Для создания точных методов исследования горизонтальных неоднородностей осуществляется развитие теории распространения сейсмических волн в сложных горизонтально-неоднородных блоковых моделях среды [22, 85, 150, 197 и др.]. Для таких сред разработаны алгоритмы и составлены вычислительные программы расчета на ЭВМ теоретических годографов и амплитудных кривых волн различных типов. На базе этих программ и алгоритмов создаются методы интерпретации, основанные на переборе решений прямых задач для горизонтально-неоднородных сред. Кроме того, разработаны новые методы интерпретации системы годографов рефрагированных волн для двумерных и трехмерных сред — метод нелинейного уравнения и метод возмущений [184].

К настоящему времени накоплен известный опыт интерпретации материалов глубинных сейсмических исследований в рамках горизонтально-неоднородных моделей строения среды [22, 23, 74, 76, 85, 108, 182 и др.]. Дальнейшее развитие методов интерпретации экспериментальных сейсмических материалов с учетом влияния горизонтальных неоднородностей является важной и актуальной задачей, успешное решение которой позволит повысить достоверность, точность и детальность результатов глубинных исследований.

#### УЧЕТ ВЛИЯНИЯ НЕОДНОРОДНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ВРЕМЕНА ПРОБЕГА МАНТИЙНЫХ ВОЛН

При обработке материалов сейсмических исследований нередко приходится решать задачи, связанные с исключением искажающего влияния верхней части разреза на годографы регистрируемых волн. Применительно к условиям проведения глубинных исследований методами взрывной сейсмологии может быть использована рассмотренная ниже методика пересчета годографов сейсмических волн к выбранной линии приведения, исходящая из неоднородно-слоистой модели строения среды с криволинейными границами раздела, при этом зная заранее физическую природу волн не требуется [94]. Строение среды между линиями наблюдения и приведения считается известным. Осуществление такой трансформации годографов позволяет повысить точность и достоверность получаемых результатов при наличии в покрывающей среде резких и криволинейных границ раздела.

Принцип решения поставленной задачи заключается в том, что по наблюдаемому годографу в соответствии с законом Бенндорфа находятся углы  $\theta_{\text{ОН}}$  и  $\theta_{\text{ОП}}$ , образованные сейсмическими лучами с нормалью к дневной поверхности соответственно в точках расположения источников и приемников колебаний. Затем на основании закона Снеллиуса восстанавливаются траектории сейсмических лучей до пересечения с выбранным уровнем приведения. Источник и приемники колебаний как бы переносятся в найденные точки пересечения  $I'$ ,  $P'$  путем введения соответствующих поправок в исходные годографы (рис. 45).

Аналогичный подход используется для приведения к новому уровню полей времен, зарегистрированных при точечных наблюдениях ГСЗ [84].

Если предположить, что в толще над уровнем приведения в пределах отдельных участков, не превышающих горизонтальный набег луча (сейсмический снос), скорость в каждом слое меняется только с глубиной, то горизонтальное смещение  $\Delta x_j$



С целью определения угла выхода сейсмического луча из источника при проведении полевых наблюдений следует предусматривать получение над пунктом взрыва элементов годографов протяженностью, необходимой для надежного измерения кажущейся скорости в точках, являющихся взаимными по отношению к точкам пересчитываемых годографов. В тех случаях, когда нет достаточного количества таких наблюдений над пунктом взрыва, можно принимать некоторые допущения, например о равенстве для одноименных волн значений кажущейся скорости в точках, взаимных с точками П (см. рис. 45). Оценка допускаемых при этом погрешностей будет сделана ниже.

При расчетах дискретно по профилю задается пересчитываемый годограф  $t(x_i)$  ( $i$  — номер точки на годографе); глубины по вертикали залегания границ раздела  $Z_j(x_i)$  и скоростные параметры  $v_j(x_i)$  слоев, покрывающих уровень приведения ( $j$  — номер слоя). Шаг дискретизации по профилю параметров  $t(x_i)$ ;  $Z_j(x_i)$  и  $v_j(x_i)$  выбирается так, чтобы наблюдаемый годограф в пределах этого шага мог быть аппроксимирован прямолинейным отрезком при обеспечении достаточно высокой точности измерения значений кажущихся скоростей. При детальных работах ГСЗ шаг дискретизации обычно может быть выбран 3—5 км. Поправки в координаты годографа  $t$ ,  $x$  относятся к центру базы измерения кажущейся скорости. Координаты пересчитанного годографа  $X$  определяются по формулам:

$$T = t(x_i) + \frac{t(x_{i+1}) - t(x_i)}{2} - \left[ \sum_{j=1}^n \Delta t_{jИ} (x) + \sum_{j=1}^n \Delta t_{jП} (x) \right]; \quad (IV.6)$$

$$X = x(x_i) + \frac{x(x_{i+1}) - x(x_i)}{2} - \left[ \sum_{j=1}^n \Delta x_{jИ} + \sum_{j=1}^n \Delta x_{jП} \right]. \quad (IV.7)$$

Для случая, когда  $v_j = \text{const}$ ,

$$\Delta t_{jИ} = \frac{h_{нИ}}{v_{И} \cos \theta_{И}}; \quad (IV.8)$$

$$\Delta x_{jИ} = h_{нИ} \operatorname{tg} \theta_{И}; \quad (IV.9)$$

$$h_{нИ} = \frac{h_{вИ}}{1 - \operatorname{tg} \varphi_{И} \operatorname{tg} \theta_{И}}, \quad (IV.10)$$

где  $h_{вИ}$  — мощность слоя по вертикали;  $h_{нИ}$  — мощность слоя по нормали;  $\varphi_{И}$  — угол наклона границы ( $\varphi > 0$  — по восстанию,  $\varphi < 0$  — по падению границы). Аналогичный вид имеют формулы для расчета  $\Delta t_{jП}$  и  $\Delta x_{jП}$ .

Оценим погрешности вычисления поправок для годографов  $\epsilon \Delta t$ ,  $\epsilon \Delta x$ , обусловленные погрешностями определений параметров

среды  $v_j$ ,  $h_j$  в измерении значений кажущихся скоростей, а также отличием реального строения покрывающей среды от принятого при расчетах.

Для упрощения расчетов допустим, что в пределах сейсмического сноса границы раздела горизонтальные или слабо наклоненные. В этом случае мощности слоев по нормали и вертикали равны, угол между сейсмическим лучом и нормалью к границе равен углу между лучом и вертикалью. Как показали расчеты, такие допущения могут быть сделаны для углов наклона границ раздела, не превышающих на отдельных участках 3—5°, что довольно часто наблюдается при проведении исследований ГСЗ.

Найдем выражения для определения относительных погрешностей вычисления функции  $\Delta t = f(v_k, h_j, v_j)$  и  $\Delta x = f(v_k, h_j, v_j)$  по формулам (IV.8) и (IV.9) в зависимости от точности определения аргументов  $v_k$ ,  $v_j$ ,  $h_{jI}$  ( $h_{jII}$ ). Из теории ошибок [21] следует:

$$\varepsilon (\Delta t_{II})_{v_{II}} = \frac{1}{\Delta t_{II}} \frac{\partial (\Delta t_{II})}{\partial v_{II}} \Delta v_{II} = \frac{1}{1 - \left(\frac{v_{II}}{v_{кII}}\right)^2} \varepsilon v_{II}; \quad (IV.11)$$

$$\varepsilon (\Delta t_{II})_{v_{кII}} = \frac{1}{\Delta t_{II}} \frac{\partial (\Delta t_{II})}{\partial v_{кII}} \Delta v_{кII} = - \frac{1}{\left(\frac{v_{кII}}{v_{II}}\right)^2 - 1} \varepsilon v_{кII}. \quad (IV.12)$$

$$\varepsilon (\Delta t_{II})_{h_{II}} = \frac{1}{\Delta t_{II}} \frac{\partial (\Delta t_{II})}{\partial h_{II}} \Delta h_{II} = \varepsilon h_{II}; \quad (IV.13)$$

$$\varepsilon (\Delta x_{II})_{v_{II}} = \frac{1}{\Delta x_{II}} \frac{\partial (\Delta x_{II})}{\partial v_{II}} \Delta v_{II} = \frac{1}{1 - \left(\frac{v_{II}}{v_{кII}}\right)^2} \varepsilon v_{II}; \quad (IV.14)$$

$$\varepsilon (\Delta x_{II})_{v_{кII}} = \frac{1}{\Delta x_{II}} \frac{\partial (\Delta x_{II})}{\partial v_{кII}} \Delta v_{кII} = - \frac{1}{1 - \left(\frac{v_{II}}{v_{кII}}\right)^2} \varepsilon v_{кII}; \quad (IV.15)$$

$$\varepsilon (\Delta x_{II})_{h_{II}} = \frac{1}{\Delta x_{II}} \frac{\partial (\Delta x_{II})}{\partial h_{II}} \Delta h_{II} = \varepsilon h_{II}, \quad (IV.16)$$

где  $\varepsilon (\Delta t)_{v_{II}}$ ,  $\varepsilon (\Delta t)_{v_{кII}}$ ,  $\varepsilon (\Delta t)_{h_{II}}$  — относительные погрешности вычисления времени пробега сейсмического луча, выходящего из источника II, вызванные погрешностями определения  $v_{II}$ ,  $v_{кII}$ ,  $h_{II}$  [см. формулы (IV.11)—(IV.13)];  $\varepsilon (\Delta x)_{v_{II}}$ ,  $\varepsilon (\Delta x)_{v_{кII}}$ ,  $\varepsilon (\Delta x)_{h_{II}}$  — аналогично относительные погрешности вычисления горизонтального набега лучей в слоях, обусловленные погрешностями определения  $v_{II}$ ,  $v_{кII}$ ,  $h_{II}$  [см. формулы (IV.14)—

(IV.16)];  $\varepsilon v_{И}$ ,  $\varepsilon v_{КИ}$ ,  $\varepsilon h_{И}$  — соответственно относительные погрешности определения  $v_{И}$ ,  $v_{КИ}$ ,  $h_{И}$  [см. формулы (IV.14) — (IV.16)].

Формулы для вычисления относительных погрешностей времени пробега и горизонтального набега лучей, подходящих к приемнику (см. рис. 45, точка П), имеют аналогичный вид. Погрешности вычисления  $\Delta t$  и  $\Delta x$ , при прочих равных условиях, возрастают с уменьшением различия в значениях  $v_j$  и  $v_{К}$ .

В связи с тем, что всегда  $v_{К} > v_j$ , погрешности определения поправок  $\Delta t$  и  $\Delta x$ , обусловленные одним и тем же фактором, имеют одинаковый знак. При оценке отклонения во времени пересчитанного годографа от истинного (под истинным годографом здесь и далее будем понимать такой, который был бы получен при проведении взрывов и наблюдений на новом уровне в нижнем полупространстве), именно эта погрешность в конечном счете интересует нас, следует из абсолютных значений ошибок вычисления поправки  $\Delta t_{v, v_{К}, h}$  вычесть время пробега волны на интервале, равном абсолютной погрешности определения поправки  $\Delta x_{v, v_{К}, h}$ , т. е. величину  $\Delta t_{\Delta x} = \Delta x_{v, v_{К}, h} / v_{К}$ .

Средние относительные погрешности  $\varepsilon(\Delta t)$  и  $\varepsilon(\Delta x)$ , обусловленные всеми названными факторами с учетом возможной компенсации погрешностей от отдельных аргументов, могут быть получены с помощью соотношений

$$\varepsilon(\Delta t) = \pm \sqrt{\varepsilon(\Delta t_{И})_{v}^2 + \varepsilon(\Delta t_{П})_{v}^2 + \varepsilon(\Delta t_{И})_{v_{К}}^2 + \varepsilon(\Delta t_{П})_{v_{К}}^2 + \varepsilon(\Delta t_{И})_{h}^2 + \varepsilon(\Delta t_{П})_{h}^2} \quad (IV.17)$$

$$\varepsilon(\Delta x) = \pm \sqrt{\varepsilon(\Delta x_{И})_{v}^2 + \varepsilon(\Delta x_{П})_{v}^2 + \varepsilon(\Delta x_{И})_{v_{К}}^2 + \varepsilon(\Delta x_{П})_{v_{К}}^2 + \varepsilon(\Delta x_{И})_{h}^2 + \varepsilon(\Delta x_{П})_{h}^2} \quad (IV.18)$$

По формулам (IV.17) и (IV.18) могут быть вычислены погрешности для одиночных точек пересчитанных годографов. Статистическое сглаживание совокупности этих точек позволяет уменьшить влияние случайных погрешностей и повысить точность осредненного годографа.

Для профилей ГСЗ в различных районах по приведенным выше формулам оценено вероятное отклонение пересчитанных к выровненной подошве земной коры годографов мантийных волн от истинных. При этом земная кора была представлена двухслойной моделью, состоящей из осадочного слоя и консолидированной толщи. При проведении исследований ГСЗ относительные ошибки определения глубины залегания границ раздела (мощности слоев) и скоростных параметров в среднем равны

соответственно  $\epsilon h = \pm 5\%$  и  $\epsilon v = \pm 2\%$ . Относительная погрешность измерения значений  $v_k$  по годографам глубинных волн при детальном работах ГСЗ примерно равна  $\epsilon_{кП} = \pm 2\%$ . В случаях допущения о равенстве для одноименных волн значений  $v_k$  в точке приема ( $v_{кП}$ ) и во взаимной по отношению к ней точке над пунктом взрыва ( $v_{кИ}$ ), т. е.  $v_{кП} \approx v_{кИ}$ , погрешность  $\epsilon v_{кИ}$  прогнозирования  $v_{кИ}$  можно оценить, сравнивая на профилях ГСЗ значения  $v_k$  глубинных волн во взаимных точках. Такое сравнение показало, что  $\epsilon v_{кИ} = \pm 6\%$ . В результате выполненных расчетов, при которых принималось, что точность исходных экспериментальных годографов не ниже 0,05—0,1 с, была определена абсолютная погрешность пересчитанных к выровненной подошве земной коры годографов мантийных волн, которая изменяется в зависимости от детальности наблюдений ГСЗ в пределах 0,3—0,5 с.

Изложенная методика была опробована на теоретических моделях [94]. В связи с тем, что параметры модели известны точно, можно оценить ошибки, обусловленные погрешностями измерения  $v_k$ , а также различными способами аппроксимации среды. Выполненные расчеты при вариации значений мощностей слоев и скоростных параметров среды, соизмеримых с вероятными при ГСЗ ошибками, показали, что возникающие вследствие этого погрешности близки к оценкам, получаемым с помощью формул (IV.11)—(IV.18).

Рассмотренная методика пересчета годографов путем последовательных приближений (итераций) может быть распространена на модели строения среды с углами наклона границ раздела более 3—5° [32]. В первом приближении в соответствии с изложенным выше при расчетах используются значения глубин и скоростных параметров покрывающей среды под пунктом взрыва и точками регистрации сейсмических волн. Затем определяются названные параметры покрывающей среды в точках, отстоящих от пункта взрыва и точек регистрации на величину горизонтального набега лучей волн. Эти новые значения параметров среды используются при повторных расчетах по указанной методике (второе приближение). Описанная процедура повторяется несколько раз до тех пор, пока полученные при различных итерациях пересчитанные годографы не будут различаться на достаточно малую величину, которая, например, для годографов ГСЗ может быть принята равной 0,2—0,3 с. Расчеты показали, что при углах наклона границ раздела земной коры до 10° вполне достаточно 5—6 итераций.

На рис. 46 приведена горизонтально-неоднородная модель земной коры, в которой на отдельных участках профиля углы наклона границ раздела достигают 8—10°. Для этой модели рассчитан теоретический годограф рефрагированной в верхней

части мантийных волн. Названный годограф, приведенный по изложенной методике к выровненной подошве земной коры (к уровню  $Z=40$  км), был сопоставлен с теоретическим годографом одноименной волны, соответствующим этому же уровню. Из рис. 46, б видно, что в случае первого приближения расхождение между

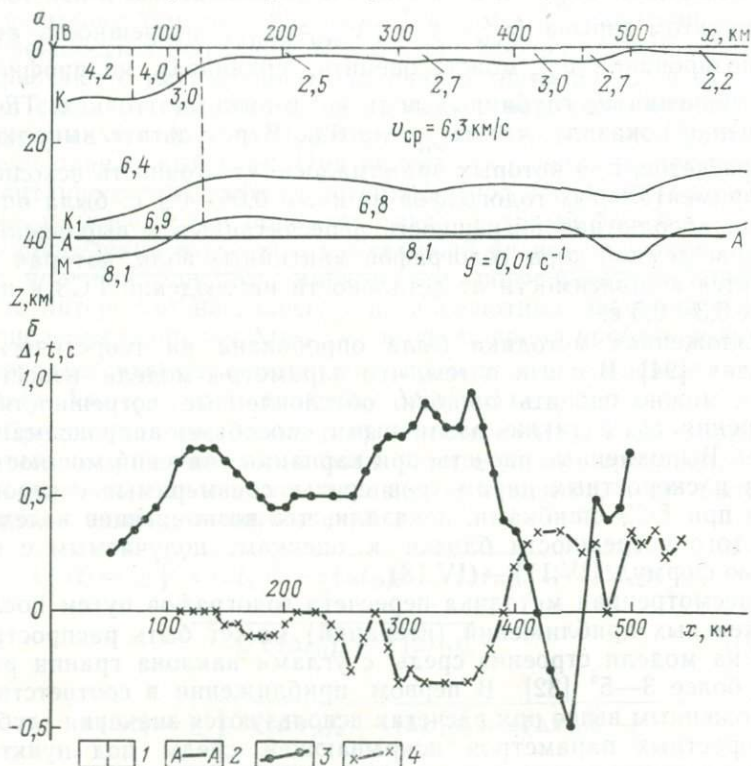


Рис. 46. Оценка точности пересчета годографов мантийных волн к выровненной подошве земной коры на двумерной модели.

$a$  — скоростная модель  $v(x, Z)$ , использованная при расчетах;  $b$  — графики  $\Delta t = f(x)$  изменения с расстоянием разности между теоретическим и соответствующим ему пересчитанным к выровненной границе М годографом рефракционной в верхней части мантии волны  $P_{\text{рефр}}^M$ . 1 — вертикальные границы раздела между блоками слоев земной коры с разными значениями пластовых скоростей; 2 — выровненная граница М, к которой был пересчитан годограф волны  $P_{\text{рефр}}^M$ ; 3 и 4 — графики зависимости  $\Delta t = f(x)$ , соответствующие первому приближению и шестой итерации. ПВ — положение пункта взрыва, для которого был рассчитан теоретический годограф волны  $P_{\text{рефр}}^M$ ; К, К<sub>1</sub> — соответственно поверхность консолидированной толщи земной коры и граница в ней; М — граница Мохоровичича

теоретическим и пересчитанным годографами, определяющее погрешность пересчета, достигает 0,7—0,9 с, а после шести итераций указанное расхождение в среднем не превышает 0,2—0,4 с. Опыт применения рассмотренной методики пересчета годографов

сейсмических волн к другому уровню при обработке материалов ГСЗ показал, что ее точность позволяет решать различные задачи, возникающие при интерпретации материалов глубинных сейсмических исследований.

Годографы мантийных волн  $P^m(P_n)$ , зарегистрированных при проведении исследований ГСЗ в различных районах территории СССР на удалениях свыше 300—400 км, были пересчитаны к выровненной подошве земной коры по изложенной выше методике [91]. Абсолютная погрешность пересчитанных годографов в зависимости от детальности наблюдений ГСЗ в среднем изменяется в пределах  $\pm(0,3 \div 0,5)$  с. Сравнение соответствующих различных районам пересчитанных к подошве земной коры годографов первых вступлений волн  $P^m$  показывает, что расхождение между ними при фиксированном удалении от источника колебаний значительно превышает погрешность пересчета и достигает 5—6 с (см. рис. 24 и 26). В результате выполненного пересчета величина среднеквадратичного отклонения отдельных годографов от осредняющего уменьшилась незначительно — от  $\pm 1,65$  до  $\pm 1,46$  с (см. рис. 24). Нередко весьма существенно различаются трансформированные годографы волн  $P^m$  даже в пределах отдельных профилей ГСЗ. Эти факты свидетельствуют о наличии в верхней части мантии значительных горизонтальных скоростных неоднородностей. Пересчитанные годографы обычно имеют довольно сложную форму, указывающую на немонотонный характер изменения скоростей в верхней части мантии.

Интересно отметить, что осредняющий годограф зарегистрированных при ГСЗ в СССР волн  $P^m$  в первых вступлениях, пересчитанный к подошве земной коры (см. рис. 24), характеризуется по сравнению с аналогичными стандартными годографами Джеффриса—Буллена, Херрина и Косминской [52, 152, 185] наименьшими значениями времен пробега. Это также свидетельствует о наличии в верхней части мантии весьма существенных горизонтальных неоднородностей, так как рассматриваемые стандартные годографы построены в результате осреднения экспериментальных данных о временах пробега волн  $P^m(P_n)$ , зарегистрированных в различных районах земного шара.

#### ПОСТРОЕНИЕ ГОРИЗОНТАЛЬНО-ОДНОРОДНЫХ И ДВУМЕРНЫХ СКОРОСТНЫХ РАЗРЕЗОВ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

В зависимости от особенностей используемых экспериментальных материалов и детальности проведения полевых наблюдений интерпретация осуществлялась в рамках горизонтально-однородных или двумерных моделей строения среды. Общая схема построения скоростного разреза верхней мантии заключалась в следующем.

1. Экспериментальные годографы мантийных волн пересчитывались к выровненной подошве земной коры, и оценивалась допускаемая при этом погрешность.

2. По годографам первых вступлений волн  $P^m$  осуществлялось построение скоростных разрезов верхней мантии, в основном, методами перебора решений прямых задач на ЭВМ. Для построенных разрезов расхождение между теоретическими и экспериментальными годографами, приведенными к подошве земной коры, не превышало  $\pm (0,3 \div 0,5)$  с.

3. Результаты интерпретации годографов волн в первых вступлениях, при наличии соответствующих экспериментальных материалов, проверялись, уточнялись и детализировались путем их согласования с годографами опорных волн в последующих вступлениях и с графиками затухания амплитуд с расстоянием, что позволило уменьшить неоднозначность решения обратной задачи.

В связи с тем, что в отдельных случаях не исключена возможность довольно значительных регулярных ошибок построения сейсмических разрезов земной коры при интерпретации материалов ГСЗ, предварительно осуществлялась проверка разрезов, использовавшихся при пересчете годографов волн  $P^m$  к подошве земной коры. Такая проверка выполнялась путем расчета и сопоставления с экспериментальными теоретических годографов преломленных волн на поверхности консолидированной коры и на границе Мохоровичича (до удалений 250—280 км от пункта взрыва), а также отраженной волны от подошвы земной коры. Расхождение между названными теоретическими и экспериментальными годографами для материалов ГСЗ, как правило, не превышало 0,2—0,3 с, что является критерием отсутствия в использованных разрезах земной коры значительных регулярных погрешностей.

В некоторых случаях в пределах одного профиля различие между встречными и нагоняющими годографами волн  $P^m$ , пересчитанными к подошве земной коры, не превышало средней погрешности пересчета 0,3—0,5 с, а в других достигало 1—2 с. Последнее указывает на изменение скоростного строения верхней мантии по отдельным профилям ГСЗ протяженностью сотни километров. При сглаживании пересчитанных годографов на каждом профиле в одну совокупность объединялись годографы, различающиеся по времени не более чем на их среднюю погрешность. Затем по указанным годографам осуществлялось построение скоростных разрезов верхней мантии.

#### ГОРИЗОНТАЛЬНО-ОДНОРОДНЫЕ СКОРОСТНЫЕ РАЗРЕЗЫ

Определение по материалам ГСЗ законов изменения скорости с глубиной в верхней части мантии производилось по методике, подробно описанной в [63—65]. Остановимся здесь лишь на не-

которых моментах ее применения к приведенному выше экспериментальному материалу. В качестве решения обратной задачи принимались такие законы  $v(Z)$ , для которых среднеквадратическое отклонение теоретических годографов  $t_T(R)$  от экспериментальных  $t_0(R)$  не превышало  $\pm (0,3 \div 0,5)$  с.

Прежде чем приступить к построению скоростных разрезов, определялся диапазон изменения значений скоростных параметров и осуществлялась аппроксимация исследуемой среды слоями с учетом точности экспериментальных данных — параметризация разреза. Целью такой параметризации, которая может быть выполнена различными способами, является определение области, где могут находиться искомые разрезы. Скоростной разрез аппроксимировался горизонтально-однородной слоистой моделью с учетом установленных путем теоретических расчетов соотношений между отдельными характеристиками волнового поля и изменением параметров скоростного разреза.

Поиск конкретных реализаций функций  $v(Z)$ , минимизирующих отклонение  $\Delta t = t_T(R) - t_0(R)$ , производился среди моделей верхней части мантии, состоящих из 3—4 слоев как с повышенной, так и с пониженной скоростью. Средняя мощность слоев была принята равной 10—15 км. Рассмотрение моделей, включающих значительно более тонкие слои, вследствие неоднозначности решения обратной кинематической задачи может привести к получению недостоверных результатов. При расчетах теоретических годографов учитывалась сферичность Земли.

При интерпретации вначале подбирались параметры верхнего слоя, которые закреплялись, а потом — параметры нижележащих слоев. В определенной таким образом скоростной модели, согласующейся с годографом первых вступлений, параметры изменялись в таких пределах, чтобы значения среднеквадратического и максимальных отклонений теоретических годографов от экспериментальных не превышали указанных выше пределов. Это позволило оценить точность получаемых результатов и экспериментально исследовать неоднозначность решения обратной задачи. Для каждого интерпретируемого годографа рассматривалось в среднем 20—30 скоростных разрезов, из которых обычно не более 5—6 удовлетворяли экспериментальным данным. За окончательный результат интерпретации принимался скоростной разрез, полученный в результате осреднения совокупности отдельных решений  $v(Z)$ . Осреднение проводилось по разрезам  $v(Z)$  одного класса, которые характеризовались, например, наличием или отсутствием слоев с пониженными скоростями, имели одинаковое число слоев и т. п. Значения отклонений теоретических годографов, вычисленных для осредняющих скоростных разрезов, от экспериментальных изменялись в пределах  $\pm (0,1 \div 0,5)$  с.

Опыт построения скоростных разрезов верхней части мантии методом перебора показал, что достоверность и детальность

получаемых результатов во многом определяются точностью и детальностью экспериментальных данных. При интерпретации материалов детальных наблюдений ГСЗ отдельные построенные разрезы обычно были представлены моделями одного класса, а при интерпретации материалов малодетальных наблюдений экспериментальному годографу нередко удовлетворяли значительно различающиеся скоростные разрезы, например, с отсутствием и с наличием слоев с пониженными скоростями.

Интересной особенностью скоростных разрезов, построенных для отдельных районов (северо-западное окончание Кольского полуострова, центральная Туркмения, северо-западные районы Казахстана и др.), является наличие в верхней части мантии на глубинах менее 80—100 км слоев с пониженными скоростями мощностью 10—20 км и более. В связи с тем, что ранее при глубинных сейсмических исследованиях подобные слои обычно не выделялись, остановимся на этом результате подробнее.

Как известно, выделение по годографам волн в первых вступлениях от поверхностных источников слоев с пониженными скоростями и определение их параметров является одной из наиболее сложных и неоднозначно решаемых задач сейсмических исследований [36]. Однако косвенная информация об основных параметрах этих слоев в годографах волн в первых вступлениях все же содержится. При наличии в разрезе слоя с пониженной скоростью возможно установить факт его существования и определить некоторые эффективные параметры, например мощность и среднюю пластовую скорость, в том случае, если рефрагированная волна, распространяющаяся глубже этого слоя, выходит в первые вступления и если этот слой характеризуется значительной мощностью, в нашем случае примерно 5—10 км и больше. Параметры слоя с пониженной скоростью определяются по годографам волн в первых вступлениях менее точно, чем параметры слоев с повышенной скоростью. Различные вариации мощности и скорости волновода практически могут соответствовать одному и тому же годографу. Все же, как показывают выполненные расчеты, возможности такого комбинирования ограничены. Это обусловлено тем, что мощность слоя с пониженной скоростью в какой-то степени контролируется точкой выхода в первые вступления волны, рефрагированной глубже его подошвы.

Для районов, где были выделены такие слои по данным ГСЗ, варианты разреза  $v(Z)$  с увеличением скорости с глубиной позволили получить минимальные значения среднеквадратического отклонения 0,6—0,7 с, значительно превышающие экспериментальные погрешности. Введение в рассмотрение моделей, содержащих слои с понижением скорости, уменьшило величину среднеквадратического отклонения до 0,2—0,3 с, т. е. позволило добиться в пределах точности экспериментальных

данных совпадения теоретических и наблюдаемых годографов. Аналогичные слои с пониженными скоростями в верхней части мантии выделены в последние годы, как указывалось в главе I, также и некоторыми зарубежными исследователями.

Следует иметь в виду, что только по годографам волн в первых вступлениях мы не можем с достаточной достоверностью говорить о числе слоев в реальной среде и об особенностях изменения скорости на границах раздела (границы 1 или 2 рода). По этим годографам мы можем судить только о характере изменения скорости с глубиной и об оценке ее значений в выделяемых слоях. Использование амплитудных кривых  $A(R)$  и, насколько это позволяют экспериментальные данные, волн в последующих вступлениях дает возможность повысить точность и детальность получаемых результатов. Так, на некоторых профилях ГСЗ (Копетдаг—Аральское море, Фараб—Тамдыбулак и др.) в последующих вступлениях были уверенно прослежены отраженные волны от границ в верхней части мантии, соответствующих выделенным по годографу волн в первых вступлениях границам раздела. Интерпретация годографов отраженных волн также осуществлялась путем перебора решений прямых задач. Регистрация интенсивных отраженных волн от границ раздела в верхней мантии свидетельствует о том, что в некоторых районах на этих границах происходит резкое изменение значений скоростей.

Использование при интерпретации наряду с годографами амплитудных кривых  $A(R)$  глубинных волн, приведенных в качестве примера на рис. 47, особенно эффективно при интерпретации материалов малодетальных наблюдений. В этом случае годографу волн в первых вступлениях могут соответствовать существенно различные скоростные разрезы (рис. 48, а). Полоса возможных решений обратной задачи становится значительно уже, если в качестве решения принимать совокупность скоростных разрезов, согласующихся с годографом и амплитудной кривой  $A(R)$  волн в первых вступлениях (рис. 48, б). Некоторая неоднозначность интерпретации в рассматриваемом примере все же остается, так как используемым экспериментальным данным — годографу и амплитудной кривой — в пределах их точности соответствуют скоростные разрезы, содержащие в верхней части мантии слой мощностью 20—25 км с пониженной или с постоянной скоростью (см. рис. 47 и 48).

Отметим, что информация о значениях скоростей распространения сейсмических волн в самой верхней части мантии (мощностью примерно 1—3 км) в годографах рефрагированных волн  $P_{\text{рефр}}^M$  в первых вступлениях фактически отсутствует, так как при глубинных исследованиях эти волны обычно прослеживаются на сейсмограммах не от их начальной точки, а после выхода в первые вступления. Точность определения

скоростных параметров верхней мантии не одинакова для всего исследованного диапазона глубин. В среднем, в зависимости от детальности полевых наблюдений, истинные и пластовые скорости определяются с погрешностью около  $\pm (0,1 \div 0,2)$  км/с, точность определения глубины залегания верхних границ раздела примерно  $\pm (2 \div 3)$  км, а нижних  $\pm (4 \div 5)$  км. Для слоев

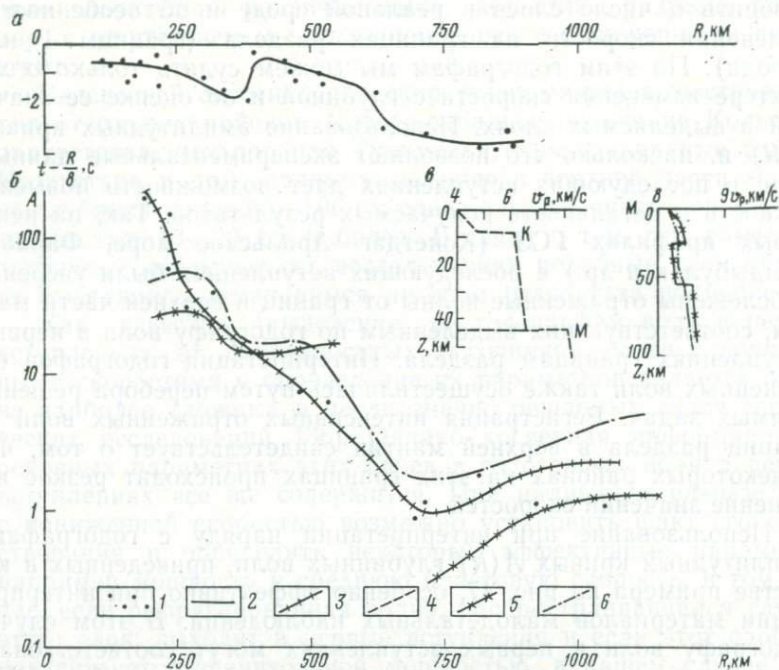


Рис. 47. Пересчитанный к подошве земной коры годограф мантийных волн РМ в первых вступлениях, построенный по материалам ГСЗ в восточных районах Русской плиты (а), и сопоставление экспериментальных амплитудных графиков  $A(R)$  с теоретическими (б), рассчитанными для некоторых скоростных моделей земной коры и верхней части мантии (а).

1 — экспериментальные данные о временах пробега волн РМ в первых вступлениях в верхней части мантии и значения амплитуд этих волн от разных взрывов, измеренные на различных участках профиля ГСЗ; 2 и 3 — соответственно осредняющий годограф и амплитудный график  $A(R)$ ; 4 — скоростной разрез земной коры (при расчетах графиков  $A(R)$  мантийных волн не изменялся); 5 и 6 — скоростные разрезы верхней части мантии и соответствующие им теоретические амплитудные графики  $A(R)$  рефрагированных в верхней части мантии волн Р<sub>рефр</sub><sup>М</sup> [скоростные разрезы верхней мантии и соответствующие им графики  $A(R)$  обозначены одинаково]; К — поверхность консолидированной коры; М — граница Моховичича. (По данным Н. Н. Матвеевой и В. З. Рябого)

с пониженными скоростями погрешности определения скоростных параметров будут в 1,5—2 раза больше.

При обработке материалов ГСЗ также был применен способ интерпретации дискретных годографов — метод  $\tau(p)$ , свободный, как указывалось выше, от априорных ограничений на распределение скорости с глубиной [86]. Для профиля ГСЗ Копетдаг—Аральское море методом  $\tau(p)$  определена область,

содержащая все допустимые (в смысле соответствия экспериментальным годографам) скоростные разрезы земной коры и верхней части мантии. Оценки на функцию  $\tau(p)$  получены с использованием годографов волн в первых вступлениях и годографов волн, уверенно выделяемых и коррелируемых в последующих вступлениях. К волнам названных типов относятся

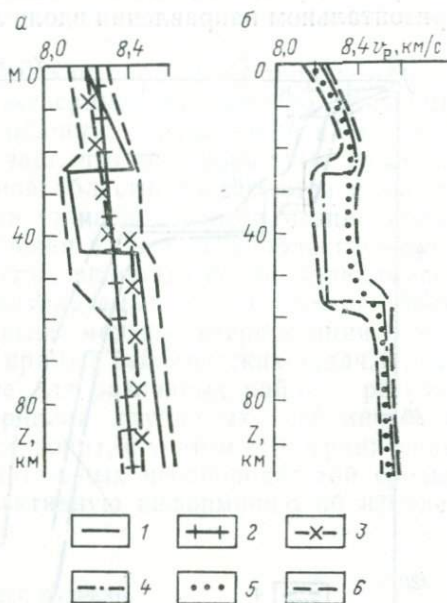


Рис. 48. Области, в которых находятся скоростные разрезы верхней части мантии, соответствующие годографу волн  $P_m$  (а) в первых вступлениях, годографу и амплитудному графику  $A(R)$  (б), приведенным на рис. 47.

1, 2, 3 — типы скоростных разрезов, согласующихся с экспериментальным годографом; 4, 5 — типы скоростных разрезов, согласующихся с годографом и амплитудным графиком  $A(R)$ ; 6 — возможные пределы изменения параметров скоростного разреза

волны, рефрагированные в верхней части консолидированной толщи земной коры и в верхней мантии, а также закритические отраженные волны от границы раздела в нижней части земной коры, от поверхности Мохоровичича и от границ раздела в верхней части мантии (см. рис. 23). Кинематические и динамические характеристики названных волн подробно описаны выше.

Оценки для функции  $\tau(p)$  в интервале значений параметров  $p$ , соответствующих земной коре и границе Мохоровичича ( $p = 0,14 \div 1,0$ ), определены по годографу для удалений до 205 км, полученному в центральной части профиля Копетдаг—Аральское море.

Указанный участок профиля характеризуется незначительным изменением строения земной коры в горизонтальном направлении. Сравнение времен пробега одноименных волн (при одинаковых удалениях от источника), зарегистрированных при взрывах из встречных пунктов, расстояние между которыми по профилю около 200 км, показало, что расхождение между их годографами в среднем равно 0,1 с. При определении оценок значений функции  $\tau(p)$  для соответствующих верхней части

мантии значений параметра  $p$  ( $p < 0,14$ ) использовался годограф волн, зарегистрированных до удалений 612 км, полученный из пункта взрыва в южной части профиля, где строение земной коры претерпевает значительные изменения. В связи с этим в названный годограф предварительно были введены поправки, учитывающие изменение строения земной коры в горизонтальном направлении вдоль линии профиля.

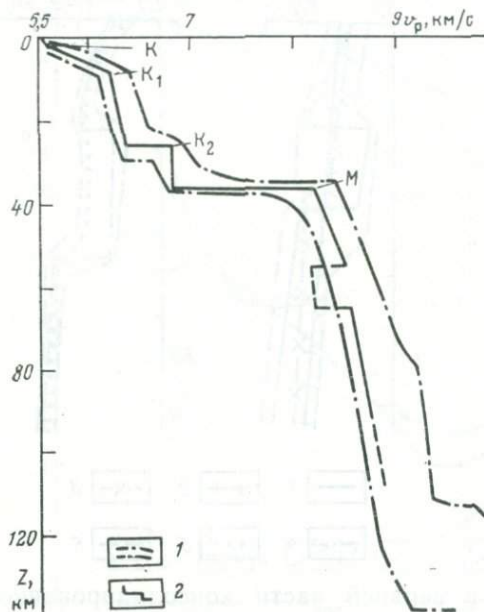


Рис. 49. Скоростные разрезы земной коры и верхней части мантии, построенные по материалам ГСЗ на профиле Копетдаг — Аральское море методом  $\tau(p)$  и другими способами.

1 — построенная методом  $\tau(p)$  область, содержащая все допустимые скоростные разрезы земной коры и верхней части мантии; 2 — скоростной разрез, построенный способом перебора решений прямых задач; К, К<sub>1</sub>, К<sub>2</sub> — границы раздела в консолидированной толще земной коры

Вопросы, касающиеся особенностей применения метода  $\tau(p)$  при интерпретации материалов ГСЗ, подробно рассмотрены в работе [86]. Здесь мы коротко остановимся на обсуждении полученных для профиля ГСЗ Копетдаг—Аральское море результатов.

На рис. 49 приведена построенная методом  $\tau(p)$  область, содержащая все допустимые скоростные разрезы земной коры и верхней части мантии, которая дает хорошее представление о характере изменения с глубиной значений скоростных параметров и позволяет более объективно оценить точность и однозначность интерпретации материалов ГСЗ. Из рис. 49 видно, что значения скорости в верхней части консолидированной толщи земной коры и на границе Мохоровичича могут быть определены с более высокой точностью, чем скоростные параметры в средней и нижней частях земной коры и в верхней части мантии. Также достаточно надежно могут быть определены мощность земной коры и глубина залегания поверхности ее консолидированной толщи. Сделанные выводы нужно иметь

в виду при обобщении и анализе результатов исследований ГСЗ на уровне скоростных разрезов. Сопоставление результатов интерпретации методом  $\tau(p)$  со скоростными разрезами, построенными методом перебора решений прямых задач, показывает, что последние находятся внутри определенной методом  $\tau(p)$  области или же выходят за ее пределы на величину, не превышающую погрешность определения значений скоростных параметров.

В заключение отметим, что, как следует из теории метода  $\tau(p)$ , все согласующиеся с экспериментальными годографами скоростные разрезы лежат в области, определенной названным методом. Однако это не означает, что все скоростные разрезы, которые находятся в указанной области, согласуются с экспериментальными данными. Для уточнения и детализации полученных результатов и определения в названной области скоростных разрезов, соответствующих кинематическим и динамическим характеристикам регистрируемых волн, могут быть использованы рассмотренные выше методы интерпретации, основанные на переборе решений прямых сейсмических задач. Представляется, что сопоставление для различных районов результатов интерпретации материалов глубинных сейсмических исследований методом  $\tau(p)$  позволит, с учетом его ограничений относительно влияния горизонтальных неоднородностей среды, получить весьма ценную объективную информацию об изменении строения земных недр.

#### ДВУМЕРНЫЕ СКОРОСТНЫЕ РАЗРЕЗЫ

В настоящее время при интерпретации материалов глубинных исследований в основном используется методика, разработанная для горизонтально-однородных сред. Вместе с тем результаты изучения кинематических и динамических характеристик глубинных волн свидетельствуют о наличии в верхней мантии существенных горизонтальных скоростных неоднородностей. Изучение таких неоднородностей верхней мантии представляет большой интерес для геодинамики. Методика обработки экспериментальных сейсмических материалов, очевидно, должна находиться в соответствии с особенностями скоростного строения среды, а также с точностью измерения и детальностью изучения характеристик волн.

В тех случаях, когда на профилях ГСЗ различие между годографами мантийных волн  $P^M$  после пересчета к выровненной подошве земной коры достигало 1—2 с и больше (при одинаковых удалениях от источника), их интерпретация осуществлялась методом перебора на ЭВМ решений прямых кинематических задач для двумерных скоростных моделей [23]. При этом задача заключалась в том, чтобы в заданной, исходя из геофизических соображений, области существования сейсмических

параметров определить совокупность скоростных разрезов, для которых расхождение между теоретическими и экспериментальными годографами не превосходит точности последних.

Подробное исследование всей области возможных решений, как это сделано, например, в работе [24], в случае двумерных моделей практически невозможно в связи с тем, что это приведет к чрезвычайно большому затратам машинного времени, даже с учетом возможности современной вычислительной техники. Поэтому определялась некоторая достаточно представительная выборка из числа возможных решений и оценивались точность и устойчивость полученных двумерных скоростных разрезов верхней мантии по отношению к вероятным погрешностям экспериментальных годографов. Построение скоростных моделей на ЭВМ включало три этапа: решение прямой задачи для модели  $v(x, Z)$ , заданной в соответствии с принятой параметризацией разреза; определение расхождения между теоретическими и экспериментальными годографами по критерию среднеквадратического и максимального отклонений; коррекция скоростного разреза. В работе [22] подробно рассмотрены алгоритм и блок-схема программы вычисления лучей и годографов для горизонтально-неоднородных сред методом Рунге-Кутты.

Перебору моделей на ЭВМ предшествовала параметризация разреза, заключающаяся в определении числа слоев и их мощности, диапазона изменения значений скоростных параметров и возможного характера их распределения с глубиной и по горизонтали. Исходя из особенностей используемых экспериментальных данных и анализа соотношения параметров среды с кинематическими и динамическими характеристиками волн, были определены пределы изменения параметров разреза. Мощность слоев в среднем выбиралась равной 10—15 км; количество их 3—4; скорость распространения продольных волн изменялась в вертикальном и горизонтальном направлениях в пределах 7—10 км/с; рассматривались модели, включавшие слои с пониженными и повышенными скоростями. Возможные решения поставленной задачи искались среди наиболее простых моделей строения среды. В частности, предполагалось, что скорость меняется по закону

$$v(x, Z) = v(Z) + a(Z)B(x). \quad (IV.19)$$

Исходя из параметризации, под пунктами взрыва задавалось возможное распределение скоростей в виде табличных значений с шагом  $\Delta Z$  по глубине 2,5 км. Между пунктами взрыва  $i, j$  скорость интерполировалась по закону

$$v(x, Z) = \frac{1}{\Delta Z} \left\{ (v_{i+1} - v_i)(Z - Z_i) + v_i \Delta Z + \right.$$

$$+ \frac{x}{\delta x} [(v_{i+1} - v_i)(Z - Z_i) + v_i \Delta Z + (v_{j+1} - v_j)(Z - Z_j) + v_j \Delta Z] \}, \quad (IV.20)$$

где  $v_i$  и  $v_j$  — скорость в точках  $Z_i$  и  $Z_j$  через интервал  $\Delta Z$  под соответствующими пунктами взрыва, расстояние между которыми равно  $\delta x$ .

Определение скоростного разреза осуществлялось методом последовательных приближений. Процедура перебора проводилась для каждого уровня последовательно. Вначале подбирались распределение скоростей в верхней части разреза. Найденные параметры закреплялись и определялось распределение скоростей на больших глубинах.

Применявшиеся при интерпретации вычислительные программы позволяли рассчитывать не только теоретические годографы, но и траектории сейсмических лучей для горизонтально-неоднородных сред. Изменение плотности лучей с удалением от пункта взрыва при равномерном шаге по углу выхода из источника качественно отображает изменение интенсивности волн с расстоянием от источника. В связи с этим сопоставление экспериментальных амплитудных графиков  $A(R)$  с плотностью сейсмических лучей, рассчитанных для полученной в результате интерпретации годографов скоростной модели, позволяет качественно определить соответствие этой модели амплитудным характеристикам регистрируемых волн.

На теоретических моделях была оценена точность построения по изложенной методике скоростных разрезов верхней мантии и было исследовано влияние не учитываемых при интерпретации горизонтальных скоростных неоднородностей среды. В результате выполненных расчетов установлено, что изменение значений скоростных параметров верхней мантии на  $\pm(0,1 \div 0,2)$  км/с приводит к изменению времени пробега рефрагированных волн до 0,8—1,5 с (см. рис. 43) при расстояниях от источника 500 км. При точности пересчитанных к подошве земной коры экспериментальных годографов ГСЗ  $\pm(0,3 \div 0,5)$  с для удалений не менее 400—500 км средняя скорость может быть определена с точностью  $\pm(0,05 \div 0,1)$  км/с. Пластовая и истинная скорости определяются, как показали расчеты, с погрешностью около  $\pm(0,1 \div 0,2)$  км/с. Минимальная мощность слоев верхней мантии, которые могут быть выделены по годографам волн  $P^M$ , в первых вступлениях равна 5—10 км (рис. 50).

На рис. 51, а приведены рассчитанные для двух встречных пунктов взрыва теоретические годографы рефрагированных в верхней мантии волн, распространяющихся в среде с изменяющимися по глубине и горизонтали скоростными параметрами. Расхождение между встречными годографами (при одинаковом удалении от пункта взрыва) для рассматриваемой

модели достигает 0,5—1 с, что нередко наблюдается при обработке экспериментальных сейсмических материалов. Для каждого годографа были построены способом перебора по рассмотренной выше методике горизонтально-однородные скоростные модели верхней мантии (рис. 51, в и г).

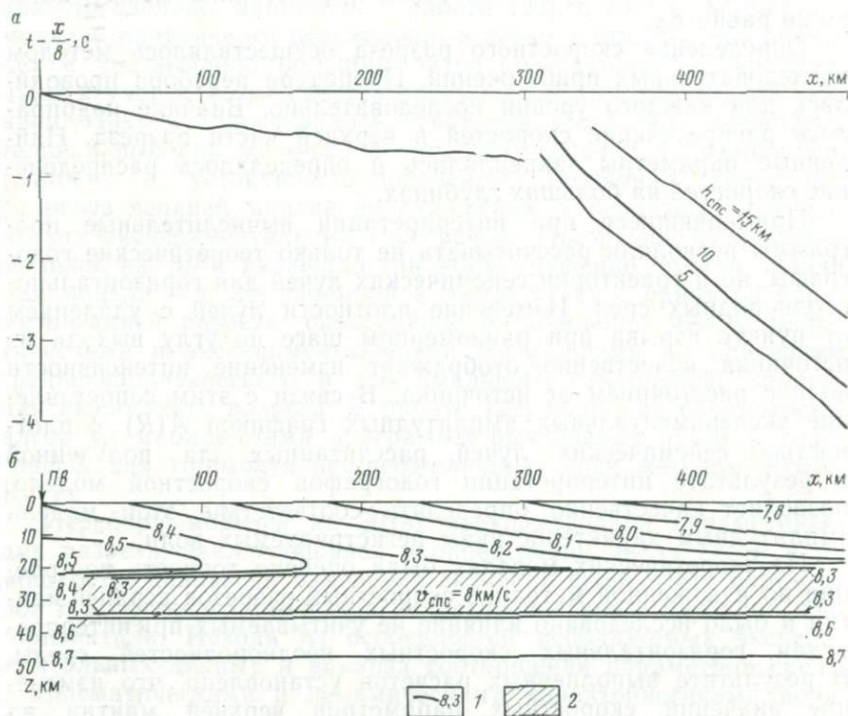


Рис. 50. Влияние изменения мощности слоя с пониженной скоростью распространения волны в верхней части мантии на годографы рефрагированных волн  $R_{\text{рефр}}^M$ .

а — теоретические годографы; б — скоростная модель  $v(x, Z)$ . 1 — изолинии скоростей в км/с; 2 — слой с пониженными скоростями (СПС), мощность его  $h_{\text{СПС}}$  при расчетах изменялась от 5 до 15 км. ПВ — положение источника колебаний, которому соответствуют теоретические годографы. До расстояний  $x=300$  км изображен годограф волны, рефрагированной выше слоя СПС.

Интересно отметить, что скоростные разрезы  $v_p(Z)$ , построенные по встречным годографам (ПВ I, ПВ II) без учета влияния горизонтальных неоднородностей, значительно отличаются друг от друга как по значениям скоростей, так и по характеру их изменения с глубиной и недостоверно характеризуют реальное распределение скоростных параметров среды (рис. 51, б). Так, при интерпретации рассматриваемых годографов выделены несуществующий слой с понижением скорости (ПВ I) и отсутствующая граница ее резкого увеличения (ПВ II),

обусловленные влиянием горизонтальных неоднородностей. Причем графики изменения плотности сейсмических лучей  $P(x)$  качественно согласуются с результатами интерпретации годографов. На графике  $P(x)$ , соответствующем ПВ II, отмечается четкий максимум на удалении около 300 км, который

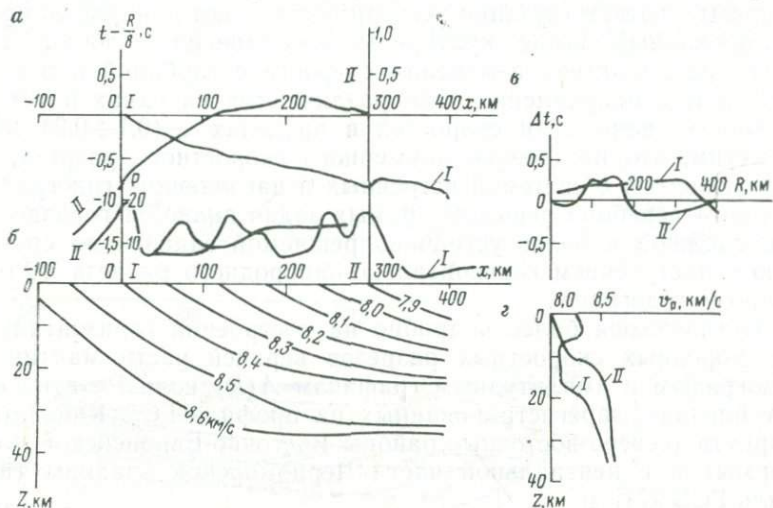


Рис. 51. Оценка влияния горизонтальных неоднородностей на результаты построения скоростных разрезов верхней мантии.

а — теоретические годографы  $(t - R/\beta) = f(x)$  и графики изменения с удалением от источника колебаний плотности сейсмических лучей  $P(x)$  для двух встречных пунктов взрыва (I, II); б — горизонтально-неоднородный скоростной разрез верхней мантии, которому соответствуют годографы на рис. 51, а; в — графики отклонения годографов  $\Delta t = t(R)_{v(x,z)} - t(R)_{v(x,z)=f(R)}$ , рассчитанных для приведенной на рис. 51, б горизонтально-неоднородной скоростной модели, от годографов, рассчитанных для моделей на рис. 51, а; г — горизонтально-неоднородные скоростные разрезы верхней мантии, построенные методом перебора решений прямых кинематических задач по годографам, рассчитанным для горизонтально-неоднородной модели на рис. 51, а и б

в рамках горизонтально-однородных моделей может быть истолкован как выход в первые вступления волны, преломленной на границе резкого увеличения скорости. На аналогичном графике для ПВ I отмечается четкий минимум на удалениях 150—250 км, который ошибочно может быть принят за область тени, обусловленную наличием в разрезе слоя с понижением скорости.

Таким образом, на теоретических тестах показано, что при наличии существенных горизонтальных скоростных неоднородностей интерпретация с использованием горизонтально-однородных моделей может приводить не только к значительному осреднению результатов (понижению детальности), но и к получению ошибочных представлений о скоростном строении среды (выделение несуществующих границ раздела, слоев с понижением скорости и др.).

При выполнении расчетов на ЭВМ для каждого исследуемого профиля было рассмотрено 25—30 двумерных скоростных моделей верхней мантии. Из них только для 4—6 разрезов среднеквадратическое отклонение теоретических годографов от экспериментальных не превышало погрешности последних. Все разрезы, соответствующие экспериментальным данным по сформулированным выше критериям, качественно подобны друг другу по характеру изменения скорости с глубиной и в горизонтальном направлении. Они различаются на одних и тех же глубинах значениями скоростей в пределах  $\pm(0,1 \div 0,3)$  км/с. Отметим, что построение двумерного скоростного разреза, согласующегося с системой встречных и нагоняющих годографов, методом перебора решений прямых задач является гораздо более сложной и более устойчиво решаемой задачей по сравнению с построением горизонтально-однородного разреза по одиночному годографу.

Остановимся более подробно на построении горизонтально-неоднородных скоростных разрезов верхней части мантии по годографам и амплитудным графикам  $A(R)$  волн  $P^m$  в первых вступлениях, зарегистрированных на профиле ГСЗ Кинешма—Воркута (северо-восточные районы Восточно-Европейской платформы) и в центральной части Черноморской впадины (профиль ГСЗ 27).

На профиле ГСЗ Кинешма—Воркута была получена система корреляционно увязанных встречных и нагоняющих годографов глубинных волн на удалениях до 1000—1500 км, что позволило изучить вдоль линии профиля строение не только земной коры, но и верхней мантии до глубины 150—180 км [83, 108]. По материалам регистрации преломленных, отраженных и обменных волн по линии профиля построено сейсмический разрез земной коры. Глубина залегания поверхности кристаллического фундамента изменяется от выходов его на поверхность в районе Тиманского кряжа до 2—3 и 8—10 км в Московской и Печорской синеклизах соответственно. Мощность земной коры варьирует по профилю в пределах 35—40 км.

Изменение строения земной коры вдоль линии профиля оказывает значительное искажающее влияние на годографы волн  $P^m$ . В связи с этим они были пересчитаны по рассмотренной выше методике к выровненной подошве земной коры (к уровню 40 км). В результате такой трансформации была получена система встречных и нагоняющих годографов волн  $P^m$  в первых вступлениях, исправленных за влияние неоднородностей строения земной коры. Сравнение этих годографов показало, что различие между ними при одинаковых удалениях от источника достигает 2—2,5 с. Это значительно превышает вероятную погрешность пересчета и указывает на наличие в верхней мантии в пределах профиля существенных горизонтальных скоростных неоднородностей. Годографы, соответствующие се-

веро-восточной части профиля, характеризуются большими значениями времен пробега волн  $P^M$  (см. рис. 26) по сравнению с его юго-западной частью. Наиболее значительные различия времен отмечаются на удалениях до 600 км.

Динамические характеристики волн использовались при интерпретации путем качественного сопоставления экспериментальных графиков амплитуд  $A(R)$  (рис. 52) с изменением плот-

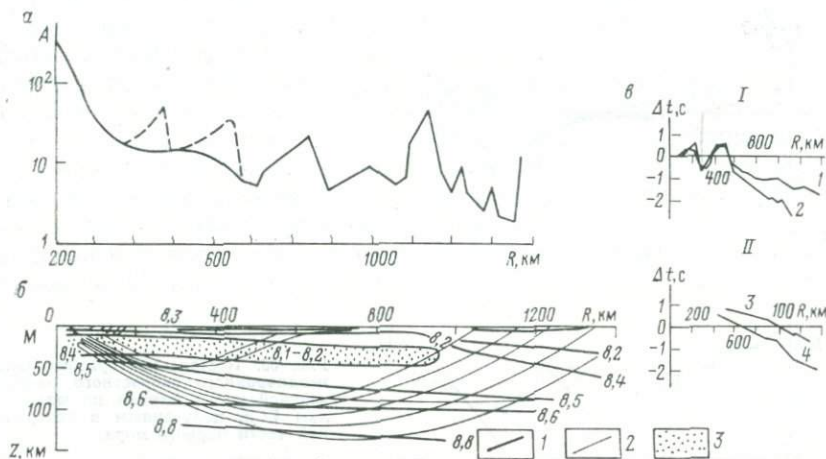


Рис. 52. Горизонтально-неоднородный скоростной разрез верхней мантии, построенный по материалам ГСЗ на профиле Кинешма — Воркута.

$a$  — график  $A(R)$  изменения с расстоянием амплитуд волн  $P^M(P_{31})$  в первых вступлениях по данным ГСЗ (пунктиром обозначены экстремумы, обусловленные неоднородностями строения земной коры);  $b$  — горизонтально-неоднородная скоростная модель верхней мантии, построенная методом перебора решений прямых кинематических задач, и траектории рассчитанные для нее сейсмических лучей: 1 — изолинии скоростей в км/с, 2 — сейсмические лучи, 3 — слой пониженных скоростей в верхней части мантии;  $v$  — графики разности теоретических и экспериментальных годографов волн  $P^M \Delta t = t_{\text{теор}}(R) - t_{\text{эксп}}(R) = f(R)$  для различных горизонтально-неоднородных скоростных разрезов: I — с постоянным градиентом скорости:  $g=10^{-3} \text{ с}^{-1}$  (1),  $g=4 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$  (2), II — содержащий слой с пониженной скоростью мощностью 25 км (3) и слой с постоянной скоростью такой же мощности (4)

ности сейсмических лучей. В результате сопоставления и анализа амплитудных графиков для встречных и нагоняющих систем наблюдений были выделены и исключены из дальнейшей интерпретации аномалии амплитуд, обусловленные неоднородностями строения земной коры. На рис. 52, б приведена горизонтально-неоднородная скоростная модель строения верхней мантии, соответствующая годографам волн  $P^M$  в первых вступлениях, с рассчитанными для нее траекториями сейсмических лучей рефрагированных волн. Увеличению плотности сейсмических лучей, как видно из рис. 52, б, соответствуют максимумы амплитудного графика (см. рис. 52, а) на удалениях, примерно равных 750—850 и 1100—1200 км.

Для двумерной скоростной модели верхней части мантии, построенной по полученным в центральных районах Черноморской

впадины материалам ГСЗ, были рассчитаны траектории сейсмических лучей (рис. 53) мантийных волн  $P^M$ , зарегистрированных на донных станциях I и II. В пределах профиля на определенных удалениях от источника отмечаются области повышенной плотности сейсмических лучей, примерно совпадающие с положениями максимумов на экспериментальном амплитудном графике  $A(R)$ . В частности, максимуму амплитуд на

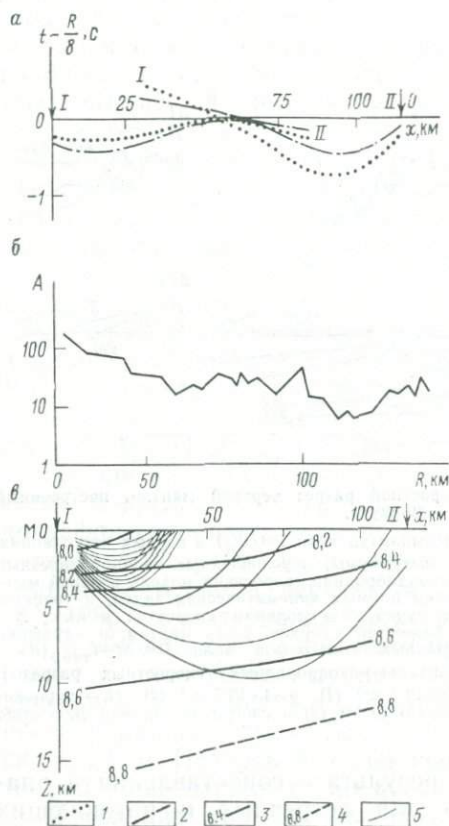


Рис. 53. Построение горизонтально-неоднородного скоростного разреза верхней части мантии по материалам ГСЗ, полученным в центральной части Черного моря.

а — пересчитанные к подошве земной коры встречные (I и II) годографы (и соответствующие им пункты взрыва) волн  $P^M$  в первых вступлениях и теоретические годографы рефрагированных в верхней мантии волн, рассчитанные для скоростного разреза на рис. 53, б; б — график  $A(R)$  изменения с расстоянием амплитуд волн  $P^M$  в первых вступлениях; в — горизонтально-неоднородный скоростной разрез верхней части мантии (по данным Ю. А. Бурмакова, В. З. Рябого, Е. А. Старшиновой). 1 и 2 — соответственно теоретические и экспериментальные годографы; 3 и 4 — изолинии скоростей соответственно по уверенным и неуверенным данным в км/с; 5 — траектории сейсмических лучей

удалениях более 100 км, связываемому с выходом волны  $P^M_2$  в первые вступления [109], соответствует увеличение плотности сейсмических лучей.

При сопоставлении амплитудных графиков с изменением плотности лучей следует иметь в виду, что на рис. 52 и 53 приведены двумерные скоростные разрезы верхней мантии со снятой земной корой. Вследствие этого экстремумы экспериментальных амплитудных графиков  $A(R)$  должны располагаться дальше от источника колебаний, чем приуроченные к ним области увеличения или уменьшения плотности сейсмических лу-

чей, на расстояние, равное горизонтальному набегу в земной коре (сносу) сейсмических лучей волн  $P^M$ .

Аналогичные результаты были получены при сопоставлении плотности сейсмических лучей с горизонтально-неоднородными скоростными моделями, определенными для других районов. Таким образом, применявшаяся методика интерпретации позволила построить двумерные скоростные разрезы верхней мантии, количественно соответствующие экспериментальным годографам и качественно согласующиеся с амплитудными графиками  $A(R)$ . Использование амплитудных характеристик мантийных волн позволяет повысить достоверность и детальность изучения распределения скоростных параметров верхней мантии. Рассмотренные способы обработки экспериментальных сейсмических материалов обеспечивают выделение и определение основных параметров сравнительно крупномасштабных скоростных неоднородностей верхней мантии с линейными размерами не менее нескольких десятков километров и мощностью слоев 5—10 км и больше.

**ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СКОРОСТНОГО СТРОЕНИЯ  
ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ТЕРРИТОРИИ СССР**

С целью изучения общих закономерностей изменения скоростных параметров верхней мантии в пределах различных крупных геологических структур территории СССР выполнены обобщение и анализ основных полученных к настоящему времени результатов изучения строения верхней мантии по материалам взрывной и естественной сейсмологии.

Несмотря на разную детальность применяющихся при изучении строения верхней мантии сейсмических методов и существенную разнотипность систем наблюдений и способов интерпретации экспериментальных материалов, можно выделить ряд важных характеристик верхней мантии, относительно которых получен обширный фактический материал, допускающий сравнительный анализ и систематизацию. К числу таких характеристик относятся крупномасштабные горизонтальные флуктуации скоростей на поверхности мантии и внутри ее толщи, наличие или отсутствие слоев с пониженной скоростью, глубина залегания опорных границ и др. Эти материалы являются достаточно надежной фактической базой для изучения особенностей распределения скоростных неоднородностей верхней мантии значительной части территории СССР и выяснения их соотношения со строением земной коры различных геологических структур, за основу классификации которых, как и в работах [11, 12 и др.], принят возраст складчатости. Наиболее детально строение верхней мантии территории СССР изучено сейсмическими методами в южных и восточных районах; центральные и северные области исследованы значительно слабее.

**ПОВЕРХНОСТЬ МОХОРОВИЧИЧА**

В результате сейсмических исследований верхней мантии наиболее подробно изучено строение ее поверхности (границы М), глубина залегания которой изменяется от 10—15 км в западной части Тихого океана до 60—70 км под Памиром и Гималаями. Общей закономерностью изменения мощности земной коры для территории СССР является ее возрастание от 30—40 км вдоль побережий Тихого и Ледовитого океанов до 50—60 км и больше во внутренних орогенических областях Евразии. Средняя мощность земной коры континентальных структур СССР  $40,5 \pm 1,6$  км [12]. Значительные отклонения от среднего значения отмечаются лишь для сравнительно небольшой части

континентальных структур (до 15—20% от общей площади). Обобщение и подробный анализ результатов определения глубины залегания поверхности Мохоровичича в пределах территории СССР и отдельных крупных регионов выполнены в работах [12, 18, 30, 44 и др.]. В этих работах показано, что соотношения между морфологией рельефа указанной границы и особенностями строения вышележащих слоев земной коры изменяются для структурных элементов разных классов и порядков, различающихся между собой характером и историей геологического развития. Рельеф поверхности верхней мантии имеет сложное строение, особенно в пределах складчатых и горно-складчатых областей.

При изучении строения верхней мантии методами взрывной сейсмологии, а также по материалам детальных профильных сейсмологических наблюдений наиболее точно и надежно по годографам волн  $P^m(P_n)$  в первых вступлениях определяется граничная скорость распространения продольных сейсмических волн вдоль поверхности Мохоровичича  $v_r^m$ . Этот скоростной параметр, учитывая, что названные волны являются рефракционированными, в среднем характеризует скорость в слое, непосредственно прилегающем к поверхности мантии. Мощность такого слоя зависит от длины использованных годографов, а также от градиентов скорости в верхней части мантии и примерно равна, как показали расчеты, 2—4 км.

В результате обобщения материалов глубинных сейсмических исследований для территории СССР и некоторых сопредельных стран составлена схема распределения по площади значений  $v_r^m$  [14], существенно уточненный и детализированный вариант которой, с учетом полученных за последние годы новых результатов, приведен на рис. 54. При ее составлении использовано примерно 400 значений  $v_r^m$ , подавляющее большинство которых определено в достаточной степени надежно с использованием встречных годографов. Погрешность определения значений  $v_r^m$  в основном зависит от детальности применявшихся систем наблюдений и в среднем не превышает  $\pm 0,1$  км/с. Изображение изменения по площади значений  $v_r^m$  в виде линий равных значений скоростей, строго говоря, не соответствует физическому смыслу рассматриваемого скоростного параметра, который является сравнительно быстро изменяющейся в горизонтальном направлении дифференциальной характеристикой среды. Широко распространенное в геологии и геофизике изображение вариаций различных параметров при помощи изолиний предполагает их плавное изменение и равномерность осуществления в связи с этим интерполяции, в основном линейной, между отдельными значениями, что по отношению к  $v_r^m$  не является в достаточной степени оправданным. Вследствие этого

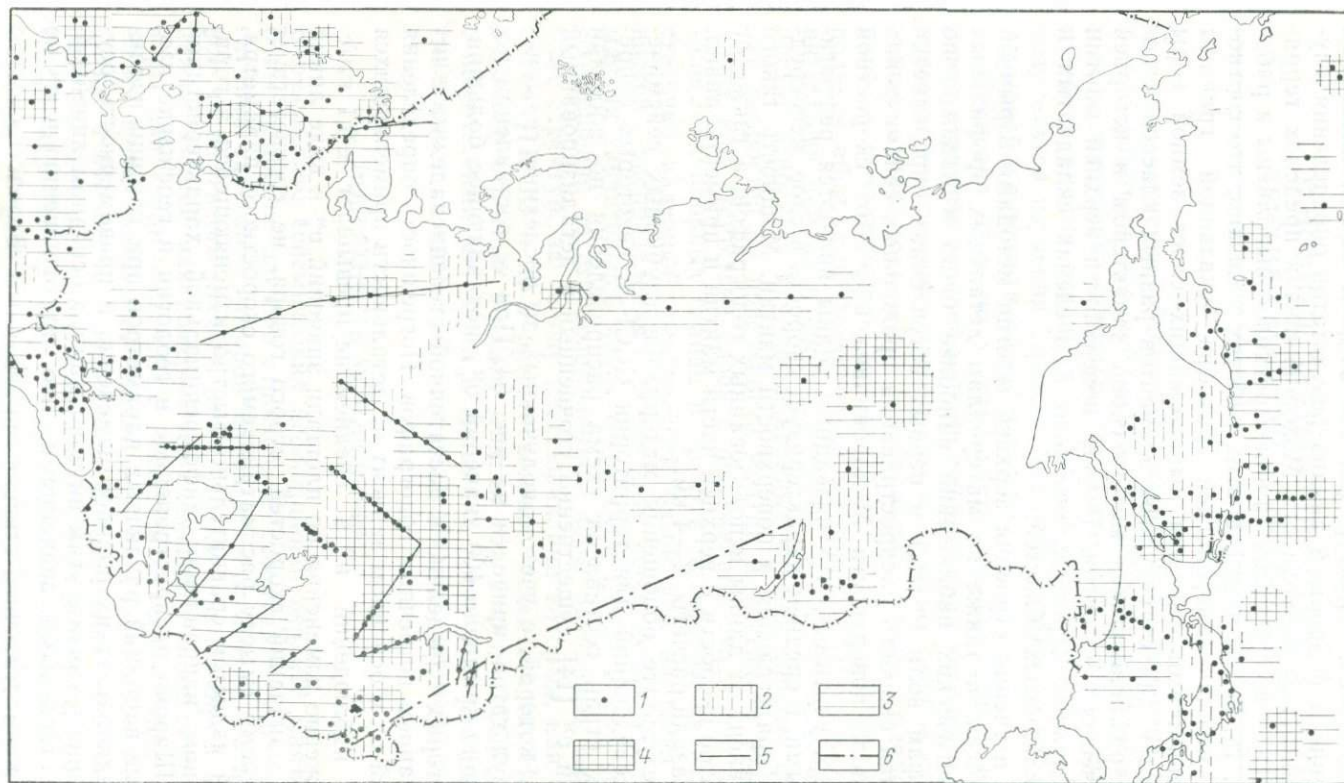


Рис. 54. Схема граничных скоростей распространения продольных волн вдоль поверхности Мохоровичича на территории СССР и некоторых со-  
предельных стран.

1 — точки определения значений  $v_{\Gamma}^M$  в км/с; области преобладающих значений  $v_{\Gamma}^M$  в км/с: 2 —  $\leq 8,0$ , 3 —  $8,1 \div 8,2$ , 4 —  $> 8,2$ ; 5 — профили ГСЗ, на которых построены скоростные разрезы верхней части мантии; 6 — сейсмологический профиль Памир—Байкал. (Составили Н. А. Беляевский, В. З. Рябой)

на карте различной штриховкой выделены зоны нормальных, повышенных и пониженных преобладающих значений.

Скорость  $v_{\Gamma}^M$  на территории СССР изменяется от 7,5—7,8 до 8,4—8,8 км/с. На рис. 55 приведены графики распределения значений  $v_{\Gamma}^M$ , построенные для различных структур суши,

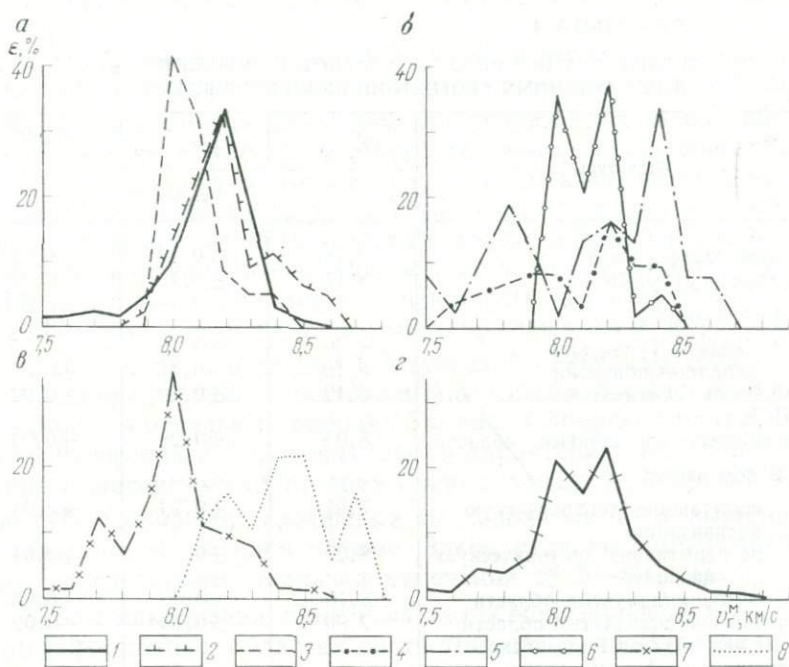


Рис. 55. Графики распределения значений  $v_{\Gamma}^M$  для различных геотектонических структур.

*а* — платформенные области; *б* — складчатые и горно-складчатые области; *в* — область сочленения Евразийского континента и Тихого океана; *г* — территория СССР и сопредельных стран. 1 — Восточно-Европейская платформа; 2 — Скифско-Туранская плита; 3 — Западно-Сибирская плита; 4 — палеозойские складчатые области, испытавшие тектоническую активизацию; 5 — палеозойские складчатые области, не испытавшие тектоническую активизацию; 6 — альпийский складчатый пояс юга СССР; 7 — кайнозойские складчатые области зоны перехода от Евразийского континента к Тихому океану; 8 — структуры дна Тихого океана (западные районы к востоку от Курильских островов)

внутренних и окраинных морей и для северо-западной части Тихого океана. На основании этих графиков можно полагать, что законы распределения значений  $v_{\Gamma}^M$  в пределах указанных областей различны. Вариационные графики нередко имеют два максимума и являются асимметричными кривыми. Примерно 65% значений  $v_{\Gamma}^M$  для всей рассматриваемой территории изменяется в пределах 8—8,2 км/с. Такой вид вариационных графиков, вероятно, указывает на то, что распределение значений  $v_{\Gamma}^M$  носит не случайный характер и не описывается

нормальным законом распределения. В связи с этим использование для сравнения  $v_r^M$  в различных районах только среднеарифметического значения и среднеквадратического отклонения (табл. 4), как это нередко делается при обобщении результатов глубинных исследований, является недостаточным.

ТАБЛИЦА 4

РЕЗУЛЬТАТЫ СТАТИСТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ ЗНАЧЕНИЙ  $v_r^M$   
ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Структуры	$v_r^M$ , ср	$\sigma$	$\varepsilon$
	км/с		
Древние платформы	8,18	$\pm 0,13$	$\pm 0,02$
Молодые платформы	8,17	$\pm 0,19$	$\pm 0,02$
В том числе:			
Скифско-Туранская	8,20	$\pm 0,15$	$\pm 0,02$
Западно-Сибирская	8,10	$\pm 0,11$	$\pm 0,02$
Альпийский складчатый пояс юга СССР	8,12	$\pm 0,12$	$\pm 0,02$
Палеозойские складчатые области	8,05	$\pm 0,28$	$\pm 0,04$
В том числе:			
испытавшие тектоническую активизацию	7,91	$\pm 0,23$	$\pm 0,04$
не испытавшие тектоническую активизацию	8,25	$\pm 0,22$	$\pm 0,04$
Мезозойские складчатые области	8,10	$\pm 0,09$	$\pm 0,03$
Кайнозойские складчатые области зоны перехода от Евразийского континента к Тихому океану	7,99	$\pm 0,19$	$\pm 0,02$
В том числе:			
депрессии Японского и Охотского морей	8,03	$\pm 0,14$	$\pm 0,03$
Курило-Камчатская и Сахалино-Японская островные дуги	7,96	$\pm 0,21$	$\pm 0,03$
Структуры дна Тихого океана (западные районы к востоку от Курильских островов)	8,41	$\pm 0,19$	$\pm 0,04$
Территория СССР и сопредельных стран	8,11	$\pm 0,22$	$\pm 0,001$

Примечание.  $v_r^M$ , ср — среднеарифметическое значение  $v_r^M$ ;  $\sigma$  — среднеквадратическое отклонение отдельных значений от среднеарифметического;  $\varepsilon$  — точность определения  $v_r^M$ , ср ( $\varepsilon = \sigma / \sqrt{n}$ );  $n$  — число определений.

Анализ изменения значений  $v_r^M$  по площади свидетельствует о существенных скоростных неоднородностях в верхней части мантии, которые несомненно имеют региональное распростра-

нение. При этом распределение таких неоднородностей обнаруживает связь с крупными элементами геологической структуры. Зоны, аномальные по значениям  $v_r^M$ , обычно приурочены к структурам земной коры, выделяемым по геолого-геофизическим данным. Однако соотношение значений  $v_r^M$  с особенностями строения отдельных геологических структур носит сложный характер.

В последние годы в результате исследований ГСЗ установлено, что в платформенных областях значения  $v_r^M$  изменяются в более широких пределах, чем это представлялось раньше, от 7,8 до 8,4 км/с и больше. Наиболее высокие значения 8,3—8,4 км/с и даже в отдельных случаях 8,6 км/с определены на Балтийском щите к северу от Ботнического залива и в районе между Финским заливом и Белым морем, а также в восточных районах Русской плиты, на юго-востоке Туранской плиты, в Прикаспийской впадине и в некоторых других районах. Пониженные до 7,8—8 км/с значения  $v_r^M$  отмечены к югу от Ботнического залива, в пределах Печорской синеклизы (северо-восток Европейской платформы), в Днепровско-Донецкой впадине и в отдельных районах Западно-Сибирской плиты. Русская, Скифская и Туранская плиты характеризуются более высокими значениями  $v_r^M$  по сравнению с Западно-Сибирской плитой. На Сибирской платформе исследования ГСЗ выполнены в значительно меньшем объеме. Здесь, судя по немногочисленным определениям, диапазон изменения  $v_r^M$  8—8,4 км/с.

Зонам накопления осадочных отложений большой мощности в платформенных областях соответствуют в одних случаях пониженные, а в других — повышенные и нормальные значения  $v_r^M$ . Так, например, в пределах Днепровско-Донецкой впадины  $v_r^M$  уменьшается по сравнению с прилегающими районами Украинского и Воронежского массивов до 7,9—8 км/с, а в Прикаспийской впадине и в юго-восточных районах Амударьинской впадины отмечены повышенные до 8,3—8,4 км/с значения  $v_r^M$ .

В пределах горно-складчатых систем Карпат, Памира, Тянь-Шаня и Урала отмечаются в среднем пониженные до 7,9—8 км/с  $v_r^M$ . Близкие к ним значения определены в областях неотектонической активизации палеозойских складчатых сооружений юга Сибири (Кузбасс, Горная Шория, Алтай) и в пределах аналогичных структур юга Средней Азии (Тянь-Шань, Северный Памир). На Кавказе значения  $v_r^M$  изменяются от 8 до 8,3 км/с. Интересно отметить, что понижение скорости в верхней части мантии наблюдается не только под Уральской складчатой системой, точнее в пределах зеленокаменного пояса

Урала, но и прослеживается гораздо южнее. Так, значение  $v_{\Gamma}^M = 7,9$  км/с определено на профиле ГСЗ примерно в 200 км к северу от Аральского моря. Это, вероятно, может служить подтверждением высказывавшегося ранее на основании анализа особенностей строения земной коры предположения о подземном продолжении Урала в южном направлении и о связи его со складчатой системой Султан-Уиздага [89, 115].

Повышенные  $v_{\Gamma}^M = 8,3 \div 8,4$  км/с отмечены в Предуральском и Предкопетдагском прогибах. Наиболее высокие значения  $v_{\Gamma}^M$  на суше —  $8,4 \div 8,6$  км/с установлены в области распространения палеозойских складчатых сооружений Центрального, Северного и частично Южного Казахстана. Исключением в пределах Казахской складчатой области является Балхашская впадина, где отмечены пониженные  $v_{\Gamma}^M = 7,6 \div 7,9$  км/с. По значениям скоростного параметра  $v_{\Gamma}^M$  Балхашская впадина тяготеет к примыкающим с юга районам Тянь-Шаня.

В Черноморской впадине значения  $v_{\Gamma}^M$  изменяются от 8 до 8,4 км/с. В северо-восточной ее части может быть выделена линейно вытянутая, простирающаяся с северо-запада на юго-восток зона пониженных значений  $v_{\Gamma}^M = 8$  км/с, которая, вероятно, продолжается на суше и заканчивается в пределах Рионской впадины. В Южно-Каспийской впадине  $v_{\Gamma}^M = 8 \div 8,1$  км/с, а в Куринской —  $8 \div 8,2$  км/с.

Обращает на себя внимание тот факт, что в Черноморской и Прикаспийской впадинах максимальные значения  $v_{\Gamma}^M$  оказываются приуроченными либо к участкам, лишенным «гранитного» слоя, либо к участкам с относительно малой мощностью консолидированной коры.

В результате исследований ГСЗ в Байкальской рифтовой зоне и в прилегающих районах Забайкалья установлена область пониженных скоростей  $v_{\Gamma}^M = 7,7 \div 7,8$  км/с на поверхности мантии. На сопредельных участках Сибирской платформы и Забайкалья  $v_{\Gamma}^M$  имеет нормальные и повышенные значения, достигающие 8,1—8,2 и в отдельных районах 8,4 км/с. Северо-западная граница области пониженных скоростей примерно совпадает с границей Сибирской платформы, а юго-восточная — отстоит на 200—300 км от рифтовой зоны и пересекает крупные геологические структуры древнего возраста. Юго-восточная граница рассматриваемой аномальной области на одних участках совпадает с границей между герцинидами и каледонидами, а на других — расположена в пределах поля каледонских структур. Последнее свидетельствует о том, что аномальные свойства верхней части мантии данного района, по-видимому, связаны с процессами рифтогенеза и имеют наложенный харак-

тер по отношению к более древним структурам земной коры [84 и др.].

В области перехода от Евразийского континента к Тихому океану также отмечается достаточно тесная связь между значениями  $v_T^M$  и расположением главных элементов геологической структуры. Лишенная «гранитного» слоя плита западной окраины Тихого океана характеризуется высокими  $v_T^M = 8,3 \div 8,7$  км/с. Аналогичной особенностью обладает глубоководная, также без «гранитного» слоя, впадина Берингова моря. Внешняя (приокеанская) часть зоны Курило-Камчатского и Японского глубоководных желобов характеризуется  $v_T^M = 8 \div 8,2$  км/с, тогда как областям Алеутской, Курило-Камчатской и Японских островных дуг соответствуют пониженные скорости на поверхности мантии (7,5—8 км/с). При этом наиболее низкие  $v_T^M$  приурочены к районам активной вулканической деятельности и высокой сейсмичности.

В пределах широкой тыловой зоны островных дуг, охватывающей значительную часть структур Охотского и Японского морей, где мощность земной коры не превышает 20 км, преобладают пониженные  $v_T^M = 7,7 \div 8$  км/с. В этой области выделяются два сравнительно небольших района, расположенных в западной части Японского моря и в юго-западной части Охотского моря, включая южную оконечность Сахалина и, вероятно, северо-западную часть Хоккайдо, с повышенными до 8,2—8,3 км/с и более  $v_T^M$ . Интересно отметить, что к этим же районам приурочено резкое уменьшение мощности земной коры от 30—35 до 15—20 км при движении от континента в сторону Японского моря и от южной оконечности Сахалина в сторону Охотского моря, сопровождающееся быстрым уменьшением мощности «гранитного» слоя. В области мезозойской складчатости, в пределах Колымских гор и Сихотэ-Алиня, как показывают пока еще немногочисленные данные,  $v_T^M$  изменяется от 8 до 8,2 км/с.

Четкое обособление зоны пониженных скоростей на поверхности мантии при переходе от Евразийского материка к Тихому океану и ее приуроченность к области наиболее активного проявления сейсмичности и вулканической деятельности, вероятно, свидетельствуют, как и в Байкальской рифтовой зоне, о молодости процессов перестройки (или становления) вещества верхней мантии в указанной области. Как следует из изложенного, закономерности распределения значений  $v_T^M$  в пределах западных районов СССР, Казахстана, Средней Азии и Сибири и зоны перехода от Евразийского континента к Тихому океану неодинаковы. Это, очевидно, вызвано различием типов и направленности тектонических процессов. Приведенные

данные о распределении значений  $v_r^M$  по площади позволяют предполагать, что на рассматриваемый геофизический параметр существенное влияние оказывали тектонические процессы. В связи с этим определение  $v_r^M$  имеет большое значение как для исследования соотношения коры и мантии Земли, так и для выяснения времени становления и химического состава вещества верхней части мантии.

## ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Для отдельных районов Восточно-Европейской платформы (Балтийский щит и прилегающие участки Баренцевоморской платформы, Воронежский массив), а также Скифской и Туранской плит по данным взрывной сейсмологии и материалам регистрации землетрясений построены скоростные разрезы верхней мантии. Наиболее точные и детальные результаты до глубины 100—120 км и больше получены по данным ГСЗ. Материалы сейсмологических исследований позволили построить значительно менее детальные скоростные разрезы верхней мантии до глубины 200—600 км. Перейдем к рассмотрению полученных в различных районах скоростных разрезов верхней мантии. Расположение профилей ГСЗ, которым соответствуют построенные скоростные разрезы, указано на рис. 54.

## ДРЕВНИЕ ПЛАТФОРМЫ

Для Балтийского щита и Баренцевоморской платформы по материалам ГСЗ, полученным в районах Южной Норвегии [170] и в северо-восточной части Кольского полуострова на профиле Ловно—Баренцево море (И. В. Литвиненко и др., 1970 г.), построены горизонтально-однородные скоростные разрезы верхней части мантии. Длина зарегистрированных на указанных профилях годографов мантийных волн позволила определить закон изменения скорости с глубиной в верхней части мантии мощностью 15—40 км (рис. 56). Начиная от поверхности мантии, скорость довольно быстро возрастает с глубиной от 8,2—8,3 до 8,5 км/с на глубине 12—15 км от границы М. На Кольском полуострове и в прилегающих районах Баренцева моря, а также в Южной Норвегии на глубинах соответственно 5 и 10 км от границы М отмечается более быстрое увеличение скорости. Под Кольским полуостровом на глубинах 12—22 км от границы М выделен слой, в котором скорость понижается от 8,5 примерно до 8—8,1 км/с. Длина годографов, полученных в Южной Норвегии, не позволяет решить вопрос о наличии или отсутствии в этом районе аналогичного слоя с пониженными скоростями.

При построении скоростных разрезов верхней мантии для Балтийского щита и прилегающих районов Северной Европы зарубежными сейсмологами использовались записи объемных и поверхностных волн от землетрясений с эпицентрами в Норвежском море и в Северном Ледовитом океане, а также материалы, полученные при регистрации больших взрывов [157, 159, 172, 192]. Характерной особенностью скоростных разрезов

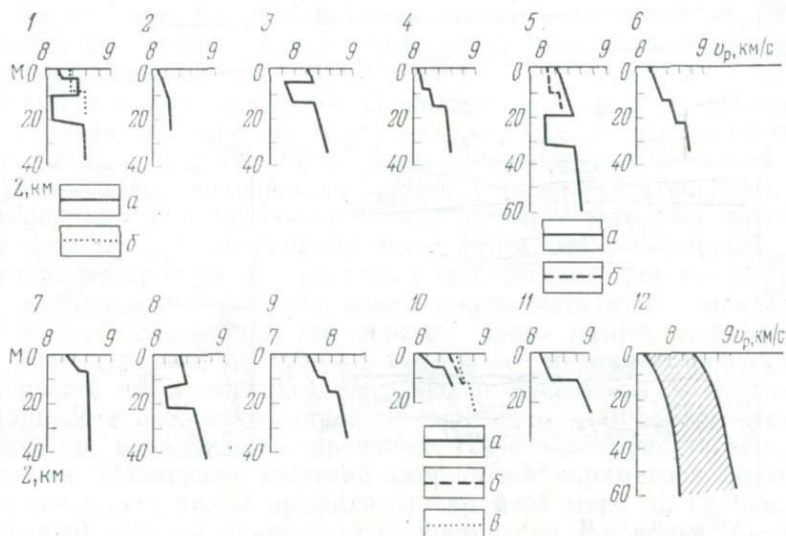


Рис. 56. Горизонтально-однородные скоростные разрезы верхней части мантии, построенные по материалам ГСЗ для различных геологических структур.

1 — Балтийский щит (*a* — Кольский полуостров, *б* — Южная Норвегия); 2 — Воронежский щит; 3 — Русская плита (восточные районы) и Уральская складчатая система (западная часть); 4—6 — Туранская плита [западные, центральные (*a* — южная, *б* — северная части) профиля Копетдаг — Аральское море] и восточные районы соответственно; 7 — Скифская плита (Предкавказье); 8 — Центрально-Казакстанская складчатая область (Джезказганский блок); 9 — районы Северного Тянь-Шаня и Балхашская впадина; 10 — структуры Тихого океана (*a*, *б* — участки западной котловины, *в* — центральная плита); 11 — центральные районы Черноморской впадины; 12 — диапазон изменения значений скоростей верхней части мантии по данным ГСЗ. 1—10 — по данным [65]; 11 — по данным [70]

верхней мантии для названных платформенных областей является отсутствие четко выраженных слоев с пониженными скоростями и в среднем более высокие скорости по сравнению со скоростями в прилегающих районах. Под Балтийским щитом, в его западной части примерно на 25—30 км глубже подошвы земной коры выделена граница раздела, на которой происходит резкое увеличение скоростей распространения продольных и поперечных волн на 0,2—0,3 км/с. Под указанной границей скорость продольных волн достигает 8,3 км/с, а поперечных — 4,9 км/с.

Экспериментальные сейсмические материалы, полученные в северо-восточных районах Восточно-Европейской платформы на профиле ГСЗ Кинешма—Воркута протяженностью 1500 км, позволили построить детальную горизонтально-неоднородную

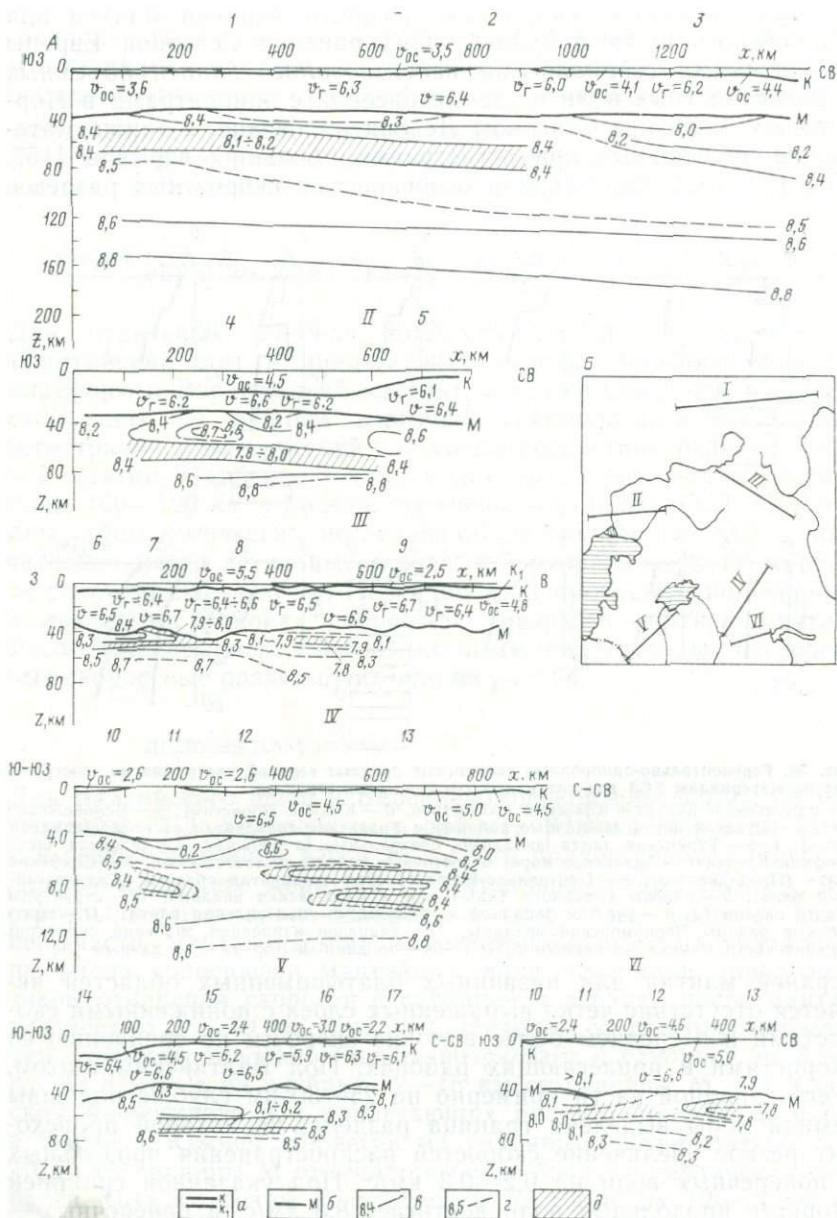


Рис. 57. Сейсмические разрезы земной коры и верхней части мантии по профилям ГСЗ на суше (А) и схема расположений профилей (Б).

Профили: I — Кинешма—Воркута (составили Ю. А. Бурмаков, А. В. Егоркин, Е. А. Попов, В. З. Рябой), II — Элиста—Бузулук (составили А. В. Егоркин, Э. Г. Данилова, В. З. Рябой, Л. Н. Старобинец, Н. М. Чернышев), III — Ижевск—Ишим (составили В. С. Дружинин, В. З. Рябой, Л. Н. Старобинец), IV — хребт Каратау — оз. Тенгиз (составили А. В. Егоркин, Э. Г. Данилова, В. В. Кун, В. З. Рябой, Л. Н. Старобинец, Н. М. Черны-

скоростную модель верхней мантии до глубины 150—180 км [83, 108]. Анализ соотношения структур земной коры, пересекаемых этим профилем, с особенностями строения верхней мантии показал, что при переходе от Московской синеклизы к Печорской происходит существенное изменение значений и характера распределения скоростных параметров верхней части мантии (рис. 57).

В пределах северо-восточных районов Московской синеклизы скорость распространения продольных волн в верхней мантии увеличивается в среднем от 8,3—8,4 км/с на границе Мохоровичича до 8,6—8,8 км/с на глубине 150—180 км. Скорость возрастает неравномерно, выделяются зоны повышенных и пониженных значений градиента скорости. В диапазоне глубин от 50—60 до 80—90 км установлен погружающийся в северо-восточном направлении слой с пониженными скоростями. Экспериментальным данным также соответствует модель с более резким и менее мощным волноводом. Полученные сейсмические материалы не позволили однозначно решить вопрос о наличии или отсутствии аналогичного волновода в пределах Печорской синеклизы, где верхняя часть мантии характеризуется в среднем на 0,2—0,4 км/с более низкими значениями скоростей по сравнению с Московской синеклизой. С глубиной различия в скоростном строении верхней мантии геологических структур, пересекаемых профилем Кинешма—Воркута, уменьшаются. Изменение значений скоростных параметров верхней мантии вдоль линии профиля, по крайней мере до глубин не менее 80—100 км, происходит не постепенно, а довольно быстро на участке, соответствующем Тиманскому кряжу. Различия в строении верхней мантии в Московской и Печорской синеклизах, вероятно, связаны с неодинаковой историей геологического развития, о чем свидетельствует изменение возраста пород складчатого фундамента от архея и протерозоя в Московской синеклизе до рифея в Печорской, сопровождающееся резким увеличением глубины его залегания.

Для значительной части профиля ГСЗ Ижевск—Ишим протяженностью свыше 1000 км, который пересекает Уральскую

шев). V — Копетдаг—Аральское море (составили Ю. А. Бурмаков, В. З. Рябой), VI — Арысь—Балхаш (составили Ф. Х. Зуннунов, В. З. Рябой, Л. Н. Старобинец). а — поверхности консолидированной коры (К) и древнего (архейского) фундамента (К<sub>1</sub>) на профиле Ижевск—Ишим (в пределах восточных районов Русской плиты является поверхностью консолидированной коры); б — граница Мохоровичича; в и г — изолинии скоростей распространения продольных волн в верхней мантии соответственно по уверенным и неуверенным данным; д — слои с пониженными скоростями в верхней части мантии (на разрезах значения скоростей указаны в км/с). Геологические структуры, пересекаемые профилями ГСЗ: 1 — Московская впадина, 2 — Тиманский кряж, 3 — Печорская впадина, 4 — Прикаспийская впадина, 5 — юго-восточный склон Русской плиты, 6 — восточная окраина Русской плиты, 7 — Предуральский прогиб, 8 — Уральская складчатая система, 9 — Западно-Сибирская плита, 10 — Сырдаринская впадина, 11 — поднятие Каратау, 12 — Чу-Сарьсуйская впадина, 13 — Центрально-Казахстанская складчатая область, 14 — Предкопетдагский прогиб, 15 — Центрально-Каракумский свод, 16 — поднятие Султануиздаг, 17 — Южно-Аральская впадина.  $v_{oc}$  — средняя скорость в осадочных отложениях;  $v_r$  — граничная скорость на поверхности фундамента;  $v$  — средняя скорость в консолидированной толще земной коры

складчатую систему примерно на широте Свердловска и является связующим между восточной окраиной Русской плиты и западными районами Западно-Сибирской плиты, построен скоростной разрез верхней части мантии до глубины 65—70 км. Для западного участка профиля, соответствующего Русской плите и Уральской складчатой системе, и для восточного участка, соответствующего Западно-Сибирской плите, построены двумерный и горизонтально-однородный скоростные разрезы верхней части мантии соответственно. Из сейсмического разреза (см. рис. 57) видно, что под восточной окраиной Русской плиты верхняя часть мантии характеризуется более высокими значениями скоростей (на 0,2—0,3 км/с), чем западные районы Западно-Сибирской плиты.

Строение верхней мантии Прикаспийской впадины изучено до глубины примерно 100 км по профилю ГСЗ Элиста—Бузулук протяженностью около 800 км, который пересекает названную впадину с юго-запада на северо-восток и заканчивается в пределах юго-восточного склона Русской плиты (см. рис. 57, IV). Вдоль этого профиля наблюдается увеличение скорости ниже границы М в северо-восточном направлении от 8,2 до 8,6 км/с. Под центральной частью Прикаспийской впадины на глубине, примерно равной 40—60 км, отмечена область повышенных скоростей (до 8,5—8,7 км/с), соответствующая известному Аралсорскому гравитационному максимуму.

В диапазоне глубин 50—80 км выделен слегка погружающийся в северо-восточном направлении слой с понижением скорости на 0,4—0,5 км/с, глубже которого она резко возрастает, достигая 8,6—8,8 км/с на глубине около 100 км.

Строение верхней мантии под Сибирской платформой изучено гораздо слабее. К настоящему времени получены материалы, свидетельствующие о повышенных значениях скоростей в верхней мантии под северными районами Тунгусской синеклизы и Анабарского массива по сравнению с прилегающими областями.

#### МОЛОДЫЕ ПЛАТФОРМЫ

В пределах молодых платформ построение скоростных разрезов верхней мантии по материалам ГСЗ и сейсмологических исследований осуществлено для отдельных районов Скифской и Туранской плит. В восточной части Скифской плиты (профиль ГСЗ Волгоград—Нахичевань) в верхней части мантии отмечено увеличение скорости от 8,2 км/с на поверхности М до 8,6—8,7 км/с на глубине 35—40 км от названной границы. В верхней части мантии скорость возрастает значительно интенсивнее, чем на больших глубинах. Ниже границы М на 6—8 км она быстро увеличивается примерно на 0,2 км/с (см. рис. 56).

Для отдельных районов Туранской плиты по материалам ГСЗ построены скоростные разрезы верхней части мантии, соответствующие западным (профиль Атрек—Сагиз), центральным (профиль Копетдаг—Аральское море), восточным (профиль Фараб—Тамдыбулак) и юго-восточным (профили Арысь—Балхаш и Каратау—оз. Тенгиз) районам плиты. Полученные на профиле Копетдаг—Аральское море экспериментальные материалы позволили построить двумерный скоростной разрез верхней части мантии. На этом профиле в направлении с севера от Аральского моря на юг к Предкопетдагскому прогибу в верхней части мантии мощностью 15—20 км отмечается увеличение скорости распространения продольных волн от 8,1—8,2 до 8,4—8,5 км/с (см. рис. 57, А, V).

В диапазоне глубин от границы М, примерно равном 20—30 км, выделен слой, в котором скорость понижается на 0,3 км/с. На поверхности волновода она равна 8,4—8,5 км/с, а на его подошве быстро увеличивается приблизительно от 8,2—8,3 до 8,5—8,6 км/с. От кровли и подошвы слоя с пониженной скоростью в пределах всего профиля протяженностью 625 км на встречных и нагоняющих системах наблюдений зарегистрированы интенсивные отраженные волны, что является доказательством резкого изменения скорости на верхней и нижней границах волновода. Для профиля Копетдаг—Аральское море также построены горизонтально-однородные скоростные разрезы верхней части мантии, которые, за исключением отдельных деталей, согласуются с изложенными выше результатами (см. рис. 56).

Профиль ГСЗ поднятие Каратау—оз. Тенгиз (см. рис. 57, А, IV) протяженностью около 900 км пересекает в северо-восточном направлении такие структурные элементы Туранской плиты, как Сырдарьинскую и Чу-Сарысуйскую впадины. Скорость распространения продольных волн вдоль поверхности М 8,2—8,3 км/с, на глубине 110—120 км она увеличивается до 8,6 км/с. Под Чу-Сарысуйской впадиной в верхней мантии на глубине 50—60 км отмечены повышенные до 8,5—8,6 км/с скорости. В зоне сочленения Сырдарьинской впадины и поднятия Каратау на глубине 70—90 км в верхней мантии обнаружен слой с небольшим понижением скорости (примерно на 0,1 км/с). На глубине 70—100 км под Чу-Сарысуйской впадиной в области ее сочленения с юго-западной частью Джезказганского блока Центрально-Казахстанской складчатой области также выделяется зона слабого понижения скорости, примерно на 0,1 км/с, возможно состоящая из двух волноводных слоев мощностью по 10—15 км. На глубине 110—130 км скорость распространения продольных волн достигает 8,6—8,8 км/с.

Построенные для восточных и западных районов Туранской плиты скоростные разрезы верхней части мантии характеризуются увеличением скорости с глубиной — от 7,9—8,2 км/с на

поверхности мантии до 8,5—8,8 км/с на глубине 35—40 км. На этих разрезах выделяются 1—2 границы раздела, на которых происходит резкое увеличение скорости примерно на 0,2—0,3 км/с (см. рис. 56, 57). На профилях ГСЗ Фараб—Тамдыбулак и, менее уверенно, Арысь—Балхаш от выделенных по дограммам волн в первых вступлениях границ раздела в верх-

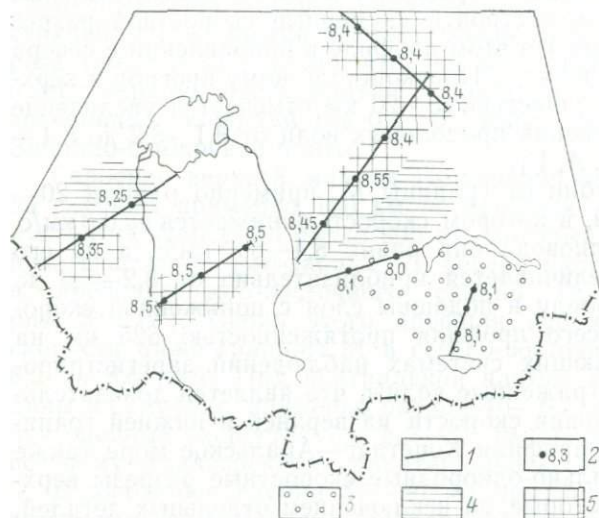


Рис. 58. Схема изменения средних скоростей в верхней части мантии для Центрально-Казахстанской складчатой области, прилегающих районов Туранской плиты и Северного Тянь-Шаня.

1 — профили ГСЗ, для которых построены скоростные разрезы верхней части мантии; 2 — значения  $v_{ср}^m$  в км/с; области преобладающих значений  $v_{ср}^m$  в км/с: 3 — 8,0 ÷ 8,1, 4 — 8,2 ÷ 8,3, 5 — 8,35 ÷ 8,55. (Составили по материалам ГСЗ В. З. Рябой, Л. Н. Старобинцев)

ней части мантии зарегистрированы, как и на профиле Копетдаг—Аральское море, интенсивные отраженные волны. Указанный факт свидетельствует о том, что выделяемые здесь границы являются резкими.

Наиболее детально по материалам ГСЗ изучено строение верхней мантии в пределах Туранской плиты и Казахской складчатой области. Полученные результаты позволили составить для исследованных районов схему (рис. 58) изменения значений средних скоростей распространения продольных волн в верхней части мантии от границы М до глубины 100—120 км ( $v_{ср}^m$ ). Значения  $v_{ср}^m$  были рассчитаны по скоростным разрезам, приведенным на рис. 56 и 57. Из схемы видно, что центральные и юго-западные районы Центрально-Казахстанской складчатой области, прилегающие районы Сырдарьинской впадины и южный склон Центрально-Каракумского свода, включая Предкопетдагский прогиб, характеризуются повышенными значениями  $v_{ср}^m = 8,35 ÷ 8,55$  км/с. Под Балхашской впадиной и прилегающими районами Туранской плиты и Северного Тянь-Шаня определены относительно пониженные значения  $v_{ср}^m = 8,0 ÷ 8,1$  км/с.

Таким образом, результаты изучения по материалам ГСЗ строения верхней части мантии платформенных областей свидетельствуют о том, что переход от одной геологической структуры к другой обычно сопровождается изменением строения верхней мантии до глубин не менее 100—120 км, проявляющимся в изменении характера распределения ее скоростных параметров и значений средних скоростей.

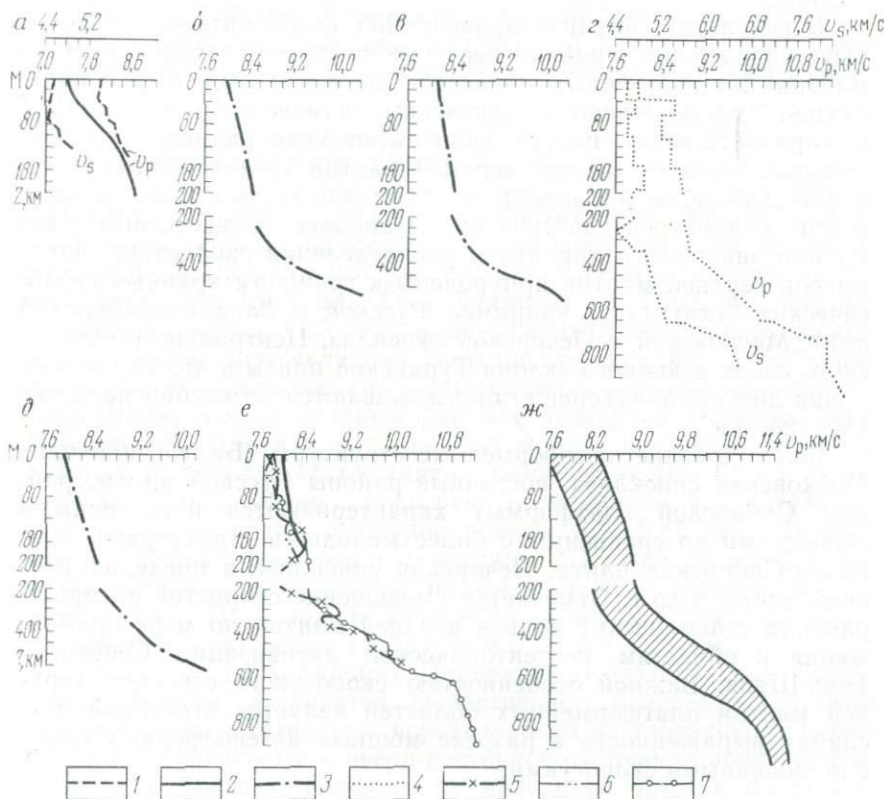


Рис. 59. Скоростные разрезы верхней мантии по сейсмологическим данным для различных областей.

*a* и *б* — Карпатская и Кавказская складчатые системы соответственно; *в* — Туранская плита; *г* — структуры Памира и Гиндукуша; *д* — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс и сопредельные районы; *е* — Курило-Камчатская островная дуга; *ж* — область изменения значений скоростей продольных волн в верхней мантии по сейсмологическим данным. Скоростные разрезы приведены по данным: 1 — [101]; 2 — [64]; 3 — [2]; 4 — [59]; 5 — [112]; 6 — [75]; 7 — [66]

Для восточных районов Туранской плиты по сейсмологическим данным изучен скоростной разрез верхней мантии до глубины 600 км (рис. 59). Этот разрез определен в результате интерпретации осредненного для обширной территории годографа, построенного по материалам регистрации землетрясений

сравнительно малодетальной сетью сейсмостанций. От поверхности  $M$  до глубины 300—330 км скорость возрастает примерно от 8,1 до 8,7—8,8 км/с. В диапазоне глубин от 330—350 до 500—520 км выделен слой с резким увеличением (в 3—4 раза) вертикального градиента скорости до 0,01—0,011 с<sup>-1</sup>. На больших глубинах рассматриваемый скоростной разрез менее чем на 0,05 км/с отличается от стандартных моделей Джеффриса и Херрина.

В результате анализа приведенных выше материалов могут быть определены основные черты скоростного строения верхней мантии платформенных областей. Значения скоростных параметров претерпевают существенные изменения с глубиной и в горизонтальном направлении. Линейные размеры горизонтальных неоднородностей верхней мантии исследованных платформенных областей варьируют примерно от десятков — первых сотен километров до 1000 км. Наиболее существенные вариации значений и характера распределения скоростных параметров верхней мантии приурочены к границам крупных геологических структур, например Русской и Западно-Сибирской плит, Московской и Печорской синеклиз, Центрально-Каракумского свода и южного склона Туранской плиты и др. Такие различия достаточно уверенно прослеживаются до глубин не менее 150—200 км.

Более древние платформенные структуры (Балтийский щит, Московская синеклиза, восточные районы Русской плиты, районы Сибирской платформы) характеризуются повышенными скоростями по сравнению с более молодыми структурами (Западно-Сибирская плита, Печорская синеклиза в пределах Русской плиты и др.). Отмечается уменьшение скоростей распространения сейсмических волн в верхней мантии по мере приближения к областям неотектонической активизации Северного Тянь-Шаня. Важной особенностью скоростного строения верхней мантии платформенных областей является отсутствие или слабая выраженность в разрезе мощных астеносферных слоев с пониженными скоростями.

#### ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ СКЛАДЧАТЫХ И ГОРНО-СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Изучение строения верхней мантии складчатых и горно-складчатых сейсмоактивных районов юга СССР и некоторых сопредельных стран в основном осуществляется по записям волн от землетрясений.

Землетрясения с очагами, расположенными в верхней мантии, систематически происходят на глубинах до 150—200 км на Карпатах (у гор Вранча в Румынии, в месте сочленения Восточных и Южных Карпат) и до 300—350 км в Памиро-Гиндукушской зоне. В названных областях находится достаточно

плотная сеть постоянно действующих и передвижных сейсмологических станций. В связи с этим здесь выполнены детальные исследования, основанные на регистрации прямых волн от распределенных по глубине источников, что, как известно, дает возможность более надежно выделять и изучать слои с пониженными скоростями. По данным взрывной сейсмологии (ГСЗ, промышленные взрывы) построены детальные скоростные разрезы верхней части мантии для районов Уральской складчатой системы, Центрально-Казахстанской складчатой области, Северного Тянь-Шаня и для центральной части Черноморской депрессии, входящей в альпийский складчатый пояс юга СССР.

#### СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ УРАЛА И ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Строение верхней части мантии Центрально-Казахстанской складчатой области охарактеризовано построенными по материалам ГСЗ скоростными разрезами, соответствующими ее северо-западным (профиль ГСЗ Темиртау—Куйбышев), юго-восточным (профили ГСЗ Жаланаш—Талдыкурган, Қаскеленский и Исыкский, пересекающие Балхашскую впадину в субмеридиональном направлении и выходящие в районы Северного Тянь-Шаня) и юго-западным районам (северная часть профиля Каратау—оз. Тенгиз) (см. рис. 56 и 57). В северо-западных районах в верхней части мантии мощностью 10—12 км отмечаются относительно повышенные медленно возрастающие с глубиной скорости, примерно равные 8,3—8,45 км/с. В диапазоне глубин 12—22 км (от границы М) выделен слой, в котором скорости понижаются на 0,4—0,5 км/с (от 8,4—8,5 до 8—8,1 км/с). От подошвы волновода скорость возрастает в исследованном диапазоне глубин от 8,5 до 8,6—8,8 км/с.

В юго-западных районах Центрально-Казахстанской складчатой области отмечается существенное изменение строения верхней части мантии при переходе от Джекказганского блока к Сарысу-Тенизскому (северо-восточное окончание профиля Каратау—оз. Тенгиз). Первому из названных блоков соответствуют более высокие значения скоростей в верхней части мантии — на 0,2—0,3 км/с. В диапазоне глубин (от дневной поверхности) 65—95 км выделена зона слабо пониженных, примерно на 0,1 км/с, скоростей. Структура этой зоны вдоль линии профиля претерпевает значительные изменения, заключающиеся в уменьшении ее общей мощности в направлении от Сарысу-Тенизского к Джекказганскому блоку примерно от 30—35 до 10—15 км (см. рис. 56, 8; рис. 57, А, IV).

Скоростной разрез, соответствующий Балхашской впадине и частично районам Северного Тянь-Шаня, характеризуется пониженными скоростями, изменяющимися в исследованном диапазоне глубин от 7,6—7,7 на поверхности мантии до 8,2—

8,3 км/с (см. рис. 56 и 57) в верхней части мантии мощностью 30—35 км. Здесь выделено две границы раздела, на которых происходит быстрое увеличение скорости примерно на 0,2—0,3 км/с от границы, расположенной на 15 км глубже поверхности М, зарегистрированы отраженные волны, подтверждающие существование в верхней части мантии резкой границы первого рода. Сопоставление скоростных разрезов, построенных по материалам ГСЗ для Балхашской впадины и прилегающих с севера и запада районов, показывает, что в направлении Туранской плиты и северных районов Центрально-Казахстанской складчатой области происходит довольно быстрое возрастание значений скорости распространения сейсмических волн в верхней части мантии. Относительно пониженные скорости в верхней части мантии по сравнению со скоростями в прилегающих Сырдарьинской и Чу-Сарысуйской впадинах установлены под хребтом Қаратау (Северный Тянь-Шань) (см. рис. 57, А, IV).

На скоростном разрезе, соответствующем Предуральскому краевому прогибу и западной окраине Уральской складчатой системы, отмечается увеличение скорости от 8,2—8,3 км/с на поверхности мантии до 8,6—8,7 км/с на глубине 30—35 км от границы М. В верхней части мантии здесь выделен слой мощностью около 10 км с понижением скорости от 8,3—8,4 до 7,8—7,9 км/с (см. рис. 56, 3 и рис. 57, А, III). В центральной части Урала кровля этого слоя совпадает с границей М, что также подтверждается результатами определения  $v_r^M$  по данным ГСЗ (см. рис. 54).

#### АЛЬПИЙСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС ЮГА СССР

На профиле ГСЗ 27, расположенном в пределах центральной части Черноморской впадины в субширотном направлении, скорости распространения продольных волн в исследованной толще верхней мантии мощностью 10—15 км изменяются в пределах 8—8,8 км/с. С запада на восток вдоль профиля протяженностью 200 км при фиксированной глубине отмечается увеличение значений скорости в среднем на 0,2—0,4 км/с. Изолинии скоростей в этом же направлении воздымаются примерно на 3—4 км, а расстояние между ними с глубиной увеличивается, что свидетельствует об уменьшении вертикального градиента скорости. В западной части профиля на глубине менее 5 км от подошвы земной коры наблюдается сгущение изолиний. Увеличение скорости в исследованном диапазоне глубин происходит от 8—8,2 км/с на поверхности мантии до 8,6—8,8 км/с (рис. 60, а). В северо-восточной части Черноморской впадины по материалам сейсмологических исследований (В. Е. Кульчицкий, 1977 г.) отмечено понижение скорости в верхней мантии, проявляющееся в систематическом завышении времен пробега

пересекающих эту область мантийных волн относительно стандартного годографа Джеффриса—Буллена в среднем на 0,8 с. Можно полагать, что понижение скоростей в указанной области начинается непосредственно от границы М, которой в этом районе по данным ГСЗ соответствуют относительно пониженные  $v_r^M$  (см. рис. 54).

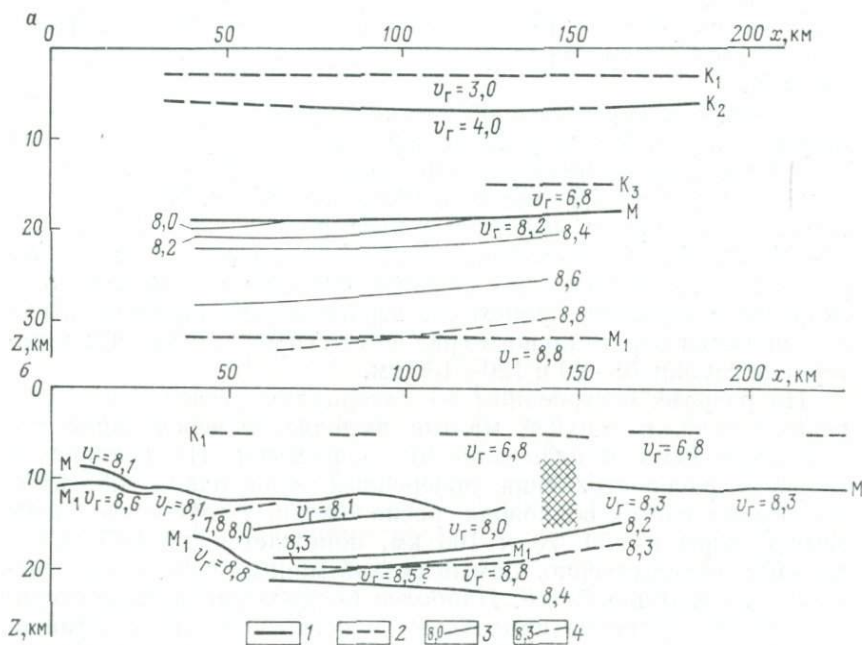


Рис. 60. Сейсмические разрезы земной коры и верхней части мантии по профилям ГСЗ на море.

*a* — центральная часть Черноморской впадины (профиль ГСЗ 27); *б* — западная часть Тихого океана в районе Курильских островов (профиль ГСЗ 24). Границы раздела земной коры ( $K_1$ ,  $K_2$ ,  $K_3$ ) и верхней части мантии ( $M$ ,  $M_1$ ): 1 — по уверенным материалам, 2 — по неуверенным материалам; изолинии скоростей в верхней части мантии в км/с: 3 — по уверенным материалам, 4 — по неуверенным материалам. Границы раздела приведены по данным Ю. П. Непрочнова и др. (*a*) и С. М. Зверева (*б*), изолинии скоростей — по данным Ю. А. Бурмакова и В. З. Рябого (*б*), Ю. А. Бурмакова, В. З. Рябого и Е. А. Старшиновой (*a*)

В складчатых и горно-складчатых сейсмоактивных южных районах территории СССР основные результаты изучения строения верхней мантии получены по материалам регистрации землетрясений. Построение скоростных разрезов осуществлялось, за исключением отдельных районов, в рамках горизонтально-однородных моделей. В последние годы в пределах горно-складчатых систем Карпат, Кавказа, Памиро-Гиндукушской, Тянь-Шаньской и Алтае-Саянской областей также были выполнены исследования, основанные на анализе времен пробега

волн от удаленных землетрясений с эпицентрными расстояниями более  $30-40^\circ$  [27]. Изучение вариаций времен пробега указанных мантийных волн по площади с учетом влияния горизонтальных неоднородностей земной коры позволило выделить в верхней мантии блоки с размерами до  $80-100$  км, различающиеся по значениям средних скоростей, и установить в пределах изученных районов наличие существенных горизонтальных скоростных неоднородностей верхней мантии. Ниже при анализе скоростных разрезов глубины указаны от границы М.

В южной и юго-восточной частях Карпатской складчатой системы (см. рис. 59) скорость распространения продольных волн в верхней мантии медленно уменьшается от  $8$  км/с на ее поверхности до  $7,8-7,9$  км/с на глубине  $30-35$  км. Подошва волновода, где скорость достигает  $8$  км/с, расположена на глубине  $50-55$  км. Далее отмечается довольно быстрое увеличение скорости до  $8,4-8,5$  км/с на глубине  $130-140$  км. Возрастание скорости с глубиной происходит неравномерно, наиболее высокие значения вертикального градиента скорости отмечены в интервале глубин  $70-90$  и  $120-130$  км.

На разрезе, построенном по материалам регистрации поперечных волн, в верхней мантии выделяется чередование зон с пониженными и повышенными скоростями. На границе М скорость распространения поперечных волн равна  $4,55$  км/с, а в осевых частях волновода, расположенных глубже подошвы земной коры на  $50, 70$  и  $100$  км, понижается до  $4,45, 4,4$  и  $4,6$  км/с соответственно. Самый резкий минимум скорости отмечается на глубине  $70$  км. Наиболее быстрое увеличение скоростей распространения продольных и поперечных волн установлено в диапазоне глубин  $70-90$  км. Скорость поперечных волн в верхней мантии принимает значения такие же, как и под границей М на глубине  $80-85$  км, т. е. на подошве второго волновода, и примерно на  $50$  км глубже, чем это наблюдается для продольных волн.

Рассмотренный скоростной разрез верхней мантии юго-восточных районов Карпат является одним из наиболее детальных для указанной области [64, 101]. Значения скоростей определялись способом Гутенберга, в соответствии с которым скорость на глубине очага вычисляется по кажущейся скорости в точке перегиба годографа глубокофокусного землетрясения. Используемые при интерпретации экспериментальные сейсмические материалы обеспечили возможность определения значений скоростей продольных и поперечных волн через каждые  $10$  км.

В пределах Карпатской складчатой системы в верхней мантии отмечаются существенные горизонтальные скоростные неоднородности [27]. Фокальная зона глубокофокусных землетрясений в районе гор Вранча характеризуется наиболее высокими

в указанной области значениями средних скоростей волн в верхней мантии, понижение которых наблюдается по направлению к Восточным Карпатам и Предкарпатскому прогибу. Районам Южных Карпат и Венгерской впадины соответствует значительное понижение скоростей в верхней мантии (времена пробега мантийных волн увеличиваются здесь на 1,5—2 с).

Для складчатой системы Кавказа по годографу продольных волн построен осредненный для довольно обширных и неоднородных по строению земной коры районов скоростной разрез верхней мантии до глубины 600 км [2]. На этом разрезе (см. рис. 59) отмечается увеличение скорости от 8 км/с на поверхности Мохоровичича до 8,7—8,8 км/с на глубине около 300 км. В диапазоне глубин от 380 примерно до 520 км в разрезе выделен слой с резким увеличением (в 3—4 раза) вертикального градиента скорости до 0,01—0,011 с<sup>-1</sup>. На больших глубинах в рассматриваемом районе скорости практически совпадают со скоростями, определенными по стандартным годографам Херрина и Джеффриса—Буллена.

В результате интерпретации материалов о временах пробега волн от удаленных землетрясений в пределах Кавказской складчатой системы выделен ряд блоков с повышенными и пониженными скоростями, имеющих сравнительно небольшие линейные размеры [27]. Восточные районы рассматриваемой области, включая Куринскую впадину, характеризуются более высокими значениями скоростей, чем западные, т. е. намечается как бы субмеридиональная зональность верхней мантии, не согласующаяся с простираем основными геологическими структур. Под Южно-Каспийской впадиной отмечается значительное понижение средней скорости продольных волн в верхней мантии.

В пределах структур Памира и Гиндукуша в значительном объеме выполнены сейсмологические исследования строения верхней мантии. Весьма детальный скоростной разрез мантии до глубины 1400 км построен в результате интерпретации записей продольных и поперечных волн от землетрясений [59]. На поверхности мантии (см. рис. 59) скорость распространения поперечных и продольных волн равна соответственно 4,6 и 8 км/с. До глубины примерно 200 км законы изменения скоростей распространения продольных и поперечных волн практически совпадают. На глубинах 35 и 150 км отмечены границы резкого увеличения скорости на 0,2—0,4 км/с. В интервале глубин 60—100 км выделен слой, в котором скорости продольных и поперечных волн понижаются соответственно от 8,6 до 8,2—8,4 и от 4,75 до 4,6 км/с. В диапазоне глубин 150—350 км законы изменения скорости продольных и поперечных волн становятся различными. В то время как для продольных волн наблюдается слабое возрастание скорости с глубиной от 8,7 до 9 км/с, для поперечных волн на указанных глубинах выделен

второй волновод, в котором скорость понижается от 4,9 до 4,4 км/с. На глубинах 350—650 км скорость продольных и поперечных волн возрастает соответственно от 8,9 до 10,2 и от 4,9 до 5,3 км/с, наиболее быстро она увеличивается на глубинах 350—400 км. В диапазоне глубин 650—730 км выделен высокоградиентный слой, в котором скорость распространения продольных и поперечных волн быстро возрастает от 10,2 до 11,2 и от 5,6 до 6,4 км/с соответственно.

В результате проведения сейсмологических наблюдений в примыкающих к Памиру с юга районах Гималаев индийскими исследователями построены скоростные разрезы верхней мантии для продольных и поперечных волн [132, 191]. На этих разрезах (см. рис. 7) в верхней части мантии отмечается медленное увеличение скорости от 7,9 км/с на поверхности М до 8 км/с на глубине 100 км для продольных волн и соответственно от 4,6 до 4,8 км/с для поперечных. В диапазоне глубин 100—150 км выделен слой с понижением скорости продольных и поперечных волн на 0,2—0,3 км/с. На глубине 350—400 км установлен высокоградиентный слой.

В последние годы получены убедительные данные об изменении в горизонтальном направлении скоростного строения верхней мантии в пределах горно-складчатой области Памира и Гиндукуша [27, 28]. Установлено, что времена пробега волн от удаленных землетрясений, траектории которых в основном расположены в пределах фокальной зоны распределения очагов глубокофокусных землетрясений, примерно на 1—1,5 с меньше, чем в прилегающих с северо-запада и юго-востока районах Памира и Гиндукуша. Как показали расчеты, такая аномалия времен пробега не может быть объяснена только изменением строения земной коры. Она в основном обусловлена увеличением средних скоростей распространения сейсмических волн в верхней толще мантии мощностью около 250—300 км. В фокальной зоне средние скорости продольных волн возрастают до 8,5—8,6 км/с, в то время как для Таджикской депрессии и прилегающих с юго-востока районов Памира и Гиндукуша они равны 8,1 км/с. Интересно отметить, что границы выделенной высокоскоростной зоны в верхней мантии приблизительно совпадают с границами тектонических структур. Так, например, северо-западная граница соответствует глубинному Дарваз-Каракульскому разлому, разделяющему области с резким изменением мощности земной коры и выделяемому на дневной поверхности по геологическим данным.

Аналогичная методика сейсмологических исследований была применена и при изучении строения верхней мантии в пределах Тянь-Шаньской и Алтае-Саянской горно-складчатых систем [27]. В этих областях так же, как и на Памире, установлено блоковое строение верхней мантии. Минимальные линейные размеры выделенных блоков 80—100 км. Средние значения скоростей

в блоках верхней мантии до глубины 250—300 км изменяются в широких пределах — от 7,5 до 8,5 км/с и больше. В большинстве случаев распределение указанных блоков по площади коррелируется с особенностями строения земной коры, однако это соотношение носит сложный характер, изменяющийся при переходе от одной области к другой. Так, например, на Тянь-Шане и в Алтае-Саянской зоне под горными хребтами отмечено понижение, а под впадинами увеличение скорости в верхней мантии. Для структур Памира и Гиндукуша указанная зависимость не соблюдается. Здесь Таджикской депрессии соответствует понижение скорости в верхней мантии, а высокоскоростной блок верхней мантии расположен под горными хребтами Западного Памира.

#### БАЙКАЛЬСКАЯ РИФТОВАЯ ЗОНА

Интерпретация экспериментальных материалов, полученных на сейсмологическом профиле Памир—Байкал протяженностью около 3500 км, осуществлялась в рамках горизонтально-неоднородной модели строения среды [85]. Полученные результаты свидетельствуют о том, что скоростное строение верхней мантии вдоль линии профиля претерпевает значительные изменения (рис. 61). В районе Памира на глубинах 50—150 км от подошвы земной коры выделен мощный слой с пониженной скоростью продольных волн. Мощность его в северо-восточном направлении по мере приближения к структурам Тянь-Шаня быстро уменьшается, а в Алтае-Саянской зоне он не был выделен. Аналогичный слой с пониженными скоростями примерно в том же диапазоне глубин установлен в разрезе верхней мантии в районе Восточных Саян и оз. Байкал. Линейные размеры его вдоль линии профиля значительно превышают размеры области Байкальского рифта.

Сравнение рассмотренного выше скоростного разреза верхней мантии по профилю Памир—Байкал с результатами исследований ГСЗ в области Байкальского рифта [39] показывает, что между слоями с пониженными скоростями, выделяемыми по данным ГСЗ на поверхности мантии и по сейсмологическим данным в более глубоких ее частях, находится слой мощностью примерно 30—40 км с относительно повышенными до 8—8,1 км/с скоростями. Мощность слоя со скоростью 7,7 км/с, выделенного по данным ГСЗ в самой верхней части мантии, на основании совместной интерпретации годографов ГСЗ и данных о временах пробега волн от близких землетрясений оценивается 15—20 км.

Выделяемая в районе Байкальского рифта область с пониженными скоростями в верхней мантии, по-видимому, является продолжением более обширной низкоскоростной области, установленной в последние годы по сейсмологическим данным

(Г. Н. Бугаевский, Л. П. Винник, В. А. Рогожина и др.) в при-  
 мыкающих с юга районах Центральной Азии.

На основании сопоставления скоростных разрезов верхней  
 мантии, построенных для Памира и юго-восточных районов  
 Туранской плиты, можно полагать, что происходит уменьшение  
 мощности слоя с пониженными скоростями в верхней мантии

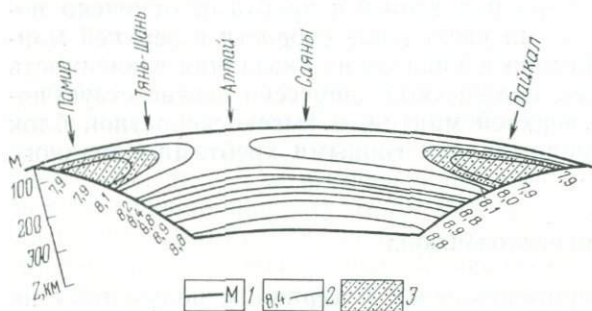


Рис. 61. Скоростной раз-  
 рез верхней мантии по  
 сейсмологическому про-  
 филью Памир — Байкал  
 [85].

1 — граница Мохорови-  
 чича; 2 — изолинии ско-  
 ростей распространения  
 продольных волн в км/с;  
 3 — слой с пониженными  
 скоростями распростра-  
 нения волн

вплоть до его исчезновения по мере приближения к Алтае-Са-  
 янской зоне и районам Туранской плиты.

Для некоторых рассмотренных выше районов по сейсмологическим данным были определены неупругие (поглощающие) свойства верхней мантии — значения коэффициента добротности [27]. Установлены существенные вариации значения этого параметра в горизонтальном направлении. Аномальное увеличение в 5—10 раз поглощения энергии сейсмических волн в верхней мантии (уменьшение значений коэффициента добротности) отмечено в районах Северного Тянь-Шаня и в зоне Байкальского рифта, а также в расположенных южнее районах Внутренней Монголии и Тибета. Этим обширным областям соответствует, как указывалось выше, значительное понижение скоростей распространения сейсмических волн в верхней мантии. Однако такая корреляция поглощающих свойств и скоростных параметров верхней мантии, типичная для крупномасштабных (региональных) неоднородностей, нередко нарушается. Так, в работе [71] показано, что в районах Тянь-Шаня в верхней мантии до глубин 200—250 км широко распространены редкие и небольшие, но достаточно резкие скоростные неоднородности размером до 50—70 км, которые слабо коррелируются с неоднородностями поглощения и имеют с последними различную пространственную структуру. Такое сложное соотношение распределения скоростных параметров и поглощающих свойств верхней мантии, вероятно, обусловлено различной физической природой крупномасштабных и мелкомасштабных неоднородностей поглощения и скорости.

Таким образом, в складчатых и горно-складчатых областях происходит существенное изменение скоростных параметров верхней мантии с глубиной и в горизонтальном направлении.

В отличие от платформенных областей рассматриваемые районы, за исключением не испытавших тектоническую активизацию палеозойских складчатых областей (Уральская складчатая система и Центрально-Казахстанская складчатая область), характеризуются более низкими значениями средних скоростей и, как правило, отчетливо выраженными в разрезе верхней мантии астеносферными слоями мощностью 50—100 км и больше с пониженными скоростями, хотя последние и распространены далеко не повсеместно.

#### ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ ОБЛАСТИ ПЕРЕХОДА ОТ ЕВРАЗИЙСКОГО КОНТИНЕНТА К ТИХОМУ ОКЕАНУ

Область перехода от Евразийского континента к Тихому океану является одним из наиболее сейсмоактивных районов земного шара. Здесь систематически происходят землетрясения с очагами, расположенными на глубинах до 500—600 км. Эти землетрясения регистрируются достаточно плотной в пределах территории СССР и Японии сетью стационарных и передвижных сейсмологических станций. Наиболее подробно изучено строение верхней мантии Курило-Камчатской дуги и Японских островов. В рассматриваемой области также выполнен значительный объем исследований ГСЗ, позволивших весьма детально изучить особенности строения земной коры и в отдельных районах верхней части мантии.

В результате исследований ГСЗ в западной части Тихого океана к востоку от Курильских островов на субширотном профиле 24 построен скоростной разрез земной коры и верхней части мантии до глубины примерно 20 км. На этом профиле на глубине 8—10 км от поверхности  $M$  выделена граница раздела, на которой скорость продольных волн увеличивается от 8,1 до 8,5—8,8 км/с [47]. Для названного профиля также осуществлено построение горизонтально-однородных и двумерных скоростных разрезов верхней части мантии способом перебора решений прямых задач на ЭВМ (см. рис. 56 и 60). Рассмотрим подробнее результаты интерпретации материалов ГСЗ с учетом влияния горизонтальных неоднородностей строения среды, полученные для центрального и частично восточного участков профиля общей протяженностью около 200 км (см. рис. 60).

В направлении с запада на восток на построенном двумерном скоростном разрезе отмечается увеличение скорости в среднем на 0,2—0,4 км/с, наиболее значительное в самой верхней части мантии. Изолинии скоростей воздымаются вдоль участка профиля протяженностью немногим более 100 км примерно на 2—4 км. Общий диапазон изменения значений скорости в исследованной толще верхней мантии — 7,8—8,4 км/с. На 8—10 км глубже подошвы земной коры в центральной части профиля наблюдается сгущение изолиний скоростей, которые в восточном

направлении как бы расходятся — изолиния со значением 8,2 км/с резко воздымается, а со значением 8,4 км/с остается субгоризонтальной или даже несколько погружается. Такое поведение изолиний может указывать на то, что в пределах центрального участка профиля в верхней части мантии имеется граница довольно быстрого увеличения скорости, которая отсутствует на восточном окончании профиля. Хорошо согласуются с этими данными результаты построения горизонтально-однородных скоростных разрезов (см. рис. 56).

В настоящей работе также осуществлено построение скоростного разреза верхней части мантии по годографу волн  $P_m$  в первых вступлениях, зарегистрированных при ГСЗ в пределах центральной Тихоокеанской плиты в районе Полинезии на удалении от пункта взрыва до 200 км [181]. Построенный горизонтально-однородный скоростной разрез (см. рис. 56) свидетельствует о том, что на исследованном участке центральной плиты дна Тихого океана верхняя часть мантии характеризуется более высокими, чем в западных районах Тихого океана, скоростями, увеличивающимися с глубиной в освещенной разрезом толще верхней мантии мощностью 20—25 км от 8,5 до 8,8 км/с.

Скоростные разрезы верхней мантии, построенные по сейсмологическим данным для районов Камчатки и Северо-Курильских островов [75, 113], а также для Южно-Курильских островов и острова Хоккайдо [112], содержат два-три слоя с понижением скорости на 0,2—0,4 км/с (см. рис. 59). Мощность каждого такого волновода примерно 30—60 км. На менее детальных разрезах, в среднем характеризующих строение верхней мантии Курило-Камчатской островной дуги и прилегающих районов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [2, 64, 66], слои с пониженными скоростями не выделяются. Общей характерной чертой всех построенных для рассматриваемого региона разрезов являются низкие скорости волн в верхней мантии, которые достигают нормальных значений 8,1—8,2 км/с на глубинах не менее 120—150 км, а на поверхности  $M$  изменяются в пределах 7,5—7,8 км/с. На глубинах примерно 400—450 и 600—650 км отмечены области быстрого увеличения скоростей.

Детальные сейсмологические исследования, проведенные в некоторых районах переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану, свидетельствуют о наличии здесь в верхней мантии значительных горизонтальных скоростных неоднородностей. Так, установлено, что область концентрации очагов глубокофокусных землетрясений (фокальная зона) в восточных районах Камчатки характеризуется повышенными на 0,4—0,5 км/с скоростями по отношению к прилегающим со стороны континента и океана областям мантии [53]. Повышение скоростей в верхней мантии в пределах фокальной зоны отмечено также в районе некоторых других островных дуг —

Алеутской, Японской, Тонго-Кермадекской (к северо-востоку от Новой Зеландии) [126] и, как указывалось выше, на континенте в Памиро-Гиндукушской складчатой зоне.

Верхняя мантия между Японской островной дугой и материком характеризуется более низкими, по сравнению с океанической областью, значениями скоростей сейсмических волн [124, 155, 174]. Такое различие прослежено до глубин не менее 400—500 км. В диапазоне глубин от 60—70 до 180—200 км выделяется зона понижения скорости продольных и поперечных волн, на подошве которой скорость быстро возрастает примерно до 8,5 км/с. На глубинах 375—400 и 630—660 км выделены резкие границы раздела, характеризующиеся увеличением скорости до 9—9,2 и 10,6—10,7 км/с соответственно (см. рис. 7 и 10).

Для рассмотренных выше областей также производилось определение поглощения энергии сейсмических волн в верхней мантии [27, 155 и др.]. При этом было установлено существенное изменение значений коэффициента добротности в области перехода от Евразийского континента к Тихому океану, которая по сравнению с континентом и океаном характеризуется в 5—10 раз более сильным поглощением сейсмической энергии в верхней мантии.

В земной коре и верхней мантии кроме крупномасштабных неоднородностей существуют мелкомасштабные скоростные неоднородности, вызывающие пространственно неустойчивые изменения характеристик волнового поля: флуктуации времен пробега, амплитуд, искажение формы сейсмических импульсов и др. В работах А. В. Николаева, И. Н. Галкина и других предложен метод определения коэффициента мутности (его размерность такая же, как и у коэффициента поглощения, «единица длины<sup>-1</sup>»), характеризующего рассеяние энергии сейсмических волн на мелких неоднородностях среды, и в некоторых областях осуществлены его определения для земной коры и верхней части мантии [33, 73]. Во всех исследованных районах (область перехода от Евразийского континента к Тихому океану, Черное море) отмечаются более низкие, по сравнению с земной корой, значения коэффициента мутности верхней части мантии. При переходе от Евразийского континента к Тихому океану земная кора и верхняя часть мантии становятся как бы прозрачнее по мере удаления от континента (понижается значение коэффициента мутности).

Таким образом, результаты глубинных сейсмических исследований показывают, что в зоне перехода от Евразийского материка к Тихому океану так же, как и в рассмотренных выше платформенных, складчатых и горно-складчатых областях, происходит существенное изменение значений скоростных параметров с глубиной и в горизонтальном, особенно в субширотном, направлении. По особенностям строения верхней мантии названная область достаточно отчетливо отделяется от континента

и океана. Островные дуги и прилегающие к ним с запада глубоководные впадины Охотского и Японского морей характеризуются пониженными значениями средних скоростей и хорошо развитыми волноводными слоями в верхней мантии, причем в некоторых районах выделено 2—3 таких слоя.

Строение верхней мантии западной части Тихого океана изучено слабее. По сравнению с островными дугами, верхняя мантия здесь характеризуется более высокими скоростями. Между островными дугами и океаном расположена крутонаклоненная в сторону континента структура (фокальная зона), в которой скорости распространения сейсмических волн имеют наиболее высокие значения. К фокальной зоне, мощность которой, как правило, не превышает 100 км, приурочены очаги глубоководных землетрясений.

#### СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СКОРОСТНОГО СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ КРУПНЫХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Несмотря на то что сейсмические исследования строения верхней мантии выполнены в ограниченном объеме и в основном приурочены к южным и восточным районам территории СССР, полученные к настоящему времени и рассмотренные выше наиболее важные результаты позволяют составить некоторые общие представления об основных закономерностях распределения скоростных неоднородностей верхней мантии, которые по мере накопления новых данных будут уточняться и детализироваться.

Прежде чем перейти к рассмотрению особенностей строения верхней мантии крупных геотектонических структур, следует отметить, что построенные по материалам регистрации продольных и поперечных волн для одних и тех же районов скоростные разрезы нередко довольно сильно различаются, особенно в области распространения слоев с пониженными скоростями. Так, для районов Памира и Гиндукуша (см. рис. 59), Северо-Американской платформы (см. рис. 4) и некоторых других установлено, что понижение скорости поперечных волн в отдельных слоях верхней мантии не сопровождается понижением скорости продольных волн или же мощность слоев с понижением скорости и глубина их залегания для продольных и поперечных волн значительно различаются, как, например, в южных и юго-восточных районах Карпат (см. рис. 59). Приведенные факты указывают на то, что поперечные волны являются источником дополнительной и, по-видимому, независимой от продольных волн информации о строении верхней мантии. Однако к настоящему времени основные результаты получены по материалам регистрации продольных волн.

Сравнение скоростных разрезов верхней части мантии, построенных по данным ГСЗ и по материалам сейсмологических наблюдений, показывает, что сейсмологические разрезы на одних и тех же глубинах нередко характеризуются более низкими скоростями. Выяснение причин этого факта имеет важное значение при совместном использовании результатов изучения строения верхней мантии различными сейсмическими методами. Указанное различие, по-видимому, может быть обусловлено использованием в сейсмологии более низких частот и значительно менее детальных систем наблюдений, чем при ГСЗ. Методические возможности сейсмологии не позволяют выделять в верхней мантии слои с повышенными и пониженными скоростями мощностью менее 10—20 км. С другой стороны, отмеченный факт может быть вызван также тем, что исследования по ГСЗ в основном проведены в пределах платформенных областей, а сейсмологические наблюдения в большинстве случаев выполнены в сейсмоактивных регионах.

Сопоставление результатов изучения строения верхней мантии по материалам ГСЗ и данным сейсмологии для некоторых, пока еще немногочисленных, районов свидетельствует об их неплохой сопоставимости. К таким районам относятся область перехода от Евразийского континента к Тихому океану, Байкальская рифтовая зона [39], Балхашская впадина и районы Северного Тянь-Шаня [27, 91 и др.]. В связи с этим при выяснении общих закономерностей строения верхней мантии в настоящее время представляется вполне обоснованным совместное использование результатов исследований ГСЗ и данных сейсмологии с учетом рассмотренных в главе I возможностей этих методов относительно точности и детальности получаемых результатов.

Одним из самых важных результатов изучения строения верхней мантии, полученных за последние годы, является установление в ней существенных вертикальных и горизонтальных скоростных неоднородностей, которые наиболее значительны на глубинах до 200—250 км, где скорость распространения продольных волн изменяется от 7,5—7,7 до 8,8—9 км/с. Размеры горизонтальных неоднородностей варьируют в широких пределах — от десятков (локальные неоднородности) примерно до тысячи километров (региональные неоднородности), а отличие их скоростных параметров от нормального (среднего) значения может достигать 5—6%. Распределение таких неоднородностей верхней мантии обнаруживает связь с особенностями строения геологических структур.

В скоростном разрезе верхней мантии часто встречаются слои с пониженными скоростями, которые, однако, распространены не повсеместно. В одних районах, например в Курило-Камчатской зоне, в районах Южной Европы и др., в верхней мантии выделено два-три волновода, а в других (Европейская

платформа, Туранская плита, Кавказ и др.) мощные слои с пониженными скоростями не установлены. Важным и принципиально новым результатом является выделение по данным ГСЗ в верхней мантии в некоторых районах территории СССР на глубинах менее 80—100 км слоев с пониженными скоростями мощностью примерно 10—20 км, которые ранее на таких глубинах не отмечались [23, 65 и др.]. В последние годы аналогичные слои в верхней мантии также были выделены, как указывалось выше, зарубежными геофизиками по данным взрывной сейсмологии в центральных и южных районах Западной Европы, в Северной Америке и в некоторых других областях (см. главу I). В связи со сложным характером распределения скоростных параметров верхней мантии (наличие слоев с повышенными и пониженными скоростями) распространение граничной скорости  $v_r^m$  на значительную глубину может привести к существенным погрешностям.

На основании анализа приведенных выше скоростных разрезов можно предположить, что в верхней мантии имеются два типа слоев с пониженными скоростями. К первому типу относятся волноводы, расположенные в верхней части мантии на глубинах менее 80—100 км, мощность которых не более первых десятков километров. Ко второму типу относятся значительно более мощные (50—100 км и больше) слои с понижением скорости (астеносферные слои), обычно расположенные на глубинах свыше 100 км.

К числу характерных особенностей распределения скоростных параметров верхней мантии с глубиной следует также отнести выделяемые во многих районах зоны быстрого увеличения скорости с глубиной в диапазонах глубин, примерно равных 300—400 и 500—600 км. Глубина залегания этих границ и их скоростные параметры изменяются при переходе из одного региона в другой.

Рассмотрим основные особенности строения верхней мантии крупных геотектонических структур, для которых типичные скоростные разрезы, построенные по материалам глубинных сейсмических исследований в СССР и за рубежом, приведены на рис. 62. Верхней мантии платформенных областей присущи более медленные и плавные изменения, по сравнению с тектонически активными складчатыми и горно-складчатыми областями, скоростных параметров в горизонтальном направлении, более высокие скорости и отсутствие или слабое развитие слоев с пониженными скоростями. В некоторых платформенных районах надежно установлены волноводы первого типа. Наблюдается различие в строении верхней мантии древних и молодых плит, например Русской и Западно-Сибирской, из которых последняя имеет более низкие значения средней скорости.

В верхней мантии складчатых и горно-складчатых областей, а также в зоне перехода от Евразийского континента к Тихому

океану происходят резкое изменение скоростных параметров в горизонтальном направлении, понижение значений скоростей и отмечаются хорошо выраженные во многих районах астеносферные слои с понижением скорости мощностью 50—100 км и больше. В этих областях линейные размеры блоков верхней мантии обычно гораздо меньше, чем на платформах. Сформулированные выше характерные особенности строения верхней

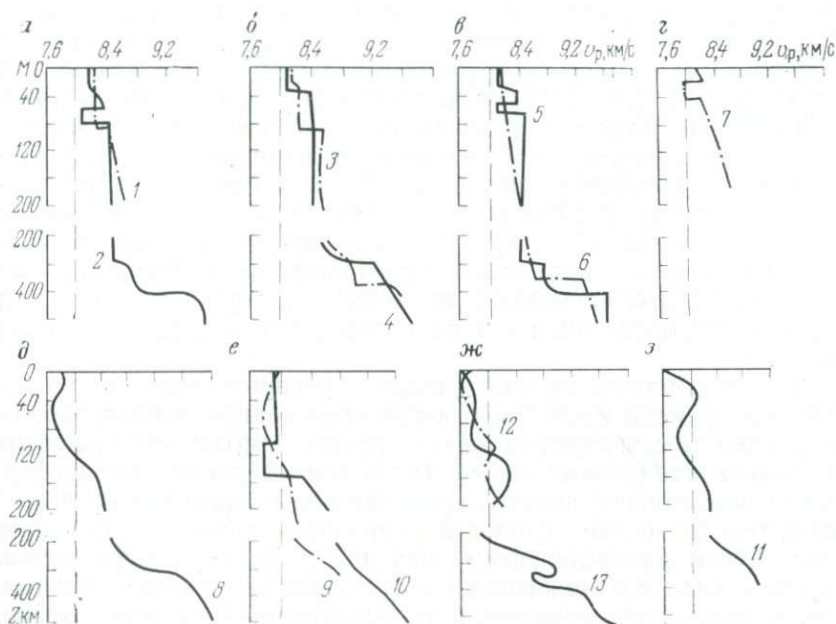


Рис. 62. Типичные скоростные разрезы верхней мантии платформенных и тектонически активных областей, построенные по материалам регистрации продольных волн от взрывов и землетрясений.

Платформенные области (как правило,  $v_p > 8$  км): а — Канадский щит, б — Северо-Американская плита, в — Балтийский щит, г — Русская плита. Тектонически активные регионы (до глубины 120—150 км  $v_p < 8$  км): д — складчатая система Кордильер, е — Памиро-Гиндукушская область, ж — Байкальская рифтовая зона, з — Курило-Камчатская островная дуга. Скоростные разрезы приведены по данным: 1 — К. Г. Барра (1968 г.); 2 — [171]; 3 — [166]; 4 — Р. В. Грина, А. Л. Хейлса (1968 г.); 5 — [172]; 6 — [159]; 7 — [108]; 8 — [123]; 9 и 11 — [85]; 10 — [191]; 12 — [75]; 13 — [112]. Вертикальная пунктирная линия соответствует скорости 8 км/с

мантии складчатых и горно-складчатых областей выполняются не повсеместно. В отдельных районах слои с пониженными скоростями волн в верхней мантии не были выделены (например, в Алтае-Саянской зоне), а в других (на Урале, в Центрально-Казахстанской складчатой области и др.) отмечаются повышенные значения скоростей, типичные для платформенных областей.

В западной части Тихого океана (океаническая плита) наблюдаются наиболее высокие скорости в верхней мантии

по сравнению со всеми рассмотренными выше типами геотектонических структур и слабо развитый слой с пониженными скоростями, мощность которого не превышает 40—45 км. Скорость в волноводе достигает здесь аномально высоких для астеносферных слоев значений — 8,4—8,5 км/с.

Проведение детальных исследований методами взрывной и естественной сейсмологии, основные результаты которых подробно рассмотрены выше, позволяет сделать важный вывод о том, что по скоростному строению верхней мантии различаются не только такие крупные геологические структуры, как платформы и тектонически активные регионы (горно-складчатые области, рифты, область перехода от континента к океану и др.), но и структуры более низкого порядка, например Московская и Печорская синеклизы Русской плиты, Центрально-Каракумский свод и Предкопетдагский прогиб Туранской плиты и др. Значительный интерес представляют полученные данные о наличии существенных горизонтальных скоростных неоднородностей верхней мантии не только в горно-складчатых и складчатых областях, но и на платформах, в том числе и на древних.

Таким образом, на смену широко распространенным до недавнего времени взглядам о четко выраженном в планетарном масштабе трехслойном строении верхней мантии, состоящей из примерно однородных слоев (надастеносферного, астеносферного и подастеносферного), приходят новые представления о ее значительно более сложном строении, характеризующемся трехмерным распределением значений скоростных параметров. Причем слои с пониженными скоростями как для продольных, так и для поперечных волн распространены не повсеместно.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что различия в строении крупных геологических структур прослеживаются не только в земной коре, но и в верхней мантии до глубин не менее первых сотен километров. Это указывает на глубокий характер заложения геологических структур, а также, вероятно, свидетельствует о влиянии происходящих в верхней мантии процессов на особенности развития структур земной коры. Горизонтально-неоднородная модель скоростного строения верхней мантии, основные черты которой рассмотрены выше, открывает новые возможности для решения различных актуальных задач геологии и геофизики.

**СВЯЗЬ СКОРОСТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ  
ВЕРХНЕЙ МАНТИИ С НЕКОТОРЫМИ  
ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ДАННЫМИ**

В настоящей главе рассмотрены вопросы сопоставления и совместного анализа результатов сейсмических исследований строения верхней мантии территории СССР и некоторых сопредельных стран с различными геолого-геофизическими материалами — данными гравиметрии, термометрии, глубинных магнитотеллурических зондирований, петрологии, геотектоники и др.

**СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ  
ПО КОМПЛЕКСУ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ  
И СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ**

Гравитационные аномалии обусловлены, как известно, плотностными неоднородностями земных недр, начиная от поверхностных до очень глубоких слоев [8, 18, 55, 110 и др.]. Вопросы методики изучения плотностных неоднородностей верхней мантии путем совместного анализа результатов трансформации гравитационного поля с различными геолого-геофизическими данными или определения отклонения земной коры от состояния изостатического равновесия рассмотрены в ряде работ (А. Д. Архангельский, В. В. Федынский, 1936 г.; указанные выше работы и многие другие). С целью выделения составляющей, обусловленной плотностными неоднородностями верхней мантии, в большинстве случаев осуществляется пересчет гравитационных аномалий (изостатических и аномалий Буге) на высоту 200—300 км или их осреднение по площади с радиусом сотни километров и разложение по сферическим функциям.

**ГЛУБИННЫЕ АНОМАЛИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ**

Гравитационный эффект плотностных неоднородностей верхней мантии может быть определен путем вычисления глубинных аномалий силы тяжести  $\Delta g_{г.д.}$ , которые представляют собой разностные (остаточные) аномалии, полученные путем вычитания из аномалий Буге  $\Delta g_B$  гравитационного влияния слоев земной коры и поверхности Мохоровичича [18, 31, 57, 58]. Для вычисления значений  $\Delta g_{г.д.}$  необходимо использование обширной и независимой от гравиметрии геологической и геофизической информации, что позволяет получать более надежные и детальные сведения о распределении плотностных неоднородностей

верхней мантии. Достоверность выделения  $\Delta g_{гд}$  определяется прежде всего точностью вычисления гравитационного эффекта земной коры, при этом необходимо знание структуры и физических свойств слагающих ее слоев. Установленные сейсмическими методами значительные вариации скоростных параметров верхней мантии, очевидно, сопровождаются изменением плотности слагающих ее пород, что может быть исследовано по гравиметрическим данным. При расчете гравитационного эффекта земной коры использованы плотностные модели, выбранные с учетом данных ГСЗ.

В одном случае земная кора аппроксимировалась трехслойной моделью, состоящей из осадочного, «гранитного» и «базальтового» слоев. По имеющимся литературным данным, Н. П. Лопатиной была составлена схема изменения средней плотности осадочного чехла территории СССР [58], использовавшаяся при вычислении его гравитационного эффекта. Значения средней плотности осадочных отложений изменяются в основном в зависимости от их мощности, а в пределах древних плит существенное влияние оказывает и литологический состав. Для эпипалеозойских плит, альпийских предгорных и межгорных впадин плотность осадков варьирует от 1,8 до 2,5 г/см<sup>3</sup>, причем значения менее 2—2,2 г/см<sup>3</sup> характерны для площадей с малой мощностью чехла (менее 1 км). Для древних плит значения средней плотности осадочных отложений изменяются от 2,3—2,4 до 2,65—2,7 г/см<sup>3</sup> с максимальными значениями, приуроченными к Предуральскому прогибу (карбонатные и гидрохимические образования) и Тунгусской синеклизе (мощная толща траппов).

По экспериментальным данным средняя плотность собственно гранитных пород 2,7 г/см<sup>3</sup>, а базальтовых — 2,9 г/см<sup>3</sup>. По данным ГСЗ установлено увеличение скорости распространения сейсмических волн в «гранитном» и «базальтовом» слоях с возрастанием глубины их залегания. В связи с этим при расчетах плотность «гранитного» слоя принималась постоянной и равной 2,7 г/см<sup>3</sup> до глубины 20 км, а затем линейно нарастающей до 2,9 г/см<sup>3</sup> на глубине 40 км; плотность «базальтового» слоя считалась постоянной до глубины 20 км и равной 2,9 г/см<sup>3</sup>, глубже линейно нарастающей до 3,1 г/см<sup>3</sup> на глубине 60 км. Плотность пород под границей М принималась постоянной и равной 3,3 г/см<sup>3</sup>.

При расчетах  $\Delta g_{гд}$  использованы построенные для территории СССР в основном по данным ГСЗ карты рельефа поверхностей консолидированной коры, «базальтового» слоя и Моховичича [12, 30]. Гравитационный эффект этих границ рассчитывался по формуле для плоскопараллельного слоя. Расчетные точки выбирались по площади через 100 и 300 км при вычислении гравитационного влияния осадочного чехла и более глубоких границ раздела соответственно.

Таким образом, на всех основных контактных поверхностях (осадочный чехол — «гранитный» слой, «гранитный» слой — «базальтовый» слой, «базальтовый» слой — верхняя мантия) в соответствии с изложенным выше принимался различный перепад плотности, т. е. для каждой расчетной точки определялся плотностной разрез. Принятая плотностная модель в совокупности с данными о морфологии глубинных границ использовалась для определения аномального гравитационного влияния земной коры, включая рельеф ее подошвы.

Гравитационный эффект земной коры вычислялся по отношению к нормальной модели, состоящей из двух слоев мощностью 20 км каждый — «гранитного» с плотностью 2,7 г/см<sup>3</sup> и «базальтового» с плотностью 2,9 г/см<sup>3</sup>. Определение его сводится к вычислению и суммированию аномального гравитационного эффекта трех составляющих земную кору слоев — осадочного, «гранитного» и «базальтового».

Гравитационное влияние осадочного чехла является повсеместно отрицательным и изменяется от 0 до 80 мгал для наиболее глубоких впадин. Выполненные расчеты показали, что это соответствует отрицательной избыточной эффективной плотности осадков —0,2 г/см<sup>3</sup> для глубин залегания фундамента до 10 км и около —0,1 г/см<sup>3</sup> для глубин до 20 км. Погрешность определения мощности осадочных отложений примерно равна ±0,5 км для глубин залегания фундамента до 3—5 км и ±(1—2) км для глубин до 10 км и более, а погрешность определения плотности осадков в среднем ±0,05 г/см<sup>3</sup>. Используя указанные значения погрешностей, получим оценку точности вычисления гравитационного влияния осадочного чехла для глубин 3—5 км, равную ±(8—10) мгал, а для глубин 10 км и более — примерно ±(15—20) мгал.

Аномально гравитационное влияние поверхности «базальтового» слоя и границы М может быть отрицательным и положительным в зависимости от положения этих границ относительно нормального разреза. Их суммарное влияние изменяется приблизительно от —200 до +400 мгал, определенных с погрешностью около ±50 мгал. Практически таким же значением оценивается суммарная погрешность определения общего аномального гравитационного влияния земной коры.

Глубинные аномалии силы тяжести вычислялись по формуле

$$\Delta g_{г.л} = \Delta g_{б} - \sum \Delta g_{к} - \Delta g', \quad (VI.1)$$

где  $\sum \Delta g_{к}$  — суммарное гравитационное влияние земной коры;  $\Delta g'$  — гравитационное влияние нижней части верхней мантии (глубже 150—200 км).

Имеющиеся в настоящее время данные о скоростном строении верхней мантии наиболее полно характеризуют ее верхнюю

часть мощностью 150—200 км. Для совместной интерпретации аномалий  $\Delta g_{ГЛ}$  с сейсмическими данными из их значений было исключено предполагаемое влияние плотностных неоднородно-

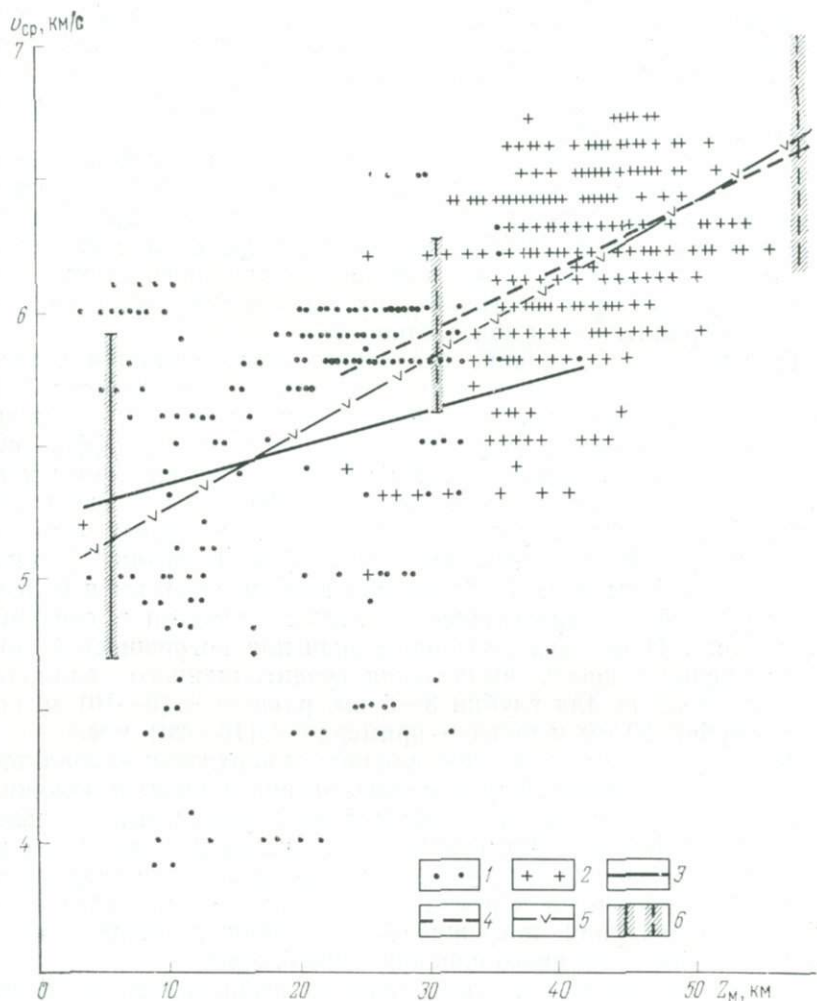


Рис. 63. Графики корреляционной зависимости  $v_{cp} = f(Z_M)$ .

1 и 2 — экспериментальные данные для морей и суши соответственно; 3 и 4 — осредняющие графики для морей и суши соответственно; 5 — осредняющие графики для морей и суши вместе; 6 — среднеквадратическое отклонение значений  $v_{cp}$  от осредняющих графиков, проведенных по способу наименьших квадратов

стей толщ, расположенных на глубинах более 150—200 км. Величина этого влияния принята по данным [8]. Она оказалась менее 10—15% от значений  $\Delta g_{ГЛ}$ , т. е. с учетом точности опре-

деления последних практически не вносит существенных изменений в полученные результаты.

Другой способ выбора плотностной модели земной коры заключался в аппроксимации ее горизонтально-неоднородным слоем, средняя плотность  $\sigma_{\text{ср}}$  которого определялась на основании результатов изучения средних скоростей распространения продольных сейсмических волн в земной коре  $v_{\text{ср}}$  по материалам ГСЗ и сейсмологии. Средняя скорость в земной коре является экспериментально определяемым эффективным параметром, интегрально характеризующим всю ее толщю. На величину рассматриваемого скоростного параметра влияют значения скоростей распространения сейсмических волн в слоях земной коры и их мощность. В связи с этим вполне оправданным является поиск корреляционных связей между значениями  $v_{\text{ср}}$  и характеристиками слоев земной коры. В результате статистической обработки материалов сухопутных и морских глубинных сейсмических исследований по способу наименьших квадратов было установлено, что между значениями  $v_{\text{ср}}$  и мощностью земной коры (см. рис. 63 и 64), а также между значениями  $v_{\text{ср}}$  и мощ-

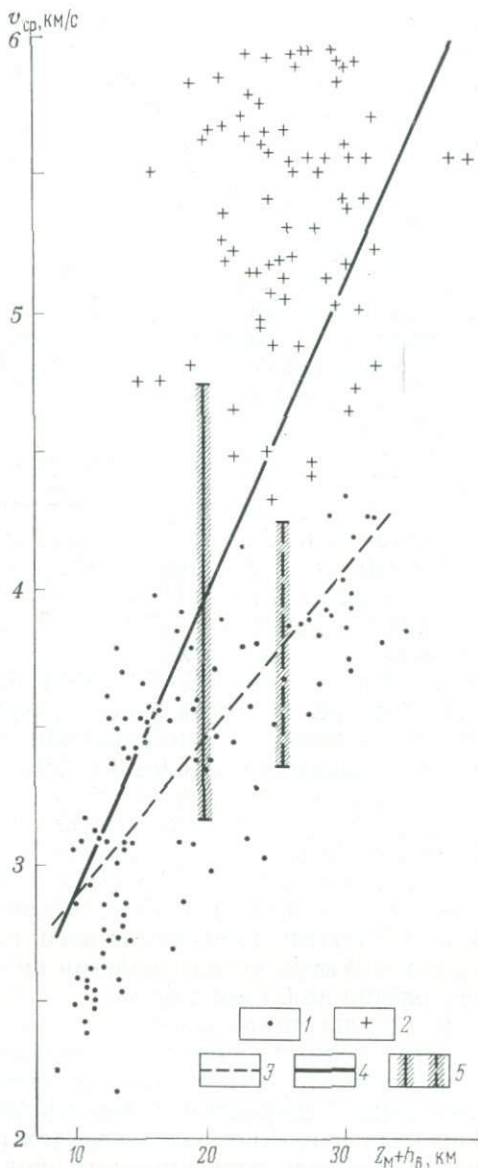


Рис. 64. Графики корреляционной зависимости  $v_{\text{ср}} = f(Z_M + h_B)$  для морей и Тихого океана (по материалам ГСЗ).

1 и 2 — экспериментальные данные соответственно для глубокого ( $h_B > 1$  км) и мелкого ( $h_B < 1$  км) морей; 3 — осредняющий график для глубокого моря; 4 — общий осредняющий график для глубокого и мелкого морей; 5 — среднеквадратическое отклонение значений  $v_{\text{ср}}$  от осредняющих графиков, проведенных по способу наименьших квадратов

ностью осадочных отложений существуют достаточно тесные, статистически значимые корреляционные связи [90]. Наиболее высокие коэффициенты корреляции  $0,65 \div 0,7$  определены для морей и океанов при учете влияния толщины слоя воды  $h_v$  (см. рис. 64). Установленные корреляционные связи позволяют прогнозировать величины  $v_{cp}$  в районах, где еще не проводились глубинные сейсмические исследования, с погрешностью, примерно равной  $\pm (0,3 \div 0,4)$  км/с, в 2—3 раза превышающей погрешность определения  $v_{cp}$  по материалам ГСЗ.

Использование результатов глубинных сейсмических исследований и указанных выше корреляционных зависимостей дало возможность составить карту средних скоростей распространения продольных волн в земной коре [107] для территории СССР и некоторых сопредельных стран. Анализ этой карты показывает, что  $v_{cp}$  изменяется в довольно широких пределах от 4,0—5,2 до 6,4—6,6 км/с, а характер их распределения отражает изменения мощности и строения земной коры крупных геологических структур. Так, для значительных пространств Восточно-Европейской и Сибирской докембрийских платформ (кроме глубоко прогнутых синеклиз и авлакогенов) наиболее типичны значения 6,2—6,4 км/с. Прикаспийская, Печорская и Вилюйская синеклизы, Днепровско-Донецкий авлакоген, где мощность осадочных отложений достигает 10—12 км и более, обладают пониженными  $v_{cp}$  (до 5,6—5,8 км/с). Скифская, Туранская и Западно-Сибирская плиты характеризуются меньшими по сравнению с древними докембрийскими платформами преобладающими значениями  $v_{cp}$  (5,6—6 км/с).

Впадины внутренних морей отличаются еще более низкими средними скоростями, чем глубокие впадины на платформах. В Южно-Каспийской впадине  $v_{cp}$  понижается до 5,4 км/с, а в Черноморской — до 4 км/с. Область дальневосточных окраинных морей, включая Курило-Камчатскую, Сахалино-Японскую и Алеутскую островные дуги, характеризуется значениями  $v_{cp}$  менее 6 км/с, возрастающими по направлению к области Тихого океана до 6 км/с и более.

В результате изучения при высоком давлении физических свойств горных пород, слагающих земную кору и верхнюю часть мантии, установлена достаточно тесная корреляционная связь между скоростью распространения продольных сейсмических волн и плотностью в породах различного состава и генезиса. Пользуясь зависимостями, полученными в лабораторных условиях для кристаллических пород при давлении  $4 \times 10^3$  кгс/см<sup>2</sup> [17, 114 и др.], средние скорости в коре были пересчитаны в значения средних плотностей и использованы при определении гравитационного влияния земной коры.

Таким образом, реальная земная кора, состоящая из осадочного слоя и консолидированной коры, при расчетах заменяется однородной толщей с определенной средней скоростью и соот-

ветственно средней плотностью. В районах развития мощного осадочного чехла средняя скорость распространения сейсмических волн в земной коре относительно низкая — 4,3—5,5 км/с. Для этих областей средняя плотность земной коры определялась как средневзвешенное значение из плотности осадочного чехла и консолидированной коры.

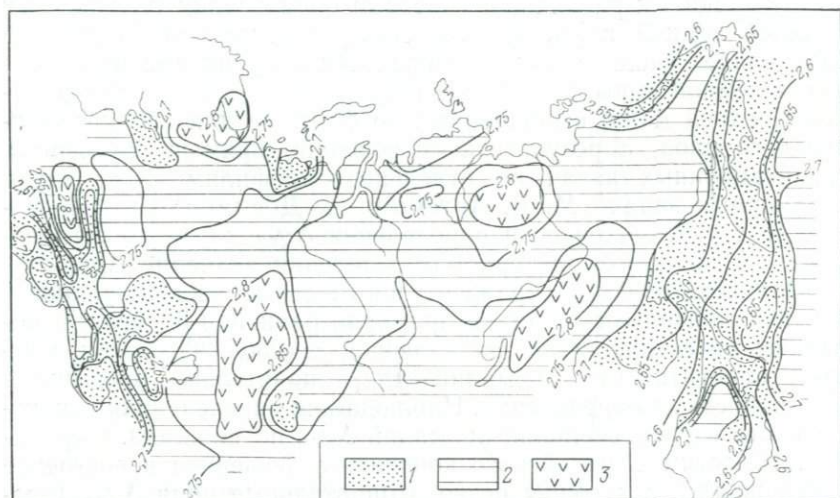


Рис. 65. Схема распределения значений средней плотности земной коры. Области преобладающих значений  $\sigma_{cp}$ :

1 —  $< 2,7 \text{ г/см}^3$ , 2 —  $2,7 \div 2,8 \text{ г/см}^3$ , 3 —  $2,8 \text{ г/см}^3$ . (Составили Н. П. Лопатина, В. З. Рябой)

В пределах территории СССР и сопредельных стран  $\sigma_{cp}$  изменяется от 2,55 до 2,86 г/см<sup>3</sup> (рис. 65). Минимальные значения присущи акваториям внутренних морей и областям с мощным чехлом осадочных отложений, максимальные — областям выхода фундамента на поверхность и некоторым другим районам. Среднеарифметическое значение  $\sigma_{cp}$  для территории СССР —  $2,75 \pm 0,06 \text{ г/см}^3$ .

Полученные значения  $\sigma_{cp}$  совместно с данными о рельефе поверхности М явились основой для расчета гравитационного эффекта земной коры. Этот эффект вычислялся с использованием формулы для плоскопараллельного слоя по отношению к нормальной модели коры мощностью 40 км со средней плотностью 2,75 г/см<sup>3</sup>. Плотность верхней мантии при расчетах принималась постоянной и равной 3,3 г/см<sup>3</sup>. Если погрешности определения глубин залегания границы М и значений  $v_{cp}$  по данным ГСЗ составляют соответственно  $\pm(2-3)$  км и  $\pm 0,1$  км/с, то точность вычисления  $\Delta g_{гд}$  указанным способом примерно равна  $\pm 50$  мгал. Расчетами установлено, что изменение плотности верхней мантии в пределах  $\pm 0,1 \text{ г/см}^3$

приводит к некоторому изменению абсолютного уровня значений  $\Delta g_{г.л.}$  и практически не влияет на общий характер распределения аномалий по площади.

Схемы распределения аномалий  $\Delta g_{г.л.}$  для территории СССР, полученные рассмотренными выше способами, хорошо согласуются друг с другом, что свидетельствует об их устойчивости по отношению к различным способам определения плотностных моделей земной коры. На точность определения аномалий  $\Delta g_{г.л.}$  влияет также методика определения гравитационного эффекта земной коры. Сравнение результатов расчетов для районов Средней Азии, выполненных по формуле для плоскопараллельного слоя, с результатами решения прямых двумерных гравитационных задач по отдельным профилям ГСЗ [31] и трехмерных задач (М. Е. Артемьев, А. Досымов, 1974 г.) показало с учетом точности определения  $\Delta g_{г.л.}$  хорошую согласованность общего характера распределения значений  $\Delta g_{г.л.}$ .

Полученные  $\Delta g_{г.л.}$  отражают плотностные неоднородности верхней мантии с точностью, примерно равной  $\pm 50$  мгал, и обладают интенсивностью, достигающей  $\pm (250-300)$  мгал. Следует отметить, что аномалии  $\Delta g_{г.л.}$  значительно превышают погрешность их определения. Наблюдается определенная закономерность в распределении аномалий  $\Delta g_{г.л.}$  по площади. Окраинным областям Евразийского континента (северное и восточное побережья) свойственны резко отрицательные поля  $\Delta g_{г.л.}$  (преобладают значения от  $-100$  до  $-200$  мгал), состоящие из обширных спокойных изометричных аномалий (Кольский полуостров, Анабарский массив, Камчатка, Охотское море и сопредельные районы Японского моря).

Равнинной части территории СССР соответствуют обширные по площади сравнительно спокойные, главным образом изометричные, положительные и отрицательные глубинные аномалии, распространенные на фоне общего нарастания напряженности поля  $\Delta g_{г.л.}$  с севера на юг — от побережья Северного Ледовитого и Тихого океанов к подножью горно-складчатых сооружений на юге СССР. Наиболее характерной в этой области является субширотная зона интенсивных положительных аномалий до  $100-150$  мгал и более, соответствующая таким резко различающимся по строению земной коры тектоническим структурам, как Украинский и Воронежский кристаллические массивы, Прикаспийская синеклиза и Центрально-Казахстанская складчатая область.

Юго-западные и южные районы СССР (орогенические и сопредельные области) отличаются значительным уменьшением линейных размеров аномалий  $\Delta g_{г.л.}$ , знакопеременным резко дифференцированным полем и развитием преимущественно полосовых аномалий. При этом не наблюдается определенных соотношений между знаком  $\Delta g_{г.л.}$  и морфологией твердой оболочки Земли. Так, резко отрицательные значения  $\Delta g_{г.л.}$ , до

— (100—150) мгал и ниже, отвечают Черноморской и Южно-Каспийской впадинам и Карабогазско-Каспийскому своду. Южным районам Туранской плиты и Предкопетдагскому прогибу, а также Предкарпатскому прогибу и восточной части Карпатской складчатой системы, структурам Большого Кавказа и Закавказья соответствуют положительные аномалии, а в восточных районах Памира и в районе Гиндукуша  $\Delta g_{г.л.}$  имеют отрицательные значения, достигающие — (150—200) мгал.

Сопоставление графиков распределения исходных  $\Delta g_B$  и вычисленных  $\Delta g_{г.л.}$  аномалий (рис. 66) свидетельствует о том, что выполненная трансформация (геологическое редуцирование) весьма существенно изменила характер исходного поля  $\Delta g_B$ : увеличились размах аномалий и разброс значений около среднего (возросла дисперсия). Аномалии Буге менее возмущены,

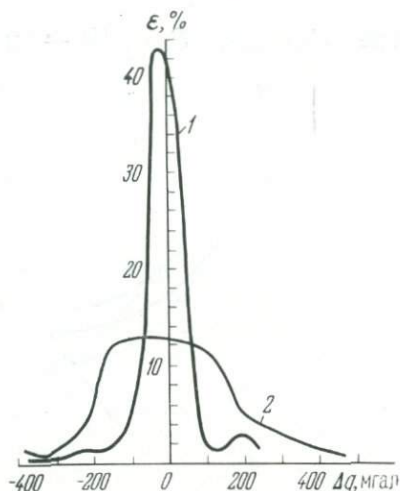


Рис. 66. Графики распределения значений гравитационных аномалий Буге (1) и глубинных аномалий силы тяжести (2) в пределах территории СССР

чем поле глубинных аномалий силы тяжести. Как известно, территория СССР в среднем находится в состоянии изостатического равновесия [8], т. е. различные факторы, оказывающие влияние на наблюдаемое гравитационное поле, достаточно хорошо компенсируют друг друга. При этом оказывается, что после вычитания гравитационного эффекта земной коры выявляются остаточные аномалии, более интенсивные, чем исходные аномалии Буге.

Различные способы трансформации потенциальных полей могут быть рассмотрены с более общих позиций, исходя из спектральных представлений. Сравнение рассчитанных амплитудно-частотных и фазово-частотных спектров аномалий Буге и  $\Delta g_{г.л.}$  для некоторых профилей, пересекающих территорию СССР в субмеридиональном и в субширотном направлениях, показало, что в результате геологического редуцирования происходят ослабление высокочастотных составляющих поля  $\Delta g_B$  и весьма значительные изменения фазовых спектров (рис. 67).

При рассмотрении геологического редуцирования аномалий Буге как процесса частотной фильтрации (линейного преобразования спектров) частотная  $|K(f)|$  и фазовая  $\arg K(f)$

характеристики такой трансформации могут быть определены по формулам

$$|K(f)| = \frac{S_{\Delta g_{\Gamma\Delta}}(f)}{S_{\Delta g_B}(f)}; \quad (VI.2)$$

$$\arg K(f) = \varphi_{\Delta g_{\Gamma\Delta}}(f) - \varphi_{\Delta g_B}(f), \quad (VI.3)$$

где  $S_{\Delta g_B}(f)$ ,  $S_{\Delta g_{\Gamma\Delta}}(f)$  — амплитудно-частотные, а  $\varphi_{\Delta g_B}(f)$ ,

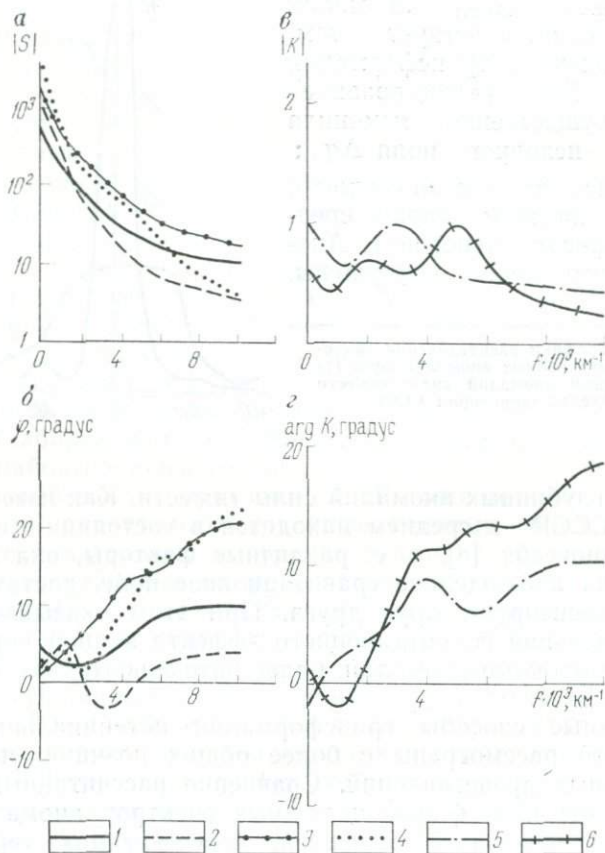


Рис. 67. Результаты частотного анализа гравитационных аномалий Буге и глубинных аномалий силы тяжести для субмеридионального и субширотного профилей, пересекающих территорию СССР.

$a$  и  $б$  — амплитудно-частотные и фазово-частотные спектры соответственно;  $в$  и  $г$  — частотные и фазовые характеристики выделения  $\Delta g_{\Gamma\Delta}$  соответственно. 1 и 2 — частотные и фазовые спектры  $\Delta g_B$  для субмеридионального и субширотного профилей соответственно; 3 и 4 — частотные и фазовые спектры  $\Delta g_{\Gamma\Delta}$  для субмеридионального и субширотного профилей соответственно; 5 и 6 — частотные и фазовые характеристики выделения  $\Delta g_{\Gamma\Delta}$  для субмеридионального и субширотного профилей соответственно

$\varphi_{\Delta g_{гЛ}}(f)$  — фазово-частотные спектры аномалий Буге и  $\Delta g_{гЛ}$  соответственно.

Частотные и фазовые характеристики  $|K(f)|$ ,  $\arg K(f)$  для субмеридионального и субширотного профилей, приведенные на рис. 67, значительно отличаются друг от друга. Таким образом, определение единых для обширных территорий частотных и фазовых характеристик выделения  $\Delta g_{гЛ}$  и распространение их на слабо изученные районы может привести к ошибочным результатам.

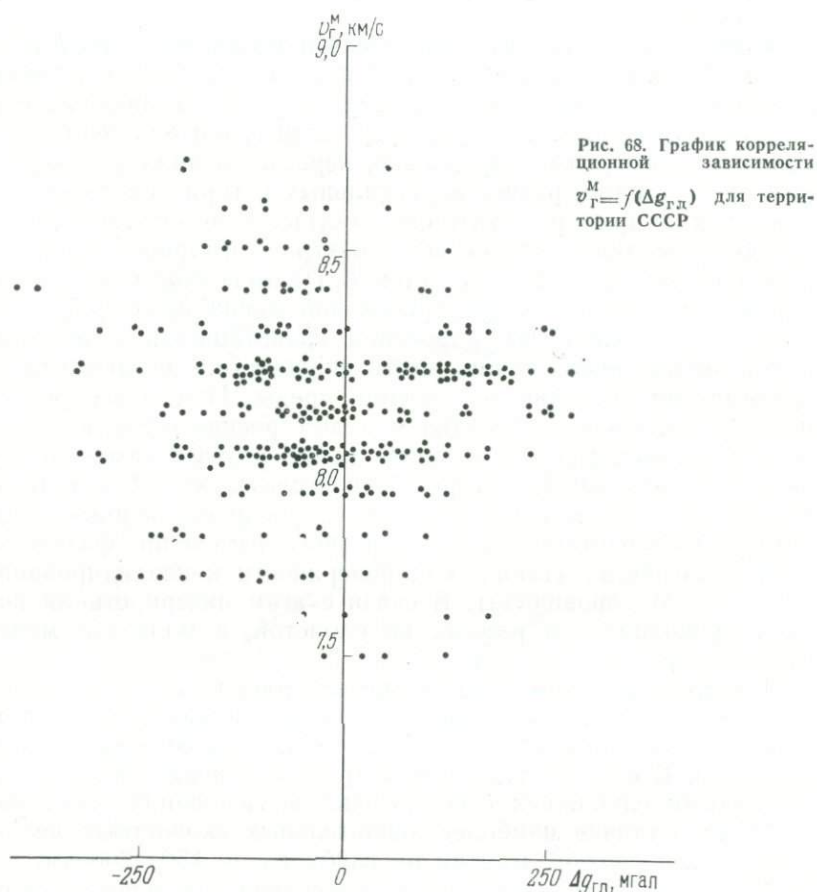
Следует отметить, что фазовые характеристики  $\arg K(f)$  не равны нулю. В этом заключается принципиальное отличие геологического редуцирования от широко распространенных в настоящее время способов трансформации гравитационного поля, таких, например, как осреднение, пересчет в нижнее и верхнее полупространство, расчет вертикальных и горизонтальных производных и др., при которых осуществляется воздействие только на модуль комплексного спектра суммарного поля, а фазовый спектр при этом остается без изменений, т. е. фазовая характеристика таких преобразований равна нулю [37].

Для успешной интерпретации гравитационных аномалий, как известно, очень важно иметь априорные и независимые от гравиметрии сведения о строении среды. При интерпретации поля  $\Delta g_{гЛ}$  была использована модель строения верхней мантии, соответствующая рассмотренным выше результатам сейсмических исследований, которые свидетельствуют об отсутствии в верхней части мантии повсеместно распространенных в планетарном масштабе границ резкого изменения физических свойств вещества (таких, как поверхности консолидированной коры или Мохоровичича). В связи с этим интерпретация поля  $\Delta g_{гЛ}$  проводилась в рамках не слоистой, а блоковой модели строения среды.

Выделенные глубинные аномалии силы тяжести характеризуют плотностные неоднородности верхней мантии, которые, вероятно, должны сопровождаться изменением ее скоростных параметров. В связи с этим рассмотрено соотношение  $\Delta g_{гЛ}$  с результатами глубинных сейсмических исследований, указывающими на наличие наиболее значительных скоростных неоднородностей в верхней мантии на глубинах до 150—200 км.

Наиболее полно изучено распределение граничных скоростей распространения сейсмических волн вдоль поверхности Мохоровичича  $v_{г}^M$ . Корреляционный анализ показал отсутствие для территории СССР статистической связи между  $v_{г}^M$  и  $\Delta g_{гЛ}$  (рис. 68). Это, по-видимому, объясняется тем, что  $v_{г}^M$  характеризует лишь прилегающую к поверхности М часть мантии, а изменение  $\Delta g_{гЛ}$  в среднем отражает вариации плотности всей толщи верхней мантии.

По своему физическому смыслу  $\Delta g_{г.л.}$  адекватно средней скорости сейсмических волн в верхней мантии. Изучение для территории СССР и некоторых зарубежных стран корреляционной зависимости между  $\Delta g_{г.л.}$  и средней скоростью распространения сейсмических волн в наиболее неоднородной толще верхней мантии мощностью 150 км  $v_{ср}^{M+150}$  (рис. 69) показало достаточно тесную связь этих параметров. Коэффициент корреляции для



разных районов изменяется в пределах 0,7—0,88; среднеквадратическое отклонение от осредняющего графика варьирует от 0,12 до 0,18 км/с. Значения  $v_{ср}^{M+150}$  были вычислены по рассмотренным выше скоростным разрезам верхней мантии, полученным для территории СССР, Северной Америки, Центральной и Западной Европы и Японии. Аномалии  $\Delta g_{г.л.}$  для территории зарубежных стран определены по описанной выше методике.

Существование статистической связи между  $v_{\text{ср}}^{M+150}$  и  $\Delta g_{\text{ГЛ}}$  подтверждает предположение о том, что аномалии  $\Delta g_{\text{ГЛ}}$  отражают распределение плотностных неоднородностей в верхней мантии и, вероятно, могут быть применены для прогнозирования значений  $v_{\text{ср}}^{M+150}$  в тех районах, где строение верхней мантии по сейсмическим данным еще не изучено. Используя результаты определения  $v_{\text{ср}}^{M+150}$  и экспериментально установленную для ос-

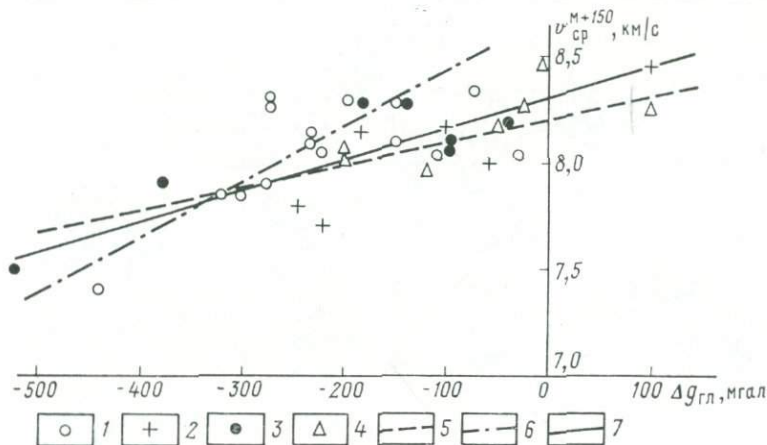


Рис. 69. Графики корреляционной зависимости  $v_{\text{ср}}^{M+150} = f(\Delta g_{\text{ГЛ}})$ .

Экспериментальные данные, соответствующие районам: 1—Северной Америки, 2—Японии, 3—Западной и Центральной Европы, 4—территории СССР; осредняющие графики, проведенные по способу наименьших квадратов, для данных, полученных в пределах: 5—территории СССР, 6—Северной Америки, 7—районов 1—4 вместе

новных и ультраосновных пород зависимость между плотностью и скоростью [17, 114], были оценены значения средней плотности исследуемой толщи верхней мантии ( $\sigma_{\text{ср}}^{M+150}$ ).

#### РЕЗУЛЬТАТЫ

Совместный анализ материалов глубинных сейсмических исследований и данных гравиметрии дал возможность составить схему распределения крупномасштабных скоростных и плотностных неоднородностей верхней части мантии (рис. 70). На этой схеме четко выделяются области, различающиеся по значениям  $\Delta g_{\text{ГЛ}}$ ,  $v_{\text{ср}}^{M+150}$  и  $\sigma_{\text{ср}}^{M+150}$ . Таким зонам присущи средние значения  $\Delta g_{\text{ГЛ}}$  от  $-200$  до  $+200$  мгал,  $v_{\text{ср}}^{M+150}$  от  $7,7$  до  $8,4$  км/с и  $\sigma_{\text{ср}}^{M+150}$  от  $3,2$  до  $3,4$  г/см<sup>3</sup>. Отдельные выделенные блоки также не полностью однородны, в их пределах происходит изменение различных физических параметров с глубиной и в ряде случаев — в горизонтальном направлении. В табл. 5 приведены средние значения названных параметров для наиболее крупных

и надежно выделенных зон (порядковые номера геологических структур в табл. 5 соответствуют номерам зон на рис. 70).

В распределении указанных блоков верхней мантии наблюдается определенная закономерность. К окраинам континента приурочены области с разуплотнением вещества верхней мантии. Южным равнинным областям соответствует ряд зон с повышенными значениями  $\Delta g_{гд}$ ,  $v_{ср}^{M+150}$  и  $\sigma_{ср}^{M+150}$ . Эти зоны распо-

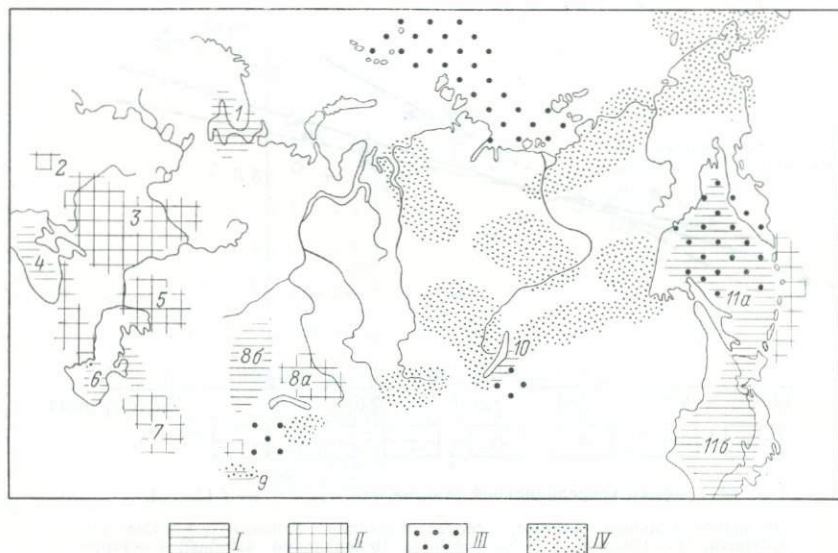


Рис. 70. Схема распределения на территории СССР и некоторых сопредельных стран зон I—IV (см. табл. 5), различающихся по физическим свойствам верхней мантии.

I и II — соответственно зоны относительно пониженных и повышенных значений  $\Delta g_{гд}$ ,  $v_{ср}^{M+150}$ ,  $\sigma_{ср}^{M+150}$  (по данным Н. П. Лопатиной и В. З. Рябого); III и IV — соответственно области повышенного и пониженного поглощения продольных волн (по данным [27])

ложены на территории таких разнородных в тектоническом отношении структур земной коры, как Украинский и Воронежский кристаллические массивы, Прикаспийская синеклиза и восточные районы Центрально-Казхастанского складчатого массива. В пределах орогенического пояса юга СССР выделен ряд зон как повышенных, так и пониженных значений  $v_{ср}^{M+150}$  и  $\sigma_{ср}^{M+150}$ . Наиболее характерными являются области их минимальных значений, приуроченные к Черноморской и Южно-Каспийской впадинам и к складчатой зоне Гиндукуша и Памира, а также область повышенных значений рассматриваемых параметров верхней мантии в южных районах Туранской плиты.

Следует отметить, что различия в значениях плотности отдельных зон  $\Delta \sigma^M$ , вычисленные по  $v_{ср}^{M+150}$ , достигают 0,2 г/см<sup>3</sup>,

тогда как  $\Delta\sigma^M$ , полученные при решении обратной задачи гравиметрии (определение  $\Delta\sigma^M$  по  $\Delta g_{ГЛ}$ ), не превышают 0,1 г/см<sup>3</sup>. Абсолютные значения параметров верхней мантии, полученные с использованием  $\Delta g_{ГЛ}$  и корреляционных зависимостей  $v_{ср}^{M+150} = f(\Delta g_{ГЛ})$  и  $\sigma_{ср}^{M+150} = f(v_{ср}^{M+150})$ , следует рассматривать как ориентировочные. Это, по-видимому, связано в определенной мере с ошибками преобразования  $\Delta g_{ГЛ}$  в  $v_{ср}^{M+150}$  и  $\sigma_{ср}^{M+150}$

ТАБЛИЦА 5

ХАРАКТЕРИСТИКИ КРУПНОМАСШТАБНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ  
ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ МАНТИИ

Зоны	Структуры	$\Delta g_{ГЛ}$ , мгал	$v_{ср}^{M+150}$ , км/с	$\sigma_{ср}^{M+150}$ , г/см <sup>3</sup>
1	Балтийский щит и его склоны	-150	8,1*	3,3
2	Предкарпатский прогиб	100	8,3*	3,4
3	Украинский и Воронежский кристаллические массивы	130	8,4*	3,4
4	Черноморская депрессия	-150	8,1*	3,3
5	Прикаспийская синеклиза	150	8,4*	3,4
6	Южно-Каспийская депрессия	-150	8,1*	3,3
7	Южные районы Туранской плиты	200	8,4*	3,4
8	Центрально-Казахстанский массив:			
	а) восточные районы	150	8,4*	3,4
	б) западная часть и прилегающие районы Туранской плиты	-130	8,1	3,3
9	Памир (южные районы) и Гиндукуш	-200	8,0	3,3
10	Байкальская рифтовая область	-200	8,0	3,3
11	Область перехода от Евразийского континента к Тихому океану:			
	а) Южно-Охотская впадина	-150	7,8	3,2
	б) Японская островная дуга и восточная часть Японского моря	-200	7,7	3,2

\* Предполагаемые значения  $v_{ср}^{M+150}$ , определенные на основании корреляционной зависимости между  $v_{ср}^{M+150}$  и  $\Delta g_{ГЛ}$  и округленные до 0,1 км/с.

в  $\sigma_{ср}^{M+150}$ , оценить которые достаточно точно в настоящее время затруднительно.

Полученные результаты изучения плотностных неоднородностей верхней мантии и основных особенностей их распределения на территории СССР в общих чертах неплохо

согласуются с опубликованными ранее материалами [8, 18, 44, 55 и др.]. Однако приведенные и рассмотренные выше данные (см. рис. 70 и табл. 5) не подтверждают ранее высказывавшиеся взгляды о простом однозначном соотношении между характером распределения крупномасштабных плотностных неоднородностей верхней мантии и особенностями строения структур земной коры, такие, например, как предположение о строгой закономерной приуроченности областей повышенной плотности верхней мантии к зонам тектонических депрессий или же о прямой связи между увеличением мощности земной коры и возрастанием плотности верхней мантии [18, 31, 110 и др.]. Очевидно, эти расхождения связаны прежде всего со значительным уточнением в последние годы данных о строении и мощности земной коры. Сопоставление схемы распределения скоростных и плотностных параметров верхней мантии (см. рис. 70) с различными геолого-геофизическими данными о строении земной коры свидетельствует о том, что соотношение между особенностями выделенных зон верхней мантии и структурами земной коры имеет сложный характер. Рассмотрим это на отдельных примерах.

Для некоторых впадин, характеризующихся накоплением осадочных отложений значительной мощности (до 10 км и больше), в последнее время по данным глубинных сейсмических исследований и гравиметрии получены в достаточной степени достоверные данные, указывающие на то, что все изученные впадины по особенностям строения верхней мантии могут быть разделены на две группы. К первой группе относятся следующие депрессии: Западно-Средиземноморская, Черноморская, Южно-Каспийская, Венгерская и Южно-Таджикская, а ко второй — Прикаспийская, Ферганская, южный склон Туранской плиты, включая Предкопетдагский прогиб, и Предуральский прогиб. В пределах первой группы впадин верхняя мантия по отношению к прилегающим районам является в среднем низкоскоростной (разуплотненной), а для Западно-Средиземноморской впадины по сравнению с южными районами Европы и северными районами Африки отмечены по данным поверхностных волн поднятие кровли слоя пониженных скоростей примерно от 100 до 50 км и уменьшение в нем скорости поперечных волн от 4,30—4,45 до 4,10—4,15 км/с [183]. Вторая группа впадин характеризуется в среднем повышенными значениями скоростей в верхней мантии (уплотнением) и отсутствием или слабым развитием слоев с пониженными скоростями.

Указанные впадины достаточно отчетливо разделяются по характеру некоторых геофизических полей и по особенностям строения земной коры. Первой группе депрессий, за исключением Южно-Каспийской, соответствуют максимумы гравитационных аномалий Буге и сокращение мощности земной коры до 20—30 км, в отдельных случаях (Южно-Таджикская и Южно-

Каспийская впадины) глубина залегания поверхности Мохорвичича увеличивается до 30—35 км и больше. К впадинам второй группы приурочены минимумы аномалий силы тяжести в редукции Буге и под ними в большинстве случаев получены более высокие значения мощности земной коры, достигающие 40—50 км и больше. Интересно отметить, что все впадины первой группы расположены в пределах альпийского складчатого пояса Евразии и, по-видимому, образовались на геосинклинальном основании. Впадины второй группы, за исключением Ферганской, расположены в платформенных областях и по сравнению с впадинами первой группы, вероятно, являются значительно более древними структурами. Ферганская впадина находится в эпиплатформенной области палеозойской складчатости, испытавшей неотектоническую активизацию. Судя по результатам геологических исследований, она была сформирована до начала неотектонической активизации, когда на территории Тянь-Шаня преобладали платформенные условия [11, 12 и др.].

Аналогичные факты отмечены, как указывалось выше, также в пределах горно-складчатых систем. Так, например, под одними горными сооружениями (Тянь-Шань, Гиндукуш, Южные Карпаты, западные районы Кавказа) установлено понижение, а под другими (Западный Памир, район гор Вранча на Карпатах, восточные районы Кавказа) — увеличение средней скорости распространения продольных волн в верхней мантии [27]. Таким образом, намечается связь между особенностями строения верхней мантии и условиями образования и развития отдельных геологических структур как в тектонически активных, так и в платформенных областях. Более подробное рассмотрение характера и механизма этой связи требует детального анализа для каждой указанной структуры всех имеющихся геолого-геофизических материалов и выходит за пределы настоящей работы.

#### СКОРОСТНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Многочисленные геолого-геофизические исследования, выполненные в последние годы, свидетельствуют о связи между особенностями строения верхней мантии и сейсмической активностью отдельных регионов. Изучение этой связи может иметь важное значение при классификации сейсмогенных структур и при выяснении механизма возникновения землетрясений.

При сопоставлении особенностей строения верхней мантии различных регионов с сейсмичностью были использованы следующие сейсмологические данные: сведения об изменении по площади удельной сейсмической энергии (мощности)  $E$  в эрг/(см<sup>3</sup>·с), представленные в виде карты (Г. П. Горшков,

Г. А. Шенкарева, 1967 г.); результаты изучения распределения с глубиной плотности очагов землетрясений; материалы, описывающие распространение на земной поверхности энергии сильных землетрясений и больших взрывов. Указанная карта распределения удельной сейсмической энергии, построенная по материалам многолетних наблюдений, характеризует среднюю величину сейсмической энергии, выделившейся в  $1 \text{ см}^3$  среды за 1 с, и позволяет сопоставлять между собой различные районы по уровню сейсмичности.

К сейсмически активным районам относятся, как известно, альпийские складчатые зоны, развивающиеся на фоне мезозойско-третичных геосинклиналей: Карпаты, Крым, Кавказ, Копетдаг и структуры зоны перехода от Евразийского континента к Тихому океану. Сейсмически активными также оказываются древние складчатые сооружения и даже платформенные области в том случае, если в четвертичное время они испытали процесс активизации тектонических движений (Тянь-Шань, южные районы Западной Сибири, Саяны, Прибайкалье). В некоторых случаях заметной сейсмичностью характеризуются протяженные, по-видимому, планетарного масштаба линейно вытянутые зоны, пересекающие различные геологические структуры. Примером такой зоны может служить область, простирающаяся от о. Сахалина к устью реки Лены и далее на северо-запад к хребту Ломоносова в Северном Ледовитом океане.

Среди перечисленных зон очаги землетрясений в верхней мантии отмечены только в области перехода от Евразийского континента к Тихому океану, на Памире и Гиндукуше, на Кавказе (редкие очаги в районе Дербента) и на Карпатах, причем эти очаги, как правило, локализованы в пределах узких фокальных зон. Следует отметить, что основная часть сейсмической энергии освобождается при землетрясениях, очаги которых расположены в земной коре. Закономерности распределения очагов землетрясений изменяются в значительных пределах. В одних районах сейсмичны кора и верхняя мантия (область перехода от Евразийского континента к Тихому океану, структуры Памира и Гиндукуша), в других — в основном мантия (Карпаты), в третьих — подавляющая часть очагов землетрясений расположена в коре (Кавказ), в четвертых — высокосейсмична кора и несейсмична мантия (Тянь-Шань, Прибайкалье) и, наконец, в пределах платформенных областей слабо сейсмична кора и несейсмична мантия (Балтийский щит и др.).

Сопоставление особенностей распределения по площади значений  $v_r^M$  и удельной сейсмической энергии показывает, что в асейсмичных и слабо сейсмичных платформенных областях значения  $v_r^M$  медленно изменяются в горизонтальном направлении. Выделяющиеся здесь аномалии  $v_r^M$  обычно имеют большие

линейные размеры. В сейсмоактивных районах юга СССР характер поля  $v_r^M$  меняется, оно как бы становится более высокочастотным. Скорость  $v_r^M$  в южных районах изменяется по площади значительно быстрее, а выделяемые аномалии имеют небольшие линейные размеры по сравнению с аномалиями в северных районах.

Интересно отметить, что при переходе от асейсмичных районов к сейсмичным нередко отмечается понижение преобладающих значений  $v_r^M$ . Так, например, областям высокой сейсмической активности в зонах перехода от Евразийского континента к Тихому океану, в Байкальской рифтовой зоне и в некоторых других районах соответствует понижение  $v_r^M$  до 7,7—8 км/с по сравнению с прилегающими слабосейсмичными районами, для которых преобладающие значения  $v_r^M = 8,1 \div 8,2$  км/с. Аналогичная связь между сейсмичностью и особенностями изменения  $v_r^M$  отмечается для Тихоокеанского побережья США (Калифорнийская рифтовая зона, Скалистые горы), островных дуг и некоторых других районов мира.

Сопоставление данных о  $v_r^M$  и  $\lg E$  показало, что между этими величинами существует отрицательная корреляционная связь (рис. 71). Уравнения корреляционных зависимостей, определенные методом наименьших квадратов, имеют вид:

$$v_r^M = -0,05 \lg E + 7,6 \quad (r=0,4; \varepsilon = \pm 0,19 \text{ км/с}); \quad (\text{VI.4})$$

$$\lg E = -3,11 v_r^M + 14,3 \quad (r=-0,4; \varepsilon = \pm 1,5), \quad (\text{VI.5})$$

где  $r$  — коэффициент корреляции;  $\varepsilon$  — среднеквадратическое отклонение значений  $v_r^M$  и  $\lg E$  от осредняющих графиков.

Для оценки значимости корреляционных связей был использован критерий, предложенный В. Н. Романовским, согласно которому связь реальна, если выполняется неравенство  $|r| \times \sqrt{n-1} \geq 3$ , и отсутствует в случае  $|r| \sqrt{n-1} < 3$ . В соответствии с указанным критерием установлено, что статистическая связь между  $v_r^M$  и  $\lg E$  является в достаточной степени обоснованной и значимой.

Полученные эмпирические формулы (VI.4) и (VI.5), устанавливающие связь между значениями  $v_r^M$  и  $\lg E$ , могут быть использованы для прогнозирования значений одного из названных параметров по другому. Так, например, зоне сочленения Сибирской платформы с Верхояно-Колымской складчатой областью, где еще не проводились сейсмические исследования строения земной коры и верхней мантии и в то же время отмечается высокий уровень сейсмичности, вероятно, должны соответствовать пониженные значения  $v_r^M \leq 8$  км/с. Однако ошибки

такого прогнозирования примерно в 1,5—2 раза больше погрешности определения  $v_r^M$  при ГСЗ.

Сравнительно невысокий коэффициент корреляции ( $-0,4$ ) указывает на то, что статистическая связь между  $v_r^M$  и  $\lg E$  является недостаточно тесной и не всегда вариациям  $v_r^M$  соответствует ощутимое изменение сейсмичности. Например, в сла-

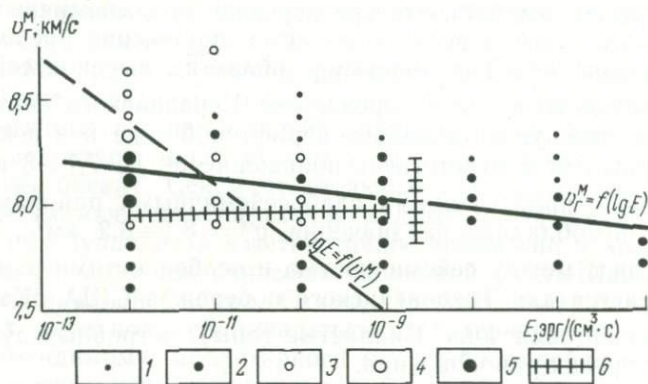


Рис. 71. Корреляционные графики зависимостей  $v_r^M = f(\lg E)$ ,  $\lg E = f(v_r^M)$ .

1 — одна пара значений  $v_r^M$  и  $\lg E$ ; 2, 3, 4, 5 — 2—5, 6—10, 11—20 и больше 20 пар одинаковых значений  $v_r^M$  и  $\lg E$ ; 6 — среднеквадратические отклонения значений  $v_r^M$  и  $\lg E$  от осредняющих графиков

босейсмичных платформенных областях понижение  $v_r^M$ , отмечаемое в отдельных районах, обычно не сопровождается увеличением сейсмичности. Установленная корреляционная зависимость (см. рис. 71) в основном характеризует тенденцию в изменении  $v_r^M$  и  $\lg E$  в сейсмоактивных областях и прилегающих к ним районах.

Распределение очагов землетрясений в сейсмоактивных зонах по современным представлениям тесно связано с динамикой различных физико-химических процессов, происходящих в верхней мантии. В связи с этим в указанных зонах интересно сопоставить изменение с глубиной скоростных параметров верхней мантии, характеризующих ее термодинамические условия и вещественный состав, с распределением промежуточных и глубоких очагов землетрясений.

На рис. 72 приведено сопоставление графиков распределения по глубине плотности очагов землетрясений  $N(Z)$  и скоростных разрезов верхней мантии  $v(Z)$ , построенных по материалам регистрации продольных волн от землетрясений для основных сейсмических зон Евразийского континента, в которых систематически происходят землетрясения с очагами в верхней

мантии. К этим зонам относятся Курило-Камчатская и Японская островные дуги, Памиро-Гиндукушская зона и область сочленения Восточных и Южных Карпат, где максимальная глубина расположения очагов землетрясений соответственно 500—600, 300—350 и 150—200 км, а также районы Южной

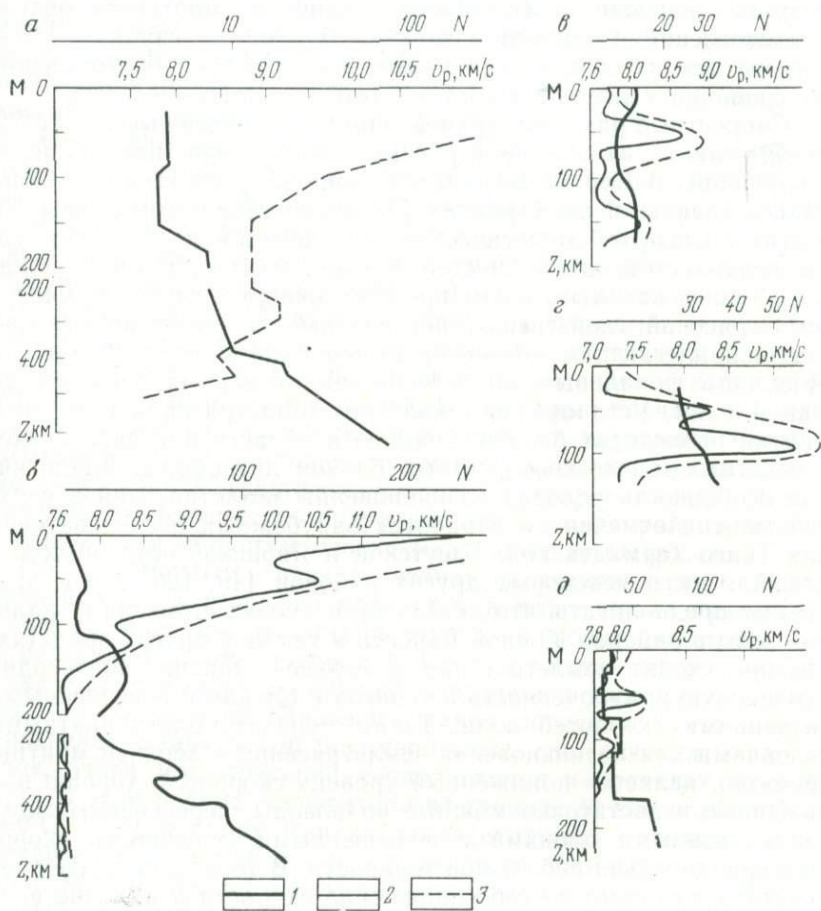


Рис. 72. Сопоставление скоростных разрезов верхней мантии  $v_p(Z)$  и графиков распределения по глубине плотности очагов землетрясений  $N(Z)$  для различных районов.

а — Японская островная дуга (по данным [155], С. Миямура, 1972 г.); б — Курило-Камчатская островная дуга (по данным [112], В. Н. Аверьяновой, 1968 г.); в — Памир (по данным [85], Т. А. Киняжиной и А. А. Конькова, 1971 г.); г — Карпаты (по данным [101], К. Раду 1965 г.); д — Южная Европа (по данным [173], В. Карника, 1972 г.). 1 —  $v_p(Z)$ ; 2 —  $N(Z)$ , шаг осреднения по глубине 20 км; 3 —  $N(Z)$ , шаг осреднения по глубине 40 км. Глубины указаны от границы Моховичича

Европы с очагами землетрясений, находящимися на глубине до 500—600 км. Скоростные разрезы верхней мантии для

указанных районов подробно рассмотрены выше (см. главы I и V).

Общей характерной особенностью строения верхней мантии в таких сейсмических зонах является наличие достаточно мощных слоев (одного-двух) с понижением скорости (см. рис. 72). Этим слоям и непосредственно прилегающим к ним участкам разреза нередко соответствует увеличение плотности очагов землетрясений. Скорости в верхней мантии до глубины 150—200 км для указанных сейсмоактивных районов более низкие по сравнению со скоростями в платформенных областях.

Скоростные разрезы верхней мантии, приведенные на рис. 72, отображают изменение строения рассматриваемых областей с глубиной. В Курило-Камчатской зоне [53], на Памире, Тянь-Шане, Кавказе и на Карпатах [27] были также выполнены более детальные сейсмологические исследования по изучению горизонтальных неоднородностей верхней мантии, которые показали, что фокальным зонам промежуточных и глубоких очагов землетрясений свойственны повышенные скорости по отношению к прилегающим низкоскоростным блокам верхней мантии. Мощность фокальных зон изменяется от первых десятков до 100—150 км. Установлено также, что землетрясения в верхней мантии происходят большей частью в области контакта низкоскоростных и высокоскоростных блоков литосферы. Аналогичная особенность условий возникновения землетрясений в верхней мантии отмечена и в работах зарубежных исследователей для Тонго-Кермадекской, Алеутской и Японской островных дуг, для Аляски и некоторых других районов [49, 126, 169 и др.]. Можно предполагать, что детальное изучение строения фокальной зоны в районах Южной Европы, а также в других областях, где происходят землетрясения в верхней мантии, подтвердит отмеченную приуроченность их очагов к блокам с повышенными значениями скоростей волн. Таким образом, благоприятными условиями для возникновения землетрясений в верхней мантии, вероятно, является пониженный уровень скоростей; хорошо выраженные и достаточно мощные волноводы, пересекаемые крутонаклоненными блоками с повышенными значениями скоростей сравнительно небольшой мощности. В то же время следует отметить, что само по себе понижение скорости и наличие волноводов в верхней мантии еще не приводит к возникновению глубокофокусных землетрясений. Примером может служить Байкальская рифтовая зона. Об этом же свидетельствует выделение по данным ГСЗ в верхней части мантии некоторых асейсмичных платформенных областей слоев с понижением скорости.

Еще одной характерной чертой сейсмоактивных районов является повышенное значение теплового потока и, как показали расчеты, увеличение температуры на границе М до 700—800°C и больше. В асейсмичных платформенных областях темпера-

тура на границе М относительно понижена — 300—500°C. Установленные особенности строения верхней мантии в сейсмоактивных районах могут быть использованы для изучения условий возникновения землетрясений. Рассматриваемая ниже модель позволяет только качественно объяснить некоторые экспериментальные данные.

По современным представлениям, в горных породах под влиянием различных факторов возникает напряжение (потенциальная сейсмическая энергия). В тех случаях, когда оно превышает предел прочности горных пород в конкретных условиях их залегания, происходит процесс разрушения, при котором накопленная потенциальная энергия переходит в кинетическую энергию колебаний, т. е. возникает землетрясение. На основании приведенных выше экспериментальных факторов можно полагать, что в пределах отдельных участков верхней мантии сейсмоактивных зон под влиянием различных физико-химических процессов в горных породах происходит накопление больших напряжений. Указанные процессы, вероятно, сопровождаются сильным разогревом и, возможно, частичным плавлением вещества, что контролируется понижением скорости и образованием волноводных слоев. В некоторых случаях в областях пониженных скоростей присутствуют крутонаклоненные высокоскоростные, по-видимому, менее пластичные слои, которые разрушаются (растрескиваются) в первую очередь. Этим, вероятно, и объясняется приуроченность в ряде районов к рассматриваемым областям очагов мантийных землетрясений.

По современным представлениям, в астеносферных зонах верхней мантии вещество находится в пластичном состоянии. В связи с этим при отсутствии хрупких пластин землетрясения не возникают, а накопленная в верхней мантии энергия переходит в земную кору и приводит к возникновению мелкофокусных землетрясений. Вероятно, такая ситуация имеет место в пределах Байкальской рифтовой зоны, где, как указывалось выше, очаги землетрясений располагаются в пределах земной коры. В этом районе температура на границе М достигает 900—1000°C [103], верхняя мантия характеризуется пониженными значениями скоростей и в ней выделяется волновод мощностью около 100 км [39, 85], но, по-видимому, отсутствует крутонаклоненный слой с повышенными скоростями, аналогичный обнаруженному на Памире, в зоне перехода от Евразийского континента к Тихому океану и в некоторых других районах.

Описанная модель возникновения землетрясений, разумеется, не является единственно возможной, отдельные ее элементы, такие, как объяснение причин образования крутонаклоненных жестких пластин в мантии, выяснение механизма перехода потенциальной сейсмической энергии из верхней мантии в кору и др., требуют уточнения и проверки. Предложенную схему следует рассматривать как рабочую гипотезу, более

подробная разработка которой выходит за пределы данной работы. Однако совершенно очевидно, что при выяснении условий возникновения как мелкофокусных, так и глубокофокусных землетрясений необходимо учитывать наряду с другими геолого-геофизическими данными результаты детальных сейсмических исследований строения верхней мантии.

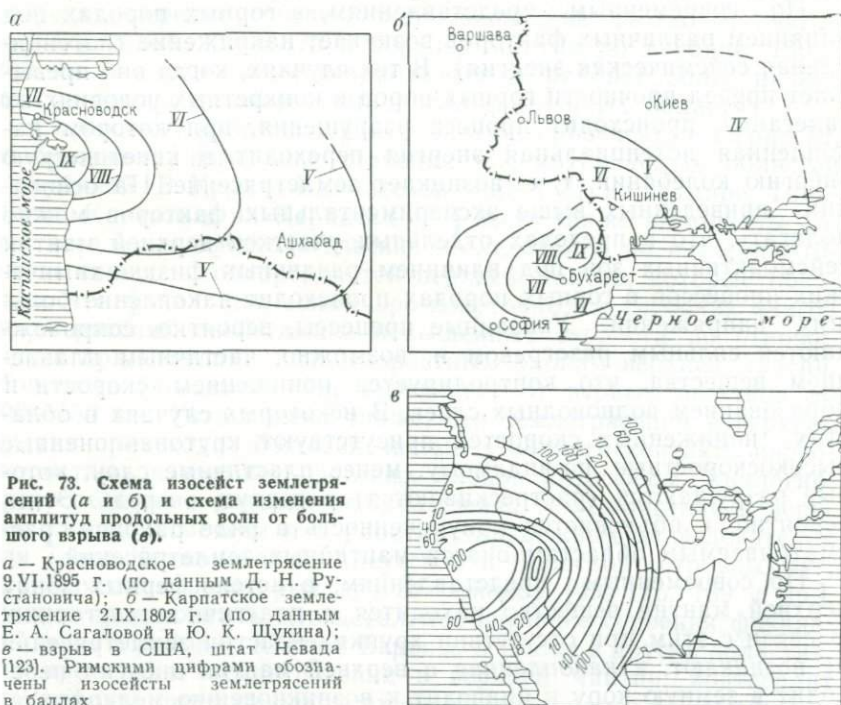


Рис. 73. Схема изосейст землетрясений (а и б) и схема изменения амплитуд продольных волн от большого взрыва (в).

а — Краснодарское землетрясение 9.VI.1895 г. (по данным Д. Н. Рустановича); б — Карпатское землетрясение 2.IX.1802 г. (по данным Е. А. Сагаловой и Ю. К. Щукина); в — взрыв в США, штат Невада [123]. Римскими цифрами обозначены изосейсты землетрясений в баллах

К настоящему времени получены интересные данные, свидетельствующие о наличии связи между особенностями скоростного строения верхней мантии и поглощением энергии сейсмических волн в ней. Так, в районах, для которых характерны низкие скорости распространения сейсмических волн, происходит повышенное поглощение энергии и наоборот [27, 126, 147].

Анализ изосейст отдельных сильных землетрясений и результатов измерения абсолютных амплитудных характеристик мантийных волн от больших взрывов указывает на несимметричное затухание сейсмической энергии. Изосейсты часто оказываются вытянутыми или изогнутыми в направлении асейсмичных территорий, характеризующихся более высокими скоростями в верхней мантии, при этом нередко изосейсты пересекают границы геологических структур [49].

На рис. 73 в качестве примера приведены схемы изосейст двух сильных землетрясений (IX—X баллов), происшедших на

глубине около 100 км соответственно в 1802 г. в районе гор Вранча на Карпатах (по данным Е. А. Сагаловой, 1969 г., с дополнениями Ю. К. Щукина) и в 1895 г. в районе Красноводска (по данным Д. Н. Рустановича, 1967 г.). Как видно из указанных схем, изолинии отчетливо вытянуты в направлении Украинского щита, а также Предкопетдагского прогиба и юго-восточных районов Туранской плиты, где по данным совместной интерпретации материалов гравиметрии и результатов глубинных сейсмических исследований в верхней части мантии отмечается увеличение скорости распространения волн и плотности слагающих мантию пород по сравнению с районами расположения эпицентров рассматриваемых землетрясений (см. рис. 70).

Аналогичные выводы о влиянии особенностей скоростного строения верхней мантии на изменение характера распространения в различных направлениях сейсмической энергии волн от землетрясений сделаны Дж. П. Вуллардом [49]. Они также могут быть подтверждены в результате анализа схемы изменения с расстоянием абсолютных значений амплитуд скорости смещения почвы, построенной по материалам регистрации подземного ядерного взрыва в США в штате Невада (см. рис. 73) [123]. Эта схема по своему физическому смыслу близка к схеме изосейст землетрясений. Обращает на себя внимание асимметричный характер изолиний и их вытянутость в направлении увеличения значений скоростей в верхней мантии от западных горно-складчатых районов к центральным и северо-восточным платформенным районам США. В указанном направлении по данным глубинных сейсмических исследований, рассмотренных в главе I, происходит резкое уменьшение мощности слоев с пониженными скоростями в верхней мантии, вплоть до их полного исчезновения, а также увеличение значений  $v_r^m$  от 7,7 до 8,4 км/с.

Таким образом, анализ рассмотренных материалов свидетельствует о наличии достаточно отчетливой связи между характеристиками сейсмичности отдельных регионов и особенностями строения верхней мантии. Детальное изучение изменения скоростных параметров верхней мантии с глубиной и в горизонтальном направлении имеет важное значение при выяснении механизма возникновения землетрясений и при сейсмораионировании, в частности при определении интенсивности землетрясений и взрывов на больших эпицентральных расстояниях. С другой стороны, анализ параметров сейсмичности позволяет выделять и изучать неоднородности строения верхней мантии и динамику происходящих в ней физико-химических процессов.

Отметим также, что районы развития современного (неоген-четвертичного) вулканизма нередко характеризуются аномальными физическими свойствами верхней мантии. Распределение этих районов на территории СССР, а также в других регионах

земного шара и их геологическое строение подробно рассмотрены в обобщающих работах по вулканизму В. И. Влодавца, И. В. Лучицкого и др. В большей части этих областей отмечается понижение преобладающих значений скорости в самой верхней части мантии и наличие на более значительных глубинах хорошо развитых волноводов (астеносферных слоев). Такие свойства верхней мантии установлены в районах проявления современного вулканизма на Камчатке, в пределах Курило-Японской островной дуги, в Исландии, в области Байкальской рифтовой зоны, в Рейнском грабене, в районах Скалистых гор Северной Америки, под Андами, в пределах Центрального Французского массива, в Венгерской впадине и в других районах (см. главы I и V). В то же время в отдельных областях, например, в южных районах провинции Бассейнов и хребтов на западе США и в некоторых других (А. И. Фарберов, 1975 г.) обнаружено понижение скоростных параметров верхней мантии под активными вулканами и повышение их значений под потухшими ([189] и др.). Отмечена слабая сейсмичность локальных участков верхней мантии под вулканами.

#### ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ МАНТИИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Одной из основных задач в науках о Земле является переход от изучения упругих свойств к анализу вещественного состава горных пород. При этом очень важно с учетом изменения термодинамических условий в достаточной степени обоснованно определить по значениям скоростных параметров, полученным в результате глубинных сейсмических исследований, физические свойства слагающих земную кору и верхнюю мантию пород. Сопоставление указанных свойств с данными петрологии и результатами лабораторных исследований физических параметров горных пород при высоких давлениях и температуре позволяет подойти к определению возможного вещественного состава земных недр. Разумеется, без сверхглубоких скважин получение окончательного и однозначного результата является весьма сложной задачей.

При геологической интерпретации материалов глубинных сейсмических исследований необходимо выяснить причины, определяющие распределение скоростных неоднородностей верхней мантии, т. е. установить природу этих неоднородностей. Рассмотрим влияние различных факторов на изменение значений  $v_r^M$ . Лабораторные исследования физических свойств основных и ультраосновных пород показали, что скорости распространения сейсмических волн в верхней мантии в основном зависят от изменения давления  $p$  и температуры  $T$ , а также от вещественного состава  $B$  слагающих ее пород, т. е.  $v = f(p, T,$

В) [17, 114, 120 и др.]. Здесь  $B$  — группа числовых параметров, характеризующих вещественный состав пород. В этом случае изменение скорости в зависимости от вариаций  $\rho$ ,  $T$  и  $B$  описывается уравнением

$$dv = \left(\frac{\partial v}{\partial \rho}\right)_{T, B} d\rho + \left(\frac{\partial v}{\partial T}\right)_{\rho, B} dT + \left(\frac{\partial v}{\partial B}\right)_{\rho, T} dB. \quad (\text{VI.6})$$

Значения входящих в формулу (VI.6) производных  $\left(\frac{\partial v}{\partial \rho}\right)_{T, B}$  и  $\left(\frac{\partial v}{\partial T}\right)_{\rho, B}$  могут быть определены экспериментально в результате изучения в лабораторных условиях физических свойств мантийных пород при высоких давлении и температуре, а распределение гидростатического давления земной коры  $p^M$  и температуры  $T^M$  на поверхности мантии можно рассчитать с использованием результатов глубинных сейсмических исследований и данных термометрии.

СООТНОШЕНИЕ  $v_r^M$   
С ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИМИ УСЛОВИЯМИ НА ГРАНИЦЕ М

Для различных районов территории СССР ранее выполнялись расчеты гидростатического давления (давления нагрузки) на поверхности М [10, 12, 44]. Используя новые материалы обобщения данных ГСЗ и сейсмологии по определению глубины  $Z_M$  залегания поверхности М [12, 30] и приведенные выше результаты вычисления средней плотности земной коры по корреляционным зависимостям плотности горных пород  $\sigma$  от скорости (см. рис. 65), для территории СССР была составлена схема распределения гидростатического давления  $p^M$  на поверхности М (рис. 74).

В соответствии с предположением о гидростатическом равновесии, давление  $p$  на глубине  $Z$  равно (В. А. Магницкий, 1965 г.)

$$p = p_0 + \int_0^Z g \sigma dZ, \quad (\text{VI.7})$$

где  $p_0 \approx 1$  кгс/см<sup>2</sup> (атмосферное давление);  $g$  — ускорение силы тяжести.

Расчеты  $p^M$  производились по формуле, полученной из выражения (VI.7) при  $\sigma = \text{const}$  (влияние атмосферного давления не учитывалось),

$$p^M = g \sigma_{cp} Z_M. \quad (\text{VI.8})$$

При расчетах значений  $p^M$  на морях и океане также учитывалось давление слоя воды, плотность которой принималась равной 1,03 г/см<sup>3</sup>. Полученные результаты согласуются с ранее

выполненными расчетами, отличаясь от последних большей детальностью. Точность определения значений  $p^M$  по изложенной методике, оцененная расчетным путем, примерно равна  $\pm(0,3 \div 0,5) \cdot 10^3$  кгс/см<sup>2</sup>.

Давление на поверхности  $M$  изменяется от  $(2 \div 3) \times 10^3$  кгс/см<sup>2</sup> в западной части Тихого океана до  $(18 \div 20) \times$

ТАБЛИЦА 6  
СРЕДНИЕ ЗНАЧЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ПОВЕРХ

Структуры	$n$	$p_{ср}^M \cdot 10^{-3}$ , кгс/см <sup>2</sup>	$\sigma_{p_{ср}^M} \cdot 10^{-3}$ , кгс/см <sup>2</sup>
Древние платформы	45	10,54	$\pm 1,48$
Молодые платформы	66	10,94	$\pm 1,20$
В том числе:			
Скифско-Туранская	43	11,23	$\pm 1,18$
Западно-Сибирская	23	10,40	$\pm 1,04$
Альпийский складчатый пояс юга СССР	44	10,03	$\pm 4,18$
Палеозойские складчатые области	59	12,33	$\pm 1,37$
В том числе:			
испытывавшие тектоническую активизацию	34	12,16	$\pm 1,43$
не испытывавшие тектоническую активизацию	25	12,64	$\pm 1,18$
Мезозойские складчатые области	8	8,83	$\pm 1,19$
Кайнозойские складчатые области зоны перехода от Евразийского континента к Тихому океану	90	6,34	$\pm 1,92$
В том числе:			
депрессия Японского и Охотского морей	30	5,38	$\pm 1,46$
Курило-Камчатская и Сахалино-Японская островные дуги	60	6,78	$\pm 1,97$
Структуры дна Тихого океана (западные районы к востоку от Курильских островов)	19	3,11	$\pm 1,31$
Территория СССР и сопредельных стран	331	9,27	$\pm 3,38$

Примечание.  $p_{ср}^M$ ,  $T_{ср}^M$ ,  $v_{г. ср}^M$ ,  $v_{г. ср}'^M$  — среднеарифметические значения параметров арифметических значений приведенных параметров;  $n$  — число точек, в которых определены

$\times 10^3$  кгс/см<sup>2</sup> в районах Памира и Тянь-Шаня в основном в зависимости от мощности земной коры. В платформенных областях значения  $p^M$  варьируют в пределах  $(10 \div 14) 10^3$  кгс/см<sup>2</sup>. В табл. 6 приведены среднеарифметические значения  $p^M$  для различных геотектонических структур.

На основании результатов измерений в различных районах теплового потока были выполнены расчеты значений темпера-

туры на поверхности мантии [61, 103] и Я. Б. Смирновым для территории СССР составлена схема распределения температур на указанной границе [13]. Температура  $T^M$  вычислялась путем решения уравнения теплопроводности с использованием измененных значений теплового потока, результатов изучения строения земной коры сейсмическими методами, данных о распре-

НОСТИ МОХОРОВИЧИЧА

$T_{ср}^M$ , °C	$\sigma_{T^M}$ , °C	$v_{г. ср}^M$ , км/с	$\sigma_{v_{г. ср}^M}$ , км/с	$v_{г. ср}'^M$ , км/с	$\sigma_{v_{г. ср}'^M}$ , км/с
424,44	$\pm 52,30$	8,18	$\pm 0,13$	8,20	$\pm 0,16$
525,76	$\pm 53,12$	8,17	$\pm 0,19$	8,25	$\pm 0,19$
543,02	$\pm 42,57$	8,20	$\pm 0,15$	8,27	$\pm 0,15$
493,48	$\pm 55,76$	8,10	$\pm 0,11$	8,10	$\pm 0,11$
554,55	$\pm 193,01$	8,12	$\pm 0,12$	8,27	$\pm 0,13$
596,61	$\pm 121,04$	8,05	$\pm 0,28$	8,14	$\pm 0,26$
655,88	$\pm 121,73$	7,91	$\pm 0,23$	8,02	$\pm 0,15$
520,83	$\pm 55,75$	8,25	$\pm 0,22$	8,30	$\pm 0,21$
537,50	$\pm 41,46$	8,10	$\pm 0,09$	8,23	$\pm 0,06$
555,06	$\pm 240,56$	7,99	$\pm 0,19$	8,22	$\pm 0,22$
500,00	$\pm 139,64$	8,03	$\pm 0,14$	8,29	$\pm 0,11$
581,67	$\pm 271,87$	7,96	$\pm 0,21$	8,19	$\pm 0,19$
228,95	$\pm 150,71$	8,41	$\pm 0,19$	8,62	$\pm 0,20$
519,55	$\pm 182,09$	8,11	$\pm 0,22$	8,27	$\pm 0,17$

для различных структур:  $\sigma_{p_{ср}^M}$ ,  $\sigma_{T^M}$ ,  $\sigma_{v_{г. ср}^M}$ ,  $\sigma_{v_{г. ср}'^M}$  — среднеквадратические отклонения от среднего значения.

лении радиоактивных элементов в породах, а также экспериментальных зависимостей теплопроводности горных пород от температуры и давления. Точность определения значений  $T^M$  по этой методике оценивается величиной  $\pm 50^\circ\text{C}$ .

В результате выполненных расчетов (см. рис. 74) установлено, что значения  $T^M$  изменяются примерно от  $200^\circ\text{C}$  в западной части Тихого океана до  $800-1000^\circ\text{C}$  под горно-складчатыми

сооружениями юга СССР, в Байкальской рифтовой зоне и в области сочленения Евразийского континента и Тихого океана. В пределах платформенных областей значения  $T^M$  варьируют от 350 примерно до 600°C. В табл. 6 приведены средние значения  $T^M$  для различных геологических структур территории СССР. Близкие к указанным, но несколько более низкие

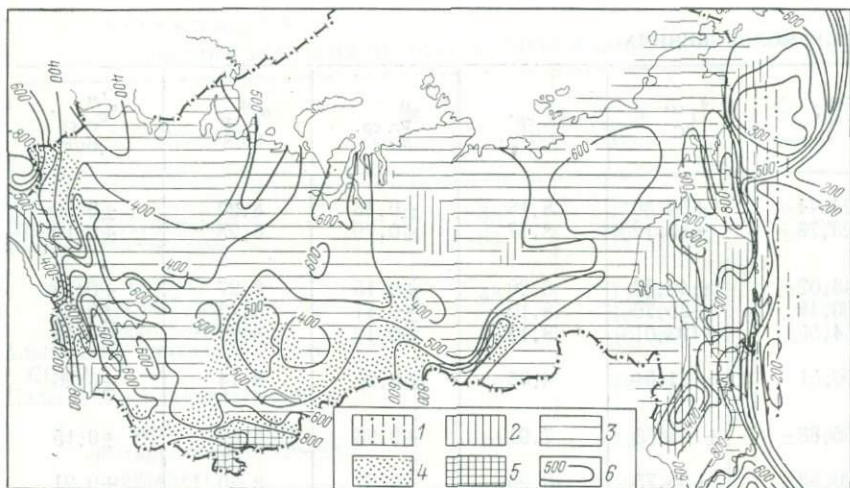


Рис. 74. Схема изменения термодинамических условий на поверхности  $M$  для территории СССР и некоторых сопредельных стран.

Значения гидростатического давления на поверхности  $M$   $P^M$  в  $\text{кгс/см}^2$  (по данным Н. П. Лопатиной, В. З. Рябого): 1 —  $<4 \cdot 10^3$ , 2 —  $(4 \div 8) \cdot 10^3$ , 3 —  $(8 \div 12) \cdot 10^3$ , 4 —  $(12 \div 16) \cdot 10^3$ , 5 —  $(16 \div 20) \cdot 10^3$ ; 6 — изотермы на поверхности  $T^M$  в  $^{\circ}\text{C}$  (по данным Я. Б. Смирнова)

значения температуры на границе  $M$  определены другим способом — на основании интерпретации геомагнитных данных [19]. Значения  $T^M$  были вычислены при допущении, что положение подошвы магнитоактивной толщи соответствует глубине изотермы точки Кюри магнетита ( $583^{\circ}\text{C}$ ).

Столь значительные вариации термодинамических условий на поверхности  $M$  должны оказывать заметное влияние на изменение скоростных параметров верхней части мантии, определенных по сейсмическим данным. С целью более подробного рассмотрения указанного вопроса для различных геотектонических структур выполнен корреляционный анализ значений  $v_r^M$ ,  $P^M$  и  $T^M$ , основные результаты которого приведены на рис. 75—77 и в табл. 7. Соответствующие расчеты на ЭВМ были произведены в вычислительном центре Геологического института АН СССР А. С. Боряевым. Найденные значения парных коэффициентов корреляции  $r_{v_r^M, P^M}$ ;  $r_{v_r^M, T^M}$ ;  $r_{P^M, T^M}$  показывают, что при переходе из одного региона в другой они варьируют

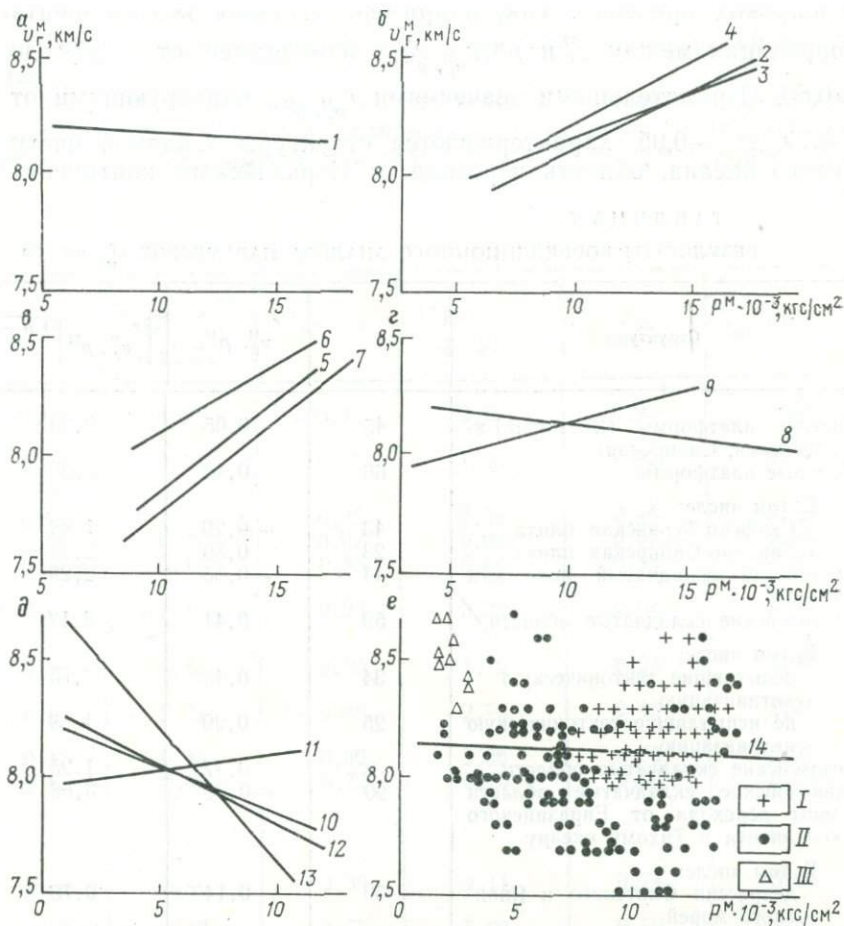


Рис. 75. Графики корреляционной зависимости  $v_G^M = f(\rho^M)$  для различных геотектонических структур.

*a* — древние платформы; *б* — молодые платформы; *в* — палеозойские складчатые области; *г* — альпийский складчатый пояс юга СССР и мезозойские складчатые области; *д* — область перехода от Евразийского континента к Тихому океану; *е* — территория СССР и сопредельных стран. Корреляционные графики, соответствующие: 1 — древним платформам, 2 — молодым платформам (Скифско-Туранской и Западно-Сибирской плитам вместе), 3 — Скифско-Туранской плите, 4 — Западно-Сибирской плите, 5 — палеозойским складчатым областям, 6 — палеозойским складчатым областям, не испытавшим тектоническую активизацию, 7 — палеозойским складчатым областям, испытавшим тектоническую активизацию, 8 — альпийскому складчатому поясу юга СССР, 9 — мезозойским складчатым областям, 10 — кайнозойским структурам области перехода от Евразийского континента к Тихому океану, 11 — депрессиям Охотского и Японского морей, 12 — Курило-Камчатской и Сахалино-Японской островным дугам, 13 — структурам дна Тихого океана, 14 — территории СССР и сопредельных стран. Результаты определения значений  $v_G^M$  и  $\rho^M$  в пределах: I — платформенных областей, II — складчатых и горно-складчатых областей, III — структур дна Тихого океана

в широких пределах. Так, например, значения коэффициента корреляции между  $v_r^M$  и  $\rho^M$  ( $r_{v_r^M, \rho^M}$ ) изменяются от  $-0,79$  до  $+0,50$ . Отрицательными значениями  $r_{v_r^M, \rho^M}$ , варьирующими от  $-0,79$  до  $-0,05$ , характеризуются структуры западной части Тихого океана, область перехода от Евразийского континента

ТАБЛИЦА 7  
РЕЗУЛЬТАТЫ КОРРЕЛЯЦИОННОГО АНАЛИЗА ПАРАМЕТРОВ  $v_r^M$ ,  $\rho^M$ ,  $T^M$

Структуры	$n$	$r_{v_r^M, \rho^M}$	$ r_{v_r^M, \rho^M}  \sqrt{n-1}$
Древние платформы (Восточно-Европейская, Сибирская)	45	-0,05	0,33
Молодые платформы	66	0,42	3,39
В том числе:			
Скифско-Туранская плита	43	0,29	1,88
Западно-Сибирская плита	23	0,50	2,35
Альпийский складчатый пояс юга СССР	44	-0,35	2,29
Палеозойские складчатые области	59	0,41	3,12
В том числе:			
испытавшие тектоническую активизацию	34	0,48	2,75
не испытавшие тектоническую активизацию	25	0,29	1,39
Мезозойские складчатые области	8	0,47	1,25
Кайнозойские складчатые области	90	-0,39	3,66
зоны перехода от Евразийского континента к Тихому океану			
В том числе:			
депрессии Охотского и Японского морей	30	0,14	0,76
Курило-Камчатская и Сахалино-Японская островные дуги	60	-0,46	3,54
Структуры дна Тихого океана	19	-0,76	3,22
Территория СССР и сопредельных стран	331	-0,05	0,91

к Тихому океану, альпийский складчатый пояс юга СССР и Восточно-Европейская платформа.

Как известно, с увеличением давления скорость в горных породах возрастает. Отрицательная корреляция значений  $v_r^M$  и  $\rho^M$  для названных структур свидетельствует о том, что кроме изменения  $\rho^M$  на  $v_r^M$  сильно влияют какие-то другие факторы. Сравнительно невысокие абсолютные значения коэффициента корреляции между  $v_r^M$ ,  $\rho^M$  и  $T^M$ , полученные для большинства структур (см. табл. 7), указывают на то, что вариации значе-

ний  $v_r^M$ , по-видимому, нельзя объяснить только изменением  $\rho^M$  и  $T^M$  при постоянном вещественном составе пород верхней части мантии.

Следует отметить, что в большинстве случаев между параметрами  $\rho^M$  и  $T^M$  устанавливается значительно более тесная статистическая связь, чем между  $v_r^M$ ,  $\rho^M$  и  $v_r^M$ ,  $T^M$ . Однако тес-

$r_{v_r^M, T^M}$	$ r_{v_r^M, T^M}  \times \sqrt{n-1}$	$r_{\rho^M, T^M}$	$ r_{\rho^M, T^M}  \times \sqrt{n-1}$	$r_{\text{мн}}$	$r_{\text{мн}} \sqrt{n-1}$
0,01	0,07	-0,41	2,72	0,05	0,33
0,02	0,16	0,19	1,53	0,42	3,39
-0,17	1,10	0,09	0,58	0,46	2,98
-0,15	0,70	-0,02	0,09	0,52	2,44
-0,37	2,43	0,85	5,58	0,38	2,49
-0,45	3,43	0,03	0,23	0,61	4,65
-0,08	0,46	0,30	1,72	0,53	3,04
-0,46	2,21	-0,58	2,78	0,46	2,21
0,17	0,45	0,89	2,36	0,73	2,05
-0,60	5,62	0,72	6,75	0,60	5,63
-0,64	3,46	0,39	2,11	0,74	3,99
-0,58	4,47	0,77	5,93	0,59	4,53
-0,52	2,20	0,75	3,18	0,77	3,26
-0,51	9,28	0,48	8,74	0,56	10,19

нота этой связи и даже знак коэффициента корреляции существенно изменяются при переходе из одного региона в другой, что свидетельствует о важности независимого определения значений параметров  $\rho^M$  и  $T^M$ .

В результате многомерного корреляционного анализа параметров  $v_r^M$ ,  $\rho^M$  и  $T^M$  были определены значения коэффициента корреляции между тремя названными параметрами (многомерные коэффициенты корреляции), изменяющиеся от 0,05 (Восточно-Европейская, Сибирская платформы) до 0,77 (структуры западной части дна Тихого океана), для остальных структур,

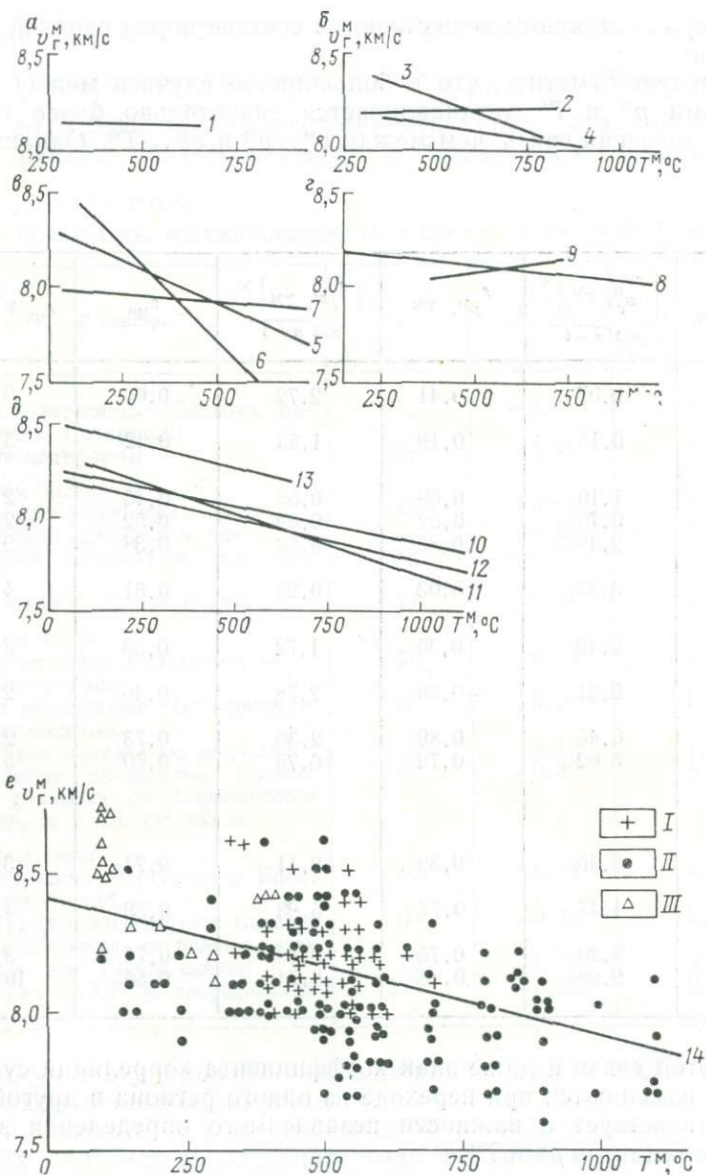


Рис. 76. Графики корреляционной зависимости  $v_G^M = f(T^M)$  для различных геотектонических структур.

Условные обозначения см. рис. 75

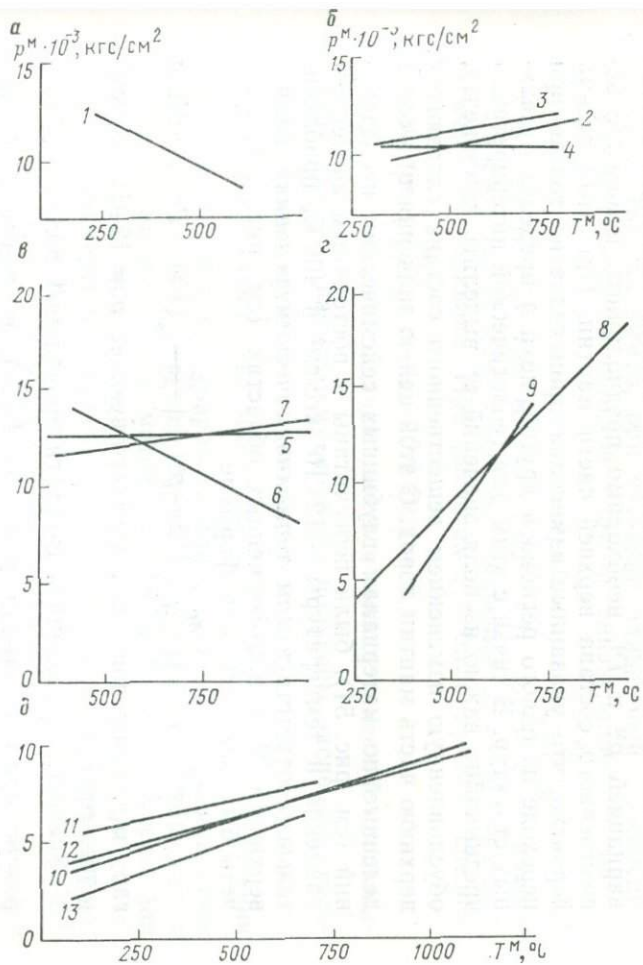
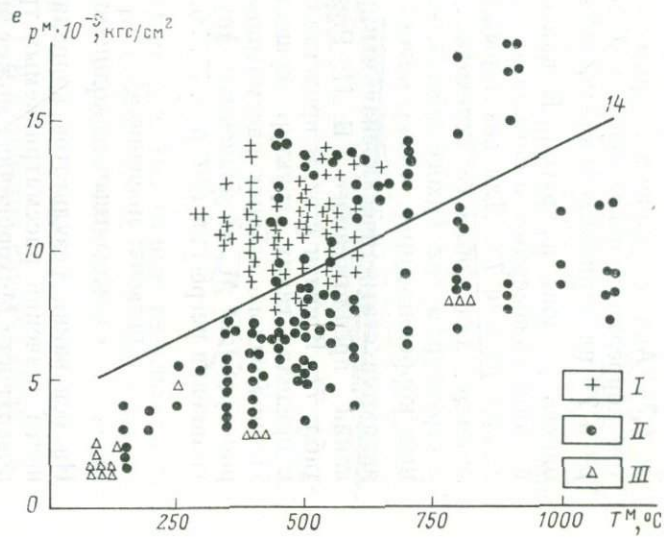


Рис. 77. Графики корреляционной зависимости  $p^M=f(T^M)$  для различных геотектонических структур.

Условные обозначения см. рис. 75



указанных в табл. 7, значения  $r_{\text{MH}}$  варьируют примерно от 0,38 до 0,74. Анализ значений парных и многомерных коэффициентов корреляции показывает, что степень влияния параметров  $p^M$  и  $T^M$  на вариацию значений  $v_r^M$  изменяется при переходе из одного региона в другой. В наиболее типичных случаях это влияние соизмеримо, в остальных — более сильное влияние оказывает  $p^M$  или  $T^M$ . Для некоторых геологических структур, например для области перехода от Евразийского континента к структурам дна Тихого океана, как парные, так и многомерные корреляционные связи между параметрами  $v_r^M$ ,  $p^M$ ,  $T^M$  являются статистически значимыми, что оценивалось на основании предложенного В. И. Романовским критерия (см. табл. 7). В связи с этим представляется вполне обоснованным в пределах таких структур осуществлять прогнозирование величины одного из трех рассматриваемых физических параметров границы М по значениям других, используя полученные уравнения регрессии (см. рис. 75, 76, 77).

#### ПЕРЕСЧЕТ ЗНАЧЕНИЙ $v_r^M$

#### К СТАНДАРТНЫМ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИМ УСЛОВИЯМ

На основании результатов корреляционного анализа совокупности значений рассматриваемых трех физических параметров поверхности Мохоровичича может быть сделан вывод о том, что изменение по площади значений  $v_r^M$  нельзя объяснить только вариацией  $p^M$  и  $T^M$ , необходимо предположить изменение вещественного состава верхней части мантии. При этом весьма вероятно, что указанные изменения происходят не только при переходе из одного региона в другой, но и в пределах отдельных структур. В связи с этим для геологической интерпретации чрезвычайно важно из поля значений  $v_r^M$  выделить компоненту, обусловленную изменением вещественного состава слагающих верхнюю часть мантии пород. С этой целью значения  $v_r^M$ , определенные по материалам глубинных сейсмических исследований (см. рис. 54), были пересчитаны к постоянным значениям давления и температуры  $12 \cdot 10^3$  кгс/см<sup>2</sup> и 400°C, приблизительно соответствующим термодинамическим условиям на поверхности М в платформенных областях (см. рис. 74). Расчеты были выполнены по формуле

$$v_r'^M = v_r^M + \left[ \left( \frac{\partial v}{\partial p} \right)_T (12 - p^M) + \left( \frac{\partial v}{\partial T} \right)_p (400 - T^M) \right], \quad (\text{VI.9})$$

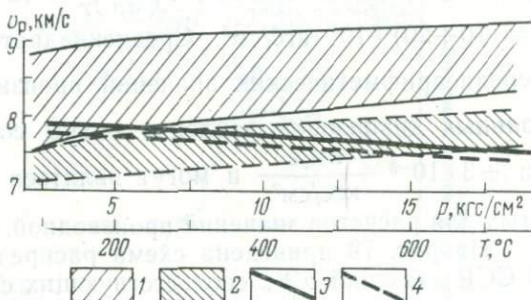
где  $v_r'^M$  — значение  $v_r^M$ , соответствующее  $p = 12 \cdot 10^3$  кгс/см<sup>2</sup> и  $T = 400^\circ\text{C}$ .

Значения производной скорости продольных волн по температуре при постоянном давлении  $\left( \frac{\partial v}{\partial T} \right)_p$  и производной ско-

рости по давлению при постоянной температуре  $\left(\frac{\partial v}{\partial p}\right)_T$  были приняты на основании обобщения и анализа литературных данных о результатах лабораторных исследований физических свойств пород и минералов верхней мантии (перидотитов, пироксенитов, эклогитов, дунитов, оливинов, гранатов и др.) при

**Рис. 78. Некоторые результаты изучения зависимостей  $v_p=f(p)$  и  $v_p=f(T)$  мантийных пород в лабораторных условиях.**

Области, в которых расположены графики зависимостей  $v_p=f(p)$  соответственно для: 1 — мантийных эклогитов, 2 — пироповых перидотитов по данным Б. Г. Лутца, И. Е. Галдина и др. [60]; графики зависимости  $v_p=f(T)$  для: 3 — эклогитов, 4 — перидотита по данным [136]



высоких давлениях и температуре. Некоторые результаты таких исследований приведены на рис. 78. Для большинства изученных образцов названных пород и минералов производная  $\left(\frac{\partial v}{\partial T}\right)_p$  изменяется примерно от  $-4 \cdot 10^{-4}$  до  $-5 \cdot 10^{-4}$  км/(с·°С) [120, 136, 142, 156, 188 и др.]. В единичных случаях были получены более высокие значения производной скорости по температуре. Так, например, при изучении оливиновой конкреции, характеризующейся сильной упругой анизотропией, было получено среднее для трех направлений значение  $\left(\frac{\partial v}{\partial T}\right)_p = -7,3 \times 10^{-4}$  км/(с·°С) (М. Шога, 1972 г.), которое примерно в 1,5 раза выше, чем известные значения для монокристаллического оливина. При расчетах  $v_r^M$  было принято среднее значение  $\left(\frac{\partial v}{\partial T}\right)_p = -4,5 \cdot 10^{-4}$  км/(с·°С).

Более сложной задачей является оценка значений производной  $\left(\frac{\partial v}{\partial p}\right)_T$ . К настоящему времени получены экспериментальные данные изучения изменения скорости от давления, которые показывают, что значения  $\left(\frac{\partial v}{\partial p}\right)_T$  зависят от изменения давления и могут варьировать для различных образцов даже в пределах одной группы пород. В результате обобщения и анализа литературных материалов, в которых примерно для 40 образцов мантийных пород и минералов приведены сведения об измерении скорости продольных волн в лабораторных условиях при высоком давлении [17, 105, 114, 120, 136 и др.], нами была определена производная  $\left(\frac{\partial v}{\partial p}\right)_T$  названных пород и

минералов для двух диапазонов давлений:  $(5 \div 10)$  и  $(10 \div 20) \times 10^3$  кгс/см<sup>2</sup>. При расчетах по формуле (VI.9) на основании выполненной статистической обработки литературных материалов приняты следующие значения:  $\left(\frac{\partial v}{\partial p}\right)_T = 39 \cdot 10^{-6} \frac{\text{км/с}}{\text{кгс/см}^2}$  для  $p = (5 \div 10) \cdot 10^3$  кгс/см<sup>2</sup> и  $\left(\frac{\partial v}{\partial p}\right)_T = 12 \cdot 10^{-6} \frac{\text{км/с}}{\text{кгс/см}^2}$  для  $p = (10 \div 20) \cdot 10^3$  кгс/см<sup>2</sup>. Среднеквадратические отклонения от среднеарифметических значений производной  $\left(\frac{\partial v}{\partial p}\right)_T$  для указанных диапазонов давления равны соответственно  $\pm 19 \cdot 10^{-6}$  и  $\pm 3 \cdot 10^{-6} \frac{\text{км/с}}{\text{кгс/см}^2}$  и могут являться мерой точности принятых для расчетов значений производной.

На рис. 79 приведена схема распределения для территории СССР значений  $v_{\Gamma}^M$ , соответствующих стандартным термодинамическим условиям на поверхности М ( $p = 12 \cdot 10^3$  кгс/см<sup>2</sup>,  $T = 400^\circ\text{C}$ ). Оценка точности определения значений  $v_{\Gamma}^M$  показала, что ошибки, обусловленные погрешностью определения  $v_{\Gamma}^M$  по материалам глубинных сейсмических исследований, а также точностью принятых при расчетах значений  $p^M$ ,  $T^M$ ,  $\left(\frac{\partial v}{\partial p}\right)_T$  и  $\left(\frac{\partial v}{\partial T}\right)_p$  в среднем не превышают  $\pm (0,15 \div 0,20)$  км/с.

Из рис. 78 и табл. 6 видно, что после введения поправок за изменение термодинамических условий на границе М значения  $v_{\Gamma}^M$  и соотношения между ними для разных областей несколько изменились (в среднем стали более высокими), но различия, существенно превышающие погрешность их определения, не только сохранились, но даже увеличились. Вариации пересчитанных значений рассматриваемого скоростного параметра в основном отражают неоднородности вещественного состава горных пород на поверхности мантии.

Рассмотрим подробнее, какие изменения произошли в значениях  $v_{\Gamma}^M$  после приведения их к постоянным термодинамическим условиям. Сопоставление рис. 54, 55, 79, 80 и табл. 6 показывает, что для древних платформ (подавляющее большинство полученных данных соответствует Восточно-Европейской платформе) и для Западно-Сибирской плиты значения рассматриваемого скоростного параметра практически не изменились. Для складчатых и горно-складчатых районов юга СССР и зоны перехода от Евразийского континента к Тихому океану отмечается увеличение значений  $v_{\Gamma}^M$  после введения указанных поправок. В целом на территории СССР среднеарифметическое значение рассматриваемого скоростного параметра увеличилось от  $v_{\Gamma, \text{ср}}^M = 8,11$  км/с до  $v_{\Gamma, \text{ср}}^M = 8,27$  км/с, при этом несколько

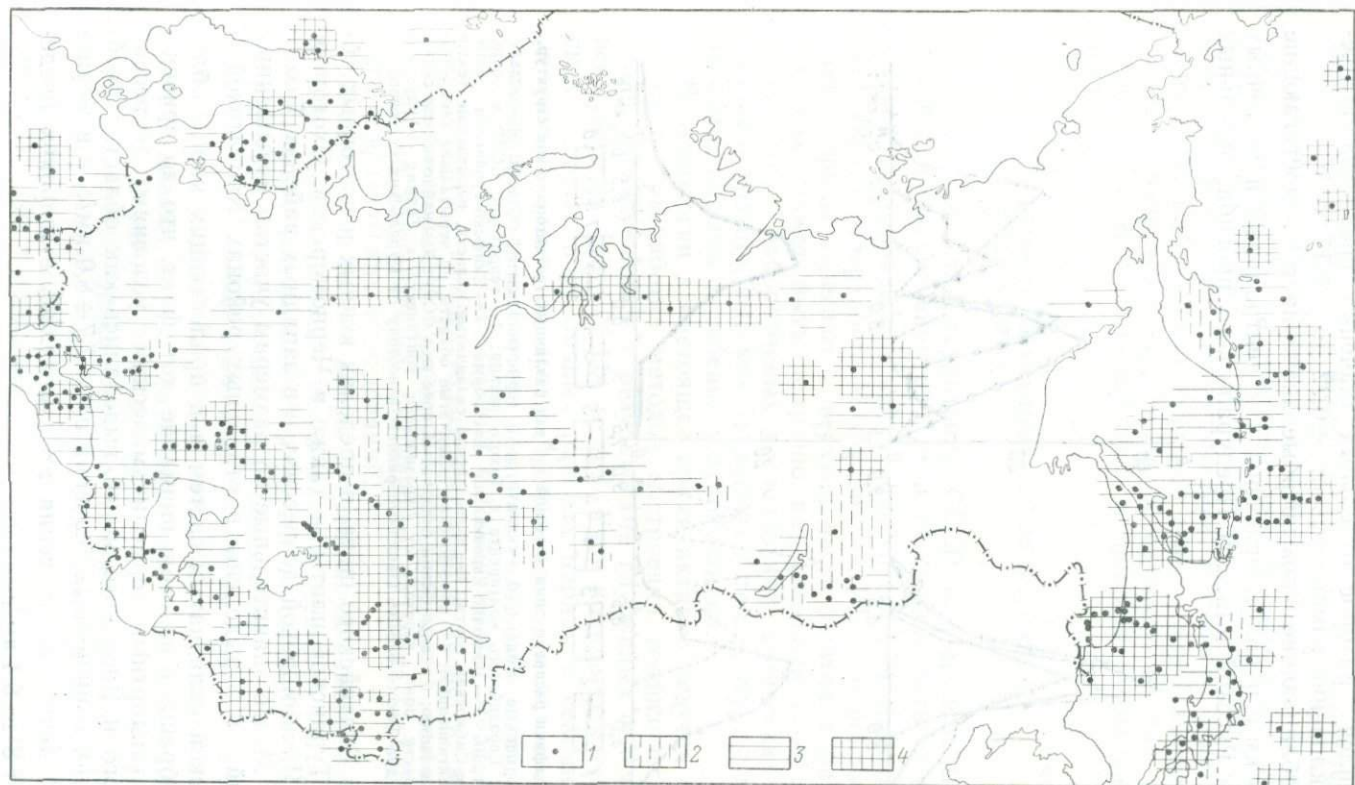


Рис. 79. Схема распределения граничных скоростей распространения продольных сейсмических волн вдоль поверхности Мохоровичича для территории СССР и сопредельных стран, пересчитанных для давления  $12 \cdot 10^3$  кгс/см<sup>2</sup> и температуры 400°С.

1 — точки определения значений  $v_{\Gamma}^M$ ; области преобладающих значений  $v_{\Gamma}^M$  (в км/с): 2 —  $\leq 8,0$ , 3 —  $8,1 \div 8,2$ , 4 —  $> 8,2$ . (Составили Н. А. Беляевский, В. З. Рябой, Я. Б. Смирнов)

уменьшился разброс отдельных значений, среднеквадратическое отклонение изменилось от  $\pm 0,22$  до  $\pm 0,17$  км/с.

Преобладающие повышенные значения  $v_{\Gamma}^M$ , достигающие 8,3—8,6 км/с и более, отмечены для центральных и восточных районов Русской плиты и Предуральяского прогиба, отдельных

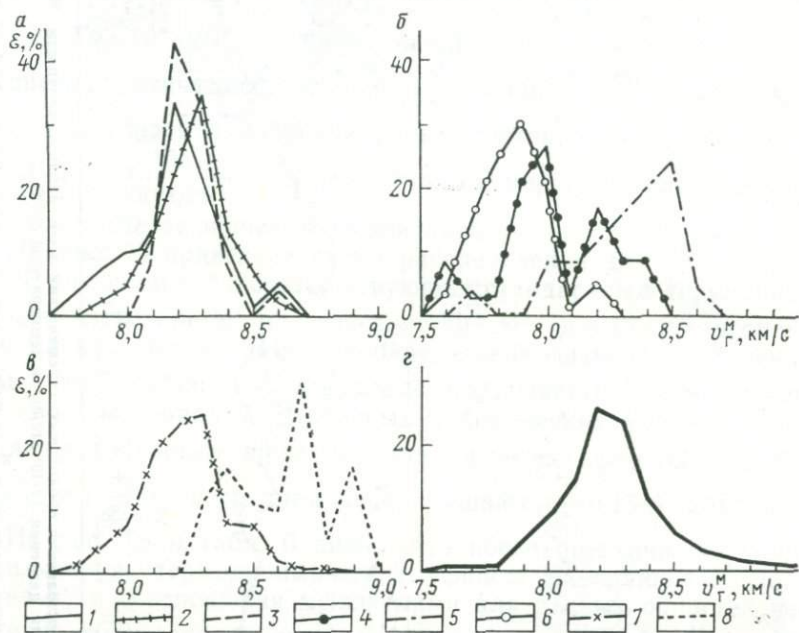


Рис. 80. Графики распределения значений  $v_{\Gamma}^M$  для различных геотектонических структур. *а* — платформенные области; *б* — складчатые и горно-складчатые области; *в* — область сочленения Евразийского континента и Тихого океана; *г* — территория СССР и сопредельных стран. 1 — Восточно-Европейская платформа; 2 — Скифско-Туранская плита; 3 — Западно-Сибирская плита; 4 — палеозойские складчатые области, испытавшие тектоническую активизацию; 5 — палеозойские складчатые области, не испытавшие тектоническую активизацию; 6 — альпийский складчатый пояс юга СССР; 7 — кайнозойские складчатые области зоны перехода от Евразийского континента к Тихому океану; 8 — структуры дна Тихого океана (западные районы к востоку от Курильских островов)

районов Балтийского щита, в пределах южных и восточных областей Туранской плиты, а также в Черноморской, Охотоморской и Япономорской депрессиях и в западных районах Тихого океана. Менее значительные по размерам участки повышенных значений  $v_{\Gamma}^M$  выделены в отдельных районах Карпатской и Кавказской складчатых систем и в прилегающих к ним областях. Обращает на себя внимание тот факт, что до приведения к стандартным термодинамическим условиям депрессии Охотского и Японского морей выделялись как области преобладающих пониженных значений  $v_{\Gamma}^M = 7,7 \div 8,0$  км/с, а в Черноморской депрессии значения  $v_{\Gamma}^M$  изменялись в широких пределах — от 8 до 8,4 км/с.

На схеме, приведенной на рис. 79, преобладающие пониженные значения  $v'_r{}^m = 8$  км/с и меньше соответствуют районам Северного Тянь-Шаня (к югу от оз. Балхаш), области к востоку от Байкальской рифтовой зоны, Курило-Камчатской островной дуге, а также отдельным районам Балтийского щита, например к югу от Финского залива. Интересно отметить, что в пределах Байкальской рифтовой зоны и под Памиром после введения поправок скорости на поверхности мантии увеличились от 7,9—8 до 8,1—8,2 км/с и приняли нормальные значения.

#### О ПРИРОДЕ СКОРОСТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Рассмотрение для территории СССР и сопредельных стран распределения значений  $v'_r{}^m$ ,  $\rho^m$  и  $T^m$  свидетельствует о значительной неоднородности вещественного состава горных пород, образующих поверхность Мохоровичича. Решение вопроса о том, какие породы залегают в верхней части мантии в различных регионах, может быть получено на основании сопоставления результатов лабораторных исследований физических свойств горных пород при высоких давлениях и температуре с геофизическими данными о строении верхней мантии.

В петрологии в настоящее время активно ведутся исследования по разработке методов построения геофизических моделей, согласующихся с результатами глубинных сейсмических исследований [49, 60, 114 и др.]. Учет конкретных геологических данных в различных районах наряду с сейсмическими данными результатов других геофизических методов позволит уменьшить неоднозначность решения указанной задачи. Создание таких методов построения петрологических моделей с использованием геофизических материалов является, вероятно, делом ближайшего будущего и представляется весьма перспективным направлением дальнейшего развития глубинных геолого-геофизических исследований.

В настоящей работе вопрос о возможном изменении вещественного состава верхней части мантии решается на основании качественных сопоставлений результатов сейсмических, термометрических и петрологических исследований.

На рис. 81 изображены вариационные кривые распределения значений  $v'_r{}^m$ ,  $v'_r{}^m$  (по данным ГСЗ и сейсмологии) и  $v_p$  ультраосновных пород (по результатам лабораторных исследований). В работе [114] приведен график распределения значений скоростей продольных волн, построенный по результатам лабораторных исследований упругих свойств 25 образцов ультраосновных пород при давлении  $15 \cdot 10^3$  кгс/см<sup>2</sup> и температуре 20°C. По изложенной выше методике этот график был

пересчитан к давлению  $12 \cdot 10^3$  кгс/см<sup>2</sup>, температуре  $400^\circ\text{C}$  и сопоставлен с вариационной кривой распределения значений  $v'_\Gamma$ . Из указанных вариационных графиков (см. рис. 81) видно, что распределение значений  $v'_\Gamma$  не может быть объяснено в рамках модели, состоящей только из ультраосновных пород. Необходимо предположить присутствие в верхней части мантии еще

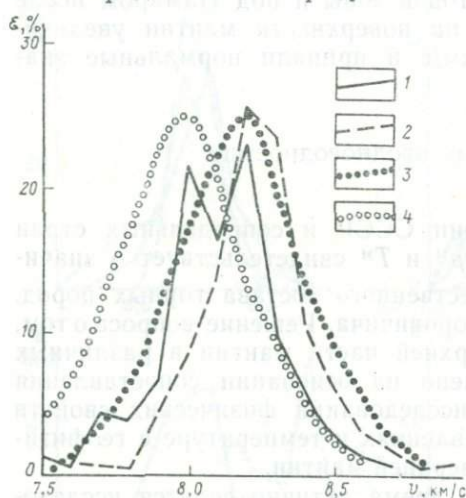


Рис. 81. Графики распределения значений  $v'_\Gamma$ ,  $v'_\Gamma$  и  $v_p$ .

1 —  $v'_\Gamma$ ; 2 —  $v'_\Gamma$ ; 3 —  $v_p$  ультраосновных пород при  $p=15 \cdot 10^3$  кгс/см<sup>2</sup> (М. П. Воларович и др., 1974 г.); 4 — то же, но  $v_p$ , пересчитанные к  $p=12 \cdot 10^3$  кгс/см<sup>2</sup> и  $T=400^\circ\text{C}$

одной группы более высокоскоростных пород. По современным представлениям, такими породами могут быть мантийные эклогиты, близкие по составу к базальтам, но содержащие минералы с более плотной упаковкой атомов. Фазовый переход базальт—эклогит происходит при давлении  $(12 \div 15) \cdot 10^3$  кгс/см<sup>2</sup> и температуре около  $800 \pm 200^\circ\text{C}$ , что соответствует глубинам 40 км и более [38, 49, 60].

Сделанный вывод о вещественном составе верхней части мантии подтверждается результатами сопоставления построенных по материалам лабораторных исследований осредненных графиков зависимости  $v = f(p)$ , исправленных за влияние температуры, для ультраосновных пород и мантийных эклогитов [60, 114], с данными об изменении значений  $v'_\Gamma$  в зависимости от давления на поверхности Мохоровичича (рис. 82). Результаты лабораторного изучения скоростных параметров ультраосновных пород и эклогитов при высоких давлениях показали, что мантийные эклогиты чаще всего характеризуются более высокими значениями скоростей (см. рис. 78), разброс которых от осредняющих графиков  $v = f(p)$  для отдельных образцов в среднем равен  $\pm (0,2 \div 0,3)$  км/с, достигая в отдельных случаях  $\pm 0,5$  км/с. В связи с этим значения скоростей для ультраосновных пород и для мантийных эклогитов иногда могут перекрываться. Последнее затрудняет проведение однозначной геологической интерпретации материалов глубинных сейсмических исследований.

Приведенные выше результаты свидетельствуют о том, что данные глубинных сейсмических исследований и термометрии

хорошо согласуются с современными петрологическими представлениями, в соответствии с которыми верхняя часть мантии имеет сложное строение и состоит в основном из чередующихся ультраосновных пород (перидотитов, пироксенитов) и эклогитов [38, 49, 60].

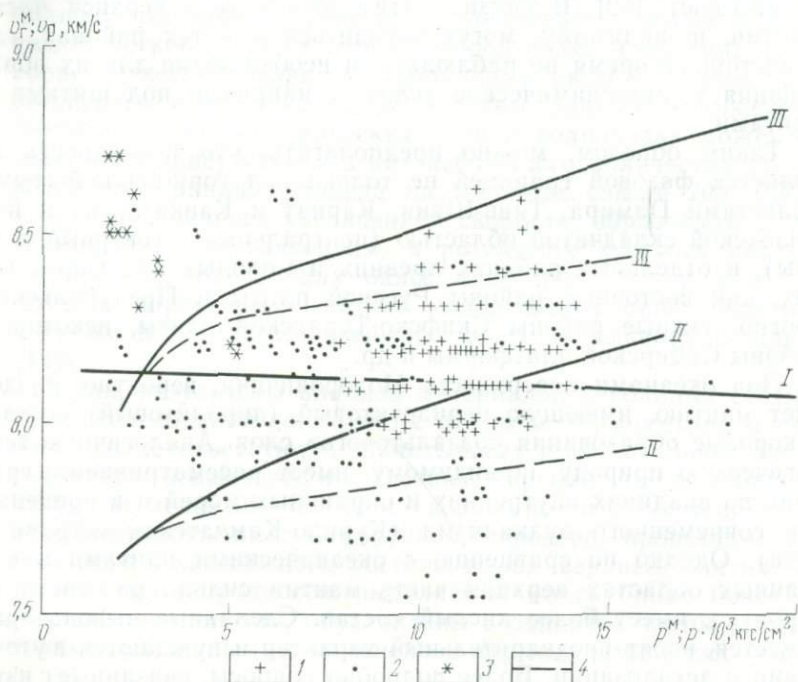


Рис. 82. Графики зависимости  $v_r^M = f(p^M)$  (I) по данным глубинных сейсмических исследований для территории СССР,  $v_p = f(p)$  ультраосновных пород (II) и мантийных эклогитов (III).

Значения  $v_r^M$ , определенные в пределах: 1 — платформенных областей, 2 — складчатых и горно-складчатых областей, 3 — структур дна западной части Тихого океана; 4 — графики II и III с поправкой за влияние температуры

Определение вещественного состава пород, слагающих верхнюю часть мантии, непосредственно связано с решением вопроса о природе границы М, что имеет важное значение для исследования механизма тектонических движений земной коры. В случае, если указанная поверхность представлена ультраосновными породами, ее возникновение зависит от изменения химического состава этих пород. Если же она сложена мантийными эклогитами, ее образование контролируется изменением термодинамических условий.

Совместное использование различных геолого-геофизических данных позволяет высказать более или менее обоснованные

предположения о причинах образования поверхности М в пределах различных геотектонических структур. При этом следует учитывать, что фазовый переход базальт—эклогит происходит при повышении температуры и давления, в то же время при их снижении обратные минеральные превращения, как правило, отсутствуют [60]. В связи с этим эклогиты в верхней части мантии, по-видимому, могут находиться и в тех районах, где в настоящее время не наблюдаются необходимые для их образования термодинамические условия, например под щитами и плитами.

Таким образом, можно предполагать, что поверхность М является фазовой границей не только под горно-складчатыми областями Памира, Тянь-Шаня, Карпат и Кавказа, но и под Казахской складчатой областью (центральные и северные районы), в отдельных районах древних и молодых платформ, таких, как восточные районы Русской плиты и Предуральский прогиб, южные районы Скифско-Туранской плиты, некоторые районы Сибирской платформы и др.

Под океанами поверхность Мохоровичича, вероятно, разделяет мантию, имеющую перидотитовый (пиролитовый) состав, и коровые образования «базальтового» слоя. Аналогичную геологическую природу, по-видимому, имеет рассматриваемая граница во впадинах внутренних и окраинных морей и в пределах зон современного вулканизма (Курило-Камчатская островная дуга). Однако по сравнению с океаническими плитами в названных областях верхняя часть мантии сильно разогрета и, вероятно, имеет более кислый состав. Сделанные выводы, разумеется, носят предварительный характер и нуждаются в уточнении и детализации. Более подробно вопросы, связанные с изучением природы границы Мохоровичича, рассмотрены в [12, 38, 49, 60, 62 и др.].

Изменением вещественного состава горных пород также, вероятно, могут быть объяснены скоростные неоднородности, выделяемые по данным ГСЗ на глубинах менее 80—100 км. По результатам петрологических исследований преобладающим материалом верхней части мантии на континентах являются перидотиты и пироксениты, переслаивающиеся и переходящие с глубиной в пироповые эклогиты, которые могут образовывать достаточно мощные слои [38, 60]. Как отмечалось выше, на основании результатов лабораторных исследований скорость распространения продольных волн для термодинамических условий верхней мантии в ультраосновных породах может достигать или несколько превышать 8 км/с, а в мантийных эклогитах принимает более высокие значения — до 8,6—9 км/с. Указанные значения согласуются с результатами определения скоростных параметров верхней части мантии по материалам сейсмических исследований.

Слои с пониженными скоростями, выделяемые при проведении сейсмогеологических исследований на глубинах свыше 100 км, вероятно, обусловлены частичным расплавлением или переходом вещества в более аморфное состояние [17, 62, 120]. На указанных глубинах температура достигает 1200°C и больше, что может привести к плавлению отдельных сравнительно легкоплавких элементов пород верхней мантии. Лабораторные исследования и специальные расчеты показали, что наблюдаемое по сейсмогеологическим данным понижение на 3—5% скорости сейсмических волн в волноводах может быть объяснено присутствием в них небольшого количества (1—6%) расплава. Границы раздела на глубинах свыше 200—250 км, характеризующиеся увеличением скорости, образовались, по современным представлениям, в результате фазовых переходов пироксенов, содержащих окись алюминия, в пироповые гранаты и пироксены с низким содержанием окиси алюминия, а также в результате фазового перехода оливина в шпинель [120].

Итак, результаты анализа материалов глубинных сейсмических исследований совместно с данными термометрии и петрологии свидетельствуют о значительных горизонтальных неоднородностях вещественного состава верхней части мантии до глубин не менее 80—100 км и о возможности их изучения геофизическими методами. С глубиной, вероятно, происходит гомогенизация химического состава пород верхней мантии. Скоростные неоднородности, выделяемые на глубинах более 80—100 км, по-видимому, обусловлены в основном фазовыми переходами, связанными с изменением термодинамических условий.

#### СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРУКТУРЕ АСТЕНОСФЕРНОГО СЛОЯ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Предположения о повсеместном распространении в Земле уже на сравнительно небольших глубинах пластичного (астеносферного) слоя возникли в геологии очень давно. Их первым геофизическим подтверждением явились результаты изучения изостазии, под которой понимается гидростатическое равновесие литосферы, включающей в себя земную кору и часть верхней мантии, расположенную выше астеносферы. Сейсмические доказательства существования астеносферы, отождествляемой со слоем, в котором скорости продольных и поперечных волн понижены (волноводом), в диапазоне глубин примерно от 50—60 до 200—250 км, приведены в широко известных работах Б. Гутенберга, опубликованных в 1926—1960 гг. [42]. Эти результаты были получены на основе данных сейсмологических наблюдений в сейсмоактивных областях. Понижение скоростей обычно объясняют особыми термодинамическими условиями, приводящими к частичному плавлению или аморфизации

вещества и к уменьшению вязкости астеносферы по сравнению с литосферой примерно на три порядка до  $10^{20}$  П. Следует отметить, что в 40—50-е годы Г. Джеффрисом и К. Булленом была построена сферически-симметричная модель распределения скоростей в Земле без волноводного слоя верхней мантии. В связи с этим вопрос о существовании волновода оставался дискуссионным до недавнего времени.

В результате проведения исследований по международному проекту «Верхняя мантия» появились новые данные, свидетельствующие о существовании в верхней мантии значительных горизонтальных неоднородностей. В частности, по данным поверхностных волн было показано, что глубина залегания кровли слоя с пониженными скоростями изменяется примерно от 50 км под океанами до 80—120 км под материками, а его мощность колеблется от 50—100 до 200—250 км. Весьма существенные изменения также претерпевают скорости распространения сейсмических волн в рассматриваемом волноводе, который чрезвычайно слабо выражен, а возможно, и совсем отсутствует под древними кристаллическими щитами (см. главу I).

Представления о непрерывном распространении астеносферы в планетарном масштабе получили широкое развитие в геологии и лежат в основе многих гипотез, разрабатываемых как сторонниками идей новой глобальной тектоники («мобилистами»), убежденными в том, что процессы формирования земной коры зависят главным образом от горизонтальных движений, так и их оппонентами («фиксистами»), признающими доминирующее влияние вертикальных движений. Для «мобилистов» пластичная астеносфера является тем слоем, по поверхности которого могут двигаться (как бы скользить) жесткие и хрупкие плиты литосферы. По мнению «фиксистов», в астеносферном слое останавливается и преобразуется вещество, поднимающееся из нижней мантии. Более подробно эти геотектонические гипотезы рассматриваются и обосновываются в многочисленных статьях и монографиях [9, 11, 20, 49, 54, 104 и др.].

За последние годы значительно повысилась точность методов сейсмических исследований верхней мантии. При этом получены новые детальные результаты по материалам взрывной сейсмологии на суше в пределах платформенных областей [83, 108, 159, 182 и др.] и на океане [124], а также по данным регистрации землетрясений в горно-складчатых областях [27, 85 и др.]. Существенно усовершенствована методика исследований с помощью поверхностных волн как на материках, так и на океане. Наблюдения стали производиться на более коротких трассах, что позволяет строить скоростные разрезы верхней мантии для отдельных геологических структур [51, 163 и др.]. Новые данные, полученные благодаря указанным усовершенствованиям методики исследований, позволили уточнить и допол-

нить существовавшие ранее представления о структуре астеносферного слоя верхней мантии.

На основании анализа и обобщения результатов изучения верхней мантии сейсмическими методами в различных районах земного шара можно предполагать, что астеносферный слой не является глобальным образованием и имеет прерывистый характер. Сделанный вывод подтверждается материалами регистрации как продольных, так и поперечных волн. Мощные слои с пониженными скоростями, которые расположены на глубинах более 80—100 км и могут быть отождествлены с астеносферой, чаще всего слабо выражены либо совсем отсутствуют под наиболее стабильными областями земной коры, такими, как древние кристаллические щиты и плиты докембрийских платформ. Этот вывод основывается на скоростных разрезах верхней мантии, построенных по продольным и поперечным волнам для Балтийского и Австралийского щитов (см. рис. 6 и 8), по поперечным волнам для Африканского щита (см. рис. 8) и по продольным волнам для Канадского щита (см. рис. 4). В верхней мантии под Северо-Американской плитой и Канадским щитом достаточно отчетливо выделены волноводы только по поперечным волнам (см. рис. 4). Отсутствие мощных астеносферных слоев с пониженными скоростями установлено по продольным волнам на глубинах до 150—180 км также для восточных районов Восточно-Европейской платформы (Московская, Печорская и Прикаспийская синеклизы) (см. рис. 5). Соответствующий астеносфере волновод хорошо выражен по продольным и поперечным волнам во многих тектонически активных регионах, таких, например, как горно-складчатая система Кордильер в Америке (см. рис. 4), зона альпийской складчатости южных районов Европы (см. рис. 6) и районов Азии (см. рис. 7 и 61), область палеозойской складчатости Восточной Австралии (см. рис. 8), Байкальская и Восточно-Африканская рифтовые зоны (см. рис. 8 и 61), области перехода от Евразийского и Американского континентов к Тихому океану (см. рис. 4 и 59) и др. Вместе с тем в некоторых областях современного орогенеза, например в Алтае-Саянской зоне, рассматриваемый волновод не был выделен (см. рис. 61). Отсутствуют также надежные данные, свидетельствующие о его повсеместном распространении под Кавказом.

Верхняя мантия под молодыми платформами и областями палеозойской складчатости, не испытавшими тектоническую активизацию, занимает по скоростному строению промежуточное положение между тектонически активными областями и древними платформами. Районы, прилегающие к областям современного орогенеза, например южные районы палеозойской платформы Западной Европы, нередко характеризуются пониженными скоростями в верхней мантии и хорошо развитыми волноводами (см. рис. 6). В то же время в исследованном

диапазоне глубин, примерно до 100—120 км, аналогичные слои под Туранской плитой и Центрально-Казахстанской складчатой областью не были обнаружены. В верхней части мантии здесь выделены волноводы мощностью 10—20 км (см. рис. 57), которые могут быть обусловлены, как показано выше, неоднородностями вещественного состава.

Строение верхней мантии под океанами изучено слабее, чем под материками. Наиболее исследован в этом отношении Тихий океан, под которым выявлены значительные горизонтальные неоднородности скоростей продольных и поперечных волн. Распределение этих неоднородностей по площади обнаруживает достаточно отчетливые связи с структурами дна океана, во многом напоминающие установленные для материков закономерности. На основании результатов, полученных американскими сейсмологами [163] по материалам регистрации поверхностных волн от землетрясений, установлено значительное погружение кровли астеносферы при переходе от срединно-океанического хребта к древним океаническим плитам (талассократонам) примерно от 15—20 до 100—150 км (см. рис. 10, *a*). При этом мощность рассматриваемого слоя с понижением скорости поперечных волн резко сокращается от 150—180 до 30—40 км и меньше, не исключено его отсутствие под отдельными участками древних океанических плит. Приведенный результат хорошо согласуется с материалами, полученными за последнее время японскими геофизиками по данным взрывной сейсмологии [124] для расположенной в западных районах Тихого океана плиты (см. рис. 10). В этих районах верхняя мантия характеризуется весьма высокими скоростями, изменяющимися от 8,2 км/с на границе *M* до 8,6—8,8 км/с на глубинах 150—300 км. В диапазоне глубин от 90—100 до 130—140 км выделен слой с пониженными скоростями, достигающими 8,4 км/с. Такие высокие значения скоростей могут указывать на то, что вещество верхней мантии в этом слое находится в кристаллическом состоянии и пластичная астеносфера, по-видимому, отсутствует.

Результаты глубинных сейсмических исследований, выполненных в СССР и в некоторых сопредельных странах, позволили составить схему распределения по площади слоев с пониженными скоростями в верхней мантии [111], отождествляемых с астеносферой (рис. 83). При составлении этой схемы использованы скоростные разрезы верхней мантии, построенные для различных районов по материалам ГСЗ и данным сейсмологии и подробно рассмотренные выше. Волновод хорошо выражен в ряде тектонически активных регионов (Карпатская складчатая область, значительная часть районов Памира и Гиндукуша, Тянь-Шаня, Байкальская рифтовая зона, область перехода от Евразийского континента к Тихому океану). Этим районам нередко соответствуют отрицательные глубинные ано-

малли силы тяжести (см. рис. 70) и повышенное поглощение волн в мантии [27]. Рассматриваемый волновод, как указывалось выше, не выделен в исследованных районах Восточно-Европейской платформы, Туранской плиты и Центрально-Казахстанской складчатой области. Для некоторых регионов имеются

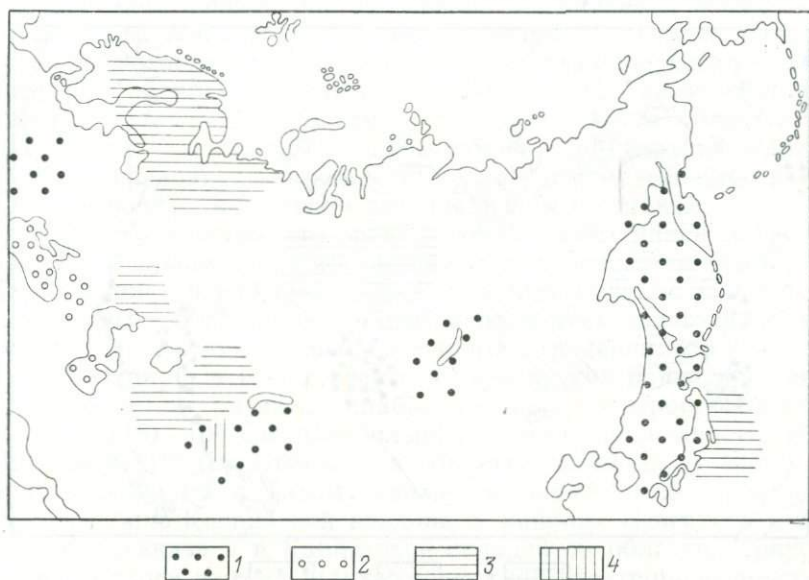


Рис. 83. Схема распределения по площади в пределах территории СССР и некоторых сопредельных стран слоев с пониженными скоростями распространения волн в верхней мантии, отождествляемых с астеносферой.

1 и 2 — области распространения астеносферных слоев соответственно по уверенным и неуверенным данным; 3 и 4 — области отсутствия астеносферных слоев соответственно по уверенным и неуверенным данным. (Составили А. С. Алексеев, В. З. Рябой)

косвенные данные, позволяющие предполагать наличие или отсутствие в верхней мантии мощных слоев с пониженными скоростями. Так, например, можно говорить об отсутствии или слабом развитии волновода в пределах блока верхней мантии с повышенными значениями скоростей, выделенного под западными районами Памира по сейсмологическим данным [28].

В центральных районах Черноморской впадины по данным ГСЗ в верхней части мантии установлены высокие скорости, достигающие на глубине 25—30 км значений 8,6—8,8 км/с (см. рис. 60). Этот результат согласуется с приуроченной к Черноморской впадине интенсивной отрицательной глубинной аномалией силы тяжести в том случае, если предположить наличие здесь в верхней мантии достаточно мощного разуплотненного астеносферного слоя. В пределах Южно-Каспийской впадины и районов Западного Кавказа присутствие в верхней

мантии хорошо выраженных волноводов предполагается на основании наблюдающегося систематического запаздывания по отношению к годографу Джеффриса—Буллена времен пробега волн от землетрясений [27]. К Южно-Каспийской впадине также приурочена интенсивная отрицательная глубинная аномалия силы тяжести (см. рис. 70).

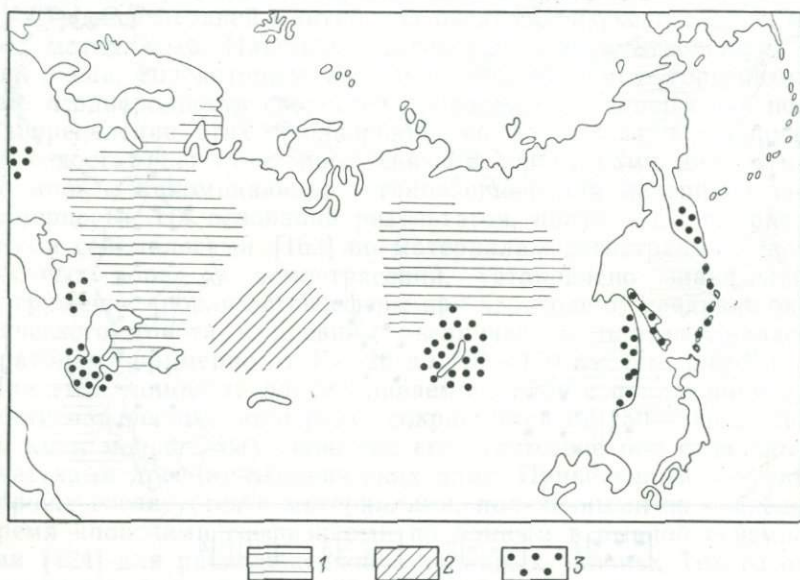


Рис. 84. Схема распределения по площади на территории СССР и некоторых сопредельных стран с различной электропроводностью ( $S$  в См) слоев верхней мантии.

1 —  $S < 10^3$ ; 2 —  $3 \cdot 10^3 < S < 5 \cdot 10^3$ ; 3 —  $S > 10^4$ . (Составили Л. Л. Ваньян, М. Н. Бердичевский, Б. А. Окулесский)

Независимые от сейсмических данных сведения о строении верхней мантии, включая астеносферу и более глубокие слои, получены в СССР в результате проведения глубинных магнитотеллурических зондирований (ГМТЗ) (М. Н. Бердичевский, Л. Л. Ваньян и др.). Указанные работы, выполненные на различных геологических структурах, позволяют изучить в общих чертах закономерности распределения проводящих слоев верхней мантии, образование которых, по современным представлениям, связано с частичным плавлением вещества [61 и др.], вследствие чего названные проводящие слои могут быть отождествлены с астеносферой. Представляет интерес сопоставить рассмотренные выше сейсмические данные о распределении астеносферных волноводов верхней мантии (см. рис. 83) с результатами ГМТЗ.

На рис. 84 приведена составленная Л. Л. Ваньяном и другими схема распределения на территории СССР и некоторых

сопредельных стран зон, различающихся значениями полной электропроводности верхней мантии, интегрально характеризующей ее физические свойства [111]. Проводящий астеносферный слой с полной электропроводностью в несколько тысяч сименс выделяется на фоне среднего для континентов распределения электропроводности. Кривая глобального магнитовариационного зондирования, отражающая это среднее распределение, позволяет оценить полную электропроводность астеносферы, не превышающую  $10^3$ — $3 \cdot 10^3$  См. Таким образом, можно сделать вывод о том, что в большинстве областей на континентах отсутствует проводящий слой верхней мантии с электропроводностью более  $10^4$  См, в котором вещество находится, вероятно, в частично расплавленном состоянии.

Из рис. 84 видно, что зоны с относительно малой проводимостью (меньше  $10^3$  См) выделяются в пределах Восточно-Европейской платформы, юго-западных районов Сибирской платформы и Якутии. В верхней мантии этих областей, по-видимому, отсутствуют зоны частичного плавления. На юге Западной Сибири, в Казахстане и в ряде других районов астеносферные слои развиты слабо, полная электропроводность равна  $(3 \div 5) \cdot 10^3$  См. Наибольшая электропроводность, превышающая  $10^4$  См, отмечена в области перехода от Евразийского континента к Тихому океану, в Байкальской рифтовой зоне, в Южно-Каспийской впадине, в районах Северного и Западного Кавказа и в Карпатской складчатой области. Приуроченность слоев верхней мантии с высокой электропроводностью к тектонически активным регионам отмечена также в западных районах США [20] и в некоторых других районах земного шара.

Сопоставление рис. 83 и 84 показывает хорошее согласие сейсмических и геоэлектрических данных — районы распространения в верхней мантии мощных слоев с пониженными скоростями и с высокой проводимостью почти повсеместно совпадают. Предположительное отнесение на основании сейсмических данных некоторых районов (например, Южно-Каспийской впадины и Западного Кавказа) к областям распространения астеносферных слоев верхней мантии (см. рис. 83) подтвердилось результатами ГМТЗ.

Отметим также, что сейсмическими наблюдениями, выполненными с помощью плотных региональных сетей сейсмологических станций, установлено сравнительно сильное развитие в геосинклинальных областях, по сравнению с платформенными, мелкомасштабных горизонтальных неоднородностей в верхней части мантии с линейными размерами до 5—10 км [71]. Принимая во внимание, что наиболее контрастные мелкомасштабные неоднородности, вероятно, должны соответствовать зонам частичного плавления вещества, можем предполагать приуроченность областей повышенной гетерогенности сейсмических свойств к астеносферным слоям верхней мантии.

Убедительное подтверждение отсутствия в верхней мантии непрерывного в планетарном масштабе слоя частично расплавленных пород (астеносферы) получено недавно в петрологии. В результате изучения глубинных ксенолитов было показано, что под древними платформами в интервале глубин 100—200 км, примерно соответствующем астеносфере, вещество верхней мантии находится в твердом кристаллическом состоянии (устные сообщения Н. Л. Добрецова и Б. Г. Лутца). Это согласуется с приведенными выше материалами глубинных сейсмических и геоэлектрических исследований о прерывистом характере астеносферы.

Таким образом, сравнительно низкая средняя скорость, мелкомасштабная скоростная неоднородность, повышенное поглощение энергии сейсмических волн, повышенная электропроводность и пластичность — все эти качества присущи астеносфере, в большинстве случаев отчетливо выраженной в тектонически активных регионах; на континентах в пределах платформ и под древними океаническими плитами преобладают области отсутствия или слабого развития астеносферных зон верхней мантии.

Полученный результат, описывающий физические свойства астеносферы и характер ее пространственного распределения, нуждается в уточнении и детализации, но он уже сейчас имеет важное значение для геодинамики. В свете полученных данных возникает проблема объяснения механизма движений и развития крупных геологических структур в условиях, когда огромные участки литосферы длительное время являются как бы сросшимися с подстилающим непластичным слоем верхней мантии. Сейчас этому результату пока еще трудно дать удовлетворительное объяснение в рамках существующих геотектонических гипотез, разработанных как «мобиристами», так и «фиксистами». Установленная тесная корреляция различных физических параметров позволит провести в дальнейшем широкое обобщение результатов различных геофизических исследований, всестороннее изучение и более детальное картирование астеносферных зон с целью получения более обоснованного ответа на вопрос «Что такое астеносфера и какое влияние она оказывает на развитие геологических структур?»

В настоящее время происходит интенсивное развитие методов сейсмических исследований верхней мантии: увеличивается объем работ, проводимых в пределах различных геологических структур; растет диапазон изучаемых глубин, энергий источников и частот регистрируемых колебаний; используются при интерпретации новые типы и характеристики волн; повышается детальность полевых наблюдений. Необходимость получения более достоверных, точных и детальных результатов предъявляет новые высокие требования к методике проведения полевых наблюдений и интерпретации экспериментальных сейсмических материалов. В связи с этим в монографии рассмотрены методические вопросы применения взрывной сейсмологии (ГСЗ, крупные промышленные взрывы) при изучении строения верхней мантии по записям объемных волн.

Регистрирующая аппаратура ГСЗ далеко не полностью соответствовала задачам и условиям проведения эксперимента: не было систематического изучения уровней амплитуд и спектров полезных волн и шумов, отсутствовали абсолютная калибровка канала и методика динамических измерений, учитывающая искажающее влияние сейсморегирующего канала. Так как это тормозило развитие и внедрение новых способов интерпретации, большое внимание уделено максимальному использованию информации, содержащейся в сейсмических записях, и разработке методики измерения и использования динамических характеристик волн. В результате выполненных исследований установлено, что амплитуды глубинных сейсмических волн от различных взрывов и землетрясений, регистрируемых при изучении земной коры и верхней мантии, изменяются от 0,05—0,1 примерно до  $10^5$  нм, а их частоты от 1—2 до 20—25 Гц. Запись сейсмических колебаний на сейсмограммах ГСЗ соответствует второй — пятой производным смещения корпуса сейсмоприемника в области частот ниже 5—10 Гц. На частотах выше 10 Гц при использовании узкополосных фильтраций с полосой пропускания приблизительно 5—15 Гц сейсморегирующим каналом осуществляется многократное интегрирование. Отметим, что такие фильтрации широко распространены в серийной аппаратуре ГСЗ. Весьма перспективным является, как показали полученные результаты, использование методики обратной цифровой фильтрации на ЭВМ с целью исключения искажения аппаратурой регистрируемых колебаний.

Измерение абсолютных уровней амплитуд сейсмических сигналов расширяет возможности совместной интерпретации кинематических и динамических характеристик глубинных волн (например, позволяет более уверенно осуществлять корреляцию

волн и определять их физическую природу, получать дополнительную информацию об особенностях строения среды, уменьшает неоднозначность решения обратных сейсмических задач и др.). Это позволяет более обоснованно выбирать оптимальные параметры регистрирующей аппаратуры и благоприятные условия возбуждения и приема колебаний. На основании изучения характеристик сейсмических волн определены основные параметры сейсморегирующего канала для проведения глубинных исследований методами взрывной сейсмологии: полоса регистрируемых частот — 1—25 Гц; общий (регулируемый) динамический диапазон — 120—130 дБ; мгновенный (нерегулируемый) динамический диапазон — 50—60 дБ; уровень внутренних шумов, приведенных ко входу сейсмостанции, — 0,1—0,2 мкВ; максимальное увеличение канала —  $10^6$ — $10^7$  раз; минимальный регистрируемый сигнал (минимальная амплитуда смещения почвы) — 0,1 нм (1 ангстрем).

Результаты обобщения и анализа экспериментальных материалов, полученных при проведении глубинных сейсмических исследований в различных районах СССР, свидетельствуют о наличии в верхней мантии значительных вертикальных и горизонтальных скоростных неоднородностей, которые проявляются в аномалиях времен пробега и амплитуд волн. В связи с этим построение по материалам взрывной сейсмологии скоростных разрезов верхней мантии осуществлялось с учетом горизонтальных неоднородностей среды. Применявшаяся методика предусматривает пересчет годографов волн  $P^m(P_n)$  к выровненной подошве земной коры и последующее построение сейсмического разреза способом перебора на ЭВМ решений прямых кинематических задач для двумерных сред. Динамические характеристики используются при этом путем качественного сопоставления экспериментальных амплитудных графиков  $A(R)$  с теоретически рассчитываемым изменением плотности сейсмических лучей по мере удаления от источника возбуждения колебаний. Учет влияния горизонтальных неоднородностей среды дает возможность существенно повысить достоверность и детальность результатов интерпретации. Построенные по профилям ГСЗ горизонтально-неоднородные скоростные разрезы верхней части мантии количественно согласуются с кинематическими и качественно — с динамическими характеристиками глубинных волн.

Применение разработанной методики интерпретации материалов взрывной сейсмологии позволило выделить в верхней части мантии горизонтальные скоростные неоднородности и количественно определить их параметры (значения скорости, мощность, линейные размеры). Это дало возможность построить для различных геологических структур территории СССР детальные и надежно сопоставимые скоростные разрезы верхней мантии до глубины 80—200 км. Если метод ГСЗ раньше

рассматривался только как метод детального изучения строения земной коры, то сейчас он также является методом наиболее детального изучения верхней части мантии. Указанное направление развития метода ГСЗ в СССР получило в последние годы распространение и за рубежом [119, 167].

До недавнего времени были широко распространены взгляды о четко выраженном в планетарном масштабе трехслойном строении верхней мантии, состоящей из примерно однородных слоев (жесткого надастеносферного, пластичного астеносферного и снова жесткого подастеносферного). На основании результатов исследований с помощью поверхностных волн считали, что астеносфера, выделяемая в разрезе как мощный слой с пониженными скоростями, расположена в диапазоне глубин примерно 50—300 км под океанами и 100—200 км под материками. Однако в результате анализа и систематизации основных материалов сейсмических исследований (ГСЗ, большие взрывы, сейсмология) верхней мантии в СССР и за рубежом начинают формироваться новые представления о ее значительно более сложном строении, характеризующемся трехмерно неоднородным распределением физических свойств.

Для территории СССР определены некоторые общие черты указанной модели, которые по мере накопления новых данных будут уточняться и детализироваться. Наиболее существенные неоднородности отмечены до глубин 200—250 км, где скорости продольных волн изменяются от 7,5—8 до 8,8—9 км/с и больше. Размеры горизонтальных неоднородностей, выделенных сейсмическими методами по детерминированной компоненте волнового поля, варьируют от десятков примерно до тысячи километров, а отличие их скоростных параметров от среднего значения может достигать  $\pm (5-6)\%$  и больше. Распределение таких неоднородностей верхней мантии, установленных как в горноскладчатых областях, по данным сейсмологии, так и на платформах, по материалам ГСЗ, обнаруживает отчетливую связь с особенностями строения геологических структур земной коры. На рис. 85 приведены схематические модели, отражающие новые представления о скоростном строении верхней мантии, которые сформировались в результате выполнения настоящей работы.

При переходе из одного региона в другой изменяются значения скоростей и характер их распределения с глубиной: варьируют параметры слоев с пониженными скоростями (обнаружены районы как их практического отсутствия в разрезе верхней мантии, так и наличия двух-трех волноводов). Обобщение и анализ скоростных разрезов верхней мантии, построенных для различных районов земного шара, позволяют высказывать предположение о том, что в верхней мантии имеется два типа слоев с пониженными скоростями, различающихся

расположением в разрезе, основанными параметрами и, вероятно, условиями образования. К первому типу относятся волноводы на глубинах менее 80—100 км, имеющие мощность не более первых десятков километров. Причиной их образования являются, очевидно, неоднородности вещественного состава. Ко второму типу относятся значительно более мощные (50—100 км и

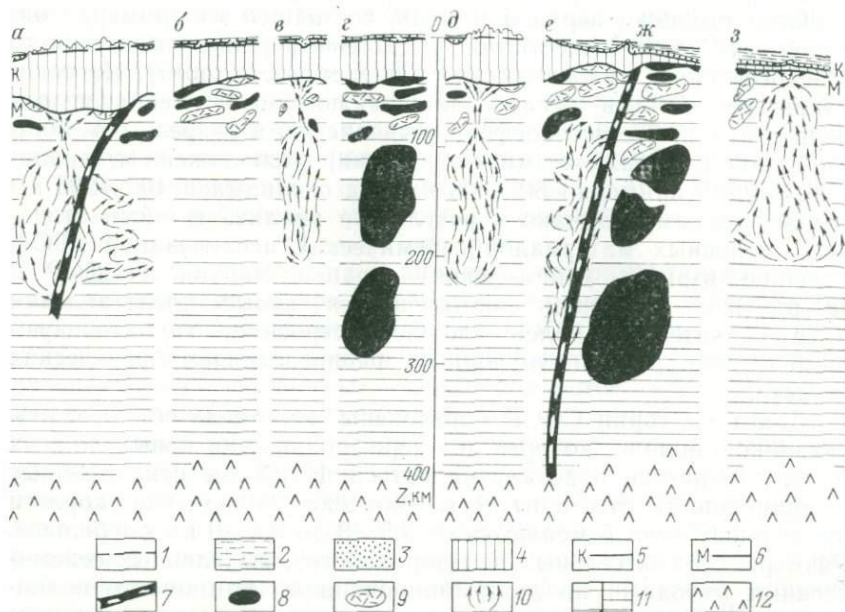


Рис. 85. Схематические модели скоростного строения верхней мантии под различными геотектоническими структурами (по материалам глубинных сейсмических исследований).

*a* — молодые горно-складчатые области; *б* — молодые платформы; *в* — рифтовые зоны; *г* — древние платформы; *д* — складчатые области, испытавшие тектоническую активизацию; *е* — области перехода от материка к океану (окраинные моря и островные дуги); *ж* — древние океанические плиты; *з* — срединно-океанические хребты. 1 — уровень моря; 2 — слой воды на морях и океане; 3 — слой осадочных пород; 4 — консолидированная толща земной коры; 5 — поверхность консолидированной коры; 6 — граница Мохоровичича (поверхность верхней мантии); 7 — крутонаклонные высокоскоростные слои верхней мантии, к которым в основном приурочены очаги глубоководных землетрясений (фокальные зоны); 8 и 9 — слои соответственно с повышенными и пониженными скоростями, обусловленные неоднородностями вещественного состава; 10 — области с пониженными скоростями значительной мощности, в которых вещество верхней мантии находится в частично расплавленном состоянии (астеносферные слои); 11 — нормальные значения скоростей в верхней мантии, возрастающие с глубиной примерно в соответствии со стандартным скоростным разрезом Джеффриса—Буллена (более густой штриховкой выделена подастеносферная часть верхней мантии); 12 — область быстрого увеличения скорости, расположенная на глубине около 400 км (граница Голицына), которая условно принимается за подошву верхней мантии. На схеме вертикальный масштаб превосходит горизонтальный примерно в 15—20 раз

больше) слои с понижением скорости, которые обычно находятся на глубинах свыше 100 км и распространены далеко не повсеместно. В этих слоях вещество находится, по-видимому, в частично расплавленном состоянии, и они могут быть отождествлены с астеносферой. В ряде районов волноводам второго

типа соответствуют слои верхней мантии с повышенной электропроводностью, выделяемые по данным ГМТЗ. Районы, где развиты астеносферные слои, нередко характеризуются повышенным поглощением энергии сейсмических волн.

Мощные волноводы в большинстве случаев хорошо выражены в верхней мантии под молодыми горно-складчатыми областями, в рифтовых зонах, в районах эпиплатформенной активизации и в тектонически активных областях перехода от континента к океану (окраинные моря, островные дуги). В то же время в некоторых горно-складчатых областях, например в Алтае-Саянской, астеносферные слои не выделены. Верхняя мантия древних платформенных областей характеризуется, как установлено сейсмическими исследованиями, относительно высокими значениями скоростей, астеносферные слои здесь имеют небольшую мощность либо совсем отсутствуют. В то же время верхняя мантия под молодыми платформами занимает по своему скоростному строению, как правило, промежуточное положение между тектонически активными областями и древними платформами.

Благодаря применению новых методов интерпретации и повышению детальности полевых наблюдений установлено, что по скоростному строению верхней мантии различаются не только такие крупные структуры, как платформы и горно-складчатые области, но и структуры более низкого порядка, например Московская и Печорская синеклизы Восточно-Европейской платформы, Центрально-Каракумский свод и Предкопетдагский прогиб Туранской плиты, восточные районы Западно-Сибирской плиты [83, 182], а также отдельные структурные элементы горно-складчатых областей Памира, Тянь-Шаня, Карпат, Кавказа и др. [27].

На океанах строение верхней мантии изучено гораздо слабее, чем на материках. Результаты исследований, выполненных в последние годы в Тихом океане с помощью поверхностных и объемных волн, позволили существенно уточнить и во многом изменить наши представления об основных чертах скоростного строения верхней мантии под океанами [124, 163]. В отличие от земной коры, мощность которой и распределение скоростных параметров при переходе от материка к океану очень сильно изменяются, верхняя мантия материков и океанов, как выяснилось, имеет много общего в своем скоростном строении. Диапазон изменения скоростных параметров верхней мантии и характер их распределения с глубиной и в горизонтальном направлении близки.

Так, например, верхняя мантия под срединно-океаническими хребтами характеризуется пониженными значениями скоростей и хорошо развитыми, залегающими близко к границе Мохоровичича астеносферными слоями, мощность которых по мере удаления от оси хребта и приближения к древним океани-

ческим плитам резко сокращается вплоть до их полного исчезновения.

Аналогичная картина, как указывалось выше, наблюдается на материках при переходе от рифтовых зон к древним кристаллическим щитам. Новейшими результатами сейсмических исследований также не подтверждаются взгляды о значительном различии глубины залегания астеносферного слоя верхней мантии под материками и океанами и его повсеместном распространении.

Итак, сейчас постепенно формируются новые представления о горизонтально-неоднородной модели строения верхней мантии. Эта модель значительно лучше отображает физические свойства верхней мантии и расширяет возможности для решения актуальных задач геологии и геофизики.

На основании совместной интерпретации глубинных аномалий силы тяжести, полученных путем вычитания из аномалий Буге гравитационного влияния слоев земной коры, и результатов глубинных сейсмических исследований в пределах территории СССР выделены зоны в верхней мантии, довольно существенно различающиеся по значениям средней скорости распространения упругих колебаний и средней плотности пород. Эти различия сохраняются до глубин, по-видимому, не менее 200—250 км. Соотношение между выделенными неоднородностями верхней мантии и структурами земной коры носит сложный и многообразный характер. Установлено, например, что крупным платформенным впадинам, таким, как Прикаспийская, Предуральский прогиб, Амударьинская (южные районы) и Предкопетдагский прогиб, соответствует уплотнение (повышение значений скоростных параметров) верхней мантии. Под расположенными в пределах альпийской складчатой зоны впадинами (Средиземноморская, Черноморская, Южно-Каспийская, Южно-Таджикская, Паннонская и др.) отмечаются ее разуплотнение и понижение значений средних скоростей.

Полученные результаты указывают на глубинное заложение приповерхностных структур и свидетельствуют о влиянии происходящих в верхней мантии процессов на развитие земной коры. Однако связь между структурами земной коры и особенностями строения верхней мантии носит сложный характер, нередко изменяющийся при переходе из одного региона в другой. Выяснение закономерностей таких связей позволит понять причины и механизм тектонических процессов, происходящих в земной коре.

Установлено, что между особенностями скоростного строения верхней мантии и характеристиками сейсмичности отдельных регионов, а также проявлениями современного вулканизма существует связь. Результаты детальных сейсмических исследований строения верхней мантии могут быть использованы при выяснении механизма возникновения землетрясений и при сейс-

морайонировании, в частности при определении интенсивности волн от землетрясений и мощных взрывов на больших эпицентральных расстояниях.

Сопоставление материалов изучения в лабораторных условиях физических свойств горных пород при высоких давлениях и температуре, данных термометрии и распределения скоростных параметров верхней мантии свидетельствует о том, что скоростные неоднородности верхней части мантии до глубины 80—100 км в значительной степени могут быть объяснены изменением вещественного состава горных пород — сложным чередованием и переслаиванием ультраосновных пород и эфлогитов. Полученный результат хорошо согласуется с данными петрологии. Все это делает весьма перспективным и реальным широкое использование совместно с материалами петрологии результатов глубинных сейсмических и других геофизических исследований при изучении вещественного состава верхней мантии. Скоростные неоднородности на глубинах свыше 80—100 км в основном обусловлены изменением термодинамических условий и возникающими вследствие этого фазовыми превращениями.

В результате выполненной работы могут быть определены наиболее важные и перспективные направления развития сейсмических исследований верхней мантии на ближайшие годы. Основной методической задачей является повышение достоверности, детальности и сопоставимости результатов, получаемых комплексом методов естественной и взрывной сейсмологии в различных регионах. Указанные задачи могут быть решены путем усовершенствования способов построения горизонтально-неоднородных, особенно трехмерных, скоростных разрезов верхней мантии, путем широкого использования при интерпретации не только кинематических, но и динамических характеристик глубинных волн. Все это потребует дальнейшего развития методики и техники полевых наблюдений, в частности перехода к площадным системам наблюдений. Последнее более эффективно может быть осуществлено на базе использования искусственных невзрывных источников возбуждения колебаний. При интерпретации материалов площадных наблюдений, по-видимому, весьма перспективными являются голографические методы обработки сейсмической информации.

Наибольший интерес в отношении изучения скоростного строения верхней мантии представляют слабо исследованные центральные и северные районы Сибири и европейской части СССР, а также внутренние и окраинные моря и океанические области. Очень важное значение при этом имеет детальное изучение строения верхней мантии в пределах различных геологических структур.

Таким образом, создаваемая в последние годы в геофизике горизонтально-неоднородная модель строения верхней мантии

позволяет описывать свойства реальной среды значительно детальнее и точнее, чем сферически симметричная модель. Это во многом расширяет возможности решения различных вопросов геологии и геофизики, представляющих большой научный интерес и имеющих важное практическое значение.

Горизонтально-неоднородная модель мантии пока имеет фрагментарный характер. Отсутствуют надежные сведения о неоднородном строении верхней мантии под большей частью океанов. Мало также количественных данных об особенностях строения верхней мантии под некоторыми континентами (Африка, Южная Америка, Антарктида). Темпы развития геофизических исследований позволяют надеяться, что закрытие «белых пятен» в изучении мантии Земли произойдет в ближайшие 10—15 лет. Тогда станет возможным более широкое применение новой модели для решения наиболее актуальных вопросов геодинамики. В направлении решения указанных проблем сделаны лишь первые обнадеживающие шаги, свидетельствующие о том, что всестороннее и детальное изучение неоднородностей строения верхней мантии — эффективное средство познания причин и сущности геологических процессов и явлений.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Азбель И. Я., Кейлис-Брок В. И., Яновская Т. Б.* Методика совместной интерпретации годографов и амплитудных кривых при изучении верхней мантии.— «Машинная интерпретация сейсмических волн», вып. 2. М., «Наука», 1966, с. 3—46 с ил.
2. *Азбель И. Я., Кондорская Н. В.* Об особенностях скоростных разрезов мантии по наблюдениям над землетрясениями СССР.— «Теоретическая и вычислительная геофизика», № 2. М., «Наука», 1974, с. 122—128 с ил.
3. *Алексеев А. С.* О природе волн и моделях строения земной коры по данным ГСЗ.— В кн.: Материалы Международного совещания экспертов по взрывной сейсмологии. Киев, «Наукова думка», 1969, с. 204—216 с. ил.
4. *Алексеев А. С., Рябой В. З.* Модель строения верхней мантии по объемным сейсмическим волнам.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев, «Наукова думка», 1977, с. 67—83 с ил.
5. *Алексеев А. С., Рябой В. З.* Новая модель строения верхней мантии Земли.— «Природа», 1976, № 7, с. 64—77 с ил.
6. *Алексеев А. С., Цибульчик Г. И.* Применение обратной фильтрации при суммировании сейсмограмм удаленных землетрясений.— «Геология и геофизика», 1971, № 3, с. 44—60 с ил.
7. *Антикаев Ф. Ф.* Параметры сейсмических колебаний, возбужденных взрывом.— «Труды ИФЗ АН СССР», № 32 (199). М., «Наука», 1964, 104 с. с ил.
8. *Артемьев М. Е.* Изостазия территории СССР. М., «Наука», 1975, 215 с. с ил.
9. *Артюшков Е. В.* Слой повышенной вязкости в верхней мантии Земли и связанные с ним явления.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1970, т. 45, № 2, с. 6—17 с ил.
10. *Белюсов В. В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966, 122 с. с ил.
11. *Белюсов В. В.* Основы геотектоники. М., «Недра», 1975, 262 с. с ил.
12. *Беляевский Н. А.* Земная кора в пределах территории СССР. М., «Недра», 1974, 279 с. с ил.
13. *Беляевский Н. А., Рябой В. З., Смирнов Я. Б.* Горизонтальные неоднородности вещественного состава верхней мантии территории СССР по геофизическим данным.— «Докл. АН СССР», 1975, т. 223, № 6, с. 1425—1428 с ил.
14. *Беляевский Н. А., Рябой В. З.* Скорости распространения продольных сейсмических волн вдоль поверхности Мохоровичича для территории СССР.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 186, № 2, с. 309—312 с ил.
15. *Береза Г. В., Рябой В. З.* Измерение фазовых и абсолютных амплитудно-частотных характеристик сейсмоприемников.— «Разведочная геофизика», вып. 61. М., «Недра», 1974, с. 49—55 с ил.
16. *Берзон И. С., Пасечник И. П.* Строение Земли по динамическим характеристикам сейсмических волн. М., «Наука», 1976, 236 с. с ил.
17. *Берц Ф.* Плотность и состав верхней мантии.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972, с. 27—49 с ил.
18. *Борисов А. А.* Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра», 1967, 303 с. с ил.
19. *Борисов А. А., Круглякова Г. И., Фирсова Д. Б.* Температура верхов мантии в свете анализа геомагнитных данных.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 207, № 5, с. 1184—1187 с ил.
20. *Ботт М.* Внутреннее строение Земли. М., «Мир», 1974, 374 с. с ил.
21. *Бродский А. Д., Кан В. Л.* Краткий справочник по математической обработке результатов измерений. М., Стандартгиз, 1960, 167 с. с ил.

22. Бурмаков Ю. А., Облогина Т. И. Сейсмические лучи и годографы в трехмерно-неоднородных средах.— «Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли», 1971, № 1, с. 37—45 с ил.
23. Бурмаков Ю. А., Рябой В. З. Определение по материалам ГСЗ скоростного разреза верхней части мантии при наличии горизонтальных неоднородностей среды.— «Вычислительные и статистические методы интерпретации сейсмических данных. Вычислительная сейсмология», вып. 6. М., «Наука», 1973, с. 218—227 с ил.
24. Валюс В. П. Определение сейсмических разрезов по совокупности наблюдений (методы перебора).— «Некоторые прямые и обратные задачи сейсмологии. Вычислительная сейсмология», вып. 4. М., «Наука», 1968, с. 3—14 с ил.
25. Верхняя мантия Земли. М., «Мир», 1964. 422 с. с ил. Авт.: Д. Л. Андерсон, М. Бот, Б. Гутенберг и др.
26. Вибрационное просвечивание Земли. М., ВИНТИ, деп. № 2549—74, 1974. 159 с. с ил. Авт.: А. В. Николаев, Е. В. Артюшков, И. С. Чичинин и др.
27. Винник Л. П. Исследования мантии Земли сейсмическими методами. М., «Наука», 1976. 198 с. с ил.
28. Винник Л. П., Лукк А. А. Латеральные неоднородности верхней мантии под Памиро-Гиндукушем.— «Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли», 1974, № 1, с. 9—22 с ил.
29. Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С., Рябой В. З. Некоторые данные о сейсмических волнах, соответствующих подкоровому слою.— «Прикладная геофизика», вып. 31. М., Гостоптехиздат, 1961, с. 3—10 с ил.
30. Вольвовский И. С. Сейсмические исследования земной коры в СССР. М., «Недра», 1973. 208 с. с ил.
31. Вольвовский И. С., Рябой В. З., Шрайбман В. И. Глубинное геологическое строение Ферганской впадины по геофизическим данным.— «Советская геология», 1962, № 1, с. 156—160 с ил.
32. Воронцова И. Г., Рябой В. З. Пересчет годографов сейсмических волн в нижнее полупространство (сейсморазведка, вып. 22). М., ВНИИГеофизика, ротaupинт, 1974. 25 с.
33. Галкин И. Н. Построение сейсмической модели земной коры. М., «Наука», 1972. 123 с. с ил.
34. Гамбурцев Г. А. Основы сейсморазведки. М., Гостоптехиздат, 1959. 378 с. с ил.
35. Гамбурцев Г. А. Избранные труды. М., «Наука», 1960. 461 с. с ил.
36. Гервер М. Л., Маркушевич В. М. Определение по годографу скорости распространения сейсмических волн.— «Методы и программы для анализа сейсмических наблюдений. Вычислительная сейсмология», вып. 3. М., «Наука», 1967, с. 3—51 с ил.
37. Гладкий К. В. Гравиразведка и магниторазведка. М., «Недра», 1967. 319 с. с ил.
38. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск, «Наука», 1975. 271 с. с ил. Авт.: В. С. Соболев, Н. Л. Добрецов, Н. В. Соболев и др.
39. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры и верхней мантии в Байкальской рифтовой зоне.— В кн.: Методика и результаты сейсмических исследований в Сибири. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, ротaupинт, 1976, с. 45—62 с ил. Авт.: С. В. Крылов, Б. П. Мишенькин, З. Р. Мишенькина и др.
40. Голицын Б. Б. Избранные труды. Т. 2. Сейсмология. М., Изд-во АН СССР, 1960. 490 с. с ил.
41. Гродзенский В. А., Лев И. С., Слуцковский А. И. К вопросу о селективных свойствах и чувствительности при параллельном и последовательном соединении в группах низкочастотных сейсмоприемников.— «Прикладная геофизика», вып. 47. М., «Недра». 1970, с. 29—42 с ил.
42. Гутенберг Б. Физика земных недр. М., ИЛ, 1963, 263 с. с ил.
43. Давыдова Н. И. Возможности метода ГСЗ при изучении свойств глубинных сейсмических границ.— В кн.: Сейсмические свойства границы Моховичича. М., «Недра», 1972, с. 5—19 с ил.

44. Деменницкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1975. 254 с. с ил.
45. Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение. М., ИЛ., 1960. 485 с. с ил.
46. Дружинин В. С., Рыбалка В. М., Соболев И. Д. Связь тектоники и магматизма с глубинным строением Среднего Урала по данным ГСЗ. М., «Недра», 1976. 158 с. с ил.
47. Зверев С. М. ГСЗ на море.— В кн.: Материалы Международного совещания экспертов по взрывной сейсмологии. Киев, «Наукова думка», 1969, с. 147—162 с ил.
48. Зверев С. М., Косминская И. П. Особенности строения земной коры и верхней мантии рифтовой зоны Исландии.— В кн.: Проблемы рифтогенеза (материалы к симпозиуму по рифтовым зонам Земли). Иркутск, ротап rint, Ин-т Земной коры СО АН СССР. 1975, с. 95—96.
49. Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972. 640 с. с ил.
50. К вопросу о физической природе некоторых волн, регистрируемых при ГСЗ.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1963, № 11, с. 1620—1630; 1964, № 1, с. 3—19; 1964, № 2, с. 184—195 с ил. Авт.: А. С. Алексеев, И. С. Вольвовский, Н. И. Ермилова и др.
51. Кныпов Л. Поверхностные волны и их использование в обратных задачах.— В кн.: Верхняя мантия. М., «Мир», 1975, с. 214—233 с ил.
52. Косминская И. П. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии. М., «Наука», 1968. 227 с. с ил.
53. Кузин И. П. Скорости волн Р и S в верхней мантии Камчатки.— «Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли», 1973, № 2, с. 3—16 с ил.
54. Кулон Ж. Разрастание океанического дна и дрейф материков. Л., «Недра», 1973. 232 с. с ил.
55. Ладынин А. В. К методике изучения плотностной неоднородности верхней мантии.— «Геология и геофизика», 1973, № 6. 176 с. с ил.
56. Лебедев В. Л. Случайные процессы в электрических и механических системах. М., ГИФМЛ, 1958. 1976 с. с ил.
57. Лопатина Н. П., Рябой В. З. Скоростные и плотностные неоднородности верхней части мантии территории СССР.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 207, № 2, с. 337—340 с ил.
58. Лопатина Н. П., Рябой В. З. Скоростные неоднородности верхней мантии и глубинные аномалии силы тяжести.— В кн.: Физические свойства, состав и строение верхней мантии. М., «Наука», 1974, с. 75—85 с ил.
59. Лукк А. А., Нерсесов И. Л. Строение верхней части оболочки Земли по наблюдениям над землетрясениями с промежуточной глубиной очага.— «Докл. АН СССР», 1965, т. 162, № 3, с. 559—562 с ил.
60. Лутц Б. Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1974. 304 с. с ил.
61. Любимова Е. А., Фельдман И. С. Тепловой поток, температура и электропроводность земной коры и верхней мантии Земли.— «Кора и верхняя мантия Земли (геология, геохимия, геофизика)», вып. 2. М., Изд-во МГУ, 1975, с. 144—191 с ил.
62. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965. 379 с. с ил.
63. Матвеева Н. Н. Машинный алгоритм и методика определения скоростного разреза по совокупности кинематико-динамических данных.— «Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн», сб. IX. Л., «Наука», 1968, с. 150—166 с. с ил.
64. Матвеева Н. Н., Алексеев А. С. Машинный поиск вариантов скоростного разреза верхней мантии по совокупности годографов глубоководных землетрясений.— «Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн», сб. 7. Л., Изд-во ЛГУ, 1964, с. 123—129 с ил.
65. Матвеева Н. Н., Рябой В. З. Изучение строения верхней части мантии по данным ГСЗ.— «Кора и верхняя мантия Земли (геология, геофизика, геохимия)», вып. 2. М., Изд-во МГУ, 1975, с. 94—109 с ил.

66. *Матвеева Н. Н., Славина Л. Б.* Некоторые результаты изучения особенностей океанической и континентальной мантии Земли.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии морей и океанов. М., «Наука», 1973, с. 56—64 с ил.

67. *Материалы* Международного совещания экспертов по взрывной сейсмологии. Киев, «Наукова думка», 1969. 242 с. с ил.

68. *Милютина Е. Н.* Сейсмические исследования верхней мантии (эволюция методологии). М., «Наука», 1976. 135 с. с ил.

69. *Михота Г. Г.* Спектры и интенсивность глубинных волн.— В кн.: Материалы Международного совещания экспертов по взрывной сейсмологии. Киев, «Наукова думка», 1969, с. 118—131 с ил.

70. *Непрочнов Ю. П.* Сейсмические исследования в океане. М., «Наука», 1976. 197 с. с ил.

71. *Нерсесов И. Л., Николаев А. В., Седова Е. Н.* Характер горизонтальной неоднородности Земли по сейсмическим данным.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 207, № 4, с. 846—849 с ил.

72. *Нерсесов И. Л., Раутиан Т. Г.* Кинематика и динамика сейсмических волн на расстояниях до 3500 км от эпицентра. В кн.: Экспериментальная сейсмика. М., «Наука», 1964, с. 63—87 с ил. [ИФЗ АН СССР. Труды, № 32 (199).]

73. *Николаев А. В.* Сейсмика неоднородных и мутных сред. М., «Наука», 1972. 174 с. с ил.

74. *Новый* подход к интерпретации данных ГСЗ в районе Большого Кара-Тау.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 188, № 5, с. 1120—1122 с ил. Авт.: Т. И. Облогина, В. Б. Пийп, Ю. А. Ващилов, Н. Ш. Камбаров.

75. *О скоростях* продольных волн в верхней мантии в области Японских и Курильских островов.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1964, № 5, с. 1185—1191 с ил. Авт.: С. А. Федотов, Н. Н. Матвеева, Р. З. Тараканов, Т. Б. Яновская.

76. *Павленкова Н. И.* Волновые поля и модель земной коры. Киев, «Наукова думка», 1973. 219 с. с ил.

77. *Пасечник И. П.* Характеристика сейсмических волн при ядерных взрывах и землетрясениях. М., «Наука», 1970. 197 с. с ил.

78. *Переносная* телеуправляемая сейсмическая аппаратура «Тайга».— В кн.: Методика сейсмических исследований. М., «Наука», 1969, с. 95—119 с ил. Авт.: И. С. Чичинин, Г. В. Егоров, А. В. Емельянов, А. И. Бочанов.

79. *Перепелица В. А.* Определение истинного вида смещения почвы по сейсмограмме методом почленного интегрирования.— «Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли», 1972, № 2, с. 66—72 с ил.

80. *Петрашень Г. И., Алексеев А. С., Гельчинский Б. Я.* Элементарная теория распространения сейсмических волн.— «Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн», сб. 3. Л., Изд-во ЛГУ, 1959, с. 7—160 с ил.

81. *Полишков М. К.* Основные вопросы сейсморазведочной аппаратуры. М., Гостоптехиздат, 1962. 336 с. с ил.

82. *Померанцева И. В., Мозженко А. Н.* Сейсмические исследования с аппаратурой «Земля». М., «Недра», 1977. 256 с. с ил.

83. *Построение* горизонтально-неоднородных скоростных разрезов верхней мантии по материалам ГСЗ на суше.— «Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли», 1977, № 7, с. 27—41 с ил. Авт.: А. В. Егоркин, В. З. Рябой, Л. Н. Старобинец, В. С. Дружинин.

84. *Пузырев Н. Н., Крылов С. В., Мишенькин Б. П.* Методика рекогносцировочных глубинных сейсмических исследований. Новосибирск, «Наука», 1975. 158 с. с ил.

85. *Результаты* изучения горизонтальных неоднородностей мантии по профилю Памир—Байкал.— «Математические проблемы геофизики», вып. 2. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 143—165 с ил. Авт.: А. С. Алексеев, М. М. Лаврентьев, В. Г. Романов, И. Л. Нерсесов.

86. *Решение* обратной кинематической задачи ГСЗ методом  $\tau(\rho)$ .— «Вы-

числительная сейсмология», № 6. М., «Наука», 1973, с. 134—159 с ил. Авт.: Э. Н. Бессонова, В. З. Рябой, Г. А. Ситникова, В. М. Фишман.

87. *Рябой В. З.* Измерение абсолютных амплитудных характеристик волн в ГСЗ и КМПВ.— «Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли», 1965, № 6, с. 56—63 с ил.

88. *Рябой В. З.* Кинематические и динамические характеристики глубинных волн, связанных с границами раздела в земной коре и верхней мантии.— «Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли», 1966, № 3, с. 177—184 с ил.

89. *Рябой В. З.* Строение земной коры и верхней части мантии по профилю ГСЗ Копетдаг—Аральское море.— «Советская геология», 1966, № 5, с. 159—162 с ил.

90. *Рябой В. З.* Прогнозирование значений средних скоростей распространения сейсмических волн в земной коре.— «Разведочная геофизика», вып. 51. М., «Недра», 1972, с. 30—35 с ил.

91. *Рябой В. З.* Аномалии времен пробега волн  $P_{пр}^M$  ( $P_n$ ) и скоростные неоднородности верхней части мантии территории СССР.— «Докл. АН СССР», 1973, т. 212, № 1, с. 88—91 с ил.

92. *Рябой В. З., Береза Г. В.* Некоторые результаты изучения абсолютной чувствительности низкочастотных сейсмоприемников.— «Региональная и разведочная геофизика», № 91. М., Изд-во ВИЭМС, 1971, с. 16—23 с ил.

93. *Рябой В. З., Галкин И. Н.* Абсолютные амплитудные характеристики сигналов при глубинных сейсмических исследованиях.— В кн.: Методика и результаты исследований земной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1972, с. 140—158 с ил.

94. *Рябой В. З., Егорова А. В.* О пересчете годографов сейсмических волн при интерпретации материалов ГСЗ, КМПВ.— «Разведочная геофизика», вып. 59. М., «Недра», 1973, с. 22—30 с ил.

95. *Рябой В. З., Старобинец А. Е.* Методика и некоторые результаты интерпретации годографов отраженных волн от границы Мохоровичича.— В кн.: Геофизические исследования при изучении геологического строения отдельных нефтегазоносных районов. М., ВНИГНИ, ротапринт, 1971, с. 149—159 с ил. (ВНИГНИ. Труды, вып. III.)

96. *Рябой В. З., Старобинец Л. Н.* Сейсмические исследования строения верхней мантии за рубежом. М., Изд-во ВИЭМС, 1973. 68 с с ил.

97. *Рябой В. З., Шнеерсон М. Б.* Абсолютные уровни сигналов и невзрывные источники колебаний при глубинных сейсмических исследованиях.— В кн.: Проблемы вибрационного просвечивания Земли. М., «Наука», 1977, с. 75—81 с ил.

98. *Рябой В. З., Щукин Ю. К.* Скоростные неоднородности верхней мантии и сейсмичность.— «Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли», 1975, № 7, с. 30—38 с ил.

99. *Саваренский Е. Ф.* К вопросу о неоднородности в глубинном строении Земли.— «Докл. АН СССР», 1940, т. 27, № 1, с. 18—22 с ил.

100. *Саваренский Е. Ф., Кирнос Д. П.* Элементы сейсмологии и сейсмометрии. М., ГИТТЛ, 1955. 545 с с ил.

101. *Сагалова Е. А.* Глубокие землетрясения Карпат.— В кн.: Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. М., ВНИИГеофизика, ротапринт, 1973, с. 102—113 с ил.

102. *Смирнова Н. С.* Вычисление волновых полей в окрестности особых точек.— «Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн», сб. № 6. Л., Изд-во ЛГУ, 1962, с. 30—59 с ил.

103. *Смирнов Я. Б.* Значение геотермических исследований для изучения земной коры и верхней мантии.— «Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия», № 7. М., «Наука», 1970, с. 250—265 с ил.

104. *Сорохтин О. Г.* Глобальная эволюция Земли. М., «Наука», 1974. 184 с с ил.

105. *Справочник физических констант горных пород* (ред. С. Кларк мл.). М., «Мир», 1969. 587 с.

106. *Сравнительный анализ строения земной коры и верхней мантии в пределах некоторых сейсмоактивных районов СССР.*— В кн.: Геофизические

поля и сейсмичность. М., «Наука», 1975, с. 5—15 с ил. Авт.: Н. К. Булин, Н. А. Афанасьева, Е. А. Проняева, Е. И. Эрглис.

107. Средние сейсмические скорости продольных волн в земной коре территории СССР.—«Докл. АН СССР», 1971, т. 198, № 1, с. 164—167 с ил. Авт.: Н. А. Беляевский, И. С. Вольвовский, М. И. Разникова, В. З. Рябой.

108. Строение верхней мантии северо-восточных районов Европейской платформы по сейсмическим данным.—«Докл. АН СССР», 1975, т. 224, № 1, с. 84—87 с ил. Авт.: Ю. А. Бурмаков, А. В. Егоркин, Е. А. Попов, В. З. Рябой.

109. Строение земной коры западной части Черноморской впадины. М., «Наука», 1972, 244 с. с ил. Авт.: Я. П. Маловицкий, Ю. П. Непрочнов, Е. А. Старшинова и др.

110. Субботин С. И. Строение земной коры впадины Черного моря, причины и схема ее формирования.—В кн.: Строение земной коры и физические свойства горных пород. Геофизический сборник № 1 (12). Киев, «Наукова думка», 1965, с. 1—17 с ил.

111. Схема астеносферных зон Советского Союза.—«Докл. АН СССР», 1977, т. 234, № 4, с. 790—793 с ил. Авт.: А. С. Алексеев, Л. Л. Ваньян, М. Н. Бердичевский и др.

112. Тараканов Р. З., Левый Н. В. Полиастеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмологическим данным.—«Докл. АН СССР», т. 176, № 3, 1967, с. 571—574 с ил.

113. Федотов С. А., Кузин И. П. Скоростной разрез верхней мантии в области Южных Курильских островов.—«Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1963, № 5, с. 670—686 с ил.

114. Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., «Наука», 1974. 285 с. с ил. Авт.: М. П. Воларович, Е. И. Баяк, А. И. Левыкин, И. С. Томашевская.

115. Халевин Н. И. Сейсмология взрывов на Урале. М., «Наука», 1975. 135 с. с ил.

116. Харкевич А. А. Спектры и анализ. М.—Л., ГИТТЛ, 1952. 236 с. с ил.

117. Цибульчик Г. Н. Анализ структуры удаленных землетрясений.—«Геология и геофизика», 1969, № 4, с. 73—86 с ил.

118. Яновская Т. Б. Вычисление скоростных разрезов верхней мантии по годографу сейсмических волн как обратная математическая задача.—«Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1963, № 8, с. 1171—1178 с ил.

119. A lithospheric Seismic Profile in Britain—1. Preliminary Results.—“Geophys. Journ. Roy. Astr. Soc.”, 1976, N 44, p. 145—160. Aut.: D. Bamford, S. Faber, V. Jacob a. o.

120. Anderson D. L., Sammis C., Jordan T. Composition and evolution of the Mantle and core.—“Science”, 1971, vol. 171, N 3976, p. 1103—1112, il.

121. Ansonge J., Mayer-Rosa D. Evidence of velocity reversal within the upper mantle in Europe from body-wave observations.—“Proceedings of the X Assembly of the ESC”, vol. 1. M., “Nauka”, 1970, p. 49—56, il.

122. Ansonge J., Mueller St. The P-wave structure of the uppermost Mantle in Europe based on Long-range explosion observations.—“Z. Geophys.», 1973, vol. 39, N 3, p. 385—394, il.

123. Archambeau C. B., Flinn E. A., Lambert D. C. Fine structure of the Upper Mantle.—“Journ. Geophys. Res.», 1969, vol. 74, N 25, p. 5825—5865, il.

124. Asada T., Shimamura N. Observation of Earthquakes and Explosions at the Bottom of the western Pacific: Structure of oceanic lithosphere revealed by longshot experiment.—“The geophysics of the Pacific ocean basin and its margin”, 1976, N 19, p. 135—154, il.

125. Bamford D. Refraction data in Western Germany—a time-term interpretation.—“Z. Geophys.», 1973, vol. 39, N 6, p. 907—927, il.

126. Barazangi M., Pennington W., Isacks B. Global Study of seismic wave attenuation in the upper mantle behind island arcs using pP-waves.—“J. Geophys. Res.», 1975, vol. 80, N 8, p. 1079—1092, il.

127. Bentley C. R. Crustal structure of Antarctica.—“Technophysics”, 1973, vol. 20, N 1—4, p. 229—240, il.

128. *Bisztricsany E.* The depth lvl in Europe and in Some adjacent regions.—“Geofiz. Közl.”, 1974, N 22, p. 65—66, il.
129. *Biswas N. N., Knopoff L.* The structure of the upper mantle under the United States from the dispersion of Rayleigh Waves.—“Geophys. Journ. Roy. Astr. Soc.”, 1974, vol. 36, N 3, p. 515—539, il.
130. *Bloch S., Hales A. L., Landisman M.* Velocities in the crust and upper mantle of Southern Africa from multimode surface wave dispersion.—“Bull. Seism. Soc. Am.”, 1969, vol. 59, N 4, p. 1599—1629, il.
131. *Cervený V., Zahradník J.* Amplitude-distance curves of seismic body waves in the neighbourhood of critical point and caustics—a comparison.—“Z. Geophys.”, 1972, vol. 38, N 3, p. 499—516, il.
132. *Dube R. K.* Upper Mantle structure in and around the Indian subcontinent.—“Ind. Journ. Meteorol. and Geophys.”, 1970, vol. 21, N 2, p. 291—294, il.
133. *England P. C., Worthington M. H.* The travel time of P seismic waves in Europe and Western Russia.—“Geophys. Journ. Roy. Astr. Soc.”, 1977, N 48, p. 63—70, il.
134. *England P. C., Worthington M. H., King D. W.* Lateral variation in the structure of the upper mantle beneath Eurasia.—“Geophys. J. R. Astr. Soc.”, 1977, N 48, p. 71—79.
135. *Explosion seismology in Central Europe.* Berlin, Springer-Verlag, 1976, 429 p. with fig. Aut.: P. Giese, C. Prodehl, A. Stein, a. o.
136. *Fielitz K.* Compressional and shear wave velocities as a function of temperature in rocks at high pressure.—In book: Explosion seismology in Central Europe. Berlin, Springer-Verlag, 1976, p. 40—44, il.
137. *Finlayson D. M., Cull J. P., Drummond B. J.* Upper mantle structure from the trans-Australia seismic survey and other seismic refraction data.—“Journ. Geol. Soc. Austral.”, 1974, vol. 21, N 4, p. 447—458, il.
138. *Fix J. E.* The crust and upper mantle of central Mexico.—“Geophys. Journ. Roy. Astr. Soc.”, 1975, N 43, p. 433—499, il.
139. *Francis T. J. G.* Upper mantle structure along the axis of the Mid-Atlantic Ridge near Iceland.—“Geophys. Journ. Roy. Astr. Soc.”, 1969, vol. 17, N 5, p. 507—520, il.
140. *Giese P., Morelli C.* Crustal structure in Italy.—“Quad. Ric. Sci.”, 1975, N 90, p. 453—489, il.
141. *Goncs J. H., Cleary J. R.* Variations in the structure of the Upper Mantle beneath Australia, from Rayleigh wave observations.—“Geophys. Journ. Roy. Astr. Soc.”, 1976, vol. 44, N 2, p. 507—516, il.
142. *Graham E. K., Barsh G. R.* Elastic constants of Singlecrystal forsterite as a function of temperature and pressure.—“Journ. Geoph. Res.”, 1969, vol. 74, N 25, p. 5949—5960, il.
143. *Gumper F., Pomeroy P. W.* Seismic wave velocities and Earth structure on the African continent.—“Bull. Seism. Soc. Am.”, 1970, vol. 60, N 2, p. 651—668, il.
144. *Guterch A.* Refraction studies of structure of the earth's crust and upper mantle with DSS method on the territory of Poland.—“Acta geophys. pol.”, 1974, vol. 22, N 3, p. 225—246, il.
145. *HelMBERGER D. V.* On the structure of the low velocity zone.—“Geophys. Journ. Roy. Astr. Soc.”, 1973, N 34, p. 251—293, il.
146. *Herglotz G.* Über die Elastizität der Erde bei Berücksichtigung innerer variablen Dichte.—“Z. Math. und Phys.”, 1905, Bd. 52, N 3, p. 275—299, il.
147. *Herrin E., Taggart J.* Regional variations in Pn velocity and their effect on the location of epicenters.—“Bull. Seismol. Soc. Am.”, 1962, vol. 52, N 5, p. 1037—1046, il.
148. *Hoffman J. P., Berg J. W., Cook K. L.* Discontinuities in the earth's upper mantle as indicated by reflected seismic energy.—“Bull. Seism. Soc. Am.”, 1961, 51, p. 17—27, il.

149. *Iosif T.* On the question of the existence of a layer of low velocity in the upper parts of the earth's mantle in Rumania.—“Rev. Roumaine Geol., Geoph., Geograph. Ser. Geoph.”, 1965, N 9, p. 13—27, il.
150. *Jacob K.* Three dimensional seismic ray tracing in a laterally heterogeneous spherical earth.—“Journ. Geoph. Res.”, 1970, N 75, p. 6675—6689, il.
151. *James D. E.* Andean crustal and upper mantle structure.—“Journ. Geoph. Res.”, 1971, vol. 76, N 14, p. 3246—3271, il.
152. *Jeffreys H., Bullen K. E.*—Seismological tables.—“British Association for the Advancement of Science”. London, 1940. 48 p. il.
153. *Jeffreys H., Shimshoni M.* The use of amplitudes in improving velocity distribution for Europe.—“Geoph. Journ. Roy. Astron. Soc.”, 1966, vol. 10, N 5, p. 515—524, il.
154. *Johnson L. R.* Array measurements of P-velocities in the upper mantle.—“Journ. Geoph. Res.”, 1967, N 72, p. 6309—6325, il.
155. *Kanamori H.* Mantle beneath the Japanese arc.—“Phys. Earth and Planet. Inter.”, 1970, N 3, p. 475—483, il.
156. *Kanamori H., Mizutani H.* Ultrasonic measurement of elastic constants of rocks under high pressures.—“Bull. Earth. Res. Inst. Univ. Tokoy”, 1965, vol. 43, N 1, p. 173—194, il.
157. *Kanestrom R.* Upper Mantle structure of Northern Europa from apparent velocities of P-waves.—“Geophysica”, 1971, vol. 11, N 2, p. 241—248, il.
158. *Keen C., Tramontini C.* A seismic refraction survey on the Mid-Atlantic Ridge.—“Geop. Journ. Res. Astr. Soc.”, 1970, N 20, p. 473—491, il.
159. *King D. W., Calcagnile G.* P-wave velocities in the upper mantle beneath Fennoscandia and Western Russia.—“Geop. Journ. Roy. Astron. Soc.”, 1976, vol. 46, N 2, p. 407—432, il.
160. *Knopoff L., Mueller St., Pilant W. L.* Structure of the crust and upper mantle in the Alpe from the phase velocity of Rayleigh waves.—“Bull. Seism. Soc. Am.”, 1966, N 56, p. 1009—1044, il.
161. *Kogan A.*—Results of deep seismic sounding of the earth's crust in Fast Antarctica.—“Antarctic Geol. and Geoph.”, Oslo, 1972, p. 485—489, il.
162. *Kosminskaya I. P., Puzyrev N. N., Alekseyev A. S.*—Explosion seismology: its past, present and future.—“Tectonophysics”, 1972, vol. 13, N 1—4, p. 309—323, il.
163. *Leeds A. R., Knopoff L., Kausel E. G.* Variations of upper mantle structure under the Pacific ocean.—“Science”, 1974, vol. 186, N 4159, p. 141—143, il.
164. *Lehmann I.* Velocities of longitudinal waves in the upper part of the earth's mantle.—“Ann. Geoph.”, 1959, N 15, p. 93—118, il.
165. *Lehmann I.* On the travel times of P-waves as determined from nuclear explosions.—“Bull. Seism. Soc. Am.”, 1964, N 54, p. 123—139, il.
166. *Lewis B. T. R., Meyer R. P.* A seismic investigation of the upper mantle to the West of Lake Superior.—“Bull. Seism. Soc. Amer.”, 1968, vol. 58, N 2, p. 565—596, il.
167. *Long* range profiles in western Europe. II. Fine structure of lower lithosphere in France (Southern Bretagne).—“Z. Geophys.”, 1973, vol. 39, N 3, p. 363—384, il, Aut.: A. Hirn, L. Steinmetz, R. Kind, K. Fuchs.
168. *Macelwain J. B.* Roots of mountains or roots of continents?—“Bull. Seism. Soc. Amer.”, 1937, vol. 27, N 1, p. 29—34, il.
169. *Maki T.* P-wave velocity structure in the upper mantle beneath the Japanese islands.—“Journ. Seism. Soc. Jap.”, 1976, vol. 29, N 3, p. 233—245, il.
170. *Markvard B., Sellevol A., Warrick R. E.* A refraction study of the crustal structure in southern Norway.—“Bull. of the seism. Soc. Amer.”, 1971, vol. 61, N 2, p. 457—471, il.
171. *Masse R. P.* Upper mantle compressional velocity and continental drift rates.—“Nature. Phys. Sci.”, 1973, vol. 245, N 148, p. 134—135, il.

172. *Masse R. P., Alexander S. S.* Compressional velocity distribution beneath Scandinavia and Western Russia.—“Geoph. Journ. Roy. Astr. Soc.”, 1974, N 39, p. 587—602, il.
173. *Mayer-Rosa D., Mueller St.* The gross velocity-depth distribution of P- and S-waves in the upper mantle of Europe from Earthquake observations.—“Z. Geophys.”, 1973, vol. 39, N 3, p. 395—420, il.
174. *Mesko A.* Velocities of P- and S-waves at depths between 50 and 600 kilometres.—“Acta Geodaetica, Geophysica et Montanistica”, 1971, vol. 6, N 1—2, p. 117—125, il.
175. *Mueller St.* Structure of the crust and upper mantle in the eastern part of France.—“Compt. rend. Union geodes. et geoph. internat.”, 1969, N 15, part. 1, p. 183—184, il.
176. *Mueller S., Bonjer K.* Average structure of the crust and upper mantle in East Africa.—“Tectonophysics”, 1973, vol. 20, N 1—4, p. 283—293, il.
177. *Müller G., Mayer-Rosa D.*—Theoretical seismograms for models of the upper mantle in Europe.—“Communs Observ. Roy. Belg., Sér. Géoph.”, 1971, N 101, p. 64—70, il.
178. *Payo G.* Crustal structure of the Mediterranean sea. Part 2. Phase velocity and travel times.—“Bull. of the Seism. Soc. Amer.”, 1969, vol. 59, N 1, p. 23—42, il.
179. *Pho H. T., Hirn A.* Structure du manteau supérieur d'après d'analyse des résidus des temps de propagation des ondes longitudinales.—“C. R. Acad. Sci.”, 1970, A. 270, p. 427—430, il.
180. *Press F.* Earth models consistent with geophysical data.—“Physic. Earth and Planet. Inter.”, 1970, N 3, p. 3—22, il.
181. *Raitt R. W.* Seismic refraction studies of the Pacific ocean Basin.—“Bull. Geol. Soc. Am.”, 1956, N 67, p. 1623—1640, il.
182. *Ryabov V. Z.* Study of the structure of the lower lithosphere by explosion seismology in the USSR.—“Journ. of Geophysics”, 1977, vol. 43, N 4, p. 593—610, il.
183. *Seidl D., Mueller St., Reichenbach H.* Dispersion and absorption of seismic surface waves and the structure of the upper mantle based on observations in Europe.—“Communs Observ. Roy. Belg. Ser. Geoph.”, 1971, N 101, p. 198, 199.
184. *Seismic studies of low velocity layers and horizontal inhomogeneities within the crust and Upper Mantle of the territory of the USSR.*—“Tectonophysics”, 1973, N 20, p. 47—56, il. Aut.: A. S. Alekseev, A. V. Belonosova, I. A. Burmakov a. o.
185. *Seismological Tables for P phases.*—“Bull. Seismol. Soc. Am.”, 1968, N 58, p. 1193—1351, il. Aut.: E. Herrin, E. P. Arnold, B. A. Bolt a. o.
186. *Shurbet D. H.* Low-velocity layer in the upper mantle beneath Mexico.—“Bull. Soc. America”, 1972, vol. 83, N 11, p. 3475—3477, il.
187. *Simpson D. W., Mereu R. F., King D. W.* An array study of P-wave velocities in the upper mantle transition zone beneath northeastern Australia.—“Bull. Seismol. Soc. Amer.”, 1974, vol. 64, N 6, p. 1757—1788, il.
188. *Soga N.* Elastic constants of garnet under pressure and temperature.—“Journ. Geoph. Res.”, 1967, vol. 72, N 16, p. 4227—4234, il.
189. *Spence W.* P-wave residual differences and inferences on an upper mantle source for the Silent canyon volcanic centre, Southern Great Basin, Nevada.—“Geoph. Roy. Astr. Soc.”, 1974, vol. 38, N 3, p. 505—523, il.
190. *Steinmetz L., Hirn A., Perrier G.* Reflexions sismiques à la base de l'asthenosphere.—“Ann. geoph.”, 1974, vol. 30, N 2, p. 173—180.
191. *Tandon A. N.* Upper mantle seismic wave velocities.—“Indian Journ. Met. Geoph.”, 1967, N 18, p. 385—390.
192. *The crust and mantle in Finland.*—“Journ. of Physics of the Earth”, 1969, N 15, p. 19—24, il. Aut.: I. Noponen, M. T. Porkka, S. Pirhonen, U. Luosto.
193. *The transition zone between the Eurasian continent and the Arctic Ocean.*—“Canad. Journ. Earth Sci.”, 1968, vol. 5, N 4, Part. 2, p. 1125—1129. Aut.: R. M. Dementitskaya, A. M. Karasik, Yu. G. Kiselev a. o.

194. *Toksöz M. N., Chinnery M. A., Anderson D. L.*—Inhomogeneities in the Earth's mantle.—“*Geoph. Journ. Roy. Astron. Soc.*”, 1967, N 13, p. 31—59, il.
195. *Tryggvason E.* Arrival times of P-waves and upper mantle structure.—“*Bull. seismol. Soc. America*”, 1964, vol. 54, N 2, p. 727—736, il.
196. *Varma G. S.* P-wave velocities in the upper mantle of Indian subcontinent from Russian nuclear explosions and inferred upper mantle structure.—“*Ind. Journ. Meteorol. and Geoph.*”, 1970, vol. 21, N 3, p. 485—488.
197. *Wesson R. L.* Travel-time inversion for laterally inhomogeneous crustal velocity models.—“*Bull. Seismol. Soc. Amer.*”, 1971, N 3, p. 729—746, il.
198. *Wickens A. J.* Variations in lithospheric thickness in Canada.—“*Can. Journ. Earth. Sci.*”, 1971, vol. 8, N 9, p. 1154—1162, il.
199. *Wiechert E., Geiger L.* Bestimmung des Weges der Erdbebenwellen im Erdinnern.—“*Physik. Z.*”, 1910, N 11, p. 294—311.
200. *Wiggins R. A., Helmberger D. V.* Upper mantle structure of the Western United States.—“*Journ. Geoph. Res.*”, 1973, vol. 78, N 11, p. 1870—1880, il.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ . . . . .	3
ВВЕДЕНИЕ . . . . .	5
<b>Глава I. РАЗВИТИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЯ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ . . . . .</b>	<b>9</b>
Методы сейсмических исследований верхней мантии . . . . .	9
Эволюция представлений о строении верхней мантии по сейсмическим данным . . . . .	16
Сейсмические исследования верхней мантии за рубежом . . . . .	22
<b>Глава II. АБСОЛЮТНЫЕ АМПЛИТУДНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ ПРИ ГЛУБИННЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ МЕТОДАМИ ВЗРЫВНОЙ СЕЙСМОЛОГИИ . . . . .</b>	<b>41</b>
Основные параметры сейсморегистрирующей аппаратуры . . . . .	41
Исследование искажения сейсмических колебаний регистрирующим каналом . . . . .	48
Абсолютные амплитудные характеристики сейсмических сигналов . . . . .	55
Использование абсолютных уровней сейсмических сигналов . . . . .	63
<b>Глава III. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН, СООТВЕТСТВУЮЩИХ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ . . . . .</b>	<b>71</b>
Экспериментальные данные . . . . .	71
Теоретический анализ некоторых моделей земной коры и верхней мантии . . . . .	89
О физической природе мантийных волн . . . . .	108
<b>Глава IV. МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ СКОРОСТНЫХ РАЗРЕЗОВ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО МАТЕРИАЛАМ ВЗРЫВНОЙ СЕЙСМОЛОГИИ . . . . .</b>	<b>114</b>
Методы решения обратных сейсмических задач . . . . .	114
Учет влияния неоднородности земной коры на времена пробега мантийных волн . . . . .	118
Построение горизонтально-однородных и двумерных скоростных разрезов верхней мантии . . . . .	125
<b>Глава V. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СКОРОСТНОГО СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ТЕРРИТОРИИ СССР . . . . .</b>	<b>142</b>
Поверхность Мохоровичича . . . . .	142
Верхняя мантия платформенных областей . . . . .	150
Верхняя мантия складчатых и горно-складчатых областей . . . . .	158
Верхняя мантия области перехода от Евразийского континента к Тихому океану . . . . .	167
Сравнительный анализ скоростного строения верхней мантии крупных геотектонических структур . . . . .	170

Глава VI. СВЯЗЬ СКОРОСТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ С НЕКОТОРЫМИ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ДАННЫМИ . . . . .	175
Строение верхней мантии по комплексу гравиметрических и сейсмических данных . . . . .	175
Скоростные неоднородности верхней мантии и сейсмичность . . . . .	191
Горизонтальные неоднородности вещественного состава верхней части мантии по геофизическим данным . . . . .	200
Современные представления о структуре астеносферного слоя верхней мантии . . . . .	219
ЗАКЛЮЧЕНИЕ . . . . .	227
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ . . . . .	235

ИБ № 2674

ВЛАДИСЛАВ ЗАЛЬМАНОВИЧ РЯБОЙ  
СТРУКТУРА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ  
ТЕРРИТОРИИ СССР ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ  
ДАНЫМ

Редактор издательства *И. П. Иночкина*  
Переплет художника *Е. Г. Капустянского*  
Художественный редактор *В. В. Шутько*  
Технические редакторы *Л. Г. Лаврентьева, Е. С. Сычева*  
Корректор *В. М. Радынова*

---

Сдано в набор 15.09.78. Подписано в печать 24.04.79. Т-09413. Формат  
60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага № 1. Гарнитура литерат. Печать высокая. Печ. л. 15,5.  
Уч.-изд. л. 17,05. Тираж 1300 экз. Заказ 423/7144-3. Цена 1 р. 30 к.

---

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.  
Ленинградская типография № 8 ЛПО «Техническая книга»  
Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР  
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.  
190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.

**Уважаемый товарищ!**  
**В издательстве «Недра»**

**ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ НОВЫЕ КНИГИ**

**ГОЛЬДШМИДТ В. И.** Региональные геофизические исследования и методика их количественного анализа. 15 л. 2 р. 60 к.

В книге дана характеристика региональных геофизических полей, детально рассмотрена количественная интерпретация геолого-геофизических данных для изучения глубинного строения, тектоники и металлогении регионов. Основное внимание уделено частотному анализу структуры геофизических полей Казахстана, методам трансформации и автокорреляции.

Книга рассчитана на геофизиков и геологов, занимающихся вопросами региональной геофизики и использованием математических методов для решения геологических задач.

**РЕШЕНИЕ литологических задач сейсмическими методами разведки/.** Епинатьева А. М., Галаган Е. Н., Патрикеев В. Н., Стариченко Н. Д. 15 л. 1 р.

Книга посвящена одному из актуальных направлений развития сейсморазведки — оценке вещественного состава геологических толщ по динамическим и кинематическим характеристикам сейсмических волн с целью поисков месторождений полезных ископаемых и решения других геологических задач.

В ней рассмотрены способы решения задач в зависимости от геологических условий, приведены теоретические основы способов, результаты исследования на моделях и реальных материалах, дана оценка точности, указана область применения.

Книга рассчитана на геофизиков-сейсморазведчиков и геологов, занимающихся изучением вещественного состава пород и вопросами поисков месторождений полезных ископаемых.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга—почтой» магазинов:

№ 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61;

№ 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20.

Издательство «Недра»

2948

И Б Р А