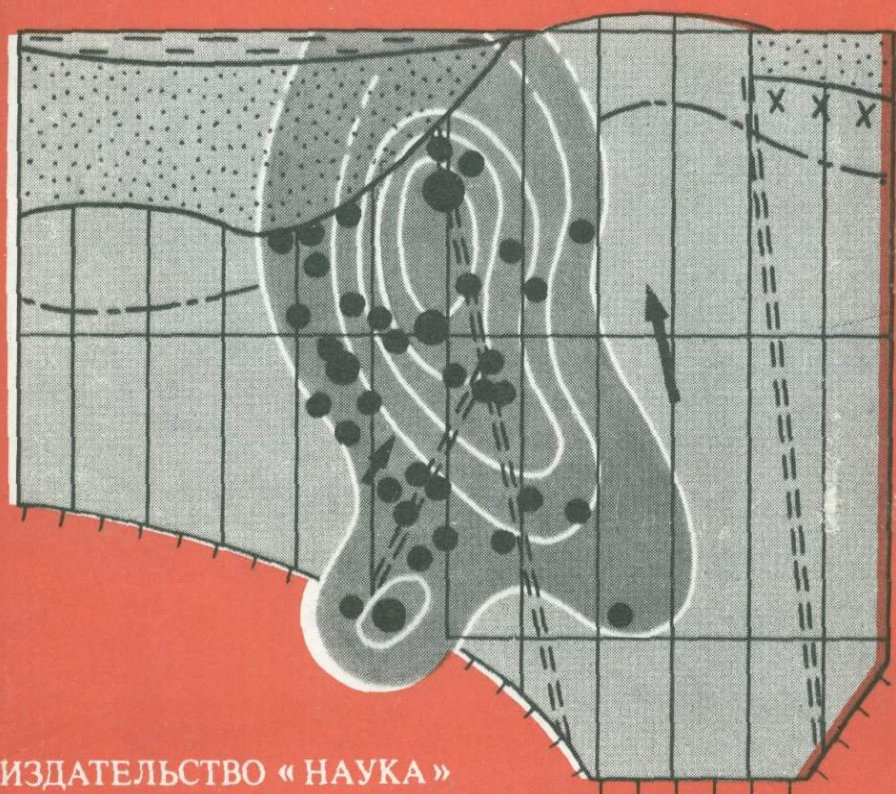


ИССЛЕДОВАНИЯ
ЗЕМНОЙ КОРЫ
И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ
СЕЙСМООПАСНЫХ
ЗОН
ТЕРРИТОРИИ СССР



ИЗДАТЕЛЬСТВО « НАУКА »

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ СОВЕТ ПО СЕЙСМОЛОГИИ
И СЕЙСМОСТОЙКОМУ СТРОИТЕЛЬСТВУ

ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СЕЙСМООПАСНЫХ ЗОН ТЕРРИТОРИИ СССР

4184
Ответственный редактор

доктор физико-математических наук,
профессор Е.В. КАРУС



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1984



Исследования земной коры и верхней мантии сейсмоопасных зон территории СССР/
Ю.К. Щукин, Г.В. Краснопевцева, Д.Б. Фирсова и др. М.: Наука, 1984.

Обсуждается новая проблема — исследование сейсмически опасных территорий и очаговых зон сильных землетрясений с привлечением комплекса методов и данных региональной и разведочной геофизики. Результаты этих исследований составляют важнейший элемент научной и практической проблемы долговременного прогнозирования землетрясений. Предлагается более широкое использование информации для решения принципиальных геотектонических задач и практических вопросов поиска месторождений полезных ископаемых в связи с постановкой региональных исследований на территории СССР.

Для специалистов геологов, геофизиков, сейсмологов.

Табл. 16, ил. 45, библиогр. 483 назв.

Авторы:

Г.И. Агапова, И.В. Ананьин, Н.Л. Баранский, В.И. Бунэ, Ю.А. Бурмаков, Л.П. Винник, В.Г. Гитис, Б.В. Ермаков, Л.Г. Зимаков, Ф.Х. Зуннунов, Л.В. Ивановская, В.Н. Каленик, Г.В. Краснопевцева, Н.П. Лопатина, М.А. Миронов, Л.Н. Никитина, А.А. Николаевский, М.И. Разинкова, В.З. Рябой, Ю.М. Саркисов, В.Н. Семов, Л.Н. Старобинец, М.П. Степина, А.В. Треусов, Г.П. Филиппова, Д.Б. Фирсова, Ю.В. Хоменюк, Ю.К. Щукин

Рецензенты:

Г.П. Горшков, А.А. Никонов

ВВЕДЕНИЕ

Разработка надежных методов прогноза землетрясений (долговременный и краткосрочный прогноз места, времени и энергии землетрясений) и сейсмического районирования не только представляет научный интерес, но и имеет чрезвычайно важное практическое значение. В последние годы, особенно в процессе выполнения работ по составлению карты сейсмического районирования территории СССР (СР-78), было показано, что для успешного решения проблемы прогноза землетрясений (как долговременного, так и краткосрочного) недостаточно изучать закономерности изменения различных параметров сейсмичности на дневной поверхности. Необходимо изучать строение среды, т.е. земной коры и верхней мантии, где происходят сложные физические и химические процессы, приводящие к накоплению сейсмической энергии и возникновению землетрясений. Кроме того, в земной коре и верхней мантии Земли распространяются упругие колебания от очагов землетрясений к дневной поверхности. Таким образом, изменения во времени и в пространстве различных параметров сейсмичности тесно связаны с особенностями глубинного строения земных недр.

Проблема прогноза землетрясений требует выполнения большого объема региональных и детальных геофизических работ, среди которых одно из важных мест занимает изучение сейсмических параметров среды и их изменения в очагах землетрясений. Кроме того, детальные и достоверные сейсмические разрезы должны стать основой комплексной геолого-геофизической интерпретации, в связи с чем к составлению моделей среды должны предъявляться наиболее высокие требования.

Общие задачи изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии сейсмоопасных зон можно сформулировать следующим образом: исследование внутренней структуры, физических параметров среды и геофизических условий проявления сейсмичности в сейсмогенных зонах и очагах разрушительных землетрясений с целью разработки критериев долговременного прогнозирования мест возможных в будущем сильных землетрясений; изучение известными и новыми методами геофизических наблюдений вариаций строения и состояния среды в очагах землетрясений как опорных данных для краткосрочного прогнозирования землетрясений.

В соответствии с этими задачами намечается прогрессивное развитие методов исследования, предусматривающее: разработку методических основ комплексирования геофизических, геологических и других методов для выделения тонких неоднородностей среды (волноводы, зоны дислокационного разупрочнения, активные разломы), с которыми могут быть связаны очаги землетрясений; применение новых и эффективных методов

исследования структуры и состояния среды в очаговых зонах и протяженных сейсмогенных структурах с акцентом на регистрацию динамических характеристик геофизических полей и вариаций их во времени; разработку новых методов комплексной интерпретации неограниченного набора данных для получения достоверных статистических моделей сейсмоактивных (сейсмогенных) сред.

Исходя из сформулированных выше проблем, основные задачи, которые подлежали решению в процессе выполнения исследования, были направлены: во-первых, на обобщение и анализ результатов изучения строения земной коры и верхней мантии сейсмоопасных зон СССР (в первую очередь Юга СССР) применительно к задачам прогнозирования сейсмической опасности (на основании этих данных предполагалось высказать соображения и сделать конкретные рекомендации при планировании геолого-геофизических исследований в конкретной сейсмогеологической ситуации); во-вторых, на разработку методики комплексной интерпретации геолого-геофизических данных с целью повышения детальности и надежности моделей земной коры и верхней мантии сейсмоопасных зон и на составление конкретных разрезов среды очагов крупных землетрясений и прилежащих слабо- или асейсмичных территорий; в-третьих, на сравнительный анализ соотношения геологических сведений (разломы, линеаменты, блоки) и геофизических данных (характеристика аномальных физических полей, скоростные и плотностные неоднородности земной коры и верхней мантии) в регионах с разными геодинамическими режимами и степенью сейсмической активности. На основании этих данных предполагалось сформулировать хотя бы в общей форме принципиальные критерии сходства и различия сейсмогенных и асейсмичных сред.

Основными полигонами исследования были, прежде всего, сейсмоактивные территории Юга СССР, охватывающие Крым, Кавказ, Среднюю Азию, а также территорию трассы БАМ в пределах Байкальской рифтовой зоны. Детальная геофизическая характеристика среды очаговых зон крупных землетрясений дана в основном для южных районов СССР, по которым имеется сравнительно однородная информация.

Разделы, представленные в книге, объединяют самостоятельные направления комплексных исследований структуры и свойств среды сейсмоопасных зон.

Раздел "Геологическая характеристика и геодинамика земной коры и верхней мантии сейсмоопасных зон" нацелен на разработку новых методических приемов картирования геодинамических обстановок и глубинных подвижных структур, их сейсмической активности. Предложенные в разделе методические разработки и схемы дизъюнктивных структур, современной активной динамики, активных разломов позволяют существенно обновить представление о характере глубинных процессов и сейсмогенных движений литосферы, наметить пути их совершенствования в последующие годы. Все построения, иллюстрирующие идеологию этого раздела, будут активно внедряться в практику региональных геологических исследований. Раздел "Сейсмическая характеристика земной коры и верхней мантии сейсмоопасных зон" содержит информацию о глубинном строении среды (коры и мантии) Юга СССР в пределах регионов Карпат, Крыма, Кавказа, Средней Азии. Ревизия имеющихся в настоящее время данных ГСЗ, сейсмологии и промышленных взрывов позволила (с использованием методов определения времен запаздывания сейсмических волн) решать ряд теоретических и практических задач определения структурных и динамических неоднородностей среды. Анализ волновых полей в тектонически и сейсмически активных регионах, выполненный с учетом сильной верти-

кальной и латеральной гетерогенности (расслоенности, блоковости) среды, впервые дал возможность постулировать ряд положений о генетических связях очагов крупных землетрясений с разломами, динамически неустойчивыми контактами между блоками литосферы, с волноводами в коре и верхней мантии, латеральными зонами разупрочнения среды. Предложены новые приемы (в том числе выполненные на совершенных ЭВМ) комплексной обработки геолого-геофизической информации в задачах выявления глубинных сейсмогенных структур и зон с максимально возможной в регионе энергией землетрясений.

Раздел "Геофизические параметры и динамика среды сейсмоопасных зон Юга Сибири и Дальнего Востока СССР" продолжает исследование, начатые в 1976 г. в связи с постановкой специальных работ по уточнению сейсмических условий в зоне трассы Байкало-Амурской железнодорожной магистрали [Геофизические условия в очаговых зонах, 1983]. Наряду с обобщением сведений о глубинном строении Байкальской рифтовой зоны основное внимание уделено поиску статистических связей между показателями сейсмичности (активность, энергия) и геофизическими параметрами среды. Впервые намечены и количественно доказаны дифференцированность сейсмогенных сред и соответствующих им типов очаговых зон сильных землетрясений. Предложены новые подходы к дифференцированному анализу сейсмичности и сейсмическому районированию разной детальности с учетом индивидуальных характеристик очаговых зон. Многие из предложенных в разделе методических разработок и построений будут внедрены в практику комплексных геофизических работ на трассе БАМ.

Полученная в процессе исследований информация позволит существенно уточнить тектоническое районирование крупных сейсмоопасных регионов на геофизической основе, выделить крупные блоковые и разломные структуры, оценить глубинные структурно-вещественные и динамические характеристики среды, приблизиться к пониманию физической сущности и глубинных условий сейсмичности в целом и природы очагов крупных землетрясений в частности.

Авторы попытались не только показать свои методические разработки в вариантах известных качественных решений, но и сделать важный шаг в поисках путей построения карт и схем новой генерации — тектонической активности, энергоемкости, сейсмической опасности — на количественной основе, в том числе с использованием решений на быстродействующих электронно-вычислительных машинах. Не все полученные таким способом результаты поддаются геологической интерпретации, здесь требуются еще пространные пояснения и дополнительная работа по истолкованию конечных построений. Однако очевидно, что путь комплексного анализа и синтеза совокупности данных на геодинамической основе (с количественными показателями интенсивности и энергии глубинных процессов) можно считать наиболее оправданным и перспективным.

Инициатором работ был Е.Ф. Саваренский. Благодаря усилиям его и В.В. Федынского были организованы и выполнены комплексные геолого-геофизические и сейсмологические исследования на трассе БАМ.

Исследования выполнены коллективом сотрудников лаборатории региональных геолого-геофизических исследований ВНИИ Геофизика объединения "Нефтегеофизика" Министерства геологии СССР в тесном сотрудничестве с научными сотрудниками ИФЗ АН СССР, ИППИ АН СССР, ИГ АН УзССР.

Авторы надеются, что результаты выполненных исследований по строению и динамике сейсмоопасных регионов СССР будут с интересом встречены специалистами — участниками 27-й сессии Международного геологического конгресса, который состоится в Москве в 1984 г.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ГЕОДИНАМИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СЕЙСМООПАСНЫХ ЗОН

Глава 1

ГЕОДИНАМИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ТЕРРИТОРИИ СССР

Согласно существующим определениям геодинамика представляет собой науку о происходящих на Земле тектонических процессах и связанных с ними силах, вызывающих напряженное состояние в земной коре и мантии [Геологический словарь, 1973]. Относительно природы и характера проявлений тектонических процессов до сих пор не существует сколько-нибудь однозначных представлений [Зоненшайн, Савостин, 1979; Белоусов, 1978; Сорохтин, 1974]. Активно проходящие тектонические процессы, независимо от их природы будут сопровождаться изменением физических свойств вещества земной коры и мантии. Физические свойства определяются химическим составом, структурой и напряженным состоянием, связанным с термобарическими условиями.

Неоднородности в верхней части земной коры обусловлены главным образом химическим составом и структурой вещества. В низах коры и особенно в верхней мантии изменение физических свойств как по вертикали, так и по латерали, вероятно, отражает дифференциацию напряженного состояния, поскольку химический состав вещества с глубиной выравнивается [Рингвуд, 1981]. В связи с этим геофизические данные о глубинных недрах могут использоваться для решения геодинамических задач. Для проверки этого положения была составлена карта элементов активной геодинамики, на которой отражен комплекс геофизических параметров, характеризующих физические свойства верхов мантии, земной коры и особенности неотектонических движений на земной поверхности. Карта активной геодинамики является первым опытом отображения пространственных соотношений различных геодинамических обстановок.

При характеристике верхов мантии использовались данные о скоростях на границе Мохоровичича [Беляевский, Рябой, 1969; Беляевский, 1974; Земная кора..., 1977], а также материалы В.З. Рябого, Г.В. Краснопевцевой и М.И. Разинковой и тепловом потоке на этой границе (данные, любезно представленные Я.Б. Смирновым). Неоднородности верхов мантии и самых низких горизонтов земной коры, отраженные скоростями продольных волн на поверхности, могут быть двух типов. Первый тип объединяет "реликтовые" неоднородности, отражающие изменения физических свойств за счет интенсивно протекавших процессов прошлого. Второй тип охватывает неоднородности, пространственно совпадающие с орогенами, и отвечает областям современного активного проявления тектонических процессов [Резанов, 1978]. Разделить неоднородности на два указан-

ных типа возможно при учете геотермических данных. Поскольку глубокие тектонические процессы проходят с выделением тепла, то высокие значения геотермических параметров будут свидетельствовать об активности глубоких недр [Белоусов, 1978]. Следовательно, учет скоростных неоднородностей и повышенного теплового потока позволит оконтурить области с активно протекающими процессами в верхах мантии.

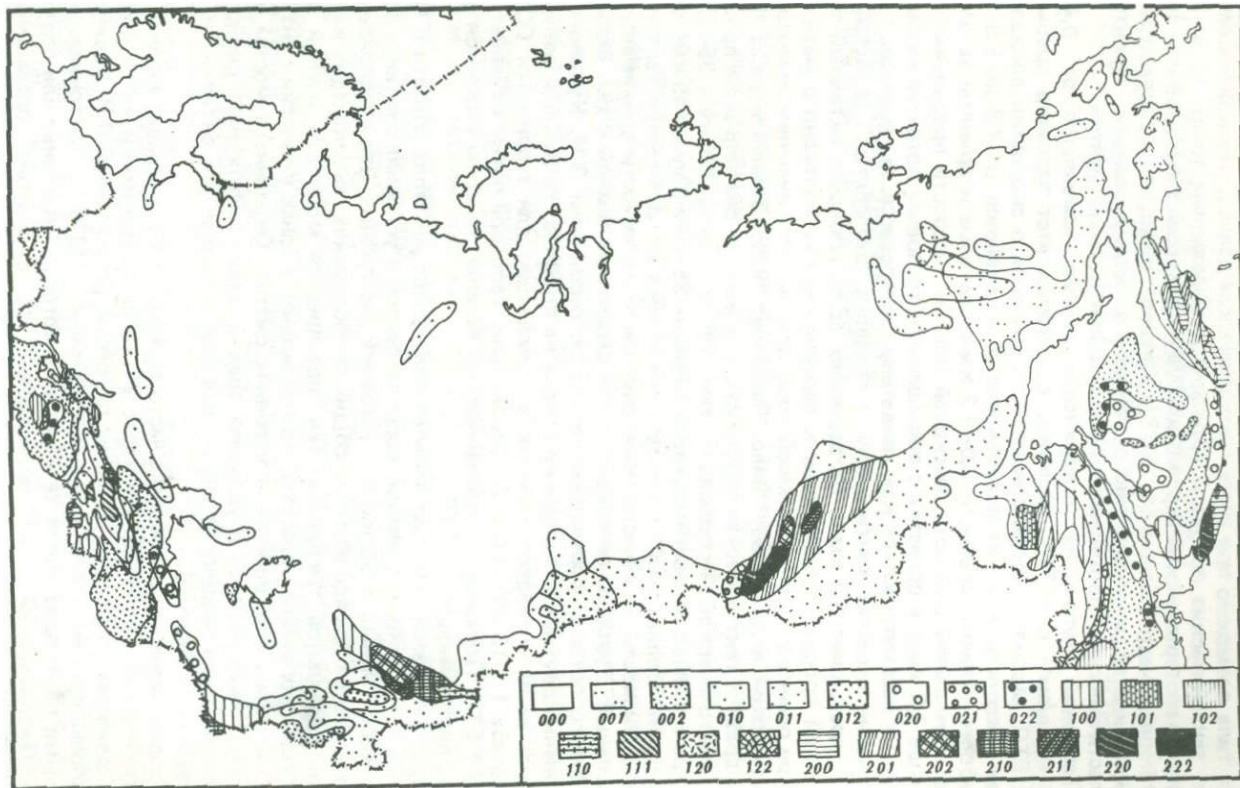
Тепловой поток на поверхности мантии изменяется от $0,4$ до $2,0$ мкал/см²·с (ЕТП). Области, в которых этот параметр превышает $0,6$ ЕТП, рассматривается совместно с данными о скоростях продольных волн. Скорости волн на поверхности M изменяются от $7,8$ до $8,5$ км/с. Наиболее типичны скорости $8,0$ – $8,2$ км/с, которые и приняты за показатель нормальной скорости пассивной мантии. Скорости продольных волн меньше $7,9$ км/с в областях с повышенным тепловым потоком на разделе M могут рассматриваться как свидетельство процесса, вызывающего разуплотнение вещества мантии. Если в пределах "разогретых" областей скорость превышает $8,3$ км/с, то, вероятно, здесь проходит активный тектонический процесс, приводящий к разуплотнению мантийного материала.

При оценке активности земной коры используется величина ее мощности [Беляевский и др., 1980; Шило, Ващилов, 1979; Земная кора..., 1977]. Чем древнее тектоническая структура, чем меньше она затронута процессами тектонической активизации, тем ее мощность ближе к 35 – 45 км. Экстремальные значения мощности (меньше 35 км и больше 45 км) могут или иметь "реликтовый" характер, или отражать современную тектоническую активность. В качестве критерия такой активности принимается повышенный уровень генерации тепла веществом земной коры. Величины теплового потока, формируемого корой, рассчитаны Л.И. Кудиновой на основании двух карт: теплового потока на поверхности Земли и теплового потока на M — подготовленных к публикации для территории СССР в масштабе $1 : 10\,000\,000$ Я.Б. Смирновым. Тепловой поток изменяется от 0 до 1 ЕТП. Показателем тектонической активности коры считаются величины, превышающие $0,8$ ЕТП.

Предполагается, что при повышенной генерации тепла области с более чем 45 км мощностью земной коры находятся в условиях сжатия, а области с корой меньшей 35 км — в условиях растяжения. Эти предположения основываются прежде всего на общих соображениях, вытекающих из идей новой глобальной тектоники. Так, повышенная мощность земной коры присуща орогенным областям, возникающим в зонах коллизии континентальных плит, или, вообще, в условиях сжатия. Окраинным морям и областям, находящимся в условиях зрелой стадии рифтогенеза, свойственно сокращение мощности коры, которое определяется активными процессами ее растяжения.

Геодинамическая обстановка часто оценивается с помощью анализа неотектонических движений. На карте активной геодинамики интенсивность этих движений определяется по их скорости, рассчитанной Л.И. Кудиновой с использованием карты новейшей тектоники (1979 г.) Тектонически активными нами признаются те области, в которых опускание или поднятие в неотектонический этап происходило со скоростью, превышающей 1 см/100 лет.

Данные о геодинамической обстановке в верхах мантии, земной коре и поверхности показаны совместно на карте активной геодинамики (рис. 1) с помощью метода изображения многопризнаковой информации (МИМИ), разработанного авторами. Этот метод заключается в отражении на карте областей, характеризующихся интегральным набором признаков, ранжированных качественно или количественно. МИМИ дает возможность



переносить объемную информацию на плоскость, т.е. выделять районы, отличающиеся вполне определенной обстановкой в мантии, земной коре и на поверхности. МИМИ имеет значительный диапазон применения, с его помощью уже были построены карты, отображающие строение чехла и фундамента Туранской и Западно-Сибирской плит [Семов и др., 1981].

Область, показанная на карте активной геодинамики знаком, имеющим индекс 021, характеризуется низкими значениями теплового потока на поверхности М, высокой генерацией тепла земной корой и ее пониженной мощностью при интенсивных поднятиях со скоростью, превышающей 1 см/100 лет. Индекс 111 — применяется для областей, в пределах которых тепловой поток на поверхности М повышен, а скорости продольных волн больше 8,2 км/с; повышенные значения характерны и для величины генерации тепла земной корой, мощность последней превышает 45 км; на земной поверхности фиксируются поднятия со скоростью, большей 1 см/100 лет, и т.п.

Анализ карты показывает, что большая платформенная часть территории СССР обладает однородными, осредненными величинами напряженного состояния земной коры и низкоскоростными перемещениями поверхности. Районы, характеризующиеся экстремальными значениями указанных признаков, сосредоточены, естественно, в пределах южных и восточных районов страны и охватывают Альпийский, Центральнo-Азиатский орогенные пояса и область перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Районы с экстремальными значениями признаков совпадают с областями высокой сейсмической и вулканической активности, т.е. действительно соответствуют тем районам, где в настоящее время идут активные тектонические процессы и в связи с этим должны появляться характерные геодинамические обстановки.

Таким образом, подтвердилась возможность использования данных о физических свойствах вещества земной коры и верхов мантии, полученных геофизическими методами, для решения геодинамических задач. Определяемые легендой карты сочетания физических состояний верхов мантии, земной коры и, как их следствие, динамических параметров поверхности позволяют наметить различия в геодинамической обстановке тектонически активных регионов, которые другими способами выявить трудно.

Для Альпийского орогенного пояса характерно чередование районов с интенсивными опусканиями (впадины внутренних морей) и высокоскоростными, крупноамплитудными поднятиями (Карпаты, Крым, Кавказ). Вещество верхов мантии в тех районах, где оно отличается активностью, уплотнено. Разуплотнение в верхах мантии наблюдается на ограниченных участках в Закавказье. Кора в областях прогибания — в условиях рас-

Рис. 1. Карта элементов активной геодинамики территории СССР

В трехчленном цифровом индексе каждого знака легенды первый член отвечает информации о верхах мантии: 0 — тепловой поток на поверхности М ниже 0,6 ЕТП; 1 — тепловой поток выше 0,6 ЕТП, а скорость продольных волн выше 8,2 км/с; 2 — тепловой поток и скорость продольных волн ниже 0,6 ЕТП и 7,9 км/с соответственно

Второй член индекса отвечает информации о земной коре: 0 — тепловой поток, генерируемый корой, ниже 0,8 ЕТП; 1 — тепловой поток, генерируемый корой, и мощность земной коры выше 0,8 ЕТП и 45 км соответственно; 2 — тепловой поток, генерируемый корой, выше 0,8 ЕТП, а мощность коры менее 35 км

Третий знак в индексе отражает информацию о земной поверхности: 0 — скорость неотектонических движений ниже 1 см/100 лет; 1 — скорость неотектонических движений выше 1 см/100 лет при поднятиях; 2 — то же при опусканиях

тяжения, а в пределах интенсивно поднимающихся областей — в условиях сжатия. В целом для Альпийского эпигеосинклинального орогена характерны преобладание участков переуплотненной мантии, чередование областей интенсивного прогибания и поднятия, причем для воздымающихся структур характерно сжатие, а для погружающихся — растяжение.

Центрально-Азиатский орогенный пояс в геодинамическом отношении более сложно устроен. Для Тянь-Шаня в верхах мантии наблюдается чередование условий, уплотняющих ее вещество, и условий разуплотнения. В земной коре превалируют напряжения сжатия. Оси максимальных поднятий смещены относительно положения очагов возбужденной мантии. В Байкальском регионе в верхах мантии вещество разуплотнено. Земная кора в основном нейтральна, т.е. при высоком тепловом потоке ее мощность изменяется в пределах 35—45 км. Лишь отдельные, сравнительно небольшие участки имеют возбужденную кору в условиях сжатия и растяжения. В целом Центрально-Азиатский пояс, имеющий дейтероорогенную природу, отличается большей активизацией верхов мантии, вещество которой находится как в переуплотненном, так и в разуплотненном состоянии. При этом районы с разуплотненной мантией преобладают. Земная кора находится в условиях сжатия с подчиненными по развитию участками растянутой коры. Такую же подчиненную роль играют интенсивно прогибающиеся структуры на общем фоне поднятий с высокой скоростью. В пределах орогенного пояса могут быть намечены по условиям геодинамической обстановки орогены сжатия и орогены растяжения. Примером последнего является Байкальский регион.

В области перехода от континента к океану в верхах мантии отмечаются области переуплотненного и разуплотненного вещества. Области разуплотнения располагаются под положительными формами рельефа, такими, как Камчатка, Курильские острова. Переуплотненное вещество верхов мантии приурочено к участкам континентального склона, впадин окраинных морей. Главной особенностью переходной зоны является преобладание растяжений в земной коре, которые характерны для положительных и отрицательных форм рельефа. Земная поверхность, за исключением Камчатки, испытывает интенсивные нисходящие движения.

Рассмотренная характеристика геодинамических обстановок тектонически активных поясов является предварительной. Наиболее объективным следует считать выделение районов с различными сочетаниями экстремальных значений ограниченного числа геофизических параметров. Районирование будет уточняться в дальнейшем за счет детализации региональных геофизических исследований. Геодинамическая интерпретация сочетаний значений геофизических параметров достаточно субъективна. Она может быть уточнена как при привлечении большего числа геофизических параметров, так и при детализации представлений о геодинамической роли каждого из параметров и их сочетаний.

Возможность отображения геодинамической обстановки с использованием глубинных геофизических данных реализована при составлении фоновой нагрузки карты активных разломов Юга СССР. Изображение современных дизъюнктивов совместно с особенностями динамики позволит связать напряженное состояние среды с одним из проявлений его разгрузки — разрывом сплошности вещества и смещением блоков.

АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ И СЕЙСМОГЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЮГА СССР

Основой в анализе особенностей проявления сейсмичности и сейсмогенных движений явилась составленная авторами карта активных разломов территории Юга СССР (масштаб 1 : 2 500 000).

Такой анализ проведен по трем основным направлениям — выявление закономерностей проявления активных разломов на поверхности и в коре, их связь с геодинамической обстановкой вмещающей среды (земной коры и верхов мантии); соотношение с древними зонами наибольшего дробления. Обсуждению итогов проведенного исследования предшествует изложение методических основ составленной карты активных разломов — критерии их выделения, геодинамическая обстановка их проявления по современному состоянию в земной коре и верхней мантии и обоснование этажности в проявлении разломов.

В заключение на основе проведенного анализа приводится кинематическая схема проявления современных магистральных линейных зон неоднородностей в земной коре Альпийского и Центрально-Азиатского пояса, связанных с сейсмичностью и современной геодинамикой.

1. АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ И ПРИЗНАКИ ВЫДЕЛЕНИЯ

Целью предпринятого исследования являлось изучение связей в проявлении землетрясений и сети активных разрывных нарушений на земной поверхности и в коре. В связи с этим перед авторами встал ряд вопросов теоретического и методического характера, начиная с определения понятия "активный разлом". Активный разлом характеризуется современным или исторически недавним проявлением тектонических подвижек и сейсмичностью в промежутке времени от олигоцена до четвертичного периода включительно, что в общем виде отвечает орогенному этапу развития Альпийского складчатого пояса. Нижний рубеж этого интервала времени (олигоцен) принят реперным во многих специализированных построениях [Карта новейшей тектоники СССР, 1979; Карта новейшей тектоники Юга СССР, 1972; и др.]. Часть необходимой информации заимствована из карты разломов территории СССР, составленной нами ранее [Карта..., 1980].

В качестве показателей активности разломов приняты следующие признаки.

1. Нарушенность отложений, синхронных выбранному промежутку времени.
2. Четкая геоморфологическая выраженность в рельефе.
3. Совпадение по положению с космическими линеаменами.
4. Совпадение с полями и цепочками вулканов плиоцен-четвертичного возраста.
5. Совпадение с градиентными зонами современных вертикальных движений.
6. Совпадение с градиентными зонами теплового потока.
7. Совпадение по положению с мелкофокусными землетрясениями.

Принята следующая систематика активных разломов по их глубинности и характеру проявления.

I. Активные разломы верхнего структурного этажа: новообразованные и унаследованные, открытые и скрытые.

II. Активные разломы более древнего структурного этажа, деформирующие перекрывающие их отложения.

III. Активные глубинные сейсмогенные дислокации — коровые и мантийные.

IV. Возможные направления активных разломов, трассируемые по одному из приведенных показателей активности.

Активные разломы по указанным категориям рассматриваются на фоне геодинамической обстановки в верхах мантии, земной коры и поверхности.

2. ОСОБЕННОСТИ ГЕОДИНАМИКИ СЕЙСМООПАСНЫХ ЗОН ЮГА СССР

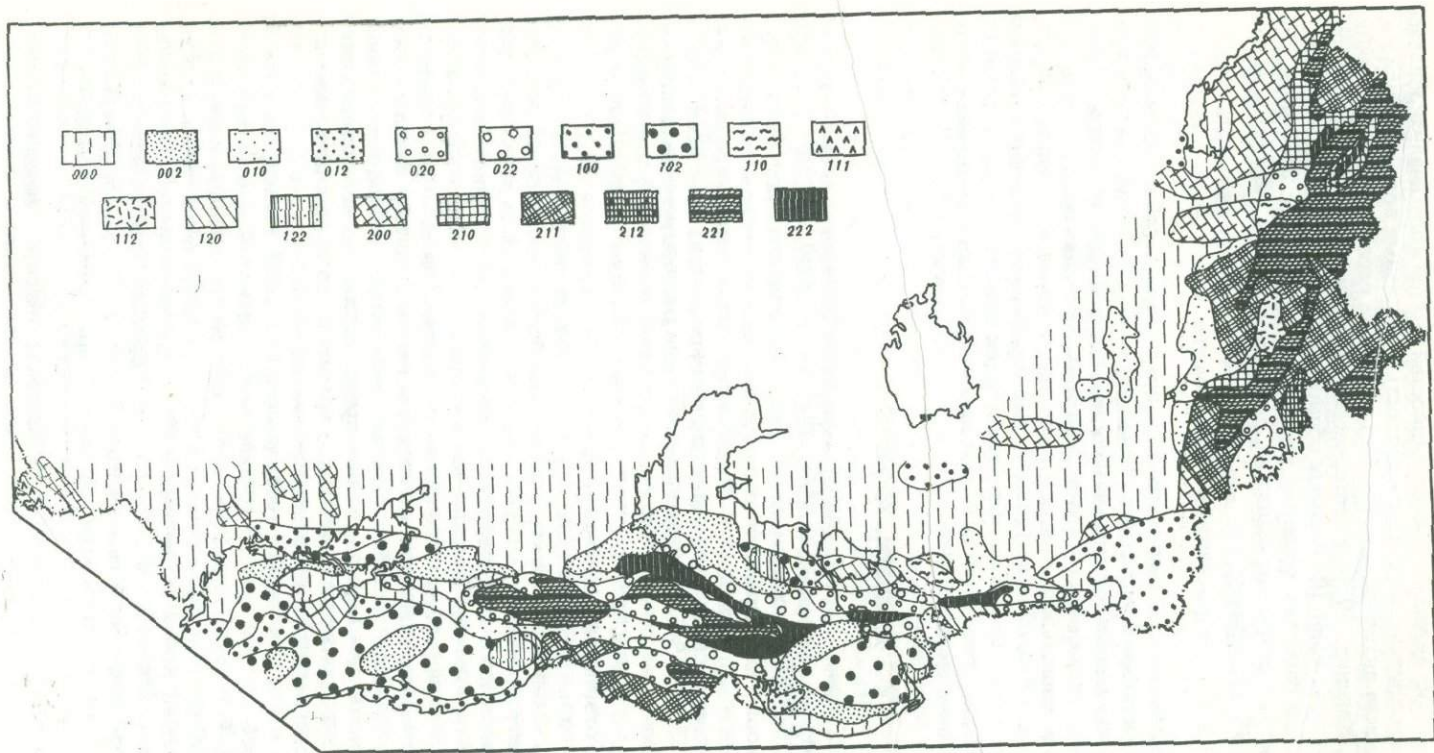
Геодинамическая обстановка в верхах мантии, коры и на земной поверхности выявлена с помощью комплексного анализа геофизических данных (см. предыдущий раздел).

При характеристике верхов мантии использовались три признака: скорость сейсмических продольных волн на поверхности M , геотермический градиент и мощность земной коры. Предпочтение геотермическому градиенту при характеристике теплового режима отдано потому, что по сравнению с тепловым потоком этот параметр более объективен и при определенных условиях отражает разогрев мантии [Карта геотермического режима..., 1978; Смыслов и др., 1979]. Опыт составления карты активной геодинамики показывает, что при характеристике обстановки в верхах мантии необходимо учитывать влияние на скоростные параметры геостатической нагрузки. В связи с этим и привлекаются данные о мощности земной коры.

Каждый из перечисленных признаков был ранжирован на три группы: скорость продольных волн — V^0, V^B, V^H ; геотермический градиент — T^0, T^B, T^H ; мощность земной коры — M^0, M^B, M^H . Границы рангов каждого признака можно представить в следующем виде: $V^B > V^0 = 8,2 - 7,9$ км/с $> V^H$; $T^B > T^0 = 15-25$ град/км $> T^H$; $M^B > M^0 = 35-45$ км $> M^H$. Ранжированные признаки использовались для составления способом МИМИ промежуточной карты активной геодинамики верхов мантии. Из выявленных на ней сочетаний только $T^0 M^H V^B, T^0 M^H V^0, T^B M^H V^0, T^B M^0 V^0, T^B M^B V^B$ рассматриваются как свидетельства активных процессов в верхах мантии, приводящих к переуплотнению вещества (возможно, в условиях сжатия). При нормальном или повышенном геотермическом градиенте и малой (меньше 35 км) мощности коры следует ожидать уменьшения значения скоростей продольных волн на M . При высоком градиенте температур скорость относительно значений мощности коры также должна быть пониженной. В перечисленных сочетаниях признаков эти условия не выполняются, следовательно, можно предполагать переуплотнение вещества мантии.

Аналогичные рассуждения позволяют считать сочетания $T^0 M^B V^0, T^0 M^B V^H, T^H M^B V^0, T^B M^B V^0, T^B M^B V^H, T^B M^0 V^H$ свидетельствами разуплотнения мантии (возможно, за счет растяжения).

В легенде карты активной геодинамики Юга СССР (рис. 2) состояние верхов мантии отражено первым знаком трехчленного индекса. 0 — соответствует пассивному, невозбужденному состоянию вещества мантии, 1 — охватывает первую группу сочетаний, отвечающих переуплотненному состоянию вещества, а 2 — вторую группу сочетаний, свидетельствующих об активных процессах в верхах мантии.



Р и с. 2. Карта современной активной геодинамики Юга СССР

Первый знак трехчленного индекса каждого знака легенды отражает информацию о напряженном состоянии в верхних мантии, второй знак — в коре, третий знак — для земной поверхности; 0 — отвечает, нормальному, невозбужденному состоянию, а в случае поверхности — малоамплитудным неотектоническим поднятиям; 1 — активным напряжениям сжатия, а для поверхности — интенсивным поднятиям; 2 — активным напряжениям растяжения, а для поверхности — интенсивным опусканиям за неотектонический этап

Характеристика динамических особенностей земной коры анализировалась также по трем признакам: средняя скорость продольных волн в земной коре, сейсмическая активность коры (интегральный параметр сейсмичности АЕ) [Щукин, Каленик, 1976] и геотермический градиент. Скорость продольных сейсмических волн (V) в самых общих чертах отражает, с одной стороны, физические свойства вещества коры, его напряженное состояние, а с другой — состав и структуру вещества. Значения скорости разделены на три группы: V^0 , V^B , V^H , причем

$$V^B > V^0 = 5,8 - 6,4 \text{ км/с} > V^H.$$

Активная сейсмичность (параметр АЕ) представляет собой обобщенную или интегральную характеристику земной коры. Она учитывает частоту землетрясений, нормированную по магнитуде и площади и количество сейсмической энергии, отнесенной к единице объема. Активная сейсмичность (C) оценивается в условных единицах и подразделяется на три группы: C^0 , C^B , C^H , в которых $C^B > C^0 = 4 - 12 > C^H$. Геотермический градиент в отличие от характеристики мантии учитывается и в тех случаях, когда он связан с интенсивным разогревом коры за счет мощных молодых осадочных толщ. Он по величинам значений делится также на три группы: T^0 , T^H , T^B , причем

$$T^B > T^0 = 15 - 25 \text{ град/км} > T^H.$$

Для коры с применением МИМИ также была составлена промежуточная карта. Семейство сочетаний: $T^0 C^0 V^0$; $T^0 C^0 V^H$; $T^0 C^0 V^B$; $T^H C^0 V^H$; $T^H C^0 V^B$; $T^B C^0 V^0$ и $T^B C^0 V^B$ рассматривается как свидетельство невозбужденной, пассивной коры, не затронутой активными тектоническими процессами. Возбужденная кора, вещество которой переуплотнено или упрочнено сжатием, определяется следующими сочетаниями признаков: $T^0 C^C V^B$; $T^0 C^B V^B$; $T^B C^C V^0$; $T^B C^C V^B$; $T^B C^C V^B$. Разуплотненная или разупрочненная земная кора в условиях повышенного уровня напряжений отмечается сочетаниями: $T^0 C^C V^0$; $T^0 C^C V^H$; $T^C C^B V^0$; $T^0 C^B V^H$; $T^H C^C V^H$; $T^H C^B V^H$; $T^B C^C V^H$; $T^0 C^B V^0$.

Из триад, отвечающих земной коре, видно, что главным критерием активности считается сейсмичность. Землетрясения являются весьма чутким индикатором изменения структурных и термобарических условий и выступают важным показателем современной тектонической активности. Если при этом земная кора характеризуется повышенными средними скоростями продольных волн при средних или высоких значениях геотермического градиента или средними значениями скоростей при высоких значениях градиента, то можно предполагать переуплотнение вещества земной коры, его повышенную прочность. В том случае, если скорости продольных волн в коре понижены или нормальны при преимущественно пониженных или нормальных значениях геотермического градиента, то скорее всего вещество земной коры разуплотнено или разупрочнено.

В легенде к карте активной геодинамики Юга СССР активность земной коры показана вторым знаком трехчленного индекса. 0 — отвечает неактивной коре, 1 — соответствует переуплотненной упрочненной коре, а 2 — является показателем разупрочнения или разуплотнения ее вещества.

При анализе активной геодинамики Юга СССР во внимание принималась также активность земной поверхности, т.е. реакция этой поверхности на процессы, происходящие в земной коре и мантии. Основным материалом при оценке этого параметра служила "Карта новейшей тектоники..." [1972].

На этой карте отражены амплитуды неотектонических движений, а нача-

ло этапа принято единым для всей территории Юга СССР и отнесено к олигоцену. Сведения об интенсивности перемещений поверхности в трехчленном индексе легенды карты активной геодинамики занимают третье место. Они ранжированы следующим образом: 0 — амплитуда неотектонических движений не превышает 1000 м; 1 — поднятия больше 1000 м; 2 — за неотектонический этап опускания превышали 1000 м.

Особенности активной геодинамики позволяют разделить Альпийский и Центральнo-Азиатский орогенные пояса. В Альпийском поясе, как уже отмечалось, наблюдается чередование областей интенсивных поднятий и прогибаний.

Поперечная зональность геодинамической обстановки дает возможность выделить три крупных блока: Черноморский, Кавказский и Южно-Каспийский. Границы между блоками не вполне четкие. Первый и третий блоки отвечают впадинам внутренних морей, для которых характерны уплотнение в мантии и пассивное состояние коры, а второй — соответствует Кавказскому орогену с крупно-амплитудными поднятиями и преобладанием разуплотненного состояния вещества верхов мантии.

На поперечную зональность накладывается продольная, согласная с общим простиранием складчатых и орогенных структур Альпийского пояса. Наиболее отчетливо продольная зональность прослеживается в Южно-Каспийском блоке. Здесь, южнее Большого Балхана, протягивается пояс разуплотненной мантии, охватывающий отдельные районы Копетдага и Предкопетдагского прогиба. Севернее (в районе Кара-Богаз-Гола) и южнее (Южно-Каспийская впадина) прослеживаются два пояса с переуплотненным веществом в верхах мантии. Такие же два пояса с переуплотнением в верхах мантии устанавливаются и в пределах Черноморского блока. Один из них приурочен к северному борту Индоло-Кубанского прогиба, а второй — к Черноморской впадине. Пояса разделены полосой пассивной мантии.

Продольная зональность может быть намечена и в Кавказском блоке, однако здесь уплотнение в верхах мантии развито ограничено, лишь намечая полосы, окаймляющие с севера и юга широкий пояс разуплотненного вещества в верхах мантии. Этот пояс приурочен к Большому Кавказу и характеризуется смещением области возбужденной мантии к смежным блокам (Черноморскому и Южно-Каспийскому), в то время как центральная часть Большого Кавказа отличается пассивным состоянием верхов мантии. Геодинамическая характеристика земной коры также подтверждает выявленную зональность. В Черноморском и Южно-Каспийском блоках кора практически пассивна. Она существенно возбуждена в Кавказском блоке, где отчетливо устанавливается чередование полос разуплотненной и переуплотненной коры. Уплотненная кора располагается по обе стороны от пояса разуплотненного вещества, приуроченного к Большому Кавказу.

Таким образом, для Альпийского орогенного пояса характерны поперечная и продольная чередования геодинамических обстановок. Продольная зональность унаследована от предыдущего геосинклинального этапа развития [Щукин, Люстих, 1981]. Поперечная зональность представляет собой или вновь формирующуюся неоднородность поля напряжений, или возрождаемый древний структурный план. Анализ "Карты разломов территории..." [1980] свидетельствует, что скорее всего поперечная геодинамическая зональность альпийского пояса связана с регенерацией древней (архейско-протерозойской) системы напряжений, зафиксированной разломами того же возраста.

Центральнo-Азиатский орогенный пояс, представленный на рассматриваемой территории Тянь-Шанем, Памиром, Джунгарским Алатау, отличается от Альпийского орогена прежде всего геодинамической обстановкой в вер-

хах мантии и характеризуется резким преобладанием разуплотненного вещества. Участки переуплотнения вещества верхов мантии проектируются на поверхность в виде небольших изометрических площадей, приуроченных к Ферганской впадине и Таджикской депрессии. Как правило, для этих структур характерна и уплотненная земная кора. Кора в Центрально-Азиатском поясе также имеет зональное строение, т.е. пояса с плотной корой чередуются с поясами, сложенными разуплотненной или разупроченной корой. Однако эта зональность выражена менее отчетливо, чем в Альпийском поясе. Рассматриваемый орогенный пояс отличается преобладанием крупноамплитудных поднятий. Таким образом, два орогенных пояса, развитые на Юге СССР, различаются между собой по большому количеству признаков, чем это подчеркивалось при анализе карты активной геодинамики, и существенно дополняют этот анализ. Так, сжатие земной коры Большого Кавказа, отмеченное на упомянутой карте, сопровождается разуплотнением ее вещества, а возбужденное состояние в верхах мантии предполагается в более широких областях при учете геодинамических нагрузок.

Опыт использования геофизических данных о физическом состоянии вещества земной коры и верхов мантии представляет собой лишь первую попытку решения с их помощью геодинамических задач. Полученные выводы не противоречат имевшимся геологическим представлениям об уровне напряженного состояния вещества земных недр, а, наоборот, конкретизируют эти представления. Представляется, что подобного рода исследования следует продолжить, охватив более разнообразные в геодинамическом отношении регионы. Необходимо также выявить оптимальное количество признаков состояния вещества для удовлетворительного анализа вопросов геодинамики.

3. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО ПОЛОЖЕНИЯ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

На основании составленной карты активных разломов, их проявления в земной коре установлена этажность в регматогенезе.

Под "этажом регматогенеза" понимается часть оболочки земной коры, характеризующаяся собственным структурным планом размещения разломов, не связанных в своем положении с разрывными нарушениями других оболочек земной коры. В общем виде вопрос о вертикальной зональности в положении разломов специально рассматривался в работе [Семов, 1977]. Было показано, что в земной коре разломы образуют три группы, которые локализуются в следующих интервалах глубин: 0–20, 20–35 и 35–50 км (соответственно в количестве 44, 20 и 36%). Границами между названными группами разломов, по-видимому, являются волноводы. Наиболее полно в карте нашли отражение разломы 1-й группы, образующие два этажа. Верхний этаж регматогенеза отвечает всем поверхностным активным разломам, развивающимся в верхней части земной коры приблизительно до глубины 10 км. Нижний этаж развит в земной коре в интервале глубин 10–20 км, представлен сейсмогенными дислокациями, отождествляемыми с современными коровыми активными разломами, и характеризуется собственным структурным планом в размещении разломов. Проявление активных разломов других групп в земной коре отмечается неповсеместно. Статистически в средней части земной коры показано, что очаги локализуются на уровне 20 км в Крыму, 15–20 км на Кавказе и Копетдаге и 30 км на Северном Тянь-Шане [Щукин, Каленик, 1977]. В карте активных разломов информация об этих дислока-

циях рассматривается совместно с деформациями нижнего этажа регматоге-неза. Мантийная группа активных сейсмогенных дислокаций в пределах Восточных Карпат и Гиндукуша образует две моды в распределении очаговой сейсмичности соответственно на глубинах 100—110 и 150 км [Щукин, Люстих, 1981]. По имеющимся данным, трудно оценить значение каждой моды в положении очаговой сейсмичности в плане.

4. ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РАЗЛОМОВ ВЕРХНЕГО ЭТАЖА РЕГМАТОГЕНЕЗА ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ И КИНЕМАТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Проявление активных разломов верхнего яруса регматогенеза в структурном отношении связано со складчатым комплексом пород Альпийского и Центрально-Азиатского орогенных поясов, а также с поясом орогенных впадин и прогибов прилегающих частей молодой Скифско-Туранской плиты, внутриорогенных впадин и впадин внутренних морей.

Принимая во внимание специфику проявления активных разломов (структурный рисунок, кинематику и ориентировку) в пределах Альпийского складчатого пояса, можно выделить следующие регионы: Карпатский, Крымско-Кавказский, Анатолийский, Копетдагский, Афгано-Памирский, Тянь-Шаньский.

Карпатский регион представлен Восточными и частью Южных Карпат, с прилегающей восточной частью Трансильванской впадины. Активные новообразованные, неоген-четвертичные разломы в пределах региона представлены полосой ветвящихся нарушений шарьяжного типа. Наибольшее развитие они получают в Восточных Карпатах. Южные концы надвигов и шарьяжей (в Южных Карпатах), испытывая изгиб к западу, по-видимому, редуцируются — уменьшаются в числе и изменяют свою кинематическую характеристику. Унаследованные разломы от предшествующих этапов развития отмечаются в тылу Восточных Карпат. В прилегающей части Предкарпатского прогиба характер активных разломов изменяется. По отношению к шарьяжам Восточных Карпат они образуют в простирании острый угол. В основном это сбросы, в своей южной части они погребены под шарьяжами Восточных Карпат. И шарьяжи Восточных Карпат, и сбросы Предкарпатского прогиба секутся взбросами и сбросо-сдвигами северо-восточного простирания, образующими самую молодую по возрасту генерацию разломов.

Крымско-Кавказский регион характеризуется проявлением запад-северо-западных дислокаций. По ориентировке разломов и кинематике в его пределах можно выделить три части, отвечающие структуре Крымского полуострова, Большого и Малого Кавказа.

Структура Крымского полуострова определяется положением разломов северо-западной и северо-восточной ориентировки, придающих ему вид ромба с ориентировкой одной из диагоналей в меридиональном направлении.

Современная структура Большого Кавказа подчеркивается в проявлении продольных запад-северо-западных разломов. В пределах Большого Кавказа отмечаются также поперечные дислокации трех направлений — северо-западного, меридионального и северо-восточного. Первые из них свойственны Северо-Западному и Центральному Кавказу, вторые — в основном Центральному, а последние — Восточному Кавказу. По увязке этих дислокаций с прилегающими участками Скифской плиты можно предполагать их докембрийский возраст. Разломы северо-западных и меридиональных направлений характеризуются правосдвиговыми смещениями, а северо-вос-

точные, вероятно, левосдвиговыми. Продольные разломы в поперечном сечении изменяют свою кинематику от сбросов и взбросов (надвигов) с падением к югу на севере до надвигов с падением к северу на юге.

Активные разломы Малокавказского региона образуют выпуклую дугу, обращенную к северу. Плотность проявления активных разломов возрастает в южном направлении. Продольные дугообразные активные разломы нарушаются поперечными северо-восточными и меридиональными дислокациями, являющимися общими с Большим Кавказом и Скифской плитой. Северо-западные дислокации Большого Кавказа являются касательными по отношению к Малокавказской дуге. По серии северо-восточных разломов на западе Малокавказская дуга активных разломов связывается со структурами Восточного Понта, а по меридиональным нарушениям переходит к структурам Эльбурса. Аджаро-Триалетская и Сомжето-Карабахская зоны Малого Кавказа ограничиваются надвигами, падающими навстречу друг другу.

Для структурного блока Анатолии свойственно развитие активных разломов по трем направлениям — северо-западному, широтному и северо-восточному. Пересечение разломов по указанным трем направлениям определяет треугольную по форме их систему, с вершиной, располагающейся в районе острова Кипр. Широтным северо-западным разломом свойствен надвиговый тип кинематики. Северо-восточные имеют левосдвиговую компоненту смещения. Наряду со сдвигами здесь же отмечаются надвиги с падением к юго-востоку.

Копетдагский регион проявления активных разломов характеризуется своеобразным рисунком их сети "оскольчатого" типа. Они подчиняются преимущественно двум направлениям — северо-восточному и северо-западному. Разломы широтной ориентировки, в общем, подавлены и получают развитие в зарубежной части Копетдагского региона. Фронтальная северо-восточная часть Копетдага ограничена Копетдагским надвигом, вдоль поверхности которого отмечаются правосдвиговые смещения. По северо-восточным разломам отмечаются левые сдвиги. Обновление тектонических движений в северной части фиксируется вплоть до голоцена.

Афгано-Памирский регион проявления активных разломов характеризуется дугообразным типом структурного рисунка. Их сеть представлена концентрически располагающимися надвигами с общим падением к центру. По характеру их выраженности в рельефе можно считать, что их развитие продолжается вплоть до четвертичного времени. В пределах Памирского горно-складчатого сооружения и юго-западного Гиссара активные разломы наследуют древнюю сеть разрывных нарушений. В Афгано-Таджикской впадине формирование надвигов связано с неотектоническим этапом развития и определяется их "срединным" положением между горными сооружениями Памира, Юго-Западного Гиссара и Тянь-Шаня.

Тянь-Шаньский регион проявления активных разломов связан с западной частью Центрально-Азиатского орогенного пояса. Проявление тектонических подвижек в неотектонический этап развития подчиняется древней сети разрывных нарушений, которая в себе сочетает в подавляющем большинстве широтные и северо-западные дислокации. Пересечение разломов этих двух основных направлений придает в целом структуре Тянь-Шаня при общем линейном характере ромбоидальный вид отдельных его частей. По этому признаку можно выделить три его части — западную, центральную и восточную. Западная часть Тянь-Шаня характеризуется разломами северо-западной и широтной ориентировки. На Кураминском массиве и юго-западных отрогах Тянь-Шаня преобладают разломы северо-восточных и меридиональных направлений. В кинематическом отношении разломы отно-

сятся к взбросам, сбросам и надвигам. Вдоль Фергано-Таласского разлома отмечаются правосдвиговые перемещения. Для центральной части Тянь-Шаньского орогена свойственны разломы широтной ориентировки и в меньшей степени северо-западных направлений. В основном преобладают взбросы с падением плоскостей сбрасывателей к центру Тянь-Шаньского орогена.

Проявление тектонической активности в пределах глубоководных впадин Черного и Каспийского морей, а также в прилегающей, асейсмичной части Скифско-Туранской плиты носит дифференцированный характер. Разломы характеризуются различием в выраженности, кинематике и во влиянии на структуру осадочного чехла неоген-четвертичного возраста. В наибольшей степени активность тектонических движений по разломам выразилась в северном Предкавказье и вдоль континентального склона глубоководных впадин.

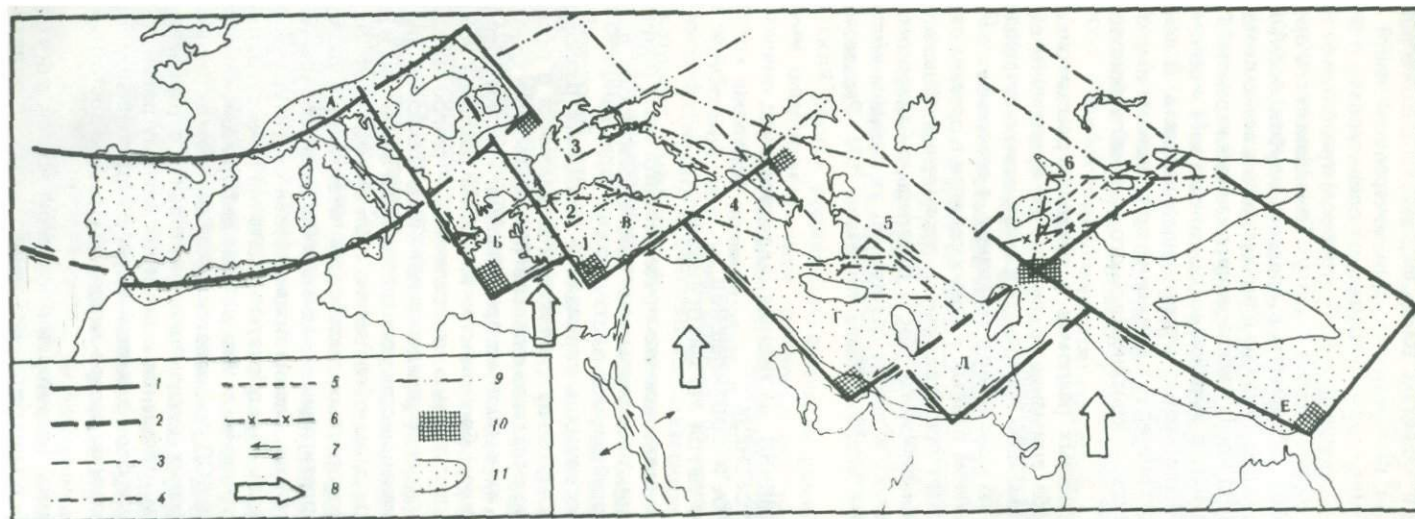
При характеристике активных разломов в пределах рассматриваемой территории обращает на себя внимание закономерное проявление сдвиговых перемещений. За исключением Восточных Карпат, северо-западные разломы имеют правосдвиговую компоненту смещения, а северо-восточные — левосдвиговую. Такое сочетание правых и левых сдвигов в пределах территории Юга СССР подтверждает представление о проявлении общего меридионального сжатия как Альпийского, так и Центрально-Азиатского горных поясов. Сочетание правых и левых сдвигов по указанным направлениям в региональном плане впервые было показано Л.М. Расцветаевым [1973].

5. ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ НИЖНЕГО ЯРУСА РЕГМАТОГЕНЕЗА (ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СООТНОШЕНИЕ С РАЗЛОМАМИ ВЕРХНЕГО ЯРУСА РЕГМАТОГЕНЕЗА)

В качестве активных разломов нижнего яруса регматогенеза понимают сейсмогенные дислокации, выделенные по сейсмологическим данным (инструментальным и макросейсмическим).

Общее положение сейсмогенных дислокаций — активных разломов — приводится на рис. 3. Сейсмогенные дислокации выделяются в пределах сейсмически активных горно-складчатых поясов (Альпийского и Центрально-Азиатского) с выходом их концов на прилегающие участки древней и молодой плит. В подавляющем большинстве активные разломы нижнего яруса регматогенеза подчиняются двум направлениям — северо-западному и северо-восточному. Исключение представляет Тянь-Шаньский регион, где наряду с основными в меньшинстве устанавливаются широтные и меридиональные дислокации. При этом обращает на себя внимание отсутствие согласия в положении сейсмогенных дислокаций и активных разломов верхнего этажа, а также в простирации складчатых комплексов Альпийского и Урало-Монгольского поясов. Весьма примечателен структурный рисунок сейсмогенных дислокаций. Они образуют сочетания прямоугольников и треугольников в плане, условно нами называемые деформационные системы дислокаций (ДСД). Под ДСД понимаются такие системы активных коровых разломов (сейсмогенных дислокаций), которыми ограничиваются однородные в сейсмическом отношении и по структурному рисунку, треугольные по форме, крупные блоки земной коры с характерными право- и левосдвиговыми смещениями по северо-западным и северо-восточным направлениям.

В пределах рассматриваемой территории с запада на восток могут быть выделены следующие ДСД приблизительно одного ранга: Анатолийско-



Р и с. 3. Схема положения сейсмически активных блоков земной коры (деформационных систем дислокаций—ДСД) Альпийского и Центрально-Азиатского поясов

1 — основные границы сейсмически активных блоков земной коры (ДСД); 2 — возможное положение этих границ; 3 — границы сейсмически активных блоков подчиненного значения; 4 — то же в пределах Юга СССР; 5 — внутренние коровые разломы ДСД; 6 — наложенная Южно-Тяньшаньская зона коровых разломов; 7 — направления сдвигов; 8 — направление векторов сжатия в земной коре; 9 — возможные направления сейсмических ограничений ДСД; 10 — зоны проявления очаговой сейсмичности, связанной с мантией; 11 — выходы складчатых комплексов в горных поясах

ДСД первого порядка: А — Альпийская; Б — Эллинская; В — Анатолийско-Черноморская; Г — Иранская; Д — Балуджистанская; Е — Ассамская

ДСД второго порядка: 1 — Анатолийская; 2 — Мендересская; 3 — Крымско-Карпатская; 4 — Кавказская; 5 — Кубадаг-Копетдагская; 6 — Тянь-Шаньско-Памирская

Черноморская, Кавказская, Копетдагско-Кубадагская, Тянь-Шаньско-Памирская.

Анатолийско-Черноморская ДСД занимает территорию Восточных Карпат, Крыма, Западного Кавказа, Черного моря и Анатолийского полуострова. В плане она имеет вид приблизительно прямоугольного треугольника, с вершиной, расположенной в районе о-ва Кипр. Юго-западное ограничение ДСД связано с положением линейно-вытянутых сейсмогенных дислокаций, объединяемых в Кипро-Балканский глубинный "разлом". Юго-восточное ограничение ДСД обусловлено Кипрско-Кавказской зоной сейсмогенных дислокаций. По этой зоне граничат между собой Анатолийско-Черноморская и Кавказская ДСД. В составе Анатолийско-Черноморской ДСД могут быть выделены системы более высоких порядков, подчиненного значения. К их числу относятся собственно Анатолийская ДСД, ограниченная с севера Западно- и Восточно-Понтическими швами, Мендересская ДСД, занимающая западный угол Анатолийской ДСД, и предполагаемая Крымско-Карпатская ДСД, приходящаяся в основном на акваторию Причерноморской депрессии.

Кавказская ДСД занимает восточную часть Большого Кавказа, Малый Кавказ, западную часть Южного Каспия. Ограничения треугольной по форме ДСД связаны с Кипро-Кавказской, восточной частью Восточно-Понтической и Дербентской зонами сейсмогенных дислокаций. Вершина прямого угла ДСД приурочена к Дагестанскому клину. Сериями северо-западных глубинных разломов (Шемаха-Минераловодский и Ахалкалакский) ДСД делится на ряд подобных фигур, вложенных телескопически друг в друга. Северо-восточные концы сейсмогенных дислокаций ДСД выходят на прилегающую часть Скифской плиты, где совпадают по положению с активными разломами фундамента, имеющими, по-видимому, докембрийский возраст заложения. Это может являться свидетельством того, что современные активные разломы нижнего структурного яруса приспособляются к древней сети разрывных нарушений.

Кубадаг-Копетдагская ДСД занимает территорию Западно-Туркменской низменности и хребта Копетдаг. Ограничения системы связаны с Кубадаг-Копетдагским, Туркмено-Хорасанским и продолжением Эльбурского швов. Вся система представлена разломами северо-западных и северо-восточных простираний. Первые из них следуют простиранию Копетдага и положению активных разломов, а второе — отвечает в северной своей части активным разломам, известным на поверхности. Кубадаг-Копетдагская система дислокаций в земной коре проработана слабо, в основном разломами северо-восточных направлений. Из всех известных в рассматриваемом районе ДСД Кубадаг-Копетдагская система в силу слабой проработки может рассматриваться как наиболее молодая.

Тянь-Шаньско-Памирская деформационная система дислокаций охватывает территорию Северного, Центрального, Южного Тянь-Шаня, Памира, Ферганской и Афгано-Таджикской впадин. Основание ДСД связано с Памиро-Гиндукушской системой разломов, а вершина приходится на район Большого Каратау. Ограничения Тянь-Шаньско-Памирской ДСД по двум другим направлениям связано с Северо-Тянь-Шаньским и Западно-Тянь-Шаньским разломами. Треугольная по форме ДСД Памира и Тянь-Шаня серией параллельных северо-восточных разломов делится на ряд ступеней, по-видимому снижающихся к югу. С первой такой ступенью связаны Кураминский блок и часть Северного Тянь-Шаня (Макбальское поднятие), со второй ступенью — Ферганская впадина и часть Северного Тянь-Шаня от Таласа до Иссык-Куля, к более южной ступени приурочены Афгано-Таджикская впадина, часть Северного Памира, Южный и Центральный Тянь-Шань,

Иссык-Кульский блок Северного Тянь-Шаня. Примерно по медиане ДСД отмечаются сейсмогенные дислокации северо-западного простирания, которыми она делится на две части.

Ступенчатое строение Кавказской и Тянь-Шаньской ДСД хорошо согласуется с геодинамической обстановкой в коре и мантии. Внутренняя часть Кавказской ДСД связана с чередующимися зонами разуплотненной и нейтральной мантии или разуплотненной и уплотненной земной коры. Сейсмогенные дислокации северо-западных направлений связаны с границами областей с различным состоянием земной коры и верхней мантии. Областям нейтральной мантии и разуплотненной коры соответствует максимальное проявление активных разломов. Обнаруживается связь сейсмогенных дислокаций с границами областей распространения разуплотненной мантии.

Тянь-Шань и Памир характеризуются наиболее сложными формами связей поверхностной и глубинной структуры. Надо при этом отметить, что контуры разуплотнения и в коре и в мантии, имея отчетливо выраженную северо-восточную ориентировку, с поверхностной структурой (с простиранием складчатых комплексов) не совпадают, чем иллюстрируется наложенный характер процесса орогенеза в этом регионе. Удовлетворительное совпадение отмечается для Кураминского массива и межгорных впадин, где устанавливается согласие в простирании активных разломов с контурами растяжения в мантии соответственно в первом случае и сжатия – во втором. Кора в обоих случаях характеризуется уплотнением. Для горных цепей отмечаются растяжение в мантии и разуплотнение в коре. Активные разломы горного Тянь-Шаня и Памира с контурами состояния среды образуют острый угол. Исключение составляет Северо-Тянь-Шаньский разлом, который совпадает с границей активной и пассивной мантии или уплотненной или разуплотненной коры. Отмечается, что обстановка сжатия в мантии является благоприятной в формировании активных разломов в коре и на земной поверхности.

Выделенные в пределах рассматриваемой территории ДСД являются фрагментами более крупных по рангу сейсмически активных блоков земной коры, которые выделяются в целом, для всего Альпийского и Центрально-Азиатского горных поясов. Различие между названными горными поясами выражается в характере соответствия активных разломов верхнего и нижнего ярусов регматогенеза. Для Альпийского горного пояса коровые дислокации в большинстве своем прямого выражения на поверхности не получают. Различие названных поясов также подчеркивается в геодинамическом состоянии коры и мантии. Для Альпийского пояса характерно согласующееся с поверхностной структурой и положением активных разломов чередование зон растяжения в мантии и разуплотнения в коре, в то время как для Центрально-Азиатского пояса отмечается резко наложенный характер контуров разуплотнения в коре и мантии на древнюю структуру. Такой же характер в этом регионе имеет и Тянь-Шаньская ДСД.

6. ПЛОТНОСТЬ РАЗЛОМОВ – КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ДРОБЛЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Дополнительная информация о напряженном состоянии вещества земной коры может быть получена при анализе макротрещиноватости, и в первую очередь при выявлении плотности разломов и зон наибольшего дробления (ЗНД). Такая информация была получена при анализе [Карта разломов..., 1980]. Листы карты, охватывающие южные районы СССР, были разделены на квадраты, длина стороны которых равнялась 2,5 см или 62,5 км. В пределах каждого квадрата была подсчитана суммарная длина

разломов (в км), которая и рассматривается как мера плотности разломов. В качестве единицы этой меры выступает величина D , которая равна 25 км разломов, отнесенных к указанной выше площади.

Величина, отражающая плотность разломов, изменяется от 0 до 24 D . Зоны наибольшего дробления приурочены к Карпатам, Крыму, Большому Кавказу, Тянь-Шаню, Юго-Восточному Казахстану. Наиболее четкую линейность эти зоны имеют в пределах Средиземноморского пояса. Здесь они вытянуты согласно с простиранием структур и, как правило, сопровождаются линейными зонами с нулевыми значениями плотности разломов. Линейные нулевые зоны приурочены к долине Днестра и Предкарпатскому прогибу, Черному морю, Предкавказскому прогибу. В пределах Монголо-Охотского орогенного пояса конфигурация зон дробления имеет более прихотливый характер. Они отражают здесь сочетания разломов трех основных направлений — субширотного, меридионального и северо-западного. Линейные зоны, так же как и в Средиземноморском поясе, сопровождаются полосами с низким уровнем дробления.

Наряду с линейными зонами дробления выделяются изометрические области. К их числу относится восточная часть Украинского щита. Широким распространением пользуются изометрические области с пониженной плотностью разломов. Они установлены в Южном Казахстане, Прикаспийской низменности, Южно-Каспийской впадине.

Поскольку при составлении карты плотности разломов анализировались разновозрастные дизъюнктивы, заложение которых произошло начиная с архея, то выявленная картина неравномерной раздробленности земной коры отражает суммарный итог разломообразования за огромный отрезок времени. Наличие зон различной степени дробления, в том числе и нулевых, может рассматриваться как проявление унаследованности в развитии сети разрывных нарушений.

Это предположение подтверждается сравнением карт плотности разломов и активных разломов. Сгущение активных разломов четко приурочено к ЗНД. Зоны пониженной макротрещиноватости оказываются лишенными активных разломов. На "Карте разломов..." [1980] в пределах Юга СССР показаны дизъюнктивы главным образом древнего (докайнозойского) заложения, поэтому связь ЗНД с зонами преимущественного развития активных разломов свидетельствует об унаследованном характере последних. При этом каждый отдельный активный разлом может быть сформирован в неотектоническом этапе, но пояса их сгущения приурочены к уже существовавшим зонам с повышенной плотностью разломов.

ЗНД хорошо согласуются с поясами разуплотненного вещества верхов мантии и земной коры. Поясам с переуплотненным веществом верхов мантии отвечают зоны с низкой плотностью разломов. В связи с этим можно предположить унаследованный характер не только зон сгущения активных разломов, но и положения зон с определенным стилем напряженного состояния. Разломы являются прямым отражением, реакцией вещества земной коры и верхов мантии на напряженное состояние. Унаследованность зон трещиноватости, показанная выше, свидетельствует об унаследованном распределении зон сжатия и растяжения и избирательном характере их проявления.

Таким образом, карта плотностей разломов позволяет подтвердить некоторые закономерности, намеченные при анализе геодинамической обстановки глубинных недр Юга СССР. Конфигурация ЗНД различается в Средиземноморском и Монголо-Охотском поясах и соответственно в Альпийском и Центрально-Азиатском орогенах. Установленная зональность в распределении напряженного состояния для активных регионов СССР подтвер-

ждается зональным расположением ЗНД и зон с низкой плотностью разломов. Совпадение ЗНД с участками разуплотненной коры и мантии позволяет, по крайней мере для коры, считать оправданным предположение о связи разуплотнения с повышенной трещиноватостью и пониженной прочностью пород.

Зональное расположение ЗНД, унаследованность активных разломов, хорошее совпадение зон с различной плотностью разломов с поясами специфического напряженного состояния, по-видимому, является различными сторонами одного геотектонического явления, сущность которого предстоит выяснить при дальнейших исследованиях.

7. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ СЕЙСМОГЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В объяснении особенностей проявления сейсмогенных движений следует исходить из тех положений и заключений, о которых выше шла речь. Из них наиболее важными являются.

1. В земной коре и верхней мантии активные разломы образуют ярусы регматогенеза, отличающиеся между собой структурным планом размещения и интенсивностью их проявления.

2. Зоны наибольшего дробления в земной коре, включая и проявления активных разломов, являются достаточно консервативными, устойчивыми по положению, древними, т.е. унаследованными от предшествующих этапов развития.

3. Сейсмогенные движения и активность разломов в пределах Юга СССР проявляются в обстановке общего меридионального сжатия. По-видимому, геодинамическая обстановка в какой-то мере также является консервативной, несущей в себе черты предшествующих этапов развития.

4. Проявление активных разломов связано с поднятием и разупрочнением блоков земной коры и верхней мантии в обстановке как общего сжатия, так и растяжения. В участках уплотненной мантии отмечается редкая сеть проявляющихся разломов.

5. Наиболее благоприятные условия в проявлении активных разломов связаны с "переходными" зонами разных типов земной коры по составу, общей мощности и напряженному состоянию.

6. Проявление активных разломов в земной коре — сейсмогенных дислокаций — связано с их деформационными системами под которыми понимается закономерное сочетание дислокаций со сдвиговыми смещениями по площади в виде фигур прямоугольных треугольников или прямоугольников под влиянием общей геодинамической обстановки.

Выделенные в пределах рассматриваемой территории Юга СССР деформационные системы дислокаций являются фрагментами более крупных по значению систем. Их соотношение иллюстрируется схемой положения сейсмически активных блоков земной коры Альпийского и Центрально-Азиатского поясов (см. рис. 3). Схема составлена на основе карты теплового потока земли, в соответствии с Международным геодинамическим проектом в США в 1976 г. Указанная карта кроме данных о тепловом потоке, несет информацию о положении эпицентров землетрясений, проявившихся в течение 1961—1973 гг. Обращено внимание на закономерное положение эпицентров землетрясений, обрамляющих крупные блоки земной коры в пределах названных поясов на всю их ширину. Выделяющиеся блоки оконтуриваются с южной стороны и согласуются с положением складчатых дуг пояса. Северные ограничения могут быть связаны с крупными зонами разломов, выделяемых уже в пределах территории

СССР, на молодой Скифско-Туранской и древней Русской плитах. Блоки имеют прямоугольную форму с ориентировкой одной из диагоналей в меридиональном направлении. В плане блоки образуют ряд, в котором одна из сторон двух смежных блоков является общей. Прямые углы блоков обращены к югу. С ними связано проявление максимальной сейсмичности коровых и мантийных очагов. Выделяющиеся блоки земной коры по морфологии образуют рисунок "пилы". Конфигурация установленных блоков согласуется с положением ДСД, устанавливаемых в пределах территории Юга СССР и практически являющихся между собой подобными. На схеме показаны возможные сдвиговые смещения блоков относительно друг друга, согласующиеся с данными по Анатолийскому и Центрально-Азиатскому горным поясам. На основе кинематики и положения о консервативности зон напряжения показаны преимущественные направления векторов сжатия. В пределах Альпийского горного пояса уверенно выделяются блоки I ранга: Эллинский, Анатолийско-Черноморский, Иранский, Белуджистанский, Ассамский. ДСД территории Юга СССР связаны главным образом с Анатолийско-Черноморским, и Иранским активными блоками земной коры. Тянь-Шаньско-Памирская ДСД, по всей вероятности, надставляет Ассамский блок с северной стороны и, скорее всего, входит в более крупный по значению Казахстано-Тянь-Шанский блок, ограничения которого намечаются весьма проблематично.

Приведенная кинематическая схема орогенных поясов свидетельствует об общем их меридиональном сжатии с растяжением по простиранию, в силу которого закономерно проявляются правые северо-западные и левые северо-восточные сдвиги. Возникает представление об относительно большей активности южного края Альпийского пояса как по проявлению мантийных землетрясений, так и по уровню сейсмичности. Намечающаяся закономерность согласуется с положением Г.П. Горшкова и Т.А. Шенкаревой [1978] о высокой сейсмичности складчатых дуг Альпийского пояса.

Анализ пространственного положения очагов землетрясений, выполненный с учетом их линейности [Щукин, 1977, 1981], позволил прийти к представлению о том, что протяженные очаги и зоны их концентрации формируют магистральные сейсмогенные структуры и подчиняются структурно-динамическим неоднородностям (деформационным системам), скрытым на разных глубинах (до первых сотен километров). Это позволяет утверждать, что часто наблюдаемые несоответствия пространственного положения очагов и их совокупностей относительно видимых на дневной поверхности геологических структур и разрывов являются закономерными. Основным сейсмогенным элементом литосферы являются глубинные разломы и ослабленные зоны (зоны наибольшего дробления).

Опыт составления карты активных разломов Юга СССР, а также исследования форм связи сейсмичности со структурой коры и мантии в других регионах указывает на то, что сейсмогенными движениями охватываются не только орогенные области, но и прилегающие части платформы, с которыми они составляют единую динамическую систему. Характер динамического взаимодействия блоков земной коры платформенного и орогенного развития во многом еще остается неясным, однако уже сейчас можно предполагать что влияние друг на друга в реализации как медленных колебательных, так и быстрых (сейсмических) движений. Основой к такому предположению являются установление скрытых магистральных зон линейных неоднородностей в строении земной коры и верхней мантии, пересекающих орогены и прилегающие части платформ.

Приведенная кинематическая схема активных блоков Альпийского и Центрально-Азиатского горных поясов намечает принципиально возможный

механизм формирования очаговой сейсмичности, связанной с крупными магистральными зонами наибольшего дробления. Идея реализации сейсмических движений по деформационным системам дислокаций может оказаться благотворной в прогнозе места очагов землетрясений.

Будущие направления исследований по проблемам сейсмичности в сеismoопасных зонах могут быть связаны с дальнейшей разработкой представлений о ДСД, с обоснованным выделением активных блоков крупных и подчиненных по значению рангов.

Глава 3

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ДИЗЪЮНКТИВНОГО ПРОЦЕССА В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Изучение особенностей дизъюнктивного процесса в земной коре давно уже стало крупной научной проблемой, практическое значение которой подтверждено многочисленными результатами геолого-разведочных работ. Эти результаты показали, что при прогнозе и разработке многих видов минерального сырья, а также в оценке сейсмической опасности территорий определяющую роль часто играет полнота наших знаний о формах проявления и самом содержании дизъюнктивного процесса во всем объеме земной коры.

Многие черты этого процесса достаточно полно изучены для верхней части земной коры. Они нашли свое отражение на карте разломов, составленной большим авторским коллективом под общей редакцией А.В. Сидоренко, Н.А. Беляевского, А.В. Пейве, В.А. Унксова и А.И. Суворова [1980].

По-прежнему, однако, остается актуальным вопрос о том, каковы особенности дизъюнктивного процесса в глубоких срезах земной коры.

Согласно утвердившимся представлениям основным, если не единственным, выражением дизъюнктивного процесса в структуре земной коры являются разломы.

Еще со времен У. Хоббса, впервые выделившего крупные дизъюнктивные системы, назвав их линеаментами, вопросы разломной тектоники привлекали внимание многих исследователей в нашей стране и за рубежом. Однако наиболее крупные разработки на этот счет были получены за последние 40 лет. Этому во многом способствовали исследования советских геологов, среди которых основополагающими являются труды Н.С. Шатского, А.В. Пейве, В.В. Белоусова, А.И. Суворова, А.Е. Михайлова, В.Е. Хаина, М.В. Гзовского, Г.Д. Ажгирея, П.Н. Кропоткина и многих других исследователей.

Нетрудно видеть, что разломы являлись предметом исследований преимущественно тектонистов, так как любой анализ тектонических движений и основных структурных особенностей земной коры включает в себя и раскрытие основных черт процесса зарождения, становления и последующей эволюции разломов. Выявление и систематика этих черт, собственно, и являются той основой, на которой строятся различные схемы классификаций разломов. В целом же независимо от того или иного варианта этих классификаций разломы рассматриваются как выходящие или не выходящие на твердую поверхность Земли секущие плоскости (поверхности), генетически связанные с тектоническими движениями и деформациями

прерывистого характера, с вертикальной или латеральной миграцией жидких и твердых масс пород, а также со структурной локализацией узких зон седиментации местного и в редких случаях регионального значения.

Объективность этих положений очевидна, ибо они вытекают из анализа тектонического строения и развития поверхностных и приповерхностных зон земной коры, обеспеченность которых достоверными геолого-геофизическими данными, как известно, всегда была выше, чем для более глубоких зон коры.

Но следует ли из этого, что она (объективность) сохраняется и тогда, когда речь идет о всем объеме земной коры, а тем более литосферы? И можно ли в этом смысле считать, что дизъюнктивный процесс независимо от того, на каком уровне коры он развивается, имеет одно и то же содержание и весь вопрос сводится лишь к установлению глубины его проникновения в толщу земной коры.

Традиционно вертикалистская (фиксистская) интерпретация материалов глубинных геофизических исследований какой-либо альтернативы на это счет не предусматривает. Однако сколько-нибудь веских оснований для такого решения вопроса практически нет. Нет их и в отношении аппроксимации в глубинные зоны коры характерных для ее верхних уровней процессов складчатости, низких ступеней или полного отсутствия регионального метаморфизма, и наконец, компонентно более сложного, но менее устойчивого химизма пород.

Большие возможности в поисках новых, логически более обоснованных решений сформулированных выше задач открывает возрожденная в последние годы и разрабатываемая на более высоком научном уровне концепция мобилизма.

Эта концепция, рассматривающая и объясняющая тектонические процессы на фоне и в соотношении с возникновением, становлением и полным "расцветом" самой коры как целостной геологической системы, лучше всего отвечает теории развития вообще.

Земная кора в данном случае, как и любая другая природная система, обретает в рамках строения литосферы новое качественное состояние, существенно отличающее ее от надастеносферной мантии, из которой она возникает. Этот простой, казалось бы, вывод вытекает из всеобщего принципа диалектики — раздвоение единого и противоречивость как источник всякого развития.

Из этого же принципа объективно следует, что и в самой земной коре должны существовать принципиальные различия между тектонической структурой поверхностных и приповерхностных зон, с одной стороны, и характером строения продуцирующей эту структуру наибольшей по объему кристаллической части коры — с другой.

О реальности этих различий, касающихся, разумеется, и дизъюнктивного процесса, свидетельствуют следующие предпосылки.

1. В последние годы в результате более детального и целенаправленного изучения разновозрастных складчатых структур во внеплатформенных областях было установлено, что многие из этих структур представляют собой тектонические покровы, надвиги или отдельные блоки, сформированные за счет срыва и латерального перемещения масс пород. Залегая аллохтонно, они указывают в совокупности с характерным для вмещающих складчатых областей общим интенсивным смятием пород на резкое несоответствие структурного плана поверхностных и приповерхностных зон коры структурному плану ее глубинных зон. Если же рассматривать геосинклинальный, впрочем, и платформенный этажи в целом, то в этом случае в рамках любой тектонической эпохи налицо принципиаль-

ные различия между строением слагающих эти этажи комплексов и охватывающим кристаллическую часть коры фундаментом. В этой связи отнесение геосинклинальных комплексов фанерозоя к фундаменту представляется неправомерным, поскольку они имеют эволюционный структурно-формационный переход через так называемый промежуточный комплекс к осадочному чехлу и, следовательно, являются компонентом внутренней структуры поверхностной и приповерхностной некристаллической части земной коры.

2. В результате анализа накопленных за последнее время данных о строении дна современных морей и океанов и их использования в палеотектонических реконструкциях в пределах континентов было показано, что разный возраст имеют не только верхние некристаллические толщи земной коры, но и сама кора в целом. Это позволило установить, по крайней мере для позднего докембрия и всего фанерозоя, общую тенденцию к разрастанию земной коры за счет ее новообразования там, где существовали условия повышенной мобильности и нарушение герметизации подкорового вещества (области геосинклинального развития).

Специфика этого процесса в прошлом и теперь состоит в том, что нижняя часть новой коры формируется в основном за счет мантии, в то время как на формирование верхних слоев новой коры уже существовавшая кора оказывала активное влияние. Имея, таким образом, разные источники своего возникновения, обе эти части новой коры, естественно, выступают и в разном тектоническом качестве.

Структура и состав первой из них формировались в условиях нарушения тектонического равновесия в кристаллическом основании уже существовавшей коры, что же касается верхней части новой коры, то ее возникновение и развитие шло в направлении сглаживания (устранения) этой нарушенности.

В связи с этим и несмотря на то, что определенные объемы пород нижней кристаллической части новой коры и даже подкорового субстрата часто проникают в ее поверхностную и приповерхностную зоны как в неизменном состоянии, так и в виде вторичных продуктов, не приходится говорить о каких-то сквозькоровых структурных элементах, которые были бы генетически связанными одновременно с развитием структуры кристаллического основания, с одной стороны, и некристаллических комплексов вновь образующейся коры — с другой.

Тем более это исключено там, где по каким-то причинам новообразование земной коры с определенного времени прекращается вообще (области платформенного развития), ибо в противном случае пришлось бы допустить существование таких тектонических процессов, которые, охватывая всю земную кору и формируя в ней какие-либо новые сквозные структуры, тем не менее не способствовали бы приращению коры в целом за счет ее новообразования. Было бы ошибкой также отнесение к такого рода процессам так называемых эпиплатформенного и эпигеосинклинального рифтогенеза и орогенеза.

Для первого из них платформенный режим вообще не характерен (он сохраняется вне рифтогенных зон), а сам же рифтинг, хотя и разрушает (деструктурирует) уже сформированную кору, но в то же время ведет к ее общему разрастанию. В той же мере это касается и орогенеза на платформах и в складчатых областях, т.е. возникновение в верхней части уже сформированной коры горных цепей и сопутствующих им наложенных прогибов и впадин обусловлено не каким-то автономным возбуждением уже сформированной коры, а формированием новой коры по соседству.

Сопряженность этих процессов определяется тем, что в отличие от рифтинга новая кора в данном случае формируется в условиях наклонного подъема из-под уже сформированной коры мантийного субстрата, вызывающего, в свою очередь, асимметрию в латеральном перемещении последней. Во фронтальной части наклонно воздымающихся мантийных масс уже сформированная кора испытывает наибольшее растяжение и в случае ее полного разрыва или резкого утонения здесь формируются глубокие прогибы и впадины с более молодым фундаментом океанического типа (меланократовое основание). В тылу же она образует вздернутое плечо одностороннего раздвига, на котором и образуются орогенные структуры преимущественно линейного типа. В тех случаях, когда в силу меньшей энергии мантийно-базальтового потока уже сформированная кора разрывается неполностью, под оставшейся ее верхней частью все равно формируется некоторый объем новой коры. Именно это обстоятельство, очевидно, и лежит в основе тектонических различий между прото- и дейтероорогенезом.

3. В настоящее время в основном доминируют представления о том, что для того или иного типа структур поверхностных и приповерхностных зон земной коры свойственны определенные закономерности в изменении под ними как общей мощности коры, так и отдельных ее слоев, заключенных между дневной поверхностью, поверхностью фундамента, кровлей так называемого базальтового слоя и подошвой земной коры.

В общем виде эти закономерности трактуются как увеличение мощности надбазальтового (гранитного) слоя и коры в целом под областями развития геосинклинально-складчатых структур, и нормальное состояние этих коровых признаков под платформами — примерно 15–20 и 40–45 км соответственно.

Для ряда частных структурных элементов как платформ, так и геосинклинальных областей отмечаются также некоторые аномалии в поведении границ раздела коры и общее утонение последней (глубокие прогибы и впадины, срединные массивы).

Следует, однако, отметить, что такого рода типизация поверхностных и приповерхностных структур основана исключительно на статистическом анализе их вертикальных соотношений с характером поведения основных границ раздела земной коры. По мере увеличения объема и повышения точности глубинных геофизических исследований эта типизация претерпела существенные изменения. Так, полученные за последние годы результаты этих исследований показали, что и на платформах имеет место значительное увеличение мощности коры (на Украинском щите до 65 км), тогда как в геосинклинальных областях такое увеличение характерно только для базальтового слоя (на Урале, например). Была установлена также довольно сложная картина в условиях залегания и во взаимном соотношении основных глубинных границ раздела земной коры не только в пределах геосинклинально-складчатых областей, но и на платформах и в зонах тектонической активизации. При этом особая сложность была отмечена в поведении сейсмической границы К (раздел между геофизическими гранитным и базальтовым слоями) под геосинклинально-складчатыми структурами, что, в свою очередь, даже вызвало у ряда исследователей сомнение относительно реальности самого существования этой границы вообще где бы то ни было.

Все это указывает на неоднозначность, а главное, на упрощенность отмененных выше чисто статистических вертикальных соотношений между структурами поверхностных и приповерхностных зон земной коры, с одной стороны, и особенностями ее глубинного строения — с другой,

и по существу вносит неопределенность в раскрытие причинности этих соотношений.

Вместе с тем эти же данные, свидетельствующие о "скользящем" характере основных признаков строения глубинных зон коры по отношению к структурному плану ее верхней части, являются в то же время подтверждением того, что структурные связи между рассматриваемыми уровнями коры гораздо сложнее, чем это обычно принято видеть в существовании так называемых корней гор с горами или без них (в равной мере и наоборот) непосредственно под обращенными геосинклинальными и рифтогенными структурами, под областями более поздней тектонической активизации, а также в определенных сочетаниях форм рельефа поверхности фундамента и основных, не говоря уже о частных, границ раздела коры.

Такого рода соотношения между структурными планами верхних и глубинных уровней коры не учитывают существование важных факторов, указывающих часто на вертикальное несоответствие, особенно в тектонически активных областях, основных элементов структуры разных уровней коры.

4. В свете рассматриваемой трансформации тектонических процессов при переходе от глубинных зон коры к ее поверхностной и приповерхностной частям особый интерес представляют разломы.

Этот элемент структуры земной коры, достаточно хорошо изученный по геологическим данным, представлен, как известно, различными категориями, среди которых наиболее важной в рамках рассматриваемой проблемы является категория глубинных разломов.

Впервые выделенные и названные так А.В. Пейве [1956], эти разломы в дальнейшем рассматривались как один из важнейших критериев в обосновании слоисто-блоковой модели строения земной коры, поскольку за ними признавалась роль уходящих своими корнями в нижние горизонты коры или даже в верхи мантии секущих плоскостей, которые в течение длительного геологического времени определяли пространственные ограничения и автохтонное тектоническое развитие блоков земной коры и литосферы.

Однако А.В. Пейве [1967, 1977, 1980] в своих последующих работах пересмотрел первоначальные взгляды на этот счет, убедительно показав невозможность длительного существования глубинных разломов на одном и том же месте, чаще всего наклонный характер срыва масс пород и связанную с этим асимметрию тектонических структур в поверхностной и приповерхностной зонах коры. К таким же выводам пришел и А.И. Суворов [1979], отметив "изменчивость характера расположения разломов и их группировок от структуры к структуре на дневной поверхности, их прерывистость от одного глубинного слоя к другому и непостоянство многих параметров на разных стадиях развития".

Таким образом, сплошное развитие даже крупных разломов от геологически картируемой поверхности и приповерхностной части земной коры в ее глубинные зоны становится, по мнению ряда исследователей и автора, не столь уж очевидным, как предполагалось ранее.

Однако многие исследователи придерживаются иной точки зрения, считая, что такое развитие косвенно доказывается рядом критериев оценки глубин проникновения разломов в толщу земной коры или за ее пределы. К числу последних относятся тип приуроченного к разломам магматизма, количественные соотношения поверхностных параметров разломов (длина, ширина), глубины залегания очагов землетрясения, а также экспериментальные данные относительно роста трещин в разнородных

по физико-механическим свойствам средах с последующим качественным перенесением этих данных на конкретные геологические объекты.

Нам представляется, что перечисленные критерии как в отдельности, так и в своей совокупности не могут рассматриваться в качестве надежного основания для выводов относительно глубин залегания корневой системы разломов. В равной мере это относится и к оценке глубинности разломов по их структурному положению, согласно которой чем крупнее структурные элементы, тем глубже проникают в земную кору или литосферу ограничивающие их на дневной поверхности разломы.

Такое заключение вытекает из того, что, во-первых, процесс магмообразования и ее последующая транспортировка не являются сущностью одного и того же генетически связанного явления. Например, выплавление магм из глубинных источников может происходить на значительно больших площадях, чем само сечение разлома. Следовательно, нет сколько-нибудь существенных оснований считать, что состав этих магм обязательно свидетельствует об их подъеме по заранее существующей и априори связанной с очагами плавления вертикальной дренажной системе, функции которой выполняли бы разломы. Скорее всего речь может идти об общем изостатически обусловленном подъеме нижних частично расплавленных масс коры и литосферы с последующим их внедрением в перекрывающую верхнюю часть коры по образующимся здесь разломам.

Во-вторых, попытка определить глубину проникновения разломов в зависимости от их протяженности наталкивается на проблему чисто геометрического характера.

Само отношение длины разлома к его глубине отражает всего лишь геометрию изотропного пространства в виде таких двумерных фигур, как квадрат, прямоугольник и т.д. (L равно, больше или меньше H). Однако с какой фигурой мы имеем дело, остается не ясным. Кроме того, земная кора является резко выраженной анизотропной средой и потому формирование плоскости разлома в ней представляется геометрически неопределенным для установления всех составляющих этой плоскости. В этом смысле степень достоверности аппроксимации экспериментальных и сейсмологических данных для прогноза глубин проникновения разломов находится не на должном уровне.

И наконец, в-третьих, что касается структурного положения разломов, то все здесь выглядит аксиоматически, так как устанавливаются ранг и глубина проникновения не самого разлома, а ограничиваемой им структуры. Но при этом не учитываются различные варианты глубинного продолжения одинаковых по рангу структур, которые могут иметь как аллохтонное, так и неглубокое автохтонное залегание.

Можно привести и ряд конкретных примеров геологического и геоморфологического характера, свидетельствующих об отсутствии строгих критериев в определении глубин залегания "нижних кромок" не только разломов, но и других близких к ним по особенностям поверхностного выражения линейных структур шовного типа. Так, Байкальская рифтовая зона, развитая регионально, имеет тем не менее несравненно более глубокие корни, чем глобальная система глубоководных желобов. Или, скажем, одна из самых протяженных в мире речная система Миссисипи-Миссури врезана в земную кору значительно меньше по сравнению с Большим каньоном относительно непротяженной р. Колорадо.

Иными словами, глубина проникновения разломов (впрочем, и ряда других геологических объектов) не является прямой функцией масштаба их проявления в поверхностной и приповерхностной частях земной коры; и здесь, очевидно, уместно коснуться данных ГСЗ, которые чаще

всего интерпретируются как прямые показатели глубокого проникновения в земную кору и литосферу многих крупных разломов.

Широкое применение ГСЗ в геологии, сопровождаемое усовершенствованием методики проведения и повышением кондиционности этих работ, способствовало тому, что в классификационных схемах по разломам стали фигурировать так называемые геофизические разломы. Основу этого новшества составляет то, что реально существующие геофизические данные все еще имеют альтернативное геологическое истолкование их связи с разломами глубоких частей земной коры и верхней мантии.

Подобное обстоятельство впервые было отмечено в отношении латеральных границ раздела и заключенных между ними слоев земной коры и верхней мантии, в связи с чем в настоящее время широко используются в трактовке глубинного строения недр такие понятия, как "геофизический (акустический, технический) фундамент", "геофизические гранитный и базальтовый слои", "волноводы", "поверхности Конрада, Мохоровичича" и т.д.

Все это несомненно обогащает и углубляет наши знания об особенностях глубинного строения земной коры, однако в отношении ее дизъюнктивной компоненты не все обстоит благополучно. Так, любая дискретность в корреляции тех или иных геофизических признаков, как правило, связывается с разломами, в результате чего на разрезах ГСЗ показывается довольно густая сеть целостных дизъюнктивов, охватывающих всю или почти всю земную кору, да притом обязательно в вертикальном или субвертикальном направлениях. Такой, подчас неестественный и с точки зрения геологической логики не связанный с вмещающей средой каркас разломов создает определенную статичность последних на фоне очевидной и сложной динамики формирования других элементов структуры земной коры, их как бы наложенный характер, что, конечно, не отражает истинного положения.

Взять, к примеру, Урал. Построенные здесь по материалам ГСЗ разрезы земной коры [Дружинин, Рыбалка, Соболев, 1976] изобилуют глубинными разломами, которые, круто рассекая земную кору, вместе с тем не находят сколько-нибудь удовлетворительных связей не только с разломами и структурой поверхностных и приповерхностных зон (в том числе и покровной), но и с характером довольно сложного поведения сейсмических отражений в самой толще земной коры Урала. При этом совершенно нерешаемым остается вопрос о геологической истории этих разломов в рамках установленного для Урала наиболее активного ранне-среднепалеозойского этапа тектогенеза.

По мнению В.Е. Хаина [1977], указанные разломы могут иметь более поздний, т.е. позднегерцинский, возраст заложения, но тогда едва ли объясним тот факт, что развитие этих разломов почему-то происходило не в самую активную фазу тектонической истории этого региона, а после того, как в современных чертах сформировалась его структура, в которой отсутствуют какие-либо следы соразмерности с возможной общекоровой делимостью земной коры в последующем.

Сейчас уже становится ясным, что уровень развития геофизических методов и интерпретаций их результатов с учетом современных мобилистических представлений о путях формирования земной коры в целом позволяют осуществлять эндогенную корреляцию отождествляемых с разломами геофизических признаков не так тривиально, как это было до недавнего времени, когда фактор дифференцированного выражения дизъюнктивных процессов на различных срезах земной коры по существу не учитывался. Об этом свидетельствуют даже сами рисунки, плотность и морфологическое разнообразие разломов, достоверно картируемых в

верхних этажах коры. Они определенно указывают не на выход на этот уровень какой-то целостно развитой во всей коре сети разломов, а на их производный характер от глубинной структуры, состояние которой в этом и других геологических смыслах, несомненно, отличается большей гомогенностью. Этим в основном, а не слабой изученностью глубинных недр как раз и объясняется искусственность признаваемой большинством авторов неудовлетворительной корреляции между фиксированными разломами поверхностных и приповерхностных зон земной коры, с одной стороны, и разломами, выделяемыми по данным ГСЗ, — с другой.

Изложенные предпосылки, разумеется, не охватывают весь круг вопросов, касающихся различий в тектоническом развитии глубинных и приповерхностных зон земной коры. Однако в отношении дизъюнктивного процесса они являются достаточным основанием для выводов о том, что на разных срезах коры этот процесс протекает существенно неодинаково и имеет различное содержание.

В поверхностной и приповерхностной структуре земной коры дизъюнктивный процесс представлен как вторичный элемент, разрушающий эту структуру. В пределах же глубинных зон коры он выступает в основном в виде первично созидающего явления, определяя место зарождения и развития структур новой коры в теле уже сформированной.

Дизъюнктивная природа и объемное выражение этих структур устанавливаются по ряду важных сейсмических признаков, которым до недавнего времени не уделялось должного внимания при геологической интерпретации материалов глубинных сейсмических исследований [Саркисов, 1981, 1982].

Таким образом, в глубинных зонах земной коры принципиально более важным выражением дизъюнктивного процесса являются не глубинные разломы в их традиционном понимании, а объемные структуры трогового типа. Последние мы называем глубинными дизъюнктивными структурами, определяя их как зоны глубинного растяжения, в пределах которых формировался относительно молодой разрез земной коры. Судя по скоростным параметрам и формационному составу на верхних своих уровнях, разрез этот первоначально отвечал коре океанического типа.

Это обстоятельство имело важное значение при прослеживании глубинных дизъюнктивных структур в приповерхностной части земной коры. В этом смысле формации океанического типа, а также элементы тектоники, свидетельствующие о повышенной проницаемости и мобильности приповерхностных зон земной коры, послужили индикаторами существования глубинных дизъюнктивных структур там, где данные ГСЗ для их выделения отсутствуют или же имеют слабую информативность.

К числу таких индикаторов отнесены офиолитовая ассоциация пород, ареалы и пояса распространения базальтового магматизма (в том числе раскисленного), области глубокого погружения "безграничного" фундамента, грабен-рифты, глубоководные желоба, выхода зоны Беньофа. Разнообразность перечисленных образований указывает на многостадийность формирования глубинных дизъюнктивных структур. Синтез этих данных совместно с материалами ГСЗ по всей территории СССР позволил построить в масштабе 1:5 000 000 карту глубинных дизъюнктивных структур. Эта карта в целом является схематической, поскольку обеспеченность различных районов страны материалами региональных геолого-геофизических исследований существенно неодинакова. Не везде одинаково и качество этих материалов, в связи с чем результаты их интерпретации в ряде случаев могут иметь неоднозначный и, следовательно, условный характер.

При анализе карты глубинных дизъюнктивных структур обращает на себя внимание тот факт, что глубинные дизъюнктивные структуры независимо от места их расположения и пространственной ориентации увязываются между собой в единую систему. В пределах территории СССР становление этой системы происходило от раннего палеозоя и до современной тектонической эпохи. Вопрос о более раннем архейском возрасте заложения глубинных дизъюнктивных структур пока остается открытым.

По характеру проявления в верхней части земной коры глубинные дизъюнктивные структуры могут быть разделены на два типа.

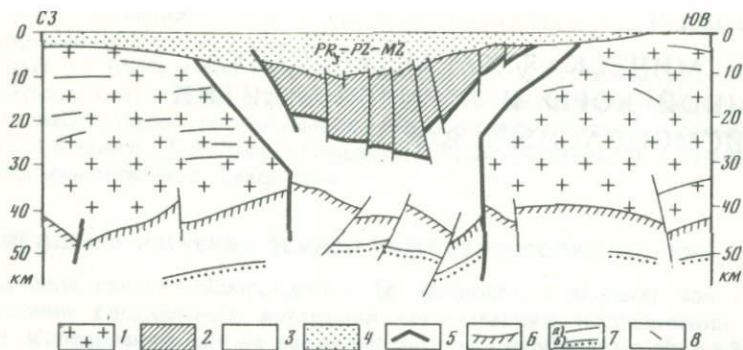
Так называемый открытый тип глубинных дизъюнктивных структур представляет собой раскрытую (обнаженную) на всю мощность земной коры глубинную раздвиговую зону, которой в верхах коры отвечают звгеосинклинальные прогибы, выходы зоны Бенюфа, срединно-океанические хребты, а также области развития комплексов пород глубоководных впадин и сопряженных с ними континентальных склонов. Сюда же могут быть отнесены участки древнего кристаллического фундамента, где "гранитный" слой отсутствует.

Для такого типа глубинных дизъюнктивных структур характерны лучшая сохранность и слабая или вообще отсутствующая гранитизация лежащего их разреза земной коры первично океанического типа. Вещественные комплексы этого разреза непосредственно участвуют в создании тектонического плана приповерхностной части коры.

Рассматриваемый тип глубинных дизъюнктивных структур иногда выступает в качестве вмещающей среды для блоков с более древней континентальной корой. Профиль этих структур в данном случае имеет вид "рогатки", сходящиеся ветви которой служат "ложем" для упомянутых блоков. Последние, находясь в "висячем" бескорневом положении, нередко развиваются в структуре верхней части земной коры как срединные массивы, антиклинории или же фундаменты орогенных впадин (Украинский щит, Урал, Центральный Казахстан, Дальний Восток и др.). Очевидно, этим же тектоническим положением объясняется вещественная переработка блоков древней континентальной коры. Оказавшись в "горячем котле", они становятся источником кислого и субщелочного магматизма и одновременно испытывают внедрение магматических продуктов вновь формирующейся коры океанического типа (рис. 4).

Другому, "закрытому" типу глубинных дизъюнктивных структур свойственно неполное раскрытие глубинных раздвиговых зон и, как следствие этого, погребенное формирование в них относительно молодой базальтовой компоненты коры. В приповерхностной структуре коры они проявлены в виде грабенотипных структур, ареалов и поясов развития вулканогенных образований, а также как зоны смятия и тектонического перекрытия. Оказывая косвенное влияние на формирование тектонической структуры приповерхностной части земной коры, глубинные дизъюнктивные структуры рассматриваемого типа одновременно выполняют роль наклонного или субвертикального глубинного диапира.

Рассматривая глубинные дизъюнктивные структуры как зоны глубинного раздвига с относительно молодым разрезом коры, естественно видеть в них источник нарушения динамического равновесия в первоначально сплошь развитой древней континентальной коре. Приуроченность к этим структурам очагов концентрации сейсмической энергии, очевидно, указывает на импульсный характер их роста за счет периодической разгрузки напряжений, длительно накапливающихся в упомянутых очагах. Стадийность этого процесса, возможно, отражается в возникавших при этом глубинных сейсмогенных дислокациях, хотя связанные с этими дисло-



Р и с. 4. Сейсмогеологический разрез литосферы по профилю ГСЗ р. Маган — р. Таря

1 — блоки дорифейской материковой коры; 2 — осадочно-вулканические образования (чехол океанического типа); 3 — область глубокого погружения фундамента океанического типа; 4 — осадочный слой; 5 — тектонические контакты; 6 — поверхность М (подошва земной коры); 7 — границы раздела: а — в земной коре, б — в подкоровой части литосферы; 8 — разломы

кациями сейсмические события в приповерхностной части земной коры могли распространяться далеко за пределы глубинных дизъюнктивных структур.

Многие из разрезов коры содержат важную информацию о поведении сейсмических площадок и основных границ раздела земной коры в широком интервале углов их залегания. При разработке концепций тектонического строения и развития земной коры эти данные явно недооцениваются, между тем как в совокупности с характером изменения расчлененности среды они указывают на несомненно более сложную структурную неоднородность кристаллической части земной коры, чем это следует из упрощенной модели непрерывного латерального развития различающихся по скоростным параметрам основных слоев коры.

Сочетание блоков древней континентальной коры с разделяющими их глубинными дизъюнктивными структурами, где разрез коры относительно моложе и первично океанического типа, наилучшим образом отвечает современным мобилистическим представлениям об особенностях формирования состава и структуры приповерхностной части коры.

Для расширения наших знаний о строении и прогнозной роли глубинных дизъюнктивных структур необходимо дальнейшее изучение ряда вопросов, среди которых наиболее важным являются:

1) усовершенствование методики геологической интерпретации комплекса данных региональных геофизических исследований; 2) анализ истории формирования глубинных дизъюнктивных структур, характера их соотношений с тектоническим планом верхней части разреза земной коры, типизация этих структур; 3) геодинамические особенности глубинных дизъюнктивных структур и их роль в оценке сейсмичности.

Раздел II

СЕЙСМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СЕЙСМООПАСНЫХ ЗОН

Глава 1

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕЙСМООПАСНЫХ ЗОН

Растущий интерес к особенностям строения земной коры сейсмоопасных регионов связан с тем, что подавляющее количество очагов крупных и более мелких землетрясений сосредоточено на глубинах 5—30 км, т.е. непосредственно в кристаллической толще Земли, и связано с существующими в ней неоднородностями. Глубинное строение сейсмоопасных регионов СССР изучено достаточно полно. Однако до сих пор точно не известно пространственное размещение имеющихся неоднородностей (блоков), их размеры, контрастность характеристик прилегающих участков и т.д. Кроме того, многие профили ГСЗ, отработанные ранее в рассматриваемых районах, существуют в старой интерпретации [Вольвовский и др., 1977], которая в большинстве своем оказалась некорректной, что тоже препятствует успешному выявлению особенностей среды, способствующих возникновению крупных землетрясений.

В связи с этим в 1979 г. во ВНИИГеофизике началось обобщение результатов региональных геофизических исследований с целью выявления внутренней структуры, физических параметров среды и геофизических условий проявления сейсмичности в сейсмоопасных зонах и очагах разрушительных землетрясений.

Основой обобщения послужил материал региональных сейсмических исследований (ГСЗ, МОВЗ, КМПВ), проведенных на изучаемой территории в разные годы и разными организациями. Анализировался материал на уровне экспериментальных годографов, в некоторых случаях уточнялась корреляция. Весь использованный материал отобран из первичных источников в рабочих масштабах. Лишь в очень редких случаях годографы брались по публикациям (район Черного моря). Корреляция глубинных волн оставлена в авторском исполнении. В тех случаях, когда имелись монтажи сейсмограмм, она проверялась и, если было необходимо, уточнялась (например, для района Каспийского моря). Наибольшие трудности возникали при обработке материалов ГСЗ, для которых имелось несколько вариантов корреляции глубинных волн (район Средней Азии). В этом случае выбирался вариант, корреляцию которого можно было хотя бы качественно уточнить по имеющимся фотографиям сейсмограмм. Во всех других случаях оставлялся вариант, который предлагали первые исполнители работ ГСЗ (например, для пр. Атрек-Сагиз, Копетдаг-Аральское море, Карашор-Кара-Богаз-Гол и др.). Следует подчеркнуть, что во всех вариантах корреляции первые волны определены практически однозначно, а варианты

касаются выделения последующих волн—количества и длины интервала их непрерывного прослеживания.

Работа по обобщению сейсмических данных о строении земной коры альпийского сейсмоопасного региона Юга СССР выполнена группой сотрудников лаборатории региональных геолого-геофизических исследований ВНИИГ геофизики — Г.В. Краснопевцевой, Л.Г. Зимаковым, Н.Л. Баранским, Г.Г. Вольвовской, В.А. Тихоновой.

1. МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕЙСМООПАСНЫХ ЗОН

Изучение среды сейсмоопасных (в частности, очаговых) зон требует проведения специальных детальных сейсмических исследований. Опыт таких исследований еще не накоплен, поэтому необходимо проанализировать возможности уже существующих методов работ.

При исследовании земной коры методами сейсморазведки в настоящее время используют различные системы наблюдения, которые разделяются на профильные и площадные. Преимущественно применяются профильные наблюдения: непрерывное и кусочно-непрерывное (штриховое) профилирование и точечные (дифференциальные) зондирования, регистрация однотипных и обменных волн от больших взрывов, профилирование ГСЗ—МОВ и ГСЗ—ОГТ [Соллогуб и др., 1975]. Строение земной коры..., 1978]. Большинство из перечисленных систем наблюдения стали традиционными в разведке глубинных слоев земной коры. Их описание и характеристика особенностей применимости в различных сейсмогеологических условиях имеются в многочисленных публикациях и специального анализа не требуют. Для целей изучения строения сейсмоопасных зон применим любой из перечисленных методов с небольшими их изменениями. Основной модификацией ГСЗ при этом благодаря высокой детальности и информативности исследования должно стать непрерывное профилирование. Однако следует учесть, что взрывной интервал 50—60 км довольно большой для решения задачи выделения тонких латеральных неоднородностей среды, поэтому на особо интересных участках профиля целесообразно уменьшать взрывной интервал до 10—20 км.

Существующие кусочно-непрерывное и точечное профилирования значительно менее детальны и информативны по сравнению с непрерывными системами [Пузырев и др., 1975]. Системы многократных перекрытий [Дружинин и др., 1976] в какой-то степени позволяют преодолеть эти недостатки, однако по стоимости и трудоемкости они близки к непрерывным. И все же не следует забывать, что большинство сейсмоопасных зон территории СССР находятся в труднодоступной горной или заселенной местности, где проведение работ методикой непрерывного профилирования не представляется возможным. Поэтому в этих условиях необходимо применять кусочно-непрерывные системы в тех или иных возможных вариантах. Такие работы лучше всего проводить с помощью сейсмологической аппаратуры, что позволит комплексировать данные ГСЗ и сейсмологии.

Методика точечных (дифференциальных) зондирований направлена на то, чтобы получать сведения только об устойчивых границах (поверхности фундамента или Мохоровичича), что является достаточным на рекогносцировочном этапе работ и делает невозможным применение этой системы для детального исследования сейсмоопасных зон.

Методика регистрации больших взрывов направлена на максимальное использование их энергии, т.е. на получение длинных годографов. Если учесть, что такие взрывы производятся не часто, то такую методику их регистрации следует считать наиболее оптимальной. Однако при этом подходе

преимущественно изучается верхняя мантия, в то время как земная кора остается изученной ненадежно. Методика больших взрывов применима лишь на рекогносцировочном этапе.

Большой эффективностью при исследовании тонких особенностей строения земной коры сейсмоопасных зон обладает профилирование ГСЗ—МОВ или ГСЗ—ОГТ [Соллогуб и др., 1975]. С ее помощью возможно закартировать весьма сложные структуры и их резкую латеральную изменчивость. В то же время методика обладает и рядом существенных недостатков: 1) она позволяет выделять в основном субгоризонтальные границы, особенно в нижней части коры. Глубинное продолжение крутопадающих границ и контакты возможно изучать только увеличивая базу наблюдений, что, по-видимому, не совсем себя оправдывает. Поэтому следует подчеркнуть, что при использовании метода ГСЗ—ОГТ наиболее надежные данные мы получаем лишь о верхней части коры до глубин 15—20 км; 2) метод ГСЗ—ОГТ не позволяет получать данные о тонких скоростных неоднородностях коры, что крайне необходимо в разведке очаговых зон. Поэтому наиболее надежные результаты данная методика может дать в комплексе с традиционными методами исследования.

Любые профильные исследования носят избирательный характер и наиболее благоприятны они для изучения горизонтальной расслоенности среды. Выявление же особенностей среды, ответственных за возникновение землетрясений (в том числе глубинных разломов, блоков земной коры и т.п.), следует связывать с изучением этих особенностей в некотором объеме. Получение такой информации требует создания специальных площадных систем наблюдения, которые в настоящее время распространены недостаточно. Небольшой опыт таких систем накоплен в разведочной сейсмике, однако прямой перенос его в региональные исследования встречается с большими трудностями, которые связаны с тем, что в разведке изучаются достаточно хорошо известные модели среды (нефтяные залежи и другие структурные и неструктурные объекты) при незначительной глубинности их залегания и используется в основном класс отраженных волн. В региональной разведке очаговых зон еще нет четкого представления о типе (модели) строения среды, не могут быть использованы и глубинные отражения из-за нечеткости и нерегулярности их прослеживания, необходимо также увеличивать глубинность метода.

Анализируя практический опыт площадных исследований земной коры, проведенных в СССР и за рубежом, можно отметить, что подобные работы развиваются на базе профильных исследований (ГСЗ, МОВЗ) и выделяются в основном три их типа: а) при фиксированном пункте взрыва отрабатываются крестовая, круговая, радиальная (веерная), квадратная и другие системы расстановки регистрирующей аппаратуры; б) при фиксированной расстановке станций источник размещается на 2—3 удалениях на различных азимутах (удаления от источника выбираются согласно областей прослеживания целевых волн); в) при фиксированном интервале "взрыв — прибор" площадь может быть покрыта по любой системе расстановки. Интервал "взрыв—прибор" выбирается из анализа волнового поля при наличии опорных глубинных волн.

В качестве модели очаговой зоны в виде первого приближения следует принять ограниченный объем с наличием внутри него границы разрыва. Исходя из анализа полей изосейст крупнейших землетрясений Юга СССР, определенных по макросейсмическим данным, проекция очаговой зоны на поверхность Земли занимает площадь от 20 x 40 до 50 x 80 км.

Площадные региональные исследования целесообразно ориентировать на регистрацию рефрагированных волн, регистрирующихся в первых вступ-

лениях, и закритических (околокритических) отражений от границы Мохоровичича — опорных волн в последующих частях записи.

Некоторые рекомендации. Любой выбор методики полевых исследований обусловлен несколькими факторами: конкретными задачами, сложностью тектонического строения, поверхностными условиями, наличием технического оснащения. Опыт проведения региональных сейсмических исследований земной коры территории СССР позволяет определить лишь основные черты методики работ, пригодные для конкретных условий в соответствии с поставленными задачами. В табл. 1 приводятся основные рекомендуемые параметры методики сейсмических исследований земной коры (включая границу Мохоровичича) очаговых зон, обобщенные на основе практического опыта, которые могут быть приняты в качестве стандартных. Эффективное проведение сейсмических исследований очаговых зон крупных землетрясений Юга СССР связано прежде всего со строгим соблюдением этапности проведения этих исследований от региональных к детальным и далее к режимным. Если региональный этап изучения очаговых зон можно считать в общих чертах законченным, то детальные и режимные работы только получают свое развитие. Существующие методы наблюдения уже сейчас способны дать информацию о тонкой структуре земной коры. Повышение качества этой информации связано с выполнением некоторых требований к постановке эксперимента, регистрирующей аппаратуре и к обработке получаемых материалов.

Основные требования проведения экспериментальных исследований заключаются в стандартизации параметров систем наблюдения и аппаратуры. Это позволит получить материал, в наиболее "чистом" виде отражающий особенности среды на различных участках исследуемой территории Юга СССР.

Успех методов интерпретации в большой степени связан с более интенсивным внедрением в процесс обработки ЭВМ и созданием в конечном итоге обрабатывающих систем. Некоторые типы обрабатывающих систем успешно внедрены только в обработку данных ОГТ и МОВ, опыт которых, вероятно, будет положен в основу при создании подобных систем в интерпретации данных региональной сейсмозаписки. Важным моментом исследований строения очаговых зон является развитие математического моделирования волновых процессов на ЭВМ, с помощью которого необходимо в первую очередь разработать сейсмические модели очаговых зон сильных землетрясений и изучить характер изменения их параметров во времени, т.е. расчетным путем определить изменения волнового поля, обусловленные изменением среды.

При режимных исследованиях основные требования предъявляются к источникам возбуждения сейсмических волн. Он должен быть мощным, стабильным, хорошо контролируемым и строго привязанным топографически. Первое требование возникает в связи с необходимостью изучения земной коры на всю ее мощность, включая границу Мохоровичича. Требование стабильности источника связано с необходимостью изучения изменения во времени динамических особенностей волнового поля, обусловленных изменением состояния среды. Контроль работы источника и строгая топографическая увязка необходимы для учета технического режима источника и неоднородностей среды на участке установления этого источника. Наиболее перспективными из существующих в настоящее время источников являются пневмоизлучатели и вибраторы.

Соблюдение указанных требований позволит осуществить сейсмические исследования на новом качественном уровне и в итоге получить представление о живом динамическом процессе, происходящем в среде

Таблица 1

Основные параметры методики наблюдения сейсмических исследований в сейсмоопасных районах

Стадия	Объект	Задача исследования	Метод
Региональное изучение глубинного строения (рекогносцировка)	Крупные блоки земной коры	Выделение опорных горизонтальных границ раздела; определение осредненных скоростных характеристик слоев и границ раздела, V_{cp} в коре и V_T ниже M ; определение общей мощности земной коры и ориентировочного положения зон глубинных разломов	ГСЗ, МОВЗ, промышленные взрывы
Региональное пространственное изучение глубинной структуры (выявление сейсмогенных зон)	Очаг с оконтуривающими его блоками	Выделение блоков земной коры и их оконтуривание; проведение сравнительной оценки общей структуры выделенных блоков (по H_{oc} и $H_{з.к.}$, количеству слоев, V_{cp} в коре и V_T ниже M и т.д.)	ГСЗ, МОВЗ, промышленные взрывы ОГТ отдельными зондированиями
Детальное изучение очаговой зоны (выявление особенностей строения очага по глубине)	Очаговая зона	Установление тонкой структуры среды и ее взаимодействие с региональной слоистостью; выявление волноводов и высокоскоростных слоев, переходных зон между слоями зон глубинных разломов и других близвертикальных границ раздела	КМПВ, ОГТ, ГСЗ
Детальное пространственное изучение очаговой зоны (оконтуривание)	Оконтуривание очаговой зоны	Оценка размеров неоднородностей, их оконтуривание; определение пространственного положения зон глубинных разломов	КМПВ, ОГТ, ГСЗ
Регимные наблюдения в очаговой зоне	Очаг, его режим	Выявление типа динамического состояния среды (увеличение или уменьшение напряжения); определение скорости изменения напряжения состояния	Просвечивание

Система наблюдений	Параметры (осредненные)	Типы регистрируемых волн	Примеры применения
Непрерывное, кусочно-непрерывное, точечное профилирование с корреляционной увязкой основных, опорных волн и поперечными расщечками ("крестовыми"). Площадная (круговая, радиальная, квадратная и т.д.) с постоянными источниками или точкой наблюдения, или интервалом наблюдения	ΔPK 0,2–5 км ΔPV 50–80 км $L_T = 150$ –250 км $f_{II} = 5$ –20 Гц	Рефрагированные, докритические и закритические отражения, поперечные, обменные	[Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы, 1978]
Непрерывное профилирование КМПВ, ОГТ, ГСЗ	ΔPK 5–10 км R 60–80 и 200–220 км Азимут 360° (2–3 позиции)	Рефрагированные, близкритические отражения	[Пузырев, Крылов и др., 1974]
Площадная с большой плотностью наблюдений	ΔPK 0,1–0,2 км ΔPV 5–20 км $L_T = 120$ –250 км отдельные зондирования на 250–400 км f_{II} -широкая	Все типы волн, которые возможно будет выделить на записях	[Соллогуб, Гринь, Гонтовая, 1975]
Постоянная сеть однотипных станций, постоянный источник	ΔPK 0,1–0,2 км R 30–50, 70–90 и 200–220 км, азимут 360° (4–5 позиций)	Опорные рефрагированные коровые и близкритические отражения $R_{отр}^M$	[Невский, Ризниченко, 1980] Удачных примеров пространственного изучения очаговых зон нет [Мячкин, 1978]
	Количество станций 10–30, ΔPK 5–10 км, срок наблюдений 4–6 мес. строгий контроль за источником	То же	

очаговой зоны в момент подготовки крупного землетрясения. К выполнению некоторых из указанных требований возможно приступить уже сейчас.

2. МЕТОДИКА ИНТЕРПРЕТАЦИИ МАТЕРИАЛОВ РЕГИОНАЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Современную методику обработки профильных наблюдений можно разделить на три основных этапа. Первым, и, по существу, самым ответственным этапом обработки является анализ волнового поля, выделение опорных и доминирующих волн, определение их природы. На следующем этапе проводится выбор интерпретационной модели и на ее основе решение обратных задач и непосредственно составление самого разреза. В результате неоднозначности решения обратной задачи сейсмоки возможно построение нескольких вариантов разреза. Поэтому на заключительном этапе с целью проверки полученных вариантов среды и выбора того из них, который с заданной точностью удовлетворяет наблюдаемым годографам всех волн, а также качественно объясняет их динамику, проводится математическое моделирование [Сейсмические модели..., 1980]. Принципиально трехмерный вариант интерпретации подчинен тем же этапам обработки и заканчивается проверкой полученных построений с помощью решения прямой сейсмической задачи [Антонова и др., 1975]. В последнее десятилетие с момента активного внедрения в обработку сейсмических данных ЭВМ такая этапность интерпретации материалов с теми или иными добавлениями или отклонениями повсеместно становится традиционной. С ее помощью получено значительное число улучшенных вариантов глубинных разрезов [Строение земной коры..., 1978] и полностью доказана перспективность ее дальнейшего развития.

Однако интерпретация сейсмических материалов, полученных в сейсмоопасных регионах, связана с определенной спецификой, обусловленной необходимостью выявить черты среды, свойственные только таким регионам или каким-то его участкам. Поэтому на начальном этапе проведенного обобщения первоочередной задачей стало определение на исследуемой территории "активных" и "пассивных" блоков земной коры; на втором этапе — выяснение структурных и скоростных особенностей среды конкретных очаговых зон сильных землетрясений, произошедших на той же территории.

Методика районирования территории Юга СССР по особенностям регистрации первых "коровых" волн. Блочное строение земной коры доказано многочисленными сейсмическими и комплексными геолого-геофизическими исследованиями. Однако в столь несомненном вопросе до сих пор есть ряд положений, которые не нашли своего решения: 1) нет точных определений размеров блоков и его границ; 2) не всегда надежно определены параметры среды блоков, их отличия от прилегающих; 3) не известны глубины, на которые проникают различия параметров соседних блоков; 4) неизвестно также, что представляет собой зона контакта прилегающих блоков.

В настоящее время в сейсморазведке критерием выделения блоков земной коры являются в первую очередь скоростные параметры. Однако их определение в силу неоднозначности решения обратных сейсмических задач бывает в значительной степени субъективным. Наиболее точно определяемой при сейсмических исследованиях величиной являются времена регистрации первых волн. В основе нашего анализа и районирования сейс-

Т а б л и ц а 2

Средний годограф первых "коровых" волн сейсмоопасного района Юга СССР

R , км	t , с	R , км	t , с	R , км	t , с
10	3,7	60	13,47	110	21,18
20	5,97	70	15,16	120	22,64
30	8,03	80	16,75	130	24,16
40	9,98	90	18,32	140	25,4
50	11,72	100	19,83	150	26,96

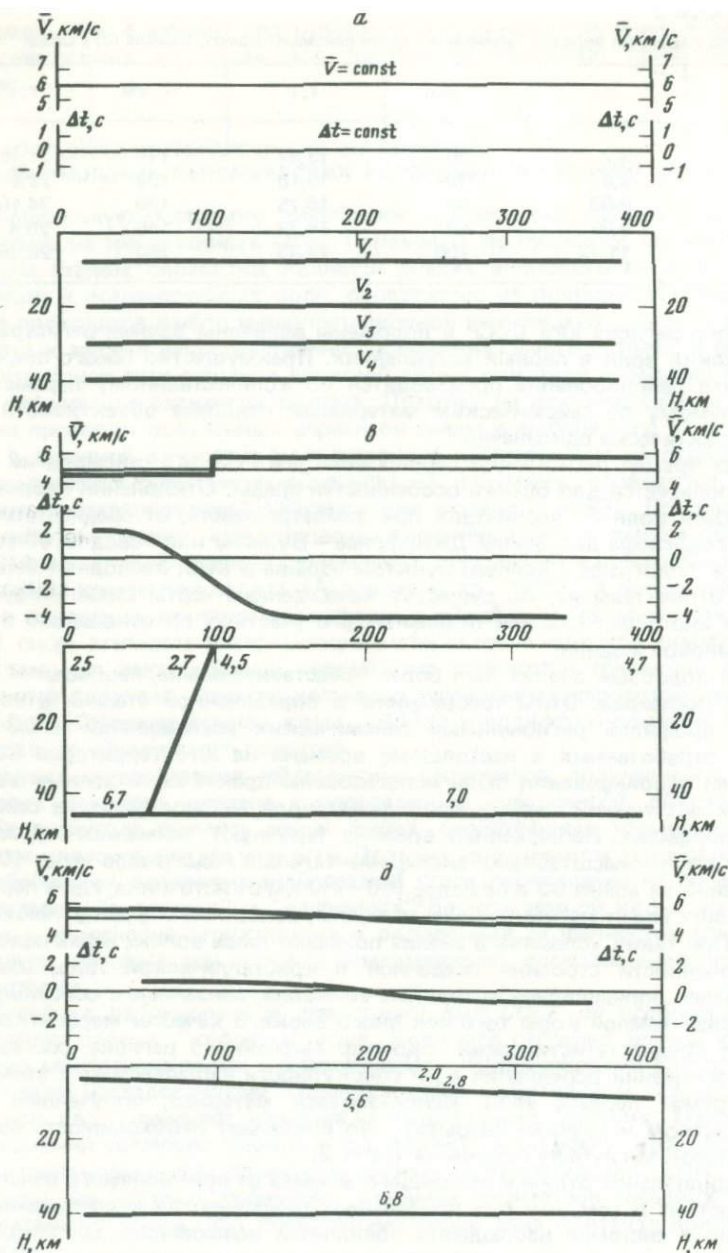
моопасного региона Юга СССР и положены величины времен регистрации сейсмических волн в первых вступлениях. Преимущество такого подхода в том, что районирование производится по количественному параметру, определяемому по сейсмическим материалам наиболее объективно и надежно, практически однозначно.

Анализ времен регистрации первых волн и в ГСЗ, и в сейсмологии широко используется для оценки особенностей среды. Отклонения наблюдаемых времен волн P , возникших при землетрясениях, от среднестатистического годографа для Земли Джеффриса — Буллена или "сводного" годографа, т.е. годографа с единым пунктом взрыва в ГСЗ, позволяют быстро оценить отличительные, по существу качественные черты строения среды того или иного региона или отдельных его участков по отношению к какой-то типовой модели.

Чтобы подобный анализ был более представительным, необходима густая сеть профилей. Этим требованиям в определенной степени отвечает система профилей региональных сейсмических исследований (ГСЗ и КМПВ), отработанных к настоящему времени на Юге территории СССР. Для целей районирования были использованы практически данные о всех временах вступлений первых продольных волн, наблюдаемых на сейсмических профилях. Наблюдаемые времена (вручную) снимались с рабочих (обычно крупномасштабных) экспериментальных годографов через 10 км до удалений не менее 80 и не более 160—180 км от источника, где в первых вступлениях могут регистрироваться волны, связанные с границей Мохоровичича. При таких условиях в анализ попадают лишь волны, характеризующие особенности строения осадочной и кристаллической толщ земной коры. Далее определялись временные аномалии, связанные с особенностями строения земной коры того или иного блока. В качестве меры отклонения взят среднестатистический годограф выбранного региона, составленный на основании осреднения всей совокупности наблюдаемых в этом регионе времен первых волн. Использовался материал, полученный при поверхностном источнике (взрыве), что исключает необходимость введения поправок за глубину источника (табл. 2).

Принципиальное отличие настоящего анализа от применяемого в сейсмологии состоит в том, что при профильных сейсмических исследованиях и при полных системах наблюдения появляется возможность многократно "просветить" по латерали и на глубину имеющиеся неоднородности земной коры и надежно определить их положение на профиле. При достаточно густой сети профилей, какая отработана на Юге СССР, появляется также возможность проследить выделенные неоднородности по площади.

Конкретная операция заключалась в следующем. Для каждого снятого времени первых волн t_3 определялось его отклонение от среднестатистического годографа региона $t_{сд}$ на данном удалении от источника как



Р и с. 5. Модели сред, временные аномалии "коровых" волн и кривые \bar{V} для этих моделей

а — однородная (горизонтально-слоистая); б — низкоскоростное внедрение в градиентной среде; в — контакт двух различных скоростных блоков; г — то же с осадочным слоем; д — однородная кристаллическая толща с переменной мощностью осадков; е — контакт двух различных скоростных блоков, покрытый осадочным слоем переменной мощности

$\Delta t = t_3 - t_{cp}$. Полученные отклонения относились к середине расстояния между источником и пунктом регистрации на профиле. При наличии плотной системы годографов на один и тот же участок профиля попадают отклонения времен, полученные на различных удалениях от источника, т.е. отражающие неоднородности среды, расположенные на различных глубинах в земной коре.

Для получения общего "скоростного веса" всей толщи осадков и коры в целом мы осредняем облако значений Δt таким образом, чтобы в окне осреднения присутствовали значения Δt со всех удалений от ПВ. В результате на данном участке профиля получаем некоторую величину Δt_{cp} , которая является, по существу, некоторой интегральной величиной, характеризующей неоднородность всей коры в целом. Сдвигая окно, получаем кривую $\Delta t_{cp}(x)$ изменения неоднородности коры вдоль профиля. Размер окна при этом составляет 30–50 км. На поведение кривой определяющее влияние оказывают два фактора: мощность составляющих земную кору слоев и пластовые скорости внутри этих слоев. Для выяснения степени влияния каждого из названных факторов на поведение кривой $\Delta t_{cp}(x)$ проведено математическое моделирование волновых полей для некоторых вероятных моделей земной коры. На рис. 5 приводятся некоторые из рассмотренных двумерных сред земной коры. Для них были рассчитаны системы встречных и нагоняющих годографов (расчет теоретических годографов производился по программе О.Ю. Ганжи). По этим годографам, применяя изложенную методику, были получены кривые $\Delta t_{cp}(x)$.

Для однородной (или вертикально-градиентной) и горизонтально-слоистой модели времена регистрации первых волн на одном и том же удалении от источника будут одинаковыми, следовательно, кривая $\Delta t_{cp}(x) = \text{const}$. Если в однородную (градиентную) среду внести некоторую неоднородность с $V_{пл}$, отличной от скорости в окружающей среде, например волновод (рис. 5, б), то на кривой $\Delta t_{cp}(x)$ появляется отчетливый максимум на том участке профиля, где отмечался волновод.

Далее исследовался вопрос, насколько возможно выделение по кривым $\Delta t_{cp}(x)$ зон контактов различных блоков в земной коре. Для этого были рассчитаны модели (см. рис. 5, в, г). Одна из них представляет собой контакт двух сред с разными скоростями в виде разлома. Максимальный градиент кривой $\Delta t_{cp}(x)$ четко указывает на место контакта, даже и в том случае, когда контакт перекрыт достаточно мощной толщей осадков (см. рис. 5, г).

Достаточно сильно влияет на поведение кривой $\Delta t_{cp}(x)$ мощность осадков. На рис. 5, д показано, как ведет себя эта кривая в случае значительного погружения фундамента. Скорости в осадках и в коре взяты постоянными. Такой модели соответствует плавное изменение Δt_{cp} , согласное изменению мощности осадочной толщи.

Наконец, рассмотрим еще один аномальный случай. В последней модели в земной коре расположим разлом, который разделяет два резко отличных по скоростям блока. Скорости внутри слоев каждого блока подобраны так, что средняя скорость оказалась практически одинаковой вдоль всего профиля. В этом случае кривая Δt_{cp} не имеет каких-либо существенных флуктуаций, т.е. изменение мощности осадков компенсировало неоднородности коры.

Таким образом, рассмотренные теоретические примеры с очевидностью показывают, что полученные Δt_{cp} прямо связаны с величиной средней скорости в коре (\bar{V}) и отражают общий "скоростной" вес блока, что при этом достаточно надежно фиксируются контакты блоков с разным "скоростным" весом. Расчеты также показали, что на кривую $\Delta t_{cp}(x)$ при средней

мощности осадков (2–5 км) преобладающее влияние оказывают скоростные неоднородности, расположенные в консолидированной коре. И это естественно, так как при этом большая часть пути распространения сейсмических волн проходит через кристаллическую толщу. Однако при больших мощностях осадков аномалии Δt_{cp} формируют в основном волны с невысокими скоростями, которые сильно увеличивают положительные аномалии Δt_{cp} . В некоторых случаях возможна "потеря" аномалий или контактов блоков, когда "коровые" аномалии компенсируются осадочными.

На рис. 6 (см. вкл.) представлена схема аномалий Δt_{cp} , составленная на основании обработки времен регистрации первых волн, снятых со всех имеющихся профилей ГСЗ, регионального КМПВ и промышленных взрывов. Для обработки огромного количества фактических данных была составлена программа (автор Н.Л. Баранский) на языке Фортран-4 для ЭВМ БЭСМ-6. Схема отчетливо выражает региональный план строения, обусловленный наличием неоднородностей в земной коре, дает примерные количественные оценки размеров этих неоднородностей, их конфигурацию, показывает сочетание "легких" и "тяжелых" блоков, ориентировочно определяет положение контактирующих зон и т.д. На схеме также видно, что крупные впадины с мощным осадочным чехлом выразились значительными положительными аномалиями Δt_{cp} . В интерпретации сейсмических материалов существуют методы учета покрывающей толщи и в используемой нами программе предусмотрены некоторые операции этого учета (например, определение аномалий на различных временных уровнях). Однако в представляемой логической схеме оставлена обобщенная величина Δt_{cp} , и сделано это из следующих соображений: 1) введение поправки за осадки путем приведения времен к выровненной поверхности вносит очень сильные искажения, а учет фактического изменения H_{oc} и V_{oc} требует усложнения программы и введения дополнительной информации (по результатам глубокого бурения, сейсмокаротажа, среднемасштабного КМПВ и др.), что для такой территории трудно; 2) осадочная толща в общей тектонической структуре земной коры и ее напряженном состоянии играет равноценную роль вместе с консолидированной толщей и в большой степени, например, отражает "легкость" того или иного блока, а следовательно, и его "подвижность", что важно для выяснения сейсмичности.

Таким образом, предлагаемая двумерная схема временных аномалий первых "коровых" волн может быть рассмотрена как первое приближение количественной оценки размеров, конфигурации, общего "скоростного" веса неоднородности в земной коре североопасного региона Юга СССР. В дальнейшем предполагается "разложить" суммарную величину Δt_{cp} на временные (глубинные) составляющие и исследовать их природу.

Методика составления моделей среды. Следующим этапом обработки было построение моделей земной коры крупных блоков, выявленных в результате анализа схемы временных аномалий первых "коровых" волн. Составление одномерных моделей среды производилось с помощью общепринятой методики подбора путем решения прямой сейсмической задачи (программа решения прямой сейсмической задачи для основных типов волн на языке Фортран-4 для ЭВМ БЭСМ-6 составлена Н.Л. Баранским).

Отметим лишь следующее: 1) наличие схемы аномалий Δt_{cp} позволяет отобрать для дальнейшей интерпретации наиболее "чистые" для данного блока встречные (редко нагоняющие) экспериментальные годографы; 2) подбор модели производился по полному экспериментальному сейсмическому полю, в результате получена сложная многослойная среда. Помимо соответствия наблюдаемых и рассчитанных времен регистрации исследуемых волн, дополнительной оценкой правильности выбранной модели

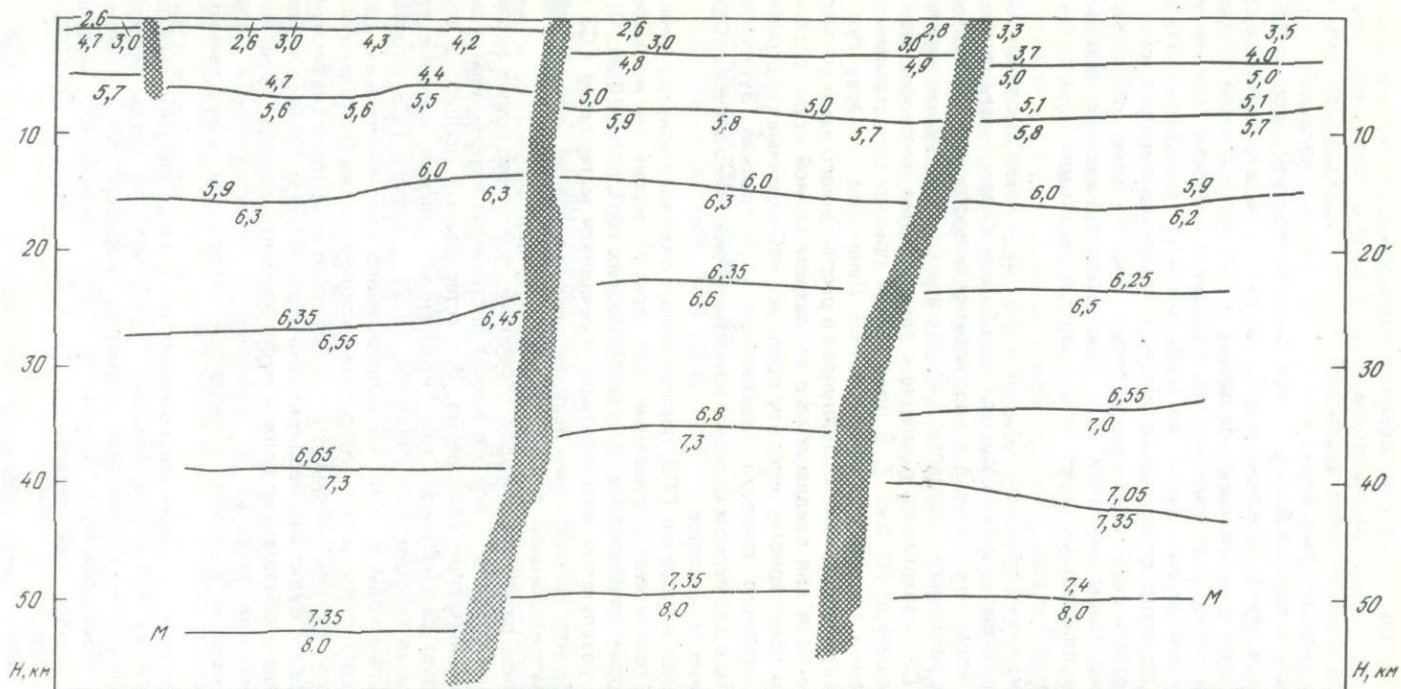
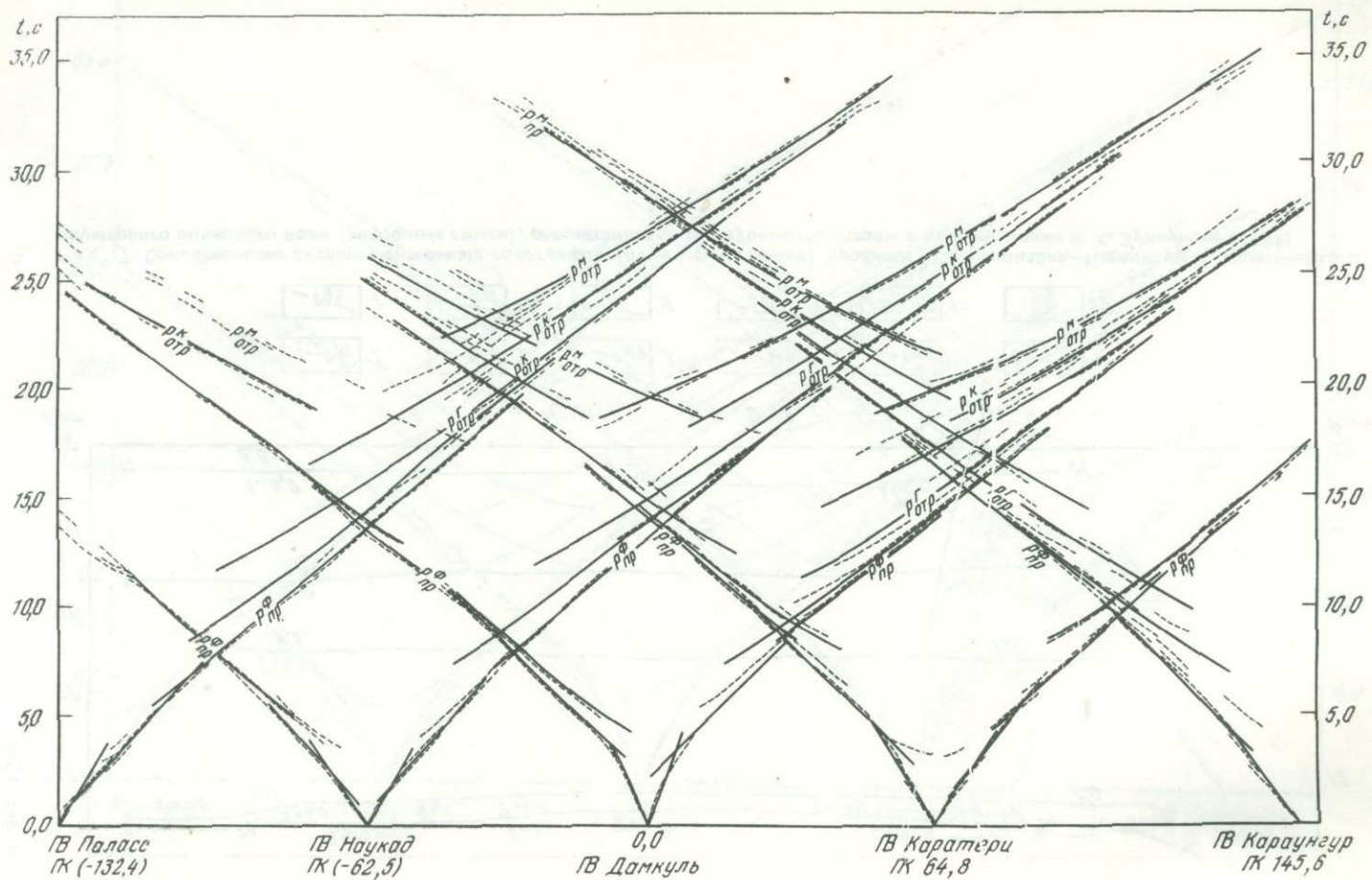


Рис. 8. Сейсмический разрез по профилю Ленинабад—Караунгур и сопоставление экспериментальных (интерпретация Ф.Х. Зуннунова) и теоретических двумерных годографов, рассчитанных для приводимого разреза

того или иного блока было согласование рассчитанной по модели общей средней скорости в коре со значением Δt_{cp} . Иными словами, если блок характеризуется отрицательной аномалией Δt_{cp} , на порядок большей по отношению к прилегающему блоку (не $-1,0$ с, а $-2,0$ с, например), то и средняя скорость в первом блоке должна быть по крайней мере на $0,2-0,3$ км/с меньше, чем в прилегающем. Такой оценке подвергались все существующие (даже испытанные ранее проверке решением прямой задачи) модели земной коры, и оставались те, которые проходили "проверку" согласно полученному распределению аномалий Δt_{cp} . Следует отметить, что последняя проверка оказалась весьма чувствительной, нередко хорошо подобранная модель коры оказывалась "легче" или "тяжелее" ожидаемой согласно распределению аномалий Δt_{cp} . Чаще всего это касалось моделей с аномальными пластовыми скоростями (пониженными или повышенными) в слоях земной коры.

Как видно на схеме аномалий Δt_{cp} (см. рис. 6), многие профили ГСЗ пересекают существенно различающиеся по общему скоростному составу блоки земной коры, что привело к необходимости построения сейсмических разрезов в двумерном варианте. В связи с этим существующие варианты разрезов ГСЗ подвергались проверке с точки зрения их соответствия двумерному решению. На рис. 7, 8 представлен пример сопоставимости экспериментальных годографов профиля ГСЗ Ленинабад — Караунгур в корреляции и интерпретации Ф.Х. Зуннунова и рассчитанного нами двумерного волнового поля для предлагаемого им разреза земной коры. Можно видеть, что если одномерному варианту проверки наблюдаемые годографы с допустимой степенью точности удовлетворяли [Бутовская, Зуннунов, Суров, 1981], то в двумерном варианте наметились значительные расхождения сравниваемых годографов.

Для большинства разрезов ГСЗ, пересекающих очаговые зоны крупных землетрясений, составлены улучшенные (двумерные) версии тех же разрезов или их второе приближение. Два сейсмических геотраверса (рис. 9), составлены по результатам интерпретации имеющихся материалов ГСЗ в двумерном варианте. На основании выполненных построений можно прийти к следующим заключениям.

1. Непрерывное развитие методов обработки, получение новых экспериментальных материалов — все это вносит постоянные коррективы в существующие сейсмические построения. Это естественный процесс, и его отнюдь не следует рассматривать как "кризисные" явления, которые переживает взрывная сейсмология [Чекунов, 1972]. Профили ГСЗ, отработанные в прошлые годы по системе непрерывного профилирования, до сих пор еще представляют для интерпретации исключительно большой интерес из-за полноты системы наблюдений и надежности выделения глубинных волн разного типа и будут еще неоднократно пересмотрены. Однако любой следующий вариант обязательно должен нести элементы нового. Представленные сейсмические разрезы по сравнению с существующими обработаны в двумерном варианте и являются следующим качественным этапом.

2. Новый этап интерпретации сейсмических материалов связан с переходом к трехмерному (пространственному) представлению среды земной коры. Полученные схемы временных аномалий "коровых" волн и схема районирования сейсмоопасного региона по типу сейсмической модели могут рассматриваться как первое приближение в создании объемных моделей земной коры.

3. Представляется целесообразным использовать методику оценки временных аномалий первых волн для быстрого выявления возможных

латеральных неоднородностей в пределах даже одного профиля. Такие аномалии можно определять по отношению к среднестатистическому годографу, составленному для всего региона Юга СССР, или же можно составить локальные осредненные годографы для одного профиля или исследуемой площади (в последнем варианте количественное значение аномалии Δt_{cp} будет отличаться от полученных с общим среднестатистическим годографом для Юга СССР, но относительная картина сохраняется). Выявление блоков, их примерных размещений и относительных скоростных характеристик сразу же позволит уже в начале интерпретации наметить четкие пути ее проведения, начиная с корреляции глубинных волн, которую особенно тщательно можно будет осуществить на таких интересных участках, как контактные зоны.

4. Только при наличии одного или малоразличающихся двух блоков в земной коре допустима интерпретация в одномерном варианте. Во всех остальных случаях следует пользоваться двумерным вариантом.

5. Следует оставлять варианты корреляции глубинных волн, если такие возникают при обработке сейсмограмм. При обобщении материалов на большую площадь или при сопоставлении его для однотипных структур возможно выявить более вероятный вариант.

Глава 2

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕЙСМООПАСНЫХ ЗОН ЮГА СССР

1. БЛОКОВОЕ СТРОЕНИЕ СЕЙСМООПАСНОГО РЕГИОНА ЮГА СССР

Полученная схема временных аномалий "коровых" волн на столь значительную территорию сейсмоопасного региона Юга СССР приближает нас к количественной оценке такого широко известного понятия, как "блоковое строение земной коры". Выявляются отдельные крупные блоки с характерным для них своим "скоростным" весом. Таких блоков на изученной территории выделено 40, для всех из них удалось составить принципиальные модели строения земной коры (табл. 3).

Из рассмотрения материалов можно сделать следующие основные выводы:

1. Обращает на себя внимание "размах" аномалий: от $+4,0 \div 4,5$ с до $-3,0-3,5$ с. Отличие одного блока от другого достигает по величине отклонений Δt_{cp} не менее 1,0 с.

2. В пределах рассмотренного региона отмечается как бы общее "утяжеление" блоков земной коры в направлении с запада на восток. Раздел двух областей, вероятно, проходит вдоль среднеазиатского побережья Каспийского моря.

3. В юж.ой части региона располагается серия низкоскоростных блоков (положительные значения Δt_{cp}), соответствующих крупным тектоническим впадинам с большими мощностями осадочных толщ. В то же время далеко не все прогнутые области проявились в положительных аномалиях. Индоло-Кубанская и Рионская впадины, Предкопетдагский прогиб оконтуривались отрицательными изогипсами Δt_{cp} . Согласно общей закономерности "утяжеления" коры на восток, блоки коры с седиментационными

Таблица 3

Основные сейсмические параметры земной коры крупных блоков сейсмоопасного региона Юга СССР

№ блока	Название блока	V_{oc} , км/с	$H_{ф}$, км	$V_{пл}$, км/с	$H_{к}$, км	$V_{пл}^k$, км/с	H волновода, км
1	2	3	4	5	6	7	8
1	Юго-западная часть Центрально-Черноморской впадины	1,7; 3,0 ÷ 3,3; 4,0 ÷ 4,1	11,2	6,7	—	—	—
2	Западная часть Центрально-Черноморской впадины	1,8 ÷ 1,9; 3,0 ÷ 3,2; 4,2	9,5	6,3	16	6,9	—
3	Северо-восточная часть Центрально-Черноморской впадины	1,9 ÷ 2,0; 3,0 ÷ 3,1; 5,5	9	6,1	18	7,0	—
4	Каркинитский блок	1,9 ÷ 2,0; 2,8 ÷ 3,0	3,5	5,6 ÷ 6,7	23	7,0	—
5	Юго-западная часть* складчатого Крыма	5,1 ÷ 5,2; 5,4 ÷ 5,5	2,5	5,6 ÷ 6,0	26	6,7 ÷ 6,9	20 ÷ 26
6	Юго-восточный Крым*	5,0 ÷ 5,7	10	6,1 ÷ 6,3	22,5	6,6 ÷ 7,0	20 ÷ 22,5
7	Степной Крым	3,6 ÷ 3,7; 5,3 ÷ 5,5	8,5	5,9 ÷ 6,2	15	6,7 ÷ 7,1	—
8	Северная часть Азовского блока	2,0	0,5	5,6 ÷ 5,7	15	6,5 ÷ 7,1	—
9	Керченский блок	1,85 ÷ 2,05; 2,2 ÷ 2,5; 4,1 ÷ 4,3	5,0	5,9 ÷ 6,5	24	7,0 ÷ 7,4	—
10	Северо-восточная часть Центрально-Черноморской впадины	1,5; 1,7; 2,6 ÷ 2,7	7,0	5,8 ÷ 5,9	15	6,4 ÷ 6,5	—
11	Центральная часть Центрально-Черноморской впадины	2,2; 2,5 ÷ 2,7; 4,5 ÷ 4,6	14	6,3	16	7,0	—
12	Юго-восточная часть Центрально-Черноморской впадины	1,8; 3,1 ÷ 3,2	10	—	—	7,1	—
13	Донбасский блок*	4,0	1	5,26	20	6,8	10 ÷ 15
14	Рионская впадина	2,4 ÷ 4,2	4,0	6,0 ÷ 6,3	11	6,7 ÷ 7,0	—
15	Центральная часть Большого Кавказа	2,0 ÷ 3,0	2,0	5,7 ÷ 6,2	22	6,4 ÷ 7,0	10 ÷ 22
16	Вал Карпинского	2,0 ÷ 2,5	2,0	5,4 ÷ 5,8	20	6,3 ÷ 6,5	55 ÷ 70
17	Терско-Каспийский прогиб	2,7 ÷ 3,6	5,5	5,3 ÷ 6,1	22	6,45 ÷ 7,05	58 ÷ 74
18	Среднекуринская	2,2 ÷ 5,5	15	6,5 ÷ 6,8	—	—	45 ÷ 47
19	Нахичеванская впадина	3,0 ÷ 3,2; 5,2 ÷ 5,3	5	6,3 ÷ 6,6	25	7,0 ÷ 7,2	16 ÷ 25
20	Восточная часть Большого Кавказа	2,4 ÷ 5,6	10	6,0	23	6,5 ÷ 6,8	14 ÷ 23

Перепад $V_{пл}$ в волноводе, км/с	H слоя с высокими $V_{пл}$, км	$V_{пл}$ в этом слое, км/с	$H_{м}$, км	$V_{м}$, км/с	Δt , с	\bar{V} , км/с	$V_{пл}$ в консолидированной коре, км/с
9	10	11	12	13	14	15	16
—	—	—	18	7,9	+1,0 ÷ +1,5	4,19	6,7
—	—	—	26	8,1	+2,0 ÷ +2,5	4,62	6,67
—	—	—	29	8,1	+1,0 ÷ +1,5	5,52	6,29
—	—	—	38	8,1	0 ÷ -0,5	5,72	5,97
6,3 ÷ 5,7 ÷ 6,7	—	—	50	8,1	-1,0 ÷ -1,5	6,31	6,37
6,3 ÷ 5,4 ÷ 6,6	—	—	45	8,0	-1,0	6,21	6,51
—	34,3	7,5-7,6	45,5	—	-1,0 ÷ -1,5	6,38	6,63
—	—	—	39	7,9	-1,5 ÷ -2,0	6,13	6,3
—	—	—	35	7,9	+0,5 ÷ +1,0	5,27	6,52
—	—	—	29	8,0	+2,0 ÷ +3,0	6,04	6,22
—	—	—	—	—	+3,0 ÷ +4,0	—	—
—	—	—	22	8,4	+0,5	4,3	7,1
5,3 ÷ 5,1 ÷ 6,0	—	—	45	—	-1,0	6,04	6,1
—	34	7,3-7,6	48	8,0	-1,5	6,32	6,9
6,2 ÷ 5,8 ÷ 6,4	—	—	50	8,1	-0,5	5,97	6,33
8,3 ÷ 8,1 ÷ 8,4	—	—	42	8,3	0 ÷ -0,5	5,66	6,12
8,1 ÷ 7,9 ÷ 8,3	—	—	43	8,1	+0,5	5,59	6,54
7,9 ÷ 7,5 ÷ 8,0	—	—	47	8,0	-0,5	5,85	7,7
6,6 ÷ 6,4 ÷ 7,0	—	—	46	0,8	-0,5 ÷ -1,0	6,34	6,8
6,0 ÷ 5,8 ÷ 6,5	—	—	54	8,3	-0,5	5,78	6,43

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
21	Севанский офиолитовый пояс	4,2	—	—	5	6,7 ÷ 7,2	—
22	Шемахинский блок	1,8 ÷ 4,7	—	—	6,7	6,7 ÷ 7,1	23 ÷ 41,5
23	Юго-восточная часть Нижнекуринской впадины	2,1 ÷ 5,0	5,8	6,3 ÷ 6,5	15,5	7,0	29 ÷ 41
24	Апшеронский блок	2,4 ÷ 3,8; 4,0; 5,0 ÷ ÷ 5,3	—	—	15 ÷ 19	6,5 ÷ 7,0	—
25	Центральная часть Южно-Каспийской впадины	2,2 ÷ 3,8; 4,6 ÷ 5,0	—	—	26	6,8	—
26	Северо-восточная часть Южно-Каспийской впадины	2,5 ÷ 4,0; 4,2; 5,1 ÷ 5,2	—	—	19	6,7	—
27	Прикарабогазский блок Каспийского моря	4,5	6 ÷ 15	6,0 ÷ 6,7	29	7,0 ÷ 7,2	23 ÷ 29
28	Юго-восточная часть Южно-Каспийской впадины	3,0 ÷ 3,6; 3,9; 4,8 ÷ ÷ 5,3	—	—	20	6,7	—
29	Карабогазский блок	2,7	1,8	5,6 ÷ 6,2	16	6,5 ÷ 6,7	24 ÷ 28
30	Западно-Туркменская впадина	2,8 ÷ 3,5; 4,6 ÷ 4,7; 5,1 ÷ 5,3	—	—	25	6,7	—
31	Ашхабадский блок	2,9 ÷ 3,0; 5,5 ÷ 5,6	8,5	6,0 ÷ 6,3	19	6,7	—
32	Каракумский свод	2,2 ÷ 2,3	2	6,0 ÷ 6,4	21	6,8	—
33	Мургабский блок	2,1 ÷ 2,3; 4,6	4	5,7 ÷ 5,8	19	6,55 ÷ 6,9	—
34	Кызыл-Кумский блок	2,2 ÷ 2,6	2	6,2	14,5	6,5 ÷ 7,0	—
35	Приташкентский блок	2,7 ÷ 3,5; 4,6 ÷ 4,9	5,5	6,1 ÷ 6,2	13	6,5 ÷ 7,0	—
36	Сурхан-Дарьинский блок	2,4 ÷ 3,5; 5,4 ÷ 5,6	5,5	6,3 ÷ 7,0	—	—	—
37	Южно-Таджикский блок*	2,2 ÷ 2,6; 4,3 ÷ 4,95	13,5	6,05 ÷ 6,15	29,5	6,65 ÷ 6,75	22,5 ÷ ÷ 29,5
38	Ферганский блок	2,6 ÷ 3,0; 4,2 ÷ 4,4	6	5,5	14	6,3 ÷ 6,45	—
39	Памирский блок	4,0 ÷ 4,2	2	5,6 ÷ 6,4	18,5	6,7 ÷ 7,0	10,5 ÷ 18,5 42,5 ÷ 60,0
40	Северо-Тянь-Шаньский блок*	1,7 ÷ 2,2; 5,4 ÷ 5,5	6	6,3 ÷ 6,4	20	6,8 ÷ 6,9	—

*Модели, составленные другими авторами.

впадинами Средней Азии меньше по площади и более высокоскоростные, чем блоки впадин западных областей.

4. Все из рассмотренных горно-складчатых сооружений (Крым, Большой Кавказ, Малый Кавказ, Копетдаг, Тянь-Шань, Памир) характеризуются значительными отрицательными аномалиями Δt_{cp} . Самым "легким" из них является блок Большого Кавказа, самым "тяжелым" — Тянь-Шань.

9	10	11	12	13	14	15	16
—	—	—	46	8,3	-2,0 ÷ -2,4	6,55	7,03
7,1 ÷ 6,7 ÷ 8,0	—	—	41,5	8,0	0,0 ÷ -1,0	5,8	6,82
7,05 ÷ 6,5 ÷ ÷ 8,1	—	—	41	8,1	-0,5 ÷ -1,0	5,93	5,31
—	—	—	45	—	+3,5	5,6	6,9
—	—	—	47 ÷ 43	—	+4,0	—	6,8
—	—	—	34	8,5	+3,0 ÷ +3,5	5,06	6,7
6,7 ÷ 6,1 ÷ 7,0	—	—	42	8,2	-1,5	5,9	6,58
—	—	—	35	8,5	+3,0	5,16	6,7
6,7 ÷ 6,0 ÷ 7,0	—	—	42	8,3	-0,5 ÷ -1,0	6,07	6,43
—	—	—	35	8,5	+1,5 ÷ +2,5	4,88	6,7
—	31,5	7,2 ÷ 7,4	41	8,3	-1,0	6,0	6,52
—	32	7,2	41	8,0	-1,0 ÷ -1,5	6,01	6,58
—	33	7,2 ÷ 7,4	44	8,2	0,0 ÷ +1,5	5,73	6,45
—	—	—	41	7,9	-1,5 ÷ -2,0	6,07	6,59
—	35	7,3	43	8,0	-0,5 ÷ -1,0	6,17	6,7
—	34	7,3	46	8,4	-1,5 ÷ -2,0	6,34	6,81
6,15 ÷ 5,6 ÷ ÷ 6,7	—	—	35,5	8,1	0,0 ÷ +1,0	5,25	6,08
—	36	7,3	48,5	8,0	-0,5 ÷ +0,5	6,02	6,5
6,4 ÷ 6,1 ÷ 6,7 7,0 ÷ 6,7 ÷ 8,1	—	—	60	8,1	-2,0 ÷ -2,5	6,8	6,96
—	—	—	45	8,1	-2,0	6,18	6,5

5. Сочетание блоков с положительными и отрицательными аномалиями Δt_{cp} оказывается достаточно произвольным, что в целом еще раз подчеркивает блоково-мозаичное строение земной коры рассмотренного региона, известное по тектоническим данным.

6. Сочетание различных блоков происходит через контактные зоны двух типов: а) тип "пережима" изолиний Δt_{cp} , т.е. между двумя одинако-

во оцифрованными изогипсами наблюдается некоторый промежуток меньших (больших) значений, ширина промежутка меняется от 15–25 до 50–80 км (в центральной части Черного моря, между Ферганским и Таджикским блоками и др.); б) тип градиентных зон, т.е. зон постепенного или резкого непрерывного перехода (например, от положительных значений Δt_{cp} к отрицательным или от одного уровня значений к другому). Таких зон большинство, и среди последних выделяются две: первая, примерно совпадающая с Апшеронским порогом в Каспийском море, и вторая – соответствующая Крымской шельфовой области. В той и другой зонах величина Δt_{cp} изменяется на 5–7 с на участке протяженностью 30–50 км.

7. Выделенные крупные блоки земной коры, по всей вероятности, отвечают вещественному составу среды, полученному корой при ее образовании. Положение этих блоков, размер и общий уровень “скоростного” веса вряд ли претерпели сильное изменение за свою историю и, вероятно, в ближайший обозримый промежуток времени останутся близкими к постоянным (во всяком случае, в масштабе региональных исследований). В самых общих чертах выделенные блоки соответствуют тектоническим структурам, однако границы тех и других блоков, как правило, не совпадают. Размеры вещественных блоков больше геологических.

8. Далеко не все из выделяемых контактных зон имеют свои аналогии среди глубинных разломов (глубокого заложения), определяемых по геолого-геофизическим данным.

Из анализа конкретных моделей строения земной коры выделенных блоков (см. рис. 6) можно видеть, что на изученной территории общая мощность земной коры изменяется от 20–24 до 60 км и более, мощность осадочной толщи от 0,5–1,0 до 25–25 км. Земная кора региона представляется сильно расслоенной: количество слоев, их мощности и скоростные параметры сильно варьируют от блока к блоку. Столь изменчива и скоростная характеристика подошвы коры – границы Мохоровичича, пластовая скорость ниже которой на изученной территории изменяется от 7,5–7,7 до 8,5 км/с.

Отмечается несколько важных особенностей строения земной коры рассмотренного региона.

1. Ограниченная распространенность слоев с пониженными скоростями. В последние годы интерес к волноводам продолжает расти, что связано с тем, что эти структуры играют определенную роль в различных построениях новой глобальной тектоники. А это, в свою очередь, приводит иногда к необоснованной легкости введения этих слоев в разрезы земной коры (вопреки имеющимся материалам). Построение полученных нами моделей особенно тщательно проверялось именно с точки зрения вероятности наличия волновода в коре. Они вводились в разрез только в тех случаях, когда ни одна модель без него не удовлетворяла проверке решением прямой сейсмической задачи. Как видно из рис. 6, волновод располагается в основном в средней части земной коры в зоне перехода от гранито-метаморфического слоя к базальтовому. Величина пластовой скорости в слое 5,4–6,1 (5,7–6,0) км/с, величина скачка скорости V_p на его границах достигает иногда 0,5–0,8 км/с. Можно видеть также, что распространен волновод в сложных переходных структурах типа Куринской, Южно-Таджикской впадин, вала Карпинского и Азовского массива и др. Есть несколько структур, где волновод предполагается в низах земной коры, над границей Мохоровичича – таковы Талышский блок на Кавказе и Памир. Распространен волновод больше в западной части региона, чем в восточной.

2. Появление в составе земной коры слоев с повышенными скоростями (7,2–7,5 км/с). Их распространенность также не повсеместна. На западе региона этот слой выделен лишь в отдельных блоках Причерноморья—Рионская впадина, Азовский шельф, Степной Крым [Бородулин, 1981]. Устойчиво этот слой выделяется на юге Средней Азии, начиная от Ашхабадского блока, протягиваясь сначала на восток, а затем на северо-восток к Ташкентскому блоку и далее в Ферганскую впадину, где, вероятно, и обрывается. По ряду профилей отчетливо видно его окончание близ Кызыл-Кумского поднятия примерно на участке Газлийского землетрясения 1976 г.

3. Очень сильная изменчивость скоростных параметров в выделенных слоях земной коры: набор значений $V_{пл}$ варьирует от 4,5–5,0 до 6,8–7,0 км/с, пластовая скорость на поверхности “базальтового” слоя (условно) изменяется от 6,5 до 7,1 км/с.

Сделана попытка систематизировать выделенные типы моделей земной коры по принципу соотношения общего “скоростного” веса коры и пластовой скорости ниже границы М. Кора считалась нормальной для моделей, характеризующихся временной аномалией $\Delta t_{ср} = -1,0 \div +1,0$ с, высокоскоростной — при $\Delta t_{ср} = -1,5 \div -3,0$ с, низкоскоростной — при $\Delta t_{ср} = +1,5 \div +4,0$ с. Мантия считалась нормальной при $V_M = 8,0–8,1$ км/с, высокоскоростной — при $V_M = 8,2$ и выше км/с, низкоскоростной — при $V_M = 7,9$ и ниже км/с (значения V_M получены нами при интерпретации данных ГСЗ).

В табл. 4 приводится перечень тех “вещественных” блоков, которые представляют тот или иной тип коры. Из табл. 4 видно, что если и есть некоторая систематизация, то она подтверждает уже существующие геологические представления. Например, I–III типы объединили в основном впадины внутренних морей и т.п. Пожалуй, интереснее рассмотреть вопрос, какие типы коры отвечают одной и той же мантии. Оказалось, например, что на низкоскоростной мантии образовалась кора западной части Черного моря, вала Карпинского, восточного Кавказа, Предкопетдагского прогиба, северной части Азовского моря и Кызыл-Кумского поднятия Туранской плиты. На высокоскоростной мантии образовалась кора юго-западной и восточной частей Черного моря, офиолитовый блок Закавказья на территории Армении, северная и восточная части Южно-Каспийской впадины и Западно-Туркменская впадина, Карабогазский блок. Остальные типы коры образовались на нормальной мантии. Иными словами, представляется, что одна и та же мантия порождает весьма разную по скоростному (и мощности) составу земную кору, что более раздроблена мантия западной области с близнормальными значениями V_M . Отсутствие явной связи скоростной структуры земной коры и верхней части мантии, вероятно, не означает, вообще, отсутствие этой связи. По-видимому, взаимодействие коры и мантии более сложное и ее выявление требует более тонкого анализа. В то же время столь гетерогенное размещение блоков земной коры по отношению к свойствам мантии и создает в верхней оболочке Земли тот напряженный динамический режим, который порождает ее сложную тектоническую и сейсмическую обстановку.

На рис. 9 представлен протяженный (около 1500 км) сейсмический геотраверс, который пересекает многие из выделенных нами блоков земной коры. Невозможно остановиться подробно на тех особенностях строения земной коры, которые выявляются при анализе этого профиля. Подчеркнем лишь некоторые из них.

1. Приводимая на рисунке кривая $\Delta t_{ср}(x)$ позволяет увидеть четкое

Таблица 4

Типы моделей земной коры сейсмоопасного региона Юга СССР

Тип модели	Соотношение скоростных характеристик земной коры (V_K) и мантии (V_M)	Тектонические аналоги (блоки) типов моделей	Примечание
I	V_K — низкая V_M — низкая	Западный склон Черного моря	Кора нормальная при временных аномалиях
II	V_K — низкая V_M — нормальная	Центральная часть Черного моря, юго-западная часть Южно-Каспийской впадины, Апшеронский блок, Мургабский блок	$\Delta t_{ср} = -1,0 \div +1,0$ с, высокоскоростная — $-1,5 \div -3,0$ с, низкоскоростная — $+1,5 \div +4,0$ с.
III	V_K — низкая V_M — высокая	Юго-западная часть Черного моря, восточная часть Черного моря, северная и восточная части Южно-Каспийской впадины, Западно-Туркменская впадина	Мантия нормальная при $V_M = 8,0 \div 8,1$ км/с, высокоскоростная — $V_M \geq 8,2$ км/с, низкоскоростная — $V_M \leq 7,9$ км/с.
IV	V_K — нормальная V_M — низкая	Шельф Азовского моря	
V	V_K — нормальная V_M — нормальная	Степной Крым, Терско-Каспийская впадина, Центральный Кавказ, Среднекуринская впадина, Нахичеванская впадина, Шемахинский блок, Таджикская впадина, Ферганская впадина	
VI	V_K — нормальная V_M — высокая	Вал Карпинского, Восточный Кавказ, Предкопетдагский прогиб	
VII	V_K — высокая V_M — низкая	Северная часть Азовского моря, Кызыл-Кумское поднятие	
VIII	V_K — высокая V_M — нормальная	Юго-западный и Северо-восточный Крым, Рионская впадина, Талышский блок, Памир, Прибалхашский блок, Каракумский блок	
IX	V_K — высокая V_M — высокая	Офиолитовый пояс Армении, Прикарабогазье, Карабогазский свод, Сурхан-Дарыинский блок	

соответствие скоростных (структурных) блоков земной коры крупным флуктуациям этой кривой.

2. Каждый блок отличается своим специфическим набором сейсмических параметров (количество слоев, тип скоростной модели и т.д.).

3. Сочленение блоков контрастно (под контрастностью здесь понимается разница скоростных и структурных особенностей сочленяющихся блоков), и тем контрастнее, чем активнее территория (см. рис. 9). Помимо контактных зон, отмечаемых резким изменением аномалий $\Delta t_{ср}$, существуют неко-

торые зоны, в пределах которых среда изменяется несильно (как правило, на каком-то одном уровне — или в верхней части коры, или в нижней). Последние зоны располагаются внутри крупного блока, определяемого размером флуктуации кривой Δt_{cp} . Как было сказано, не все контактные зоны, выделяемые по сейсмическим данным, находят свое отражение в геологических структурах. На разрезе они оставлены без названий.

4. Сейчас нет возможности хотя бы сколько-нибудь определенно сказать о строении контактных зон. Требуется специальный анализ сейсмического поля, наблюдаемого на участках контактных зон, и в этой связи желательна повторная интерпретация существующих профилей ГСЗ, отработанных по системам непрерывного профилирования. Схема временных аномалий Δt_{cp} может быть успешно использована для выявления участков контактных зон. Большая часть контактных зон на разрезе представлена в виде близвертикального разлома. В некоторых случаях они наклонны, на что указывают незначительные косвенные данные (смещение области прослеживания глубинных границ по разлому, отдельные отражающие площадки с совпадающим наклоном и др.), однако считать это достоверным не следует.

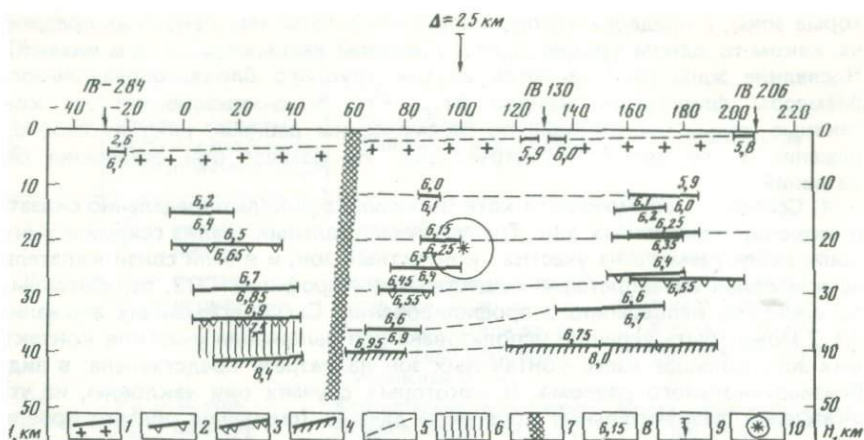
2. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ОЧАГОВЫХ ЗОН КРУПНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Представленный выше материал со всей очевидностью показывает сложную и изменчивую общую структуру земной коры сейсмоопасного региона Юга СССР, которая и обусловила его активный динамический режим. Если посмотреть на карту расположения эпицентров всех произошедших с 455 г. н. э. до нашего времени землетрясений [Новый каталог..., 1977], можно видеть присутствие очагов практически на всей территории рассмотренного региона. Тем не менее лишь некоторые объемы среды способны накопить напряжения, достаточные для разрыва ее сплошности.

Качественное сопоставление схемы расположения всех очагов землетрясений и схемы блокового строения (схемы временных аномалий Δt_{cp}) Юга страны показало, что очаги всегда располагаются на участках сложного глубинного строения (как правило, в граничных зонах); наибольшее их количество сосредоточено в более высокоскоростных (по сравнению с прилегающими) блоках земной коры. Более наглядно характер распределения очагов в земной коре можно видеть на представленном сейсмическом геотраверсе.

1. Очаги сосредоточены в блоках, как бы "зажатых" между более крупными структурами (например, межгорные впадины Ферганская и Закавказская), и на склонах крупных структур (Кавказ, Тянь-Шань и др.); платформенные или приподнятые блоки более спокойные.

2. Положение очагов внутри коры очень разнообразно. В некоторых блоках очаги располагаются внутри всей коры диффузно, в некоторых сосредоточены в верхней части коры, в других возникают вблизи определенных зон. Сопоставление характера распределения очагов землетрясений с особенностями строения земной коры показывает, что блоки, в которых очаги располагаются во всей коре, характеризуются в целом более высокими скоростями упругих волн и отсутствием инверсии скорости (например, Предкавказский, Средне-Куруинский, Нижне-Куруинский, Ферганский). Если в земной коре выделяется волновод, то очаги сосредоточиваются в слое над волноводом. Это хорошо видно в районе Большого Кавказа и Присеванского пояса. Вообще, очаги землетрясений всегда располагаются на участках



Р и с. 10. Сейсмический разрез земной коры очаговой зоны Газлийского землетрясения 1976 г.

1 — поверхность фундамента; 2 — поверхность базальтового слоя; 3 и 6 — поверхность и высокоскоростной слой в низах коры; 4 — граница Мохоровичича; 5 — интерполяция; 7 — зона контакта двух скоростных блоков земной коры; 8 — значения ластовой скорости в слоях коры; 9 — проекция очаговой зоны на профиле; 10 — гипоцентр землетрясения

сложного строения границ раздела земной коры, прежде всего поверхности фундамента, на котором отмечаются зоны нарушения, смещения крыльев и т. д. Определенной приуроченности очагов к границам раздела или слоям земной коры не обнаруживается. Иногда можно видеть, что очаги как бы оконтуривают определенные скоростные неоднородности.

3. Отличительной особенностью глубинного строения пассивных блоков является слабая скоростная дифференциация разреза, т. е. отсутствие резких (с большим перепадом скоростей) границ раздела. Кроме того, если активные участки располагаются близко к зонам сочленения контрастных блоков, то пассивные участки — как бы внутри более крупного блока.

Что же отличает среду крупных землетрясений? Для этого были прежде всего составлены модели конкретных очаговых зон крупнейших за последнее столетие землетрясений, бывших в пределах изученного региона. На карту расположения профилей ГСЗ были вынесены очаги этих землетрясений в виде поля изосейст. Удаление очагов от ближайших линий профилей составляет 10–50 км, а иногда 70–80 км. Если оконтурить очаговую зону по первым двум изосейстам максимальных значений интенсивности, то площадь ее будет равна в среднем $50 \times (30-70)$ км, т. е. можно считать, что профиль ГСЗ, удаленный на 10–50 км, обязательно пересечет хотя бы периферийную часть очаговой зоны. Участок разреза ГСЗ, наиболее приближенный к очагу, рассматривался как принципиальная модель очаговой зоны данного землетрясения. В зависимости от расположения профилей ГСЗ и конфигурации поля изосейст построены продольный или поперечный к полю изосейст разрезы. Полученные модели рассматриваются нами как первое приближение среды очаговых зон крупных землетрясений Юга СССР.

Изучено около 50 моделей очаговых зон (табл. 5). На рис. 10 представлена модель земной коры Газлийской очаговой зоны. Из рассмотрения данного материала с большей определенностью выделяется связь очага с зонами контактов крупных блоков, и прежде всего с зонами, представленными рез-

ким градиентным отклонением поля $\Delta t_{\text{ср}}$. Простираение изосейст очаговых зон чаще всего контрастно по отношению к рисунку поля временных отклонений.

В то же время, как видно из разрезов очаговых зон (см. рис. 9, 10), очаги несколько отстоят от контакта и смещены внутрь блока. Нередко они сопровождаются разрывом среды (смещение поверхности фундамента и других границ) единого скоростного блока; этот разрыв всегда "активен", в то время как контактная зона может быть и "пассивной".

Таким образом, из сказанного ясно, что очаг крупного землетрясения располагается в определенном блоке и близ контакта крупных скоростных блоков, т. е. существует в определенной динамической системе (скоростные и структурные неоднородности среды + зона контакта крупных блоков). А это означает, что в проблеме прогноза землетрясений поиск участков, предрасположенных к крупным землетрясениям, следует связывать прежде всего с поиском такой системы, а не какой-то одной ее составляющей. Часто прогнозные полигоны располагают в области "активного" глубинного разлома. Однако ожидать возникновения землетрясений можно прежде всего в окрестностях зоны того глубинного разлома, который разделяет контрастные скоростные неоднородности; именно такие зоны аккумулируют сильные напряжения, и, как видно из рис. 9, не всегда эти разломы являются одновременно проводниками этих напряжений. Такие явления, например, развиты в Кавказском регионе, в районе Газли и др.

Любой процесс подготовки землетрясения предполагает развитие его во времени и наличие в связи с этим различных состояний сред на пути этого процесса. Пожалуй, это самый сложный момент нашего исследования. В настоящее время многие сейсмоопасные регионы изучены достаточно детально, выявлены примерные контуры блоков земной коры и особенности их внутреннего строения. Вся трудность в том, чтобы выявить, в какой же стадии подготовки к землетрясению находится среда. Перераспределение напряжений в среде происходит непрерывно, и сейчас уже невозможно восстановить первоначальную эталонную среду, которая в результате каких-то преобразований "породила" то или иное землетрясение. Из анализа особенностей строения земной коры очаговых зон крупных землетрясений Кавказа следует, что часть очагов располагается в средах с наличием волноводов в земной коре, а часть в среде, где скорость упругих волн с глубиной увеличивается без инверсии. Обратило на себя внимание то, что четыре землетрясения из последней серии произошли после проведения работ ГСЗ, т. е. особенности строения среды, которые установлены в результате этих работ, можно рассматривать как особенности подготовительного периода землетрясений: Дагестанского 14 мая 1970 г. (работы ГСЗ проведены в 1964 г.), Джавახетского 18 декабря 1959 г. (работы ГСЗ примерно в 70 км севернее проведены в мае-сентябре 1959 г., а в 1963 г. в районе этого землетрясения проведены исследования со станциями "Земля"), Чхалтинского 16 июля 1963 г. (работы проведены в 1962 г.), Черногорского 28 июля 1976 г. (работы проведены в 1958 г.).

Принципиальные модели оставшихся из рассмотренных очаговых зон Кавказа были разделены на три группы: 1) модели сред, где землетрясение было давно (50–80 лет назад); 2) очень давно (более 100 лет), 3) недавно (не более 40–50 лет). На рис. 11 модели сред очаговых зон Кавказа расположены во временной зависимости по отношению к самому событию землетрясения. Можно четко проследить, как усложняется после свершения землетрясения среда, появляются волноводы (вероятно, зоны растрескивания среды), как через 45–50 лет среда фактически "залечивается",

Таблица 5

Основные сейсмические параметры очаговых зон Юга СССР

№ пп	Район очаговой зоны	Координаты		Дата землетрясения	Глубина очага h_0 , км	Магнитуда M	Интенсивность I_0	Глубина фундамента h_{Φ} , км
		φ^0, N	λ^0, E					
1	2	3		4	5	6	7	8
1	Дагестанское	42,99	47,12	14.V 1970 г.	17	5,7	7-8	7-8
2	Терское	43,5	45,1	10.VIII 1912 г.	12	5,7	8	9
3	Ачхой-Мартановское	43,27	45,19	17.VI 1969 г.	25	5,1	6-7	9
4	Черногорское			28.VII 1976 г.				
4	Дарьяльское	42,8	44,7	14.I 1915 г.	19	5,4	7	10
5	Чхалтинское	43,25	41,58	16.VII 1963 г.	5	6,4	9	5
6	Сочинский рой	43,4	39,4	1970-1971 гг.	5-7	< 5		6
7	Табаккурское	41,7	43,8	7.V 1940 г.	19	6,1	8	5
8	Ахалкалакское	41,6	43,5	31.XII 1899 г.	8	5,4	8-9	5
9	Картлийское (Горийское)	42,0	44,1	20.II 1920 г.	11	6,2	8-9	3-4
10	Ленинаканское	40,7	43,7	22.X 1926 г.	7	5,7	8	4
11	Ереванское	40,1	44,4	7.I 1937 г.	10	4,6	6	2
12	Арагатское	39,7	44,4	2.VII 1840 г.	18	6,7	(8-9)	1,5
13	Зангезурское	39,2	46,0	27.IV 1931 г.	22	6,3	8-9	1,5
14	Аджикендское	40,6	46,6	21.XII 1938 г.	15	4,4	6	2
15	Кавказское (Закатальский рой)	41,7	46,5	2.IX 1936 г.	17	4,7	7	8
16	Шемахинское	40,7	48,6	13.II 1902 г.	15	6,9	8-9	9
17	Каспийское	41,0	50,5	7.VI 1911 г.	46	6,4	6-7	
18	Худатское	42,1	48,8	9.IV 1935 г.	90	6,0	6	9

V_{Γ} , на фундаменте, км/с	Глубина K , км	Скачок $V_{\text{пл}}$ на K , км/с	Глубина M , км	Скачок $V_{\text{пл}}$ на M , км/с	Параметры волновода H , км; $V_{\text{пл}}$, км/с	Соответствие рельефа границ раздела	Год получения данных о среде, метод
9	10	11	12	13	14	15	16
5,4-5,5	20-22	6,1/6,45	47	7,05/8,10	Нет	$K \approx M$ $\Phi \neq M$	1964, ГСЗ
5,9	25	6,1/6,6	47	7,0/8,3	"	$K \neq M$ $\Phi \neq M$	1958, ГСЗ
6,0	25	6,4/6,6	50	7,0/8,3	"	$\Phi \approx M$ $K \neq M$	То же
6,2	30	6,4/6,6	48	7,0/8,1	16-22 6,2-5,8-6,4	$\Phi \approx M$ $K \neq M$	"
6,3	12	6,0/6,7	46	7,5/8,15	Нет	$\Phi \neq M$ $\Phi \approx K$	1962, ГСЗ
6,3	21	6,3/6,7	42	6,8/8,0	"	$K \neq \Phi$ $\Phi \neq M$	1959-1962, ГСЗ
5,8	-	-	45	-	-	$K \approx M$	1962, ГСЗ
5,8	15	6,4/6,7	46	7,2/8,1	Нет	$K \neq M$ $K \approx M$	1958, ГСЗ
6,1	18	6,4/6,7	44	7,2/8,1	Нет	$K \approx M$ $K \approx \Phi$	1962, ГСЗ
5,8	20	6,3/6,7	43	7,3/7,8	28-34	$\Phi \neq M$ $K \approx M$	1968, МОВЗ, ГСЗ
5,6	18	5,3/7,3	50	5,1/8,1	9-18 5,6-5,3-7,3 25-29 7,3-6,7-7,6 40-50 7,6-5,1-8,1	$\Phi \neq M$ $K \approx M$	1970, МОВЗ
6,0	28	6,4/6,5	48	5,3/7,7	38-48 6,5-5,3-7,7	$\Phi \approx M$ $\Phi \neq K$	1968, МОВЗ
6,7	22	7,0	46	7,2/8,0	14-22 6,7-6,4-7,0	$\Phi \neq M$ $K \approx \Phi$	1964, ГСЗ
6,2	26	6,2/7,0	43	7,2/8,3	20-26 6,6-6,4-7,0	$\Phi \neq M$ $K \approx M$	1965, ГСЗ
6,2	25	6,4/6,6	45	6,9/8,1	20-25 6,2-5,8-6,6	$\Phi \neq M$ $K \approx M$	То же
6,2	18	6,6/7,2	49	7,5/8,1	Нет	$\Phi \approx M$ $K \neq M$	"
6,1			52	7/8,0		$\Phi \neq M$	1964, ГСЗ

Таблица 5 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	
19	Красноводское	39,5	53,7	8. VII 1895 г.	60	8,2	10	17,5
20	Казанджикское	39,3	55,5	9. XI 1895 г.	5 24 26	4,3 5,2 7,0	7:8 6:7 8:9	25
21	Ашхабадское	38,0	58,3	5. X 1948 г. 15. XI 1968 г.	16 18	7,3 5,6	9:10 7	7
22	Кучанское	37,7	58,4	17. XI 1893 г.	11	6,6 6,0	9:10 9	2,5
23	Газлийское	40,4	63,8	8. IV — 17. V 1976 г.	20:30	7,0— 7,3	9:10	2
24	Каратагское	38,5	67,9	21. X 1907 г.	35 24	7,6 7,3	(9) 9	2
25	Файзабадское	38,5*	69,4	22. IX 1930 г.	8	5,7	8	3
26	Ура-Тюбинское	39,8	68,4	17. IX 1897 г.	25 45	6,6 6,7	8 7	1,5
27	Ташкентское	39,6	72,3	25. VIII 1966 г.	3	5,3	8	2
28	Арганкульское	38,9	70,9	31. VIII 1934 г.	7 8	6,5 6,4	8—9	0
29	Гармское	39,2	70,5	20. IV 1941 г.	12	6,4	9	
30	Хайтское	39,2	70,9	10. V 1949 г.	35	7,6	10	
31	Андижанское	40,8	72,3	16. XII 1902 г.	9	6,4	9	7,0

т. е. блок очаговой зоны накопил уже достаточный потенциал энергии, дальнейшее накопление которой, возможно, ведет к критической точке.

Еще раз обратим внимание на то, что общий "скоростной вес" блока очаговой зоны весьма разнообразен ($\bar{V} = 5,6-6,6$ км/с) и не он определяет сейсмичность участка. Главным является расположение очагового блока в общей системе блокового строения региона, в результате которого на границах контактирующих сред возникает скоростной контраст, а сам блок оказывается в состоянии "ловушки" энергии напряжения.

Таким образом, можно предположить, что через 50—60 лет среда снова оказывается в состоянии "готовности" к землетрясению, хотя существуют такие блоки, которые даже и через 128 лет (Арагатский блок) еще не проявили себя со всей силой. В данном случае модель Арагатского блока аномальна по отношению ко всем изученным моделям. Ее особенность состоит в наличии сильного волновода в низах коры, который, вероятно, препятствует накоплению энергии в данном блоке. Следует отметить также, что размер очаговой зоны данного землетрясения один из наибольших для Кавказа.

На основании проведенного анализа особенностей строения среды очаговых зон крупных землетрясений Кавказа можно сделать следующие выводы.

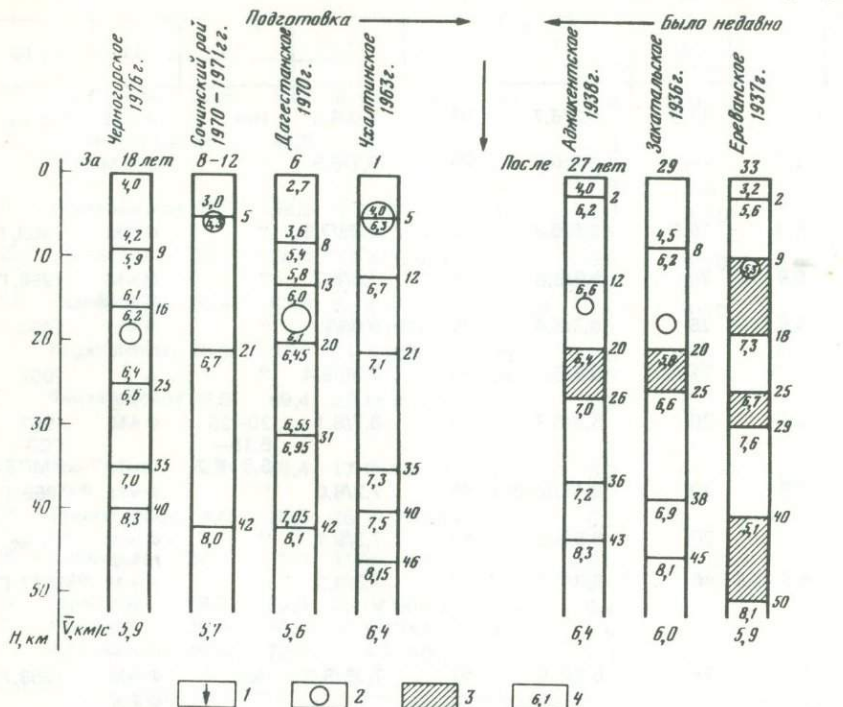
1. В земной коре, вероятно, в период подготовки землетрясения под действием увеличения напряженного состояния будут сглаживаться скоростные контрасты на неоднородностях среды. Именно такая среда характерна для очаговых зон Кавказа, изученных в период подготовки землетрясений.

	9	10	11	12	13	14	15	16
	6,7	17,5	5,3/6,7	34	7,0/8,5	Нет	$\phi \approx M$	То же
	6,7	25	5,3/6,7	35	6,7/8,5	"	$\phi \neq M$	"
	6,3	16,5	6,5/6,8	42,5	7,35/7,9	"	$\phi \approx M$	1963, ГСЗ
	5,9	20	5,9/6,6	46	7,3/8,2	"	$\phi \approx M$ $K \approx M$	1958, ГСЗ
	5,9	25	6,3/6,4	40	6,95/8,0	"	$\phi \approx M$ $K \neq M$	1964, ГСЗ
	5,4	21	6,6/6,7	46	7,35/8,4	"	—	1962, ГСЗ
	6,0	26	5,6/6,7	40	6,7/8,1	20—26 6,15— 5,6—6,7	$\phi \neq M$	1967, ГСЗ— КМПВ
	6,0	20	6,45/6,65	45	7,2/8,0	"	$\phi \approx M$ $\phi \neq K$	1959, ГСЗ
	5,9	20	6,5/6,8	45	7,3/8,1	"	$\phi \approx M$ $K \approx \phi$	То же
	5,5—6,3	40	6,3/6,7	60	7,3/8,1	—	$\phi \neq M$	1977, ГСЗ
	5,7	24	6,2/6,5	51	7,35/8,0	Нет	$\phi \neq M$ $\phi \neq K$	1958, ГСЗ

2. Особенность строения земной коры очаговых зон недавних (менее 40—50 лет) землетрясений заключается в наличии здесь сильных волноводов. По-видимому, это не является случайным. После сильного землетрясения среда в очаговой зоне существенно изменяется, поэтому исчезновение отдельных промежуточных границ в земной коре очаговых зон, часто отмечаемое при сейсмических исследованиях, а также появление новообразований, например волноводов, можно объяснить стремлением среды восстановить нарушенное динамическое равновесие, приспособлением среды к новым условиям. Следует отметить, что ответственность за перестройку внутренних конструкций среды в очаговых зонах несут землетрясения лишь высоких рангов (с магнитудой более 5—6).

3. Обращает на себя внимание тот факт, что очаговые зоны располагаются на участках "активных" глубинных разломов, т. е. участков исключительно сложного строения среды с наличием резкого нарушения рельефа границ раздела, смещения их, ослабления или даже исчезновения каких-то границ и т. д., но, как правило, внутри единого "скоростного" блока. Контакт крупных скоростных блоков, по-видимому, оказывается достаточно "прочным", а разрыв среды происходит внутри массива. Сейчас трудно более определенно сказать о взаимосвязи скоростных и структурных неоднородностей среды в очаговых зонах крупных землетрясений, так как столь тонкие особенности среды изучены пока еще с недостаточной точностью. Однако совершенно очевидно, что такая связь образует определенную динамическую систему очаговой зоны, которая не может существовать без какой-то отдельной ее составляющей, главным же стрижнем этой системы является зона контакта различных скоростных блоков. Должен ли он быть и

К а в к а з



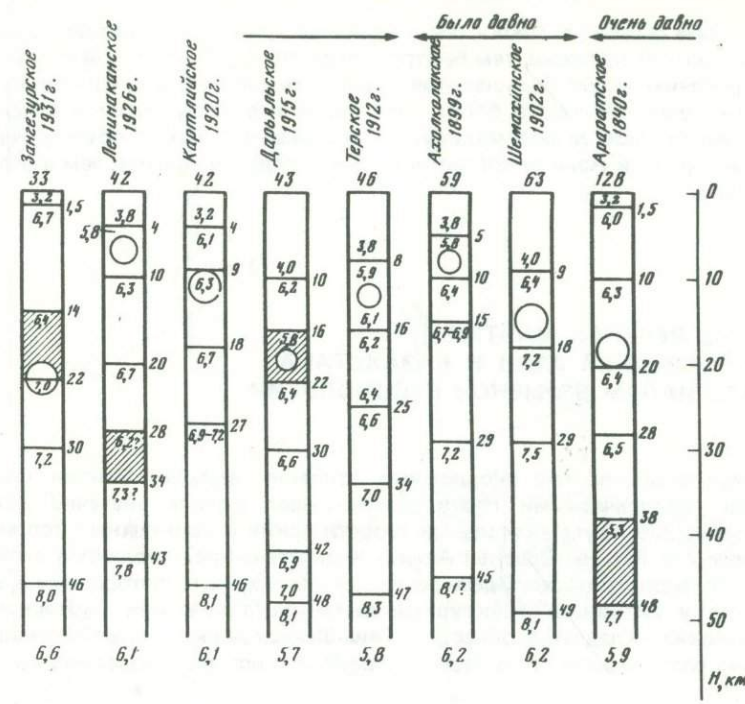
Р и с. 11. Временная по отношению к событию (землетрясению) последовательность типов сред земной коры очаговых зон сильных ($M > 5$) землетрясений Кавказского сейсмоопасного региона

1 — момент землетрясения; 2 — гипоцентры землетрясений; 3 — волновод в земной коре; 4 — значения пластовых скоростей, км/с

является ли основным местом, где возникает очаг землетрясения? Скорее всего не обязательно, так это и представляется из результатов проведенного анализа.

4. Из сказанного сразу же возникает представление, как уже отмечалось, о двух разных типах такой структуры, как "глубинный разлом": 1) как о контакте двух различных скоростных сред и 2) как о зоне разрыва сплошности единой (в рамках разрешающей способности региональных сейсмических методов) скоростной среды. Вероятнее всего первый тип "глубинного разлома" возник при "рождении" земной коры, отображает наличие в ней крупных петрографических неоднородностей и остается постоянным в теле Земли. Скоростные параметры внутри контактирующих блоков и на самом контакте под действием постоянного меняющегося поля напряжения тоже изменяются во времени. Метод сейсмического просвечивания позволяет оценить величину этого изменения не более $\pm 0,1$ с за 15–20 лет, т. е. на бесконечно малую величину по отношению к тем аномалиям, которые определены нами при составлении схемы временных отклонений Δt_{cp} . Это также может служить подтверждением, что выявленные неоднородности существуют очень давно.

Второй тип "глубинного разлома" более выражен геологически (он



структурный) и сейсмологически (он активен), более подвижен, может возникать и "залечиваться". Глубина первого типа разлома достаточно большая, достигающая по крайней мере верхов мантии; второго, очевидно, может быть меньше и ограничивается размерами очаговой зоны. Поскольку второй тип глубинного разлома более наглядно выражен в геолого-геофизических материалах, в прогнозе землетрясения он становится объектом усиленного внимания. Однако, как отмечалось выше, скорее всего этот разлом является всего лишь составляющей общей динамической системы очаговой зоны, а ответственность за изменение напряженного состояния среды несет прежде всего контакт двух скоростных сред, т. е. разлом первого типа. Наиболее благоприятными для проведения режимных наблюдений являются зоны контактов, выявляемые на схеме временных аномалий Δt_{cp} , которая и может быть использована в качестве дополнительного пособия для отыскания этих мест.

5. Наличие сложной долгоживущей скоростной гетерогенности среды земной коры подтверждается повторяемостью крупных землетрясений в одном и том же блоке.

6. Можно предполагать, что от объема очагового блока и характера изменения пластовой скорости с глубиной в его среде (скоростного контраста и типа скоростного скачка: с инверсией или без него) зависит, будет ли в этом блоке накапливаться энергия, или она будет "просачиваться" в другие блоки. В этой системе важную роль играют скоростные параметры верхней мантии, так как она ограничивает блок земной коры снизу и активно влияет на состояние его среды. Фактическую роль верхней мантии в процессе подготовки землетрясения пока не удастся оценить количественно.

7. От объема очагового блока так же зависит время "залечивания" среды: чем меньше объем блока, тем быстрее среда становится готовой к новому землетрясению и тем большая повторяемость событий в таком блоке. Чем больше объем очагового блока, тем медленнее накапливается в нем энергия и тем больше ее аккумулируется. В более крупных по объему очаговых зонах Средней Азии землетрясения более редки и сильнее, чем в очагах Кавказа.

Глава 3

СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ РАЙОНОВ СРЕДНЕЙ АЗИИ И КАЗАХСТАНА ПО МАТЕРИАЛАМ ВЗРЫВНОЙ СЕЙСМОЛОГИИ

Выяснение особенностей скоростного строения верхней мантии под различными геологическими структурами имеет важное значение для решения широкого круга актуальных теоретических и прикладных вопросов геодинамики. Районы Средней Азии и Казахстана представляют в этом отношении большой интерес. Здесь расположены крупные платформенные и тектонически активные структурные элементы, такие, как Туранская плита, Казахская складчатая область и Тянь-Шаньская складчатая система, существенно различающиеся по своему строению и истории геологического развития.

В пределах территории СССР промышленные взрывы регистрируются сетью стационарных и передвижных сейсмологических станций на эпицентральных расстояниях до 1000–2000 км и больше. Получаемые при этом экспериментальные сейсмические материалы представляют большую ценность. В 1977–1978 гг. на примере Восточно-Европейской платформы была показана высокая эффективность использования сейсмических записей промышленных взрывов для изучения структуры верхней мантии [Винник, Рябой и др., 1978; Рябой, Старобинец, 1978]. В связи с этим было решено продолжить аналогичные исследования в районах Средней Азии и Казахстана. Отличительной особенностью последних (по сравнению с Восточно-Европейской платформой) являются существенно меньшие линейные размеры геологических структур, нередко не превышающие первых сотен километров, что предъявляет более высокие требования к точности и детальности получаемых результатов.

Для выполнения указанных исследований были собраны и проанализированы экспериментальные данные о временах пробега продольных мантийных волн, зарегистрированных от 10 промышленных взрывов 85 стационарными и передвижными сейсмологическими станциями, неравномерно расположенными по площади. Кроме того, использованы материалы, полученные на следующих протяженных профилях ГСЗ: Иссыкский, Жаланаш–Талды–Курган, Арысь–Балхаш, хр. Каратау – оз. Тенгиз, Темиртау–Куйбышев, Фараб–Тамды–Булак, хр. Копетдаг – Аральское море. Более подробные сведения о проведении исследований ГСЗ на названных профилях приведены в работах [И.С. Вольвовский, Б.С. Вольвовский, 1975; Рябой, 1979].

Общая протяженность использованных в работе профилей ГСЗ составляла 3500 км, а максимальная длина полученных на них годографов до-

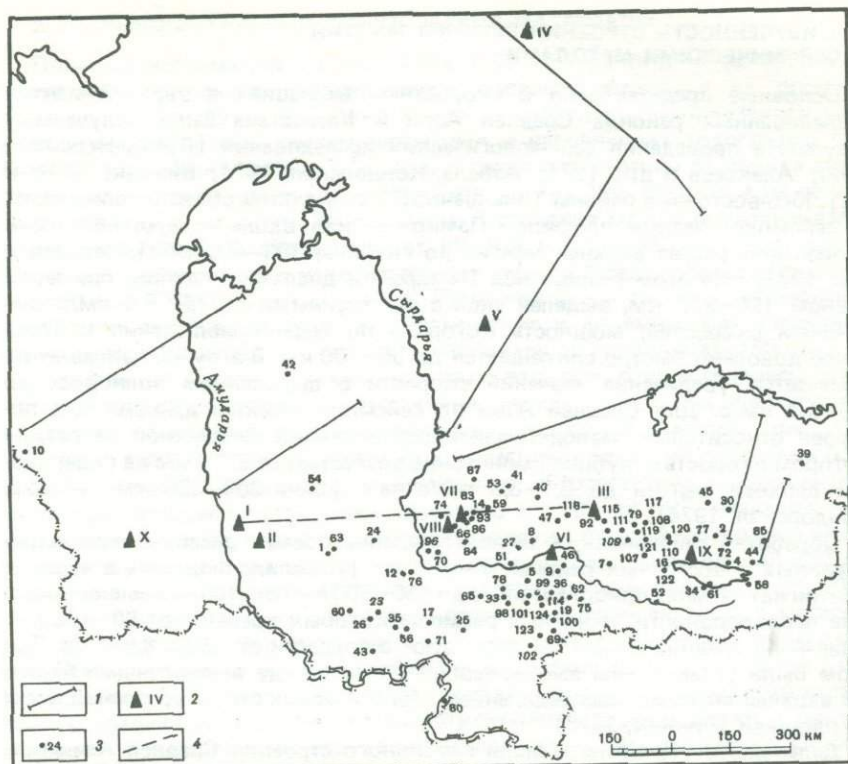


Рис. 12. Средняя Азия и Казахстан. Схема изученности строения верхней части мантии методами взрывной сейсмологии

1 — литосферные профили ГСЗ; 2 — пункты взрыва; 3 — сейсмологические станции, зарегистрировавшие взрывы 1—10; 4 — линия, вдоль которой построен схематический скоростной разрез

стигла 360—800 км. Наибольшие эпицентральные расстояния, на которых были получены принятые к обработке сейсмические записи промышленных взрывов, достигали 1500—1600 км. Регистрация взрывов осуществлялась на территории Узбекистана и, частично, в прилегающих районах Туркмении, Таджикистана, Киргизии и Казахстана. На рис. 12 приведены схемы расположения пунктов взрыва, регистрирующих сейсмологических станций и использованных профилей ГСЗ. Из рисунка видно, что сейсмологические станции в основном располагались в пределах отдельных структурных элементов Тянь-Шаня, а профили ГСЗ — в районах Туранской плиты и Казахской складчатой области. Взаимное расположение пунктов взрыва и регистрирующих станций позволяет получать данные о временах пробега мантийных волн, пересекающих исследуемую территорию в различных направлениях.

1. ИЗУЧЕННОСТЬ СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СЕЙСМИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Основные представления о скоростных вариациях в верхней мантии исследованных районов Средней Азии и Казахстана были получены в результате проведения сейсмологических исследований [Лукк, Нерсесов, 1965; Алексеев и др., 1971; Азбель, Кондорская, 1974; Винник, 1976; и др.]. Юго-восточные районы Тянь-Шаньской складчатой области пересекаются сейсмологическим профилем Памир—Байкал, вдоль которого построен скоростной разрез верхней мантии до глубины 300—400 км [Алексеев и др., 1971]. На этом разрезе под Памиром в диапазоне глубин, примерно равном 120—270 км, выделен слой с пониженными до 7,9—8,0 км/с значениями скоростей, мощность которого по мере приближения к Тянь-Шаню довольно быстро сокращается до 50—100 км. В этом же направлении отмечается увеличение значений скорости в выделенном волноводе до 8,0—8,1 км/с. Для Средней Азии по сейсмологическим данным был построен относительно малодетальный осредняющий скоростной разрез, на котором скорость с глубиной монотонно возрастает от 8,1 км/с на поверхности верхней мантии до 8,7—8,8 км/с на глубине 300—330 км [Азбель, Кондорская, 1974].

Обработка сейсмических записей удаленных землетрясений, зарегистрированных в восточных районах Тянь-Шаня, позволила выделить в верхней мантии на глубинах приблизительно до 150—200 км горизонтальные скоростные неоднородности, линейные размеры которых превышают 80—100 км, а значения средних скоростей варьируют в пределах от 7,5 до 8,5 км/с. При этом были установлены закономерные связи между выделенными блоками верхней мантии и распределением геологических структур земной коры по площади [Винник, 1976].

Дальнейшее уточнение модели глубинного строения Средней Азии возможно лишь с помощью дополнительных сейсмических данных. Большую ценность с этой точки зрения имеют материалы взрывной сейсмологии, полученные на протяженных (литосферических) профилях ГСЗ [Зуннунов и др., 1977; Рябой, 1979] и при регистрации крупных промышленных взрывов сетью сейсмологических станций [Бутовская, Уломов, 1962; Бурмаков и др., 1980]. Важность этих данных определяется точным значением координат и времени взрыва, более высокими значениями регистрируемых частот, а также возможностью использования (по сравнению с регистрацией землетрясений) более оптимальных систем наблюдения, предназначенных для решения конкретных геологических задач. Вдоль отдельных профилей ГСЗ были построены сейсмические разрезы земной коры и верхней мантии до глубины 80—120 км.

Изучение вариаций глубин залегания поверхности верхней мантии (границы Мохоровичича) производится в районах Средней Азии и Казахстана в течение ряда лет методом ГСЗ, по материалам сейсмологических наблюдений и по результатам комплексных геофизических исследований. Работы методом ГСЗ выполнены в основном в равнинных районах. В горных областях сведения о глубине залегания границы Мохоровичича получены в результате проведения сейсмологических исследований и по данным ГСЗ на отдельных немногочисленных профилях, таких, например, как Карабекаул—Койташ, Фараб—Бабатаг, Фараб—Тамдыбулак, хр. Каратау—оз. Тенгиз, Тянь-Шань—Каракорум—Гималаи др. Обобщение полученных результатов позволило составить схемы изменения глубин залегания поверхности Мохоровичича для Тянь-Шаня и прилегающих структур [Беляевский, 1974; Крестников и др., 1980; Юдахин, 1980].

2. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Полевые наблюдения на профилях ГСЗ проводились в основном по методике продольного непрерывного профилирования, а на профиле Каратау—оз. Тенгиз по методике точечных наблюдений с получением корреляционно-увязанных систем встречных и нагоняющих годографов глубинных волн. Максимальные удаления точек регистрации от пункта взрыва достигали на профиле хр. Каратау—оз. Тенгиз 700—800 км, а на остальных названных профилях 360—610 км. Расстояния между пунктами взрыва на профилях ГСЗ изменялись от 50—100 до 300—350 км. Полевые наблюдения проводились с использованием серийной сейсморегистрирующей аппаратуры ГСЗ различных типов. Применявшиеся системы наблюдений позволили детально изучить кинематические и динамические характеристики сейсмических волн, распространяющихся до глубин 100—150 км.

Регистрация крупных промышленных взрывов осуществлялась сетью сейсмологических станций, расстояния между которыми варьировали примерно от первых десятков до первых сотен километров (рис. 12). Диапазон регистрируемых частот сейсмических колебаний составлял 0,5—5 Гц. Значения коэффициента увеличения сейсморегистрирующих каналов на разных станциях изменялись примерно от 10^4 до 10^5 . Взаимное расположение пунктов взрыва и сейсмологических станций позволило вдоль профиля субширотного направления Амударья—Токтогул длиной 800 км построить систему двух встречных годографов мантийных волн. При интерпретации полученных на этом профиле экспериментальных материалов применялась методика, разработанная для построения двумерных скоростных разрезов верхней мантии при профильных наблюдениях ГСЗ. Используемые в настоящей работе системы полевых наблюдений позволили с различной степенью детальности изучить строение верхней мантии основных геологических структур исследуемой территории до глубин, примерно равных 80—150 км.

Кинематические и динамические характеристики мантийных волн были детально изучены на профилях ГСЗ [Рябой, 1979]. Характерные сейсмические записи мантийных волн, зарегистрированных от промышленного взрыва расположенными к востоку от Аму-Дарьи сейсмологическими станциями, приведены на рис. 13. На этом рисунке в диапазоне удалений от пункта взрыва примерно 730—830 км наблюдается аномальное затухание амплитуд волн P_n , приуроченное к области разрыва годографа и смещения его удаленной ветви на большие времена.

Некоторые общие представления о скоростном строении верхней мантии исследованных районов Средней Азии и Казахстана могут быть получены в результате анализа материалов измерения времен пробега первых вступлений продольных мантийных волн, зарегистрированных сетью сейсмологических станций (табл. 6) и на профилях ГСЗ (табл. 7). Для каждого профиля ГСЗ в таблице приведены экспериментальные данные, соответствующие использованному в работе наиболее протяженным годографам. На рис. 13, 14 приведены значения времен пробега первых вступлений продольных мантийных волн, зарегистрированных на профилях ГСЗ и сетью сейсмологических станций. Построение обобщенного годографа, осредняющего всю совокупность экспериментальных данных, осуществлялось путем сглаживания прямоугольной функции с шириной суммирующего окна 60 км, которое перемещалось по оси расстояний с перекрытием 40 км. Сравнение значений времен пробега рассматриваемых волн на фиксированных удалениях от источника возбуждения колебаний показало, что различия между ними достигают 6—8 с. Среднеквадратическое отклоне-

Таблица 6

Значения времен пробега первых вступлений волн P_{II} , зарегистрированных сейсмологическими станциями

Номер на схеме	R , км	T , с	H_M , км	$V_{ср}$, км/с
1	2	3	4	5
ПВ I				
86	548,0	76,0	45	6,1
59	594,5	81,8	50	6,4
12	404,8	58,2	45	6,1
70	482,0	67,0	47	6,1
84	545,5	75,1	47	6,1
66	514,3	72,3	45	6,2
78	648,2	87,9	45	6,0
5	704,5	94,7	45	6,0
46	779,2	102,0	52	6,2
62	811,5	106,7	50	6,2
69	788,3	105,7	60	6,2
58	1236,4	161,5	50	6,3
2	1147,2	150,5	50	6,2
98	670,0	90,2	55	6,4
99	730,8	97,4	55	6,4
100	784,3	104,6	60	6,2
6	711,8	95,0	55	6,4
40	722,4	97,4	50	6,4
101	741,6	98,8	55	7,9
102	764,9	103,1	60	6,2
114	730,8	97,9	55	6,4
124	741,6	98,8	55	6,4
123	764,9	103,1	60	6,2
65	587,3	80,2	50	6,2
7	893,5	117,7	55	6,3
51	654,0	89,2	50	6,2
33	638,4	86,4	50	6,2
ПВ II				
2	1107,7	145,3	50	6,2
7	850,6	114,3	55	6,3
115	832,8	111,3	50	6,3
116	826,5	111,0	50	6,3
117	944,3	124,7	52	6,2
118	748,4	101,6	55	6,3
119	905,5	120,8	52	6,2
120	996,6	131,5	50	6,3
121	936,9	125,7	52	6,2
122	981,9	129,7	50	6,3
12	356,0	53,8	47	6,1
24	275,5	43,2	47	6,2
59	560,9	78,5	50	6,4
86	512,8	72,5	45	6,1
84	505,1	71,2	47	6,1
66	477,3	67,8	45	6,2
74	450,9	64,5	47	6,2
87	539,2	75,5	45	6,3
5	657,9	90,5	45	6,0
10	590,6	80,5	45	6,1
44	1198,6	156,3	50	6,3

Таблица 6 (продолжение)

1	2	3	4	5
78	600,0	83,1	45	6,0
58	1192,6	156,1	50	6,3
61	1086,8	142,3	50	6,2
30	1147,4	149,5	47	6,2
79	915,8	122,5	52	6,2
		ПВ III		
39	586,0	83,4	50	6,3
77	296,1	48,5	50	6,3
45	336,8	52,4	45	6,2
44	430,6	67,3	50	6,3
30	378,8	57,3	47	6,2
69	207,7	35,9	60	6,2
86	271,9	44,1	45	6,1
34	326,2	52,1	50	6,2
83	271,9	44,1	50	6,2
14	263,2	41,7	47	6,2
72	372,1	56,5	50	6,2
66	299,1	46,4	45	6,2
84	264,4	42,0	47	6,1
42	822,1	110,1	40	6,2
96	360,4	54,3	47	6,1
24	494,0	70,9	47	6,2
54	648,4	89,3	42,5	6,2
76	420,9	62,2	47	6,1
		ПВ IV		
45	1260,5	160,5	45	6,2
44	1439,9	182,9	50	6,3
30	1300,5	165,6	47	6,2
92	1246,6	159,3	50	6,3
7	1348,5	172,8	55	6,3
4	1423,3	181,5	50	6,3
9	1344,6	172,6	52	6,2
8	1269,8	162,3	50	6,2
34	1455,5	186,0	50	6,2
78	1398,5	179,0	45	6,0
2	1345,3	173,0	50	6,2
17	1502,2	190,3	55	6,3
51	1333,3	171,6	47	6,0
63	1368,6	172,6	45	6,2
5	1380,2	177,6	45	6,0
52	1461,5	187,1	50	6,3
58	1490,3	190,6	50	6,3
10	1614,1	203,2	45	6,1
72	1368,1	173,3	50	6,2
		ПВ V		
24	606,7	84,7	47	6,2
66	511,6	73,0	45	6,2
53	417,5	59,8	47	6,2
84	544,7	77,0	47	6,1
1	685,6	92,0	43	6,2
42	499,8	69,3	40	6,2
74	492,9	70,5	47	6,2

Т а б л и ц а 6 (продолжение)

1	2	3	4	5
44	879,3	116,4	50	6,3
77	736,2	99,5	50	6,3
30	751,2	100,1	47	6,2
9	632,6	88,6	52	6,2
47	508,6	71,5	55	6,3
4	843,2	113,0	50	6,3
92	577,2	79,7	52	6,3
69	776,4	105,7	60	6,2
7	669,3	92,6	55	6,3
34	843,6	114,0	50	6,2
79	618,4	86,3	52	6,2
72	800,7	105,2	50	6,2
5	655,1	91,0	45	6,0
17	765,1	104,2	55	6,3
58	912,1	123,5	50	6,3
26	790,7	108,0	45	6,1
43	874,7	119,0	48	6,0
80	956,0	127,9	55	6,3
60	787,0	106,7	50	6,1
		ПВ VI		
66	243,0	39,8	45	6,2
84	209,0	35,0	47	6,1
93	211,0	35,4	47	6,1
		ПВ VII		
36	267,0	42,7	50	6,2
5	213,5	36,6	45	6,0
75	317,0	48,2	55	6,2
19	315,5	48,5	60	6,2
		ПВ VIII		
36	293,7	43,3	50	6,2
9	282,6	42,5	52	6,2
92	385,3	57,1	50	6,3
16	546,0	76,0	50	6,3
7	400,5	56,3	55	6,3
47	283,1	43,5	55	6,3
69	353,4	50,5	60	6,2
1	294,9	45,7	43	6,2
42	543,9	76,6	40	6,2
46	291,3	44,0	52	6,2
19	336,7	48,2	60	6,2
25	256,8	41,5	55	6,3
60	311,6	48,7	50	6,1
23	270,2	43,1	45	6,1
5	236,7	37,4	45	6,0
78	203,1	32,9	45	6,0
63	276,7	44,0	45	6,2
		ПВ IX		
7	191,0	32,2	55	6,3
8	376,4	58,4	50	6,2
9	317,0	51,8	52	6,2

Таблица 6 (окончание)

1	2	3	4	5
19	354,9	55,4	60	6,2
27	409,9	62,0	50	6,3
36	344,8	57,1	50	6,2
39	357,6	54,5	50	6,3
40	391,7	60,2	50	6,4
47	319,0	50,8	55	6,2
53	478,9	73,1	47	6,2
62	302,5	50,0	50	6,2
69	376,5	58,4	60	6,2
85	190,0	32,0	47	6,2
92	212,7	36,1	50	6,3
ПВ X				
1	486,4	69,2	43	6,2
9	1040,0	136,0	52	6,2
10	324,0	52,0	45	6,1
16	1316,0	171,2	50	6,3
24	591,8	82,4	47	6,2
33	896,0	119,7	50	6,3
39	1649,4	210,4	50	6,3
41	935,6	124,1	48	6,2
44	1513,7	195,2	50	6,3
46	1049,8	137,2	52	6,2
51	924,2	123,0	47	6,0
53	919,9	121,2	47	6,2
54	478,4	68,1	42,5	6,2
62	1074,5	139,9	50	6,2
63	503,1	71,0	45	6,2
65	845,1	113,5	50	6,3
66	793,6	107,3	45	6,2
72	1456,4	186,2	50	6,2
77	1379,5	178,5	50	6,3
78	909,9	121,5	45	6,0
79	1232,2	161,5	52	6,3
84	821,3	109,6	47	6,1
85	1541,5	198,1	47	6,2
92	1162,7	152,3	50	6,3
107	1248,8	164,5	50	6,3
108	1249,3	161,8	47	6,2
109	1208,8	157,8	48	6,2
110	1311,7	170,5	50	6,3
112	1221,9	160,9	48	6,2

ние отдельных точек от осредняющего годографа равно $\epsilon = \pm 1,27$ с. Точность осредняющего годографа δ , определяемая по формуле $\delta = \epsilon / \sqrt{n}$ (n — число точек в суммирующем окне), может быть оценена величиной 0,3–0,5 с.

Столь значительные изменения времен пробега в различных районах исследуемой территории обусловлены горизонтальными неоднородностями строения верхней мантии и земной коры, мощность которой под структурами Тянь-Шаня, Туранской плиты и Казахской складчатой области изменяется в широких пределах от 35–40 до 55–60 км. Для устранения искажающе-

Таблица 7

Времена пробега первых вступлений волн P_n , по данным ГСЗ

R , км	Т для профилей ГСЗ, с						
	Темир-Тау— Куйбышев	Арысь— Балхаш	Фараб— Тамды— Булак	Жала— наш—Тал— ды—Кур— ган	Иссык— ский	Копетдаг— Аральское море	Хр. Кара— тау—оз. Тенгиз
160	27,5		28,1				
180						30,5	
200	32,3	34,4	33,4	35,8		33,0	33,0
240	37,7	38,4	38,0	40,9	40,3	38,2	38,3
280	43,2	43,2	42,9	45,5	45,8	43,0	43,1
320	47,8	47,8		50,4	50,9	47,7	47,8
360	52,7	52,9		55,1	56,4	52,8	52,6
400	57,6	58,2		60,1	61,4	57,2	57,5
440		64,0				62,3	62,5
480		69,5				67,3	66,8
520		74,2				72,7	71,4
560						77,6	76,2
600						82,5	81,1
640							86,0
680							91,1
720							96,2
760							101,4
800							105,5
840							110,4
880							115,3

го влияния земной коры времена пробега мантийных волн были пересчитаны к выровненной подошве земной коры (к уровню 40 км) путем использования лучевых представлений. При этом земная кора аппроксимировалась однослойной моделью с варьирующими по площади значениями средней скорости и мощности. Параметры земной коры (см. табл. 6) определялись по данным ГСЗ, материалам сейсмологических наблюдений и результатам комплексных геофизических исследований [Беляевский, 1974; Зуннунов, 1976; Белоусов, Беляевский и др., 1979; Крестников и др., 1980; Юдахин, 1980]. Значения средней скорости распространения продольных волн в земной коре исследованных районов изменяются от 5,9–6,0 км/с во впадинах с мощным чехлом осадочных отложений до 6,3–6,4 км/с в районах выхода пород консолидированной толщи земной коры на дневную поверхность. Подробное рассмотрение применявшейся методики пересчета годографов содержится в работах [Воронцова, Рябой, 1974; Рябой, 1979].

Значения кажущихся скоростей мантийных волн, необходимые для вычисления углов наклона сейсмических лучей, определялись на профилях ГСЗ по экспериментальным годографам, а для сейсмологических станций — по осредняющему годографу, составленному для всей исследуемой территории (рис. 15). Расчеты были выполнены с помощью программы для ЭВМ, составленной Л.Н. Никитиной.

В результате выполненной трансформации времен пробега продольных мантийных волн по рассмотренной выше методике были построены пересчитанные к выровненной подошве земной коры (к уровню 40 км)

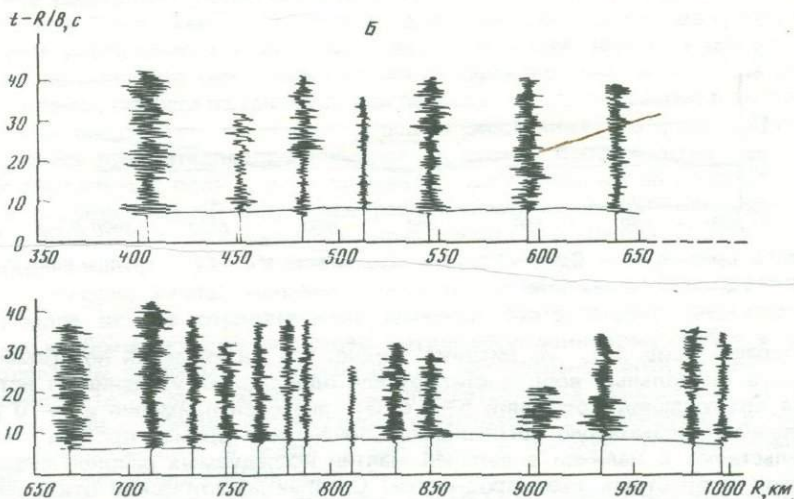
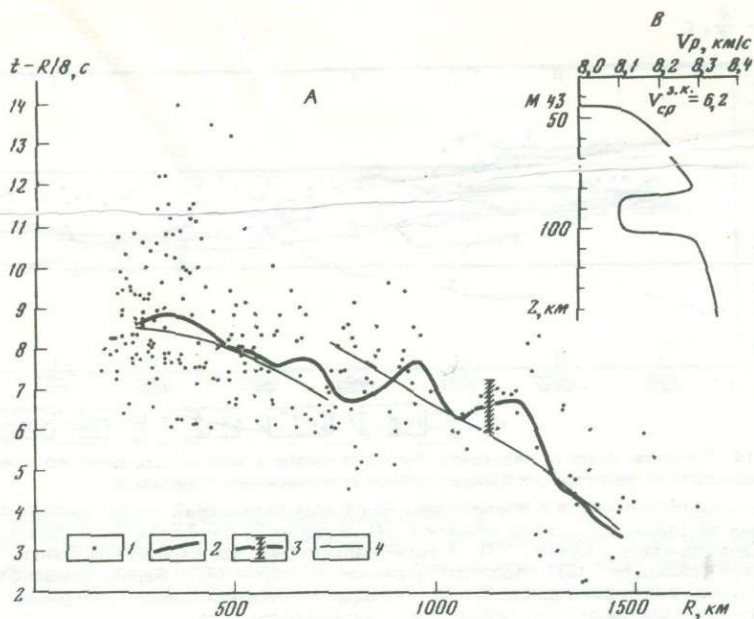


Рис. 13. Средняя Азия и Казахстан. Построение сферически-симметричного скоростного разреза верхней мантии по годографу первых вступлений сейсмических записей мантийных волн

А — сопоставление экспериментального t_3 и теоретического $t_T(R)$ годографов: 1 — времена пробега первых вступлений мантийных волн; 2, 3 — осредняющий годограф (2) и среднеквадратическое отклонение (3); 4 — теоретический годограф рефрагированных в верхней мантии волн; Б — сопоставление теоретического годографа и сейсмических записей мантийных волн; В — оптимальный скоростной разрез $V(Z)$

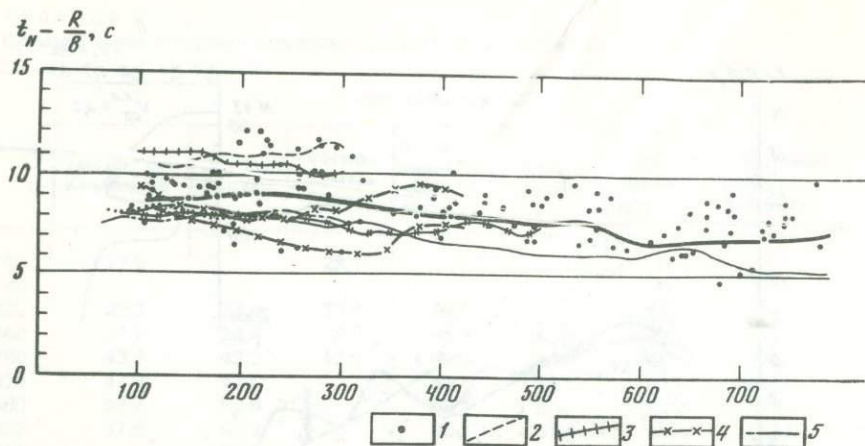
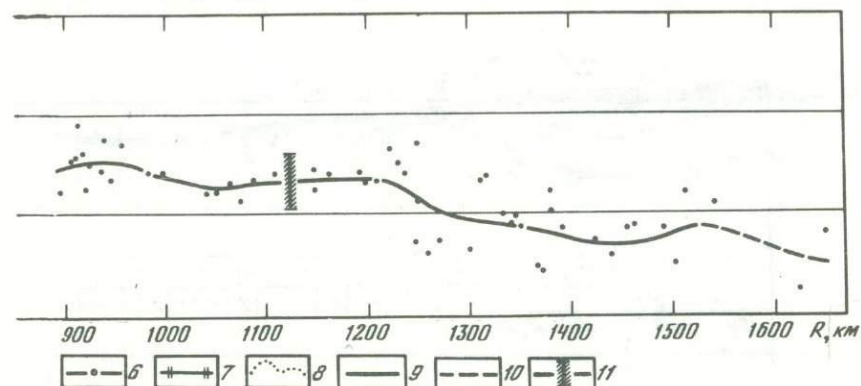


Рис. 14. Средняя Азия и Казахстан. Времена пробега мантийных волн по данным ГСЗ и материалам регистрации взрывов сейсмологическими станциями

1-8 — времена пробега в верхней мантии первых вступлений волн P_n , зарегистрированных на сейсмологических станциях (1), а также на профилях ГСЗ: Иссыкский (2), Жаланаш—Талды-Курган (3), Арысь—Балхаш (4), хр. Каратау—оз. Тенгиз (5), Темиртау—Куйбышев (6), Копетдаг—Аральское море (7), Фараб—Тамды-Булак (8); 9 — осредняющий годограф; 10 — предполагаемое поведение годографа; 11 — среднее квадратическое отклонение от осредняющего годографа



На рис. 17, 18 в качестве примеров приведены схемы аномалий времен пробега мантийных волн, построенные для некоторых пунктов взрыва по наблюдаемым и пересчитанным к выровненной подошве земной коры годографам. Значения аномалий времен пробега условно относились к середине расстояния между пунктом взрыва и регистрирующей станцией. Анализ подобных схем, построенных для всех пунктов взрыва с использованием наблюдаемых и пересчитанных к подошве земной коры годографов, показал, что они имеют сложный характер. Знак и величина аномалий времен пробега изменяются при переходе из одного района в другой, а также в зависимости от эпицентрального расстояния, что в дальнейшем учитывалось при интерпретации. Аномалии времен пробега первых вступлений продольных волн в верхней мантии, определенные по пересчитанным к подошве земной коры годографам, изменяются примерно от $-2 \div -3$ с до $4 - 5$ с. Для эпицентральных расстояний меньше 500-600 км наиболее высокие положительные значения аномалий приурочены к районам, примерно расположенным между оз. Иссык-Куль и оз. Балхаш, а наиболее низкие отрицательные значения соответствуют Ферганской впадине и обрамляющему ее с севера Чаткало-Кураминскому хребту, а также отдельным районам Туранской плиты (Центрально-Каракумский свод и Предкопетдагский прогиб). Для эпицентральных расстояний свыше 1000 км южные районы исследуемой территории характеризуются в среднем положительными, а северные районы — в среднем отрицательными значениями аномалий времен пробега.

Взаимное расположение пунктов взрыва и сейсморегистрирующих станций позволило всю совокупность экспериментальных данных о временах пробега первых вступлений продольных мантийных волн разделить на группы, соответствующие отдельным крупным геологическим структурам, и построить стандартные годографы, в среднем характеризующие скоростное строение верхней мантии этих структур. Такие годографы были получены для Тянь-Шаньской складчатой системы (точнее, для западных и центральных районов Тянь-Шаня) и для прилегающих с севера платформенных структур Туранской плиты и Казахской складчатой области (рис. 19), а также для районов герцинской и более древней, каледонской складчатости Тянь-Шаня, расположенных соответственно к западу и востоку от хорошо изученного геологическими методами Таласо-Ферганского

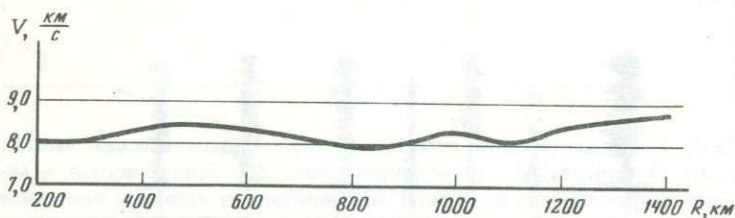


Рис. 15. Средняя Азия. Сводный график зависимости $V_k = f(R)$ группы волн P_n по данным взрывной сейсмологии

годографы (рис. 16). Из рисунка видно, что расхождения во временах пробега продольных волн достигают для одинаковых удалений от источника возбуждения колебаний 5-7 с. Эти значения примерно в 5-10 раз превышают возможную погрешность определения времен пробега и свидетельствуют о наличии в верхней мантии исследуемых районов существенных скоростных неоднородностей. Среднее квадратическое отклонение от осредняющего годографа, определенное тем же способом, что на рис. 14, равно $\pm 1,45$ с.

Экспериментальные данные о временах пробега мантийных волн, приведенные на рис. 13, были использованы для построения схем аномалий времен пробега Δt_i , значения которых определялись по отношению к осредняющему годографу по формуле

$$\Delta t_i = t_i - t_{cp}, \quad (1)$$

где t_i — время пробега в точке i ; t_{cp} — значение времени, определенное по осредняющему годографу для соответствующего эпицентрального расстояния.

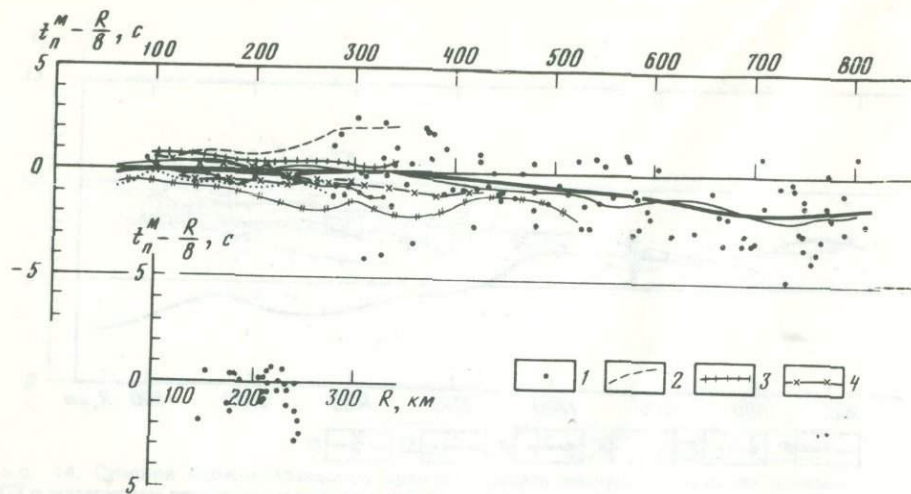


Рис. 16. Средняя Азия и Казахстан. Времена пробега мантийных волн P_n , пересчитанные к выровненной поверхности M ($H_M = 40$ км) по данным ГСЗ и материалам регистрации взрывов сейсмологических станциями

1–8 — времена пробега в верхней мантии первых вступлений волн P , зарегистрированных на сейсмологических станциях (1) (до удалений 250 км приведены на врезке), а также на профилях ГСЗ: Иссыкский (2), Жаланаш–Талды-Курган (3), Арысь–Балхаш (4), хр. Каратау–оз. Тенгиз (5), Темиртау–Куйбышев (6), Копетдаг–Аральское море (7), Фараб–Тамды-Булак (8); 9 — осредняющий годограф; 10 — среднеквадратическое отклонение от осредняющего годографа

разлома. Построение стандартных осредняющих годографов осуществлялось по той же методике, что и годографов, приведенных на рис. 13. Их точность может быть оценена величиной, примерно равной $\pm 0,3$ – $0,5$ с.

Из рис. 19 видно, что на эпицентральных расстояниях свыше 1000–1100 км структуры Тянь-Шаня характеризуются (по сравнению с платформенными областями) в среднем на 2–3 с большими значениями времен пробега продольных волн в верхней мантии. При этом следует иметь в виду, что времена пробега, использованные при построении годографов для Тянь-Шаня и платформенных областей на указанных эпицентральных расстояниях, также частично характеризуют верхнюю мантию западных районов Туранской плиты и северных районов Тянь-Шаня соответственно. В связи с этим указанные выше для рассматриваемых геологических структур различия между годографами мантийных волн, по-видимому, являются несколько заниженными.

Осредняющие годографы, приведенные на рис. 20, различаются не только значениями времен пробега, но также формой и наклоном отдельных ветвей. Годограф, соответствующий платформенным областям, в среднем характеризуется увеличением значений кажущихся скоростей по мере увеличения эпицентральных расстояний. Причем на удалениях свыше 900–1000 км значения кажущихся скоростей резко возрастают. В то же время на годографе, характеризующем строение верхней мантии структур Тянь-Шаня, в интервале эпицентральных расстояний, примерно равных 700–1000 км, отчетливо выделяется область со значениями кажущихся скоростей 8,0–8,1 км/с, более низкими, чем на меньших или больших удалениях от пункта взрыва. Такая зона, обусловленная в основном рассеян-

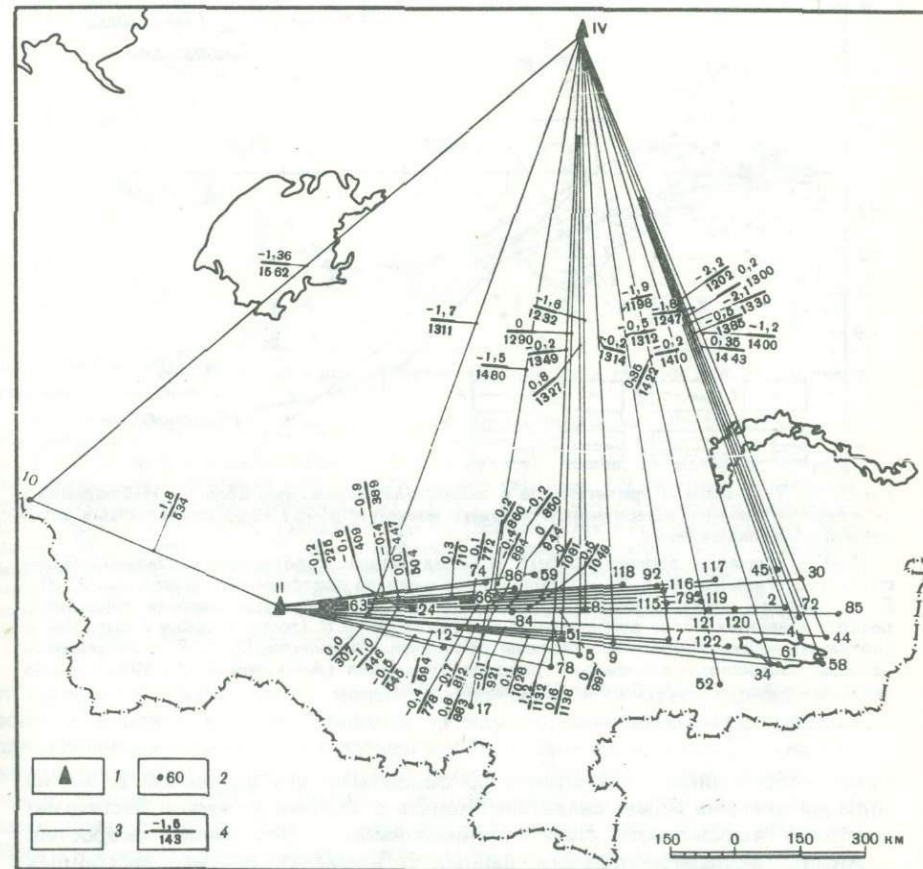
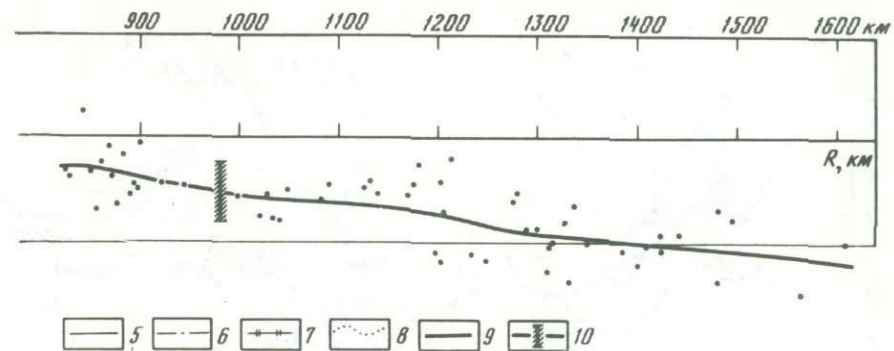


Рис. 17. Средняя Азия и Казахстан. Аномалии времен пробега волн P_n , пересчитанные к выровненной поверхности M . ПВ II, IV

1 — пункты взрыва; 2 — регистрирующие станции и их номера; 3 — линии, соединяющие пункты взрыва и регистрирующие станции; 4 — аномалии времен пробега, с (числитель), отнесенные к середине расстояния взрыв–прибор, км (знаменатель)

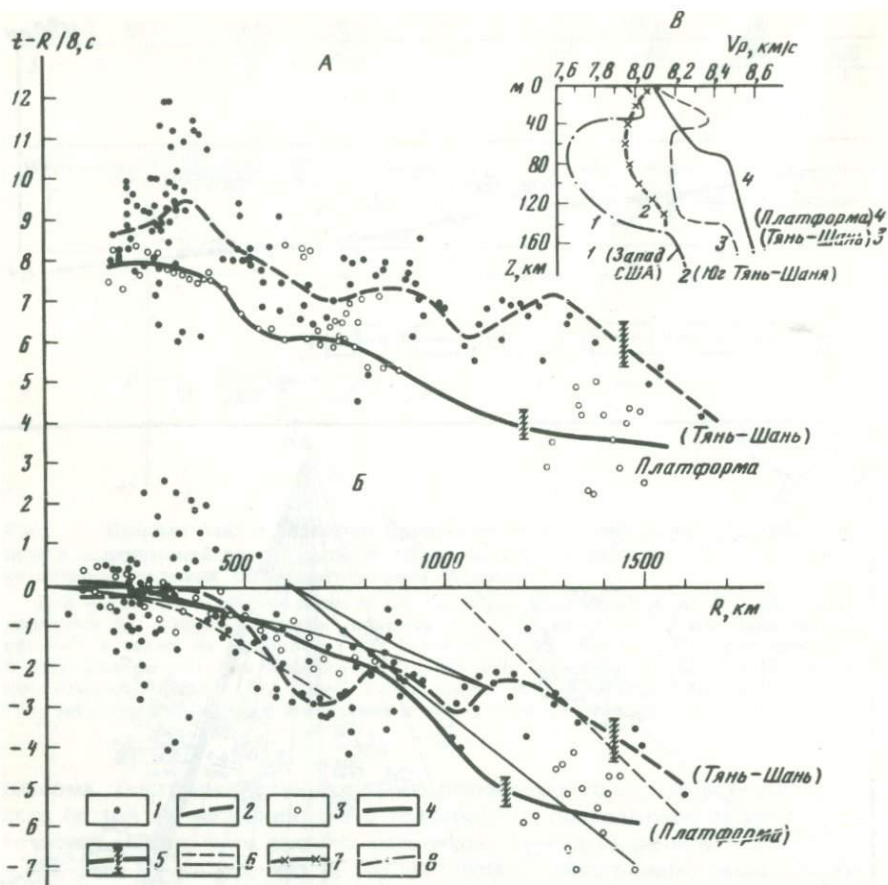
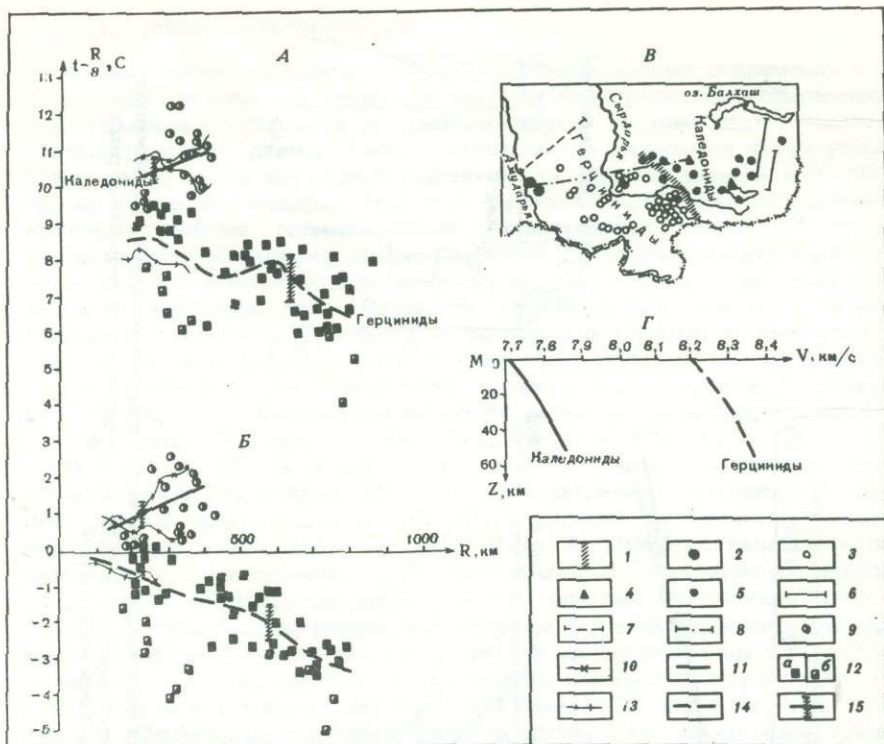


Рис. 18. Тянь-Шань и прилегающие с севера платформенные области. Наблюдаемые (А) и пересчитанные к выровненной подошве земной коры (Б) годографы первых вступлений продольных волн

1-4 — значения времен пробега и осредняющие годографы, характеризующие структуры Тянь-Шаня (1, 2) и прилегающие с севера платформенные области (3, 4); 5 — значение точности осредняющих годографов; 6 — теоретические годографы рефрагированных волн, рассчитанные для разрезов на В (теоретические годографы и соответствующие скоростные разрезы обозначены одинаково); 7, 8 — скоростные разрезы, построенные для южных районов Тянь-Шаня [Алексеев и др., 1971] и для западных районов США [Burdick, Helmberger, 1978]

ными колебаниями, в сочетании со смещением его удаленной ветви на большие времена может свидетельствовать о наличии в разрезе достаточно отчетливо выраженного слоя с пониженными значениями скорости.

Анализ экспериментальных данных о временах пробега мантийных волн свидетельствует о наличии существенных горизонтальных скоростных неоднородностей верхней мантии в пределах Тянь-Шаньской складчатой системы. Это отчетливо видно из рассмотрения годографов первых вступлений продольных мантийных волн, построенных для герцинитид и каледонид Тянь-Шаня (см. рис. 19). Районы герцинской складчатости характеризуются (по сравнению с областями более древней каледонской

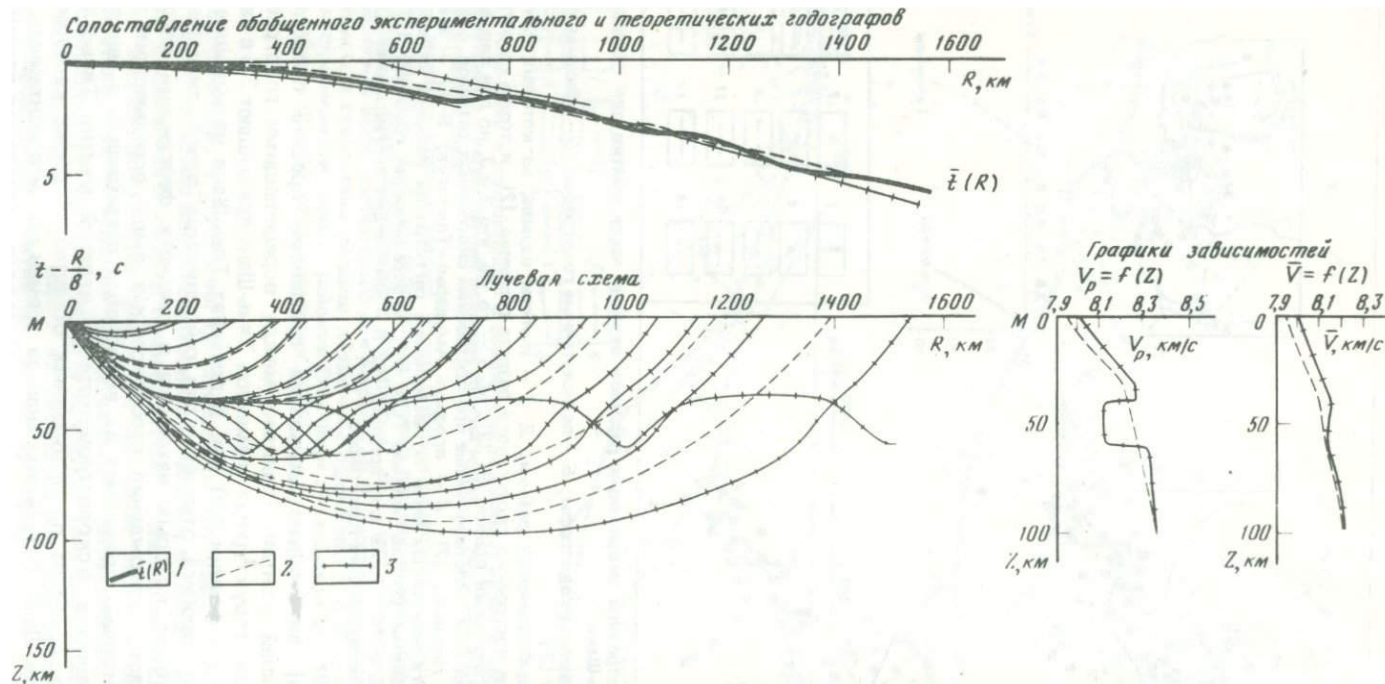


Р и с. 19. Построение скоростных разрезов верхней части мантии для каледонид и герцинид Тянь-Шаня

А — наблюдаемые годографы; Б — пересчитанные годографы; В — обзорная схема; Г — разрезы $V(Z)$

1 — Таласо-Ферганский разлом; 2, 3 — пункты взрыва, из которых получены материалы для построения скоростного разреза герцинид (2), и точки их регистрации сейсмологических станциями (3); 4, 5 — то же, что 2 и 3, но для каледонид; 6, 7 — профили ГСЗ, использованные при построении скоростных разрезов, для каледонид (6) и герцинид (7); 8 — профиль Амударья—Токтогул; 9—11 — значения времен пробега мантийных волн по материалам регистрации взрывов сейсмологических станциями (9), по данным ГСЗ (10) и осредняющий годограф (11) для каледонид; 12, а—14 — то же для герцинид (12, б — данные для Ферганской впадины); 15 — точность осредняющих годографов

складчатости) значительно меньшими временами пробега продольных волн в верхней мантии. Различия между осредняющими годографами для названных структурных элементов Тянь-Шаня превышают 3,5 с на эпицентрального расстоянии 400 км. В пределах Тянь-Шаня наименьшие значения времен пробега отмечены для сейсмических лучей, значительная часть траектории которых находится в пределах ферганской впадины. Таким образом, расхождение рассмотренных выше осредняющих годографов значительно превышает их возможную погрешность и свидетельствуют о различии в скоростном строении верхней мантии Тянь-Шаня и прилегающих с севера платформенных областей, а также каледонид и герцинид Тянь-Шаня. Результаты анализа времен пробега мантийных волн были использованы при изучении распределения скоростных параметров верхней мантии исследованных районов Средней Азии и Казахстана.



Р и с. 20. Средняя Азия и Казахстан. Построение сферически симметричного обобщенного скоростного разреза верхней мантии
 1 — обобщенный экспериментальный годограф, соответствующий границе М; 2, 3 — оптимальные скоростные разрезы и соответствующие им теоретические годографы и траектории сейсмических лучей

3. МЕТОДИКА ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Использованные в работе экспериментальные данные о временах пробега первых вступлений мантийных волн позволили построить сферически-симметричные обобщенные скоростные разрезы верхней мантии исследованных районов Средней Азии и Казахстана и отдельных структурных элементов, а также двумерный сейсмический разрез верхней части мантии по профилю Амударья—Токтогул протяженностью 800 км и изучить крупномасштабные горизонтальные неоднородности верхней мантии.

Построение сферически симметричных и двумерных скоростных разрезов верхней мантии осуществлялось методами перебора решений прямых кинематических задач. Подбирались такие модели, для которых рассчитанные годографы совпадали с экспериментальными с точностью в среднем не ниже 0,4–0,6 с, соответствующей погрешности экспериментальных данных. Методические вопросы построения скоростных разрезов верхней мантии по материалам взрывной сейсмологии подробно рассмотрены в работах [Бурмаков, Рябой, 1973; Рябой, 1979; и др.].

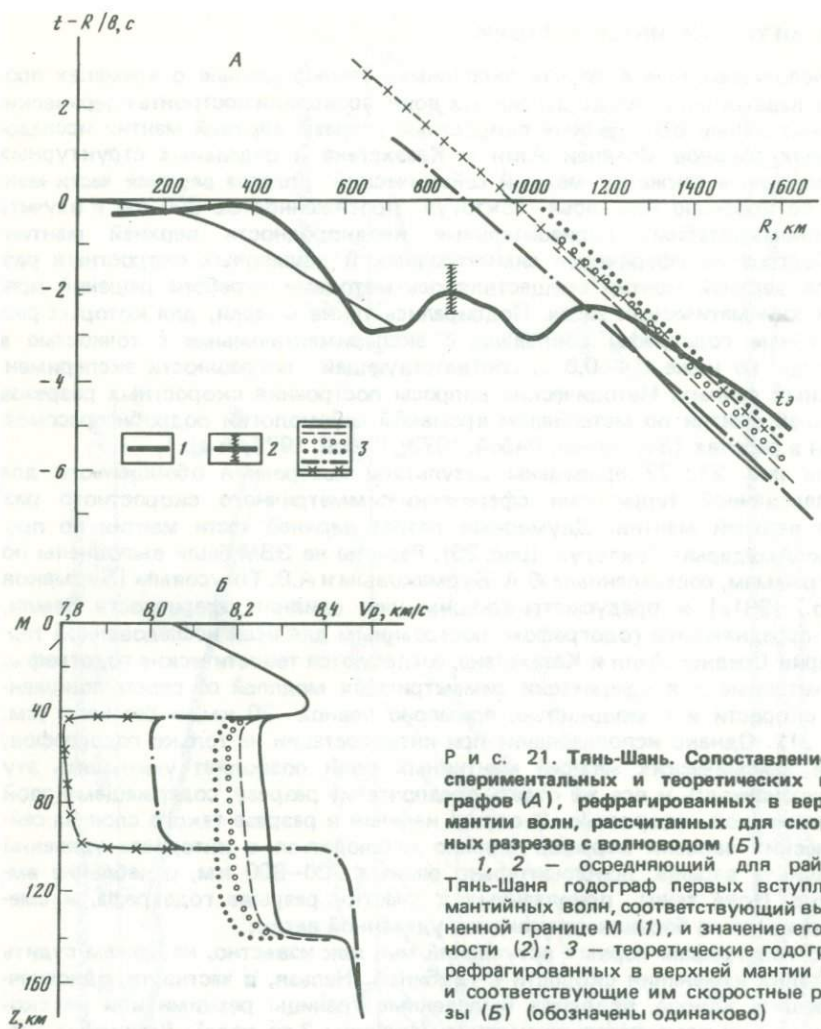
На рис. 21, 22 приведены результаты построения обобщенного для исследованной территории сферически-симметричного скоростного разреза верхней мантии. Двумерный разрез верхней части мантии по профилю Амударья—Токтогул (рис. 23). Расчеты на ЭВМ были выполнены по программам, составленным Ю.А. Бурмаковым и А.В. Треусовым [Бурмаков и др., 1981а] и предусматривающим учет влияния сферичности Земли.

С осредняющим годографом, построенным для всей исследованной территории Средней Азии и Казахстана, согласуются теоретические годографы, рассчитанные для сферически симметричных моделей со слоем пониженной скорости и с мощностью, примерно равной 20 км, и без него (см. рис. 21). Однако использование при интерпретации не только годографов, но и сейсмических записей мантийных волн позволяет уменьшить эту неоднозначность и все же отдать предпочтение разрезу, содержащему слой с пониженной скоростью. В случае наличия в разрезе такого слоя на сейсмических записях взрывов должно наблюдаться в интервале удалений от пункта взрыва, приблизительно равных 700–800 км, ослабление амплитуд (зона тени), привязанных к участку разрыва годографа, и смещение вверх на большие времена его удаленной ветви.

По годографам первых вступлений мы, как известно, не можем судить о деталях изменения скорости с глубиной. Нельзя, в частности, однозначно решить вопрос, являются выделенные границы резкими или же скорость на них изменяется постепенно (границы 2-го рода). Различные значения мощности и скорости слоя пониженной скорости могут практически соответствовать одному и тому же годографу первых вступлений. Выполненные расчеты показали, что с годографом для Тянь-Шаньской складчатой системы согласуются разрезы, содержащие слой с пониженной скоростью, мощность которого варьирует в пределах примерно от 50 до 100 км, а значения скорости — от 7,8–7,9 до 8,1–8,2 км/с соответственно.

Для изучения распределения по площади горизонтальных скоростных неоднородностей верхней мантии рассмотрены выше схемы аномалий времен пробега продольных волн в мантии были пересчитаны в схемы относительных и абсолютных аномалий скорости. Значения относительных аномалий скорости $\Delta V/V_{cp}$ определялись с помощью приближенного соотношения

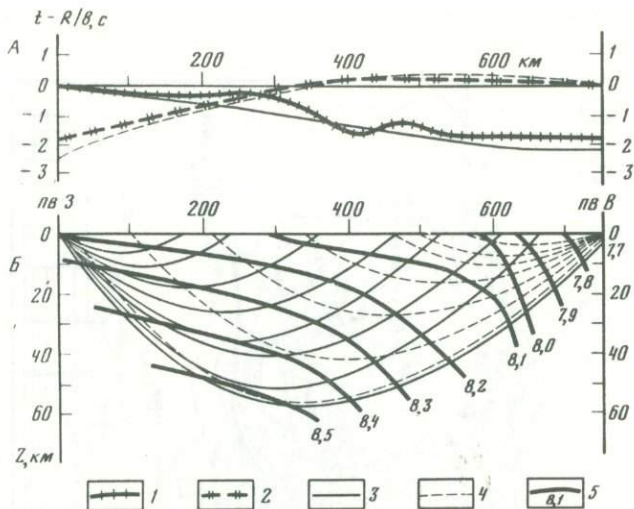
$$\frac{\Delta t_i}{t_{cp}} \approx - \frac{\Delta V_i}{V_{cp}}, \quad (2)$$



Р и с. 21. Тянь-Шань. Сопоставление экспериментальных и теоретических годографов (А), рефрагированных в верхней мантии волн, рассчитанных для скоростных разрезов с волноводом (Б)
 1, 2 — осредняющий для районов Тянь-Шаня годограф первых вступлений мантийных волн, соответствующий выровненной границе М (1), и значение его точности (2); 3 — теоретические годографы рефрагированных в верхней мантии волн и соответствующие им скоростные разрезы (Б) (обозначены одинаково)

где ΔV_i — разность между средней скоростью в верхней мантии до глубины максимального проникновения сейсмического луча в точке i и значением средней скорости $V_{ср}$ до такой же глубины, определенной по обобщенному сферически симметричному разрезу.

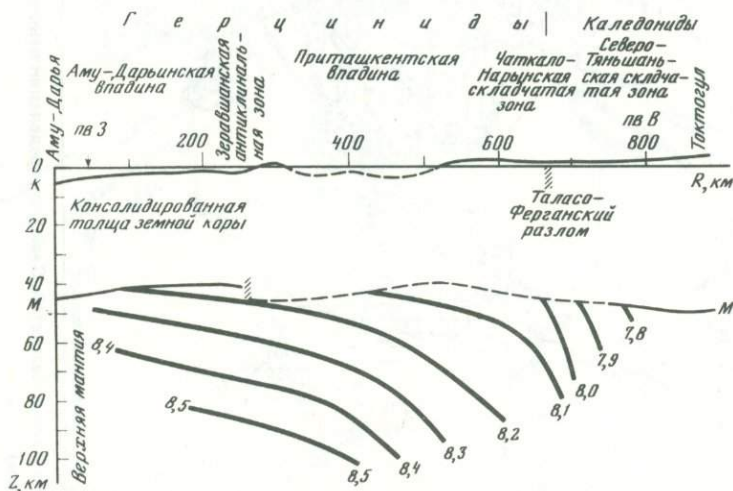
Выраженные в процентах значения относительных аномалий скорости разделялись на три группы в зависимости от эпицентрального расстояния, на котором они наблюдались: менее и равно 500 км; 500–1000 км; более 1000 км. В этих группах аномалии времен пробега обусловлены, как показали расчеты траекторий сейсмических лучей (см. рис. 22), особенностями скоростного строения верхней мантии в ее слоях, считая от границы Мохоровичича, толщиной примерно 20–30, 50–60 и 100–120 км соответственно. Разделенные на три группы значения аномалий относились к середине расстояния между пунктом взрыва и регистрирующей



Р и с. 22. Средняя Азия. Профиль Амударья-Токтогул. Построение двумерного скоростного разреза верхней части мантии

А — сопоставление экспериментальных и теоретических годографов; Б — скоростная модель и лучевая схема

1, 2 — экспериментальные годографы первых вступлений волн P_n , зарегистрированных от ПВ 3 и ПВ В соответственно; 3, 4 — теоретические годографы и траектории лучей, рассчитанные для ПВ 3 и ПВ В соответственно; 5 — изолинии скоростей, км/с



Р и с. 23. Сейсмический разрез земной коры и верхней части мантии по профилю Амударья-Токтогул

станций и для ослабления влияния случайных погрешностей и мелко-масштабных скоростных неоднородностей сглаживались с помощью круговой палетки диаметром 200 км. Построенные таким образом схемы относительных горизонтальных неоднородностей приведены на рис. 24—27.

Располагая зависимостью изменения в верхней мантии средней скорости

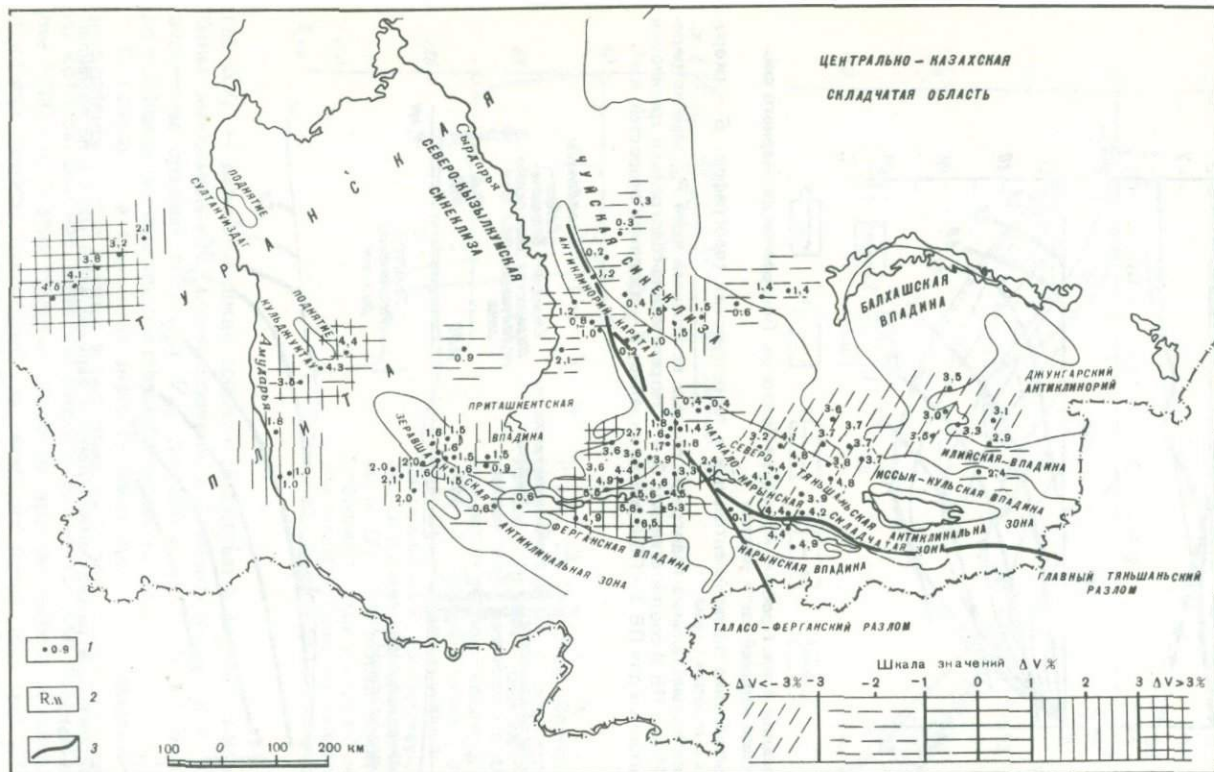


Рис. 24. Средняя Азия и Казахстан. Схема распределения относительных значений скоростных неоднородностей в верхней части мантии ($\Delta h_M = 30$ км)

1 — аномалии скоростей $\Delta V/V_{cp}$, % (среднение круговой палеткой радиусом 100 км); 2 — расстояние взрыв-прибор (R_M) после пересчета годографов волн P_n к выровненной границе М ($H_M = 40$ км); 3 — разломы

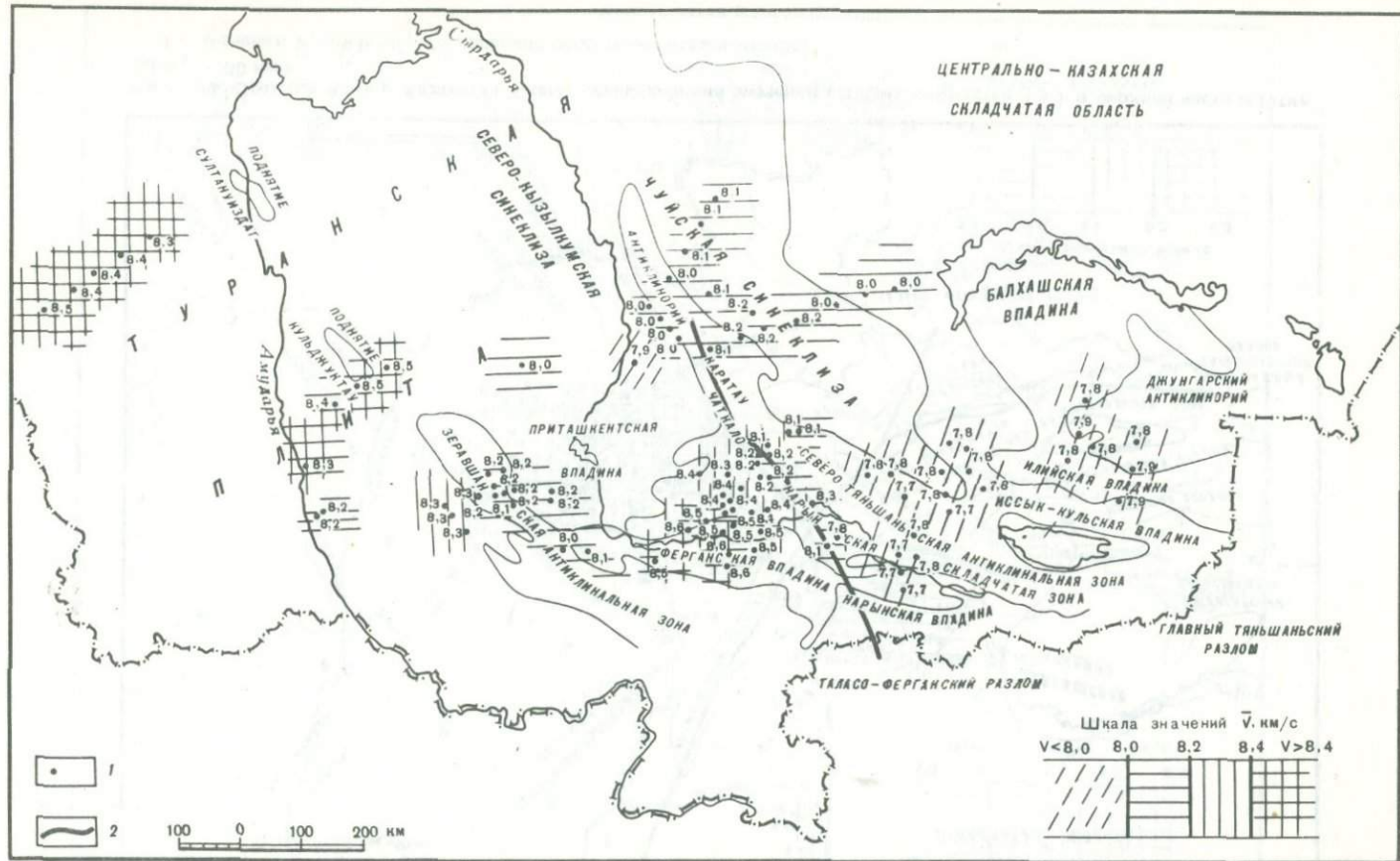


Рис. 25. Средняя Азия и Казахстан. Схема распределения значений средних скоростей (V) в верхней части мантии ($\Delta h_M \approx 30$ км)
 1 — значения V , отнесенные к середине расстояния взрыв—прибор; 2 — Таласо-Ферганский разлом

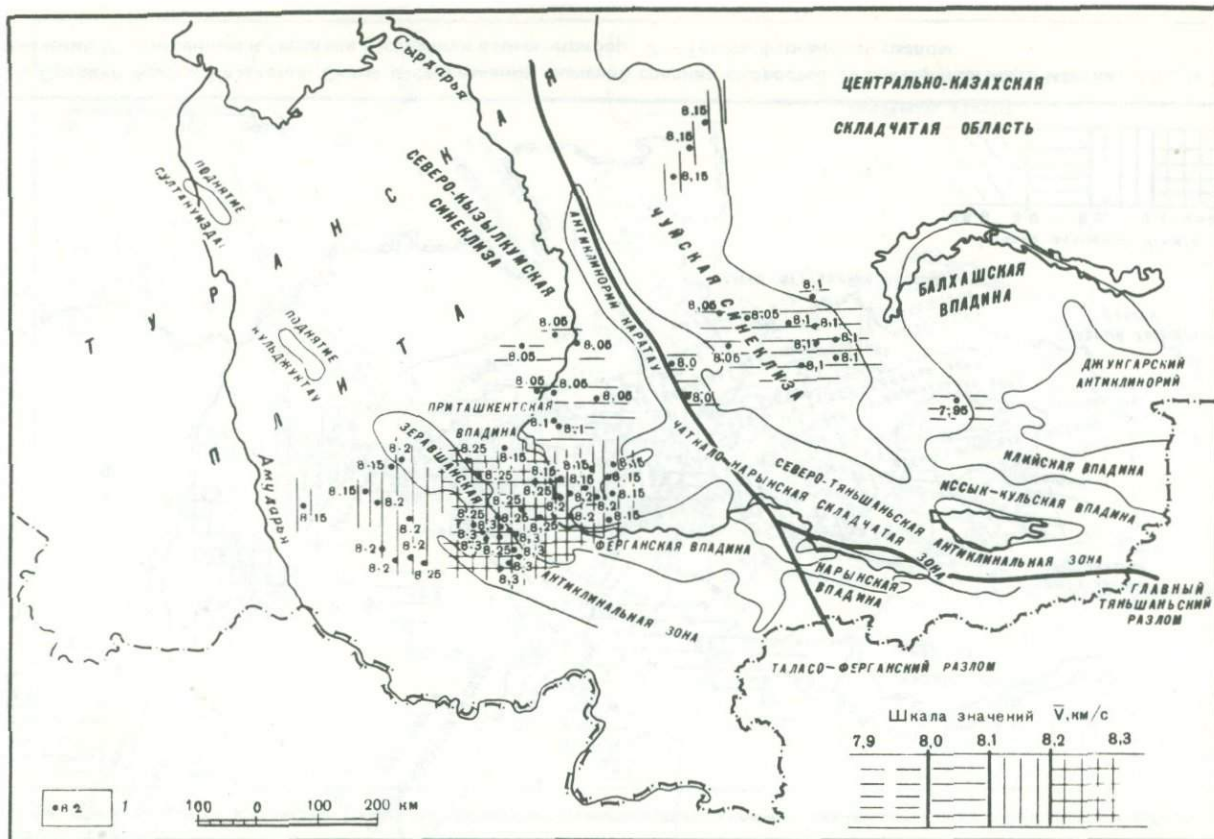


Рис. 26. Средняя Азия и Казахстан. Схема распределения значений средних скоростей (\bar{V}) в верхней части мантии ($\Delta h_M \sim 60$ км)

1 — значения \bar{V} , отнесенные к середине расстояния взрыв-прибор

с глубиной, рассчитанной для обобщенного скоростного разреза (см. рис. 21), и построенной для этого же разреза лучевой схемой, можно путем несложных преобразований пересчитать относительные значения скоростных аномалий (см. рис. 22, 23) в абсолютные. Выражение горизонтальных неоднородностей строения верхней мантии в абсолютных значениях скорости (см. рис. 24) расширяет возможности геологической интерпретации результатов глубинных сейсмических исследований.

Важным моментом являются выяснение минимальных линейных размеров горизонтальных неоднородностей верхней мантии, которые достаточно надежно могут быть выделены описанными выше способами, и оценка возможных погрешностей определения значений их скоростных параметров. Отнесение аномалий времен пробега и соответствующих им скоростных аномалий к середине расстояния между пунктом взрыва и точкой регистрации — формальная процедура, тем более оправданная, чем меньше эпицентрального расстояния. При названном расстоянии менее 1000 км район, к которому относится аномалия скоростей, определяется с приемлемой для тектонических приложений точностью, примерно равной первым сотням километров. С увеличением эпицентрального расстояния эта погрешность возрастает. Приведенные оценки учитывались при выяснении соотношения скоростных неоднородностей верхней мантии с распределением геологических структур.

Ошибки определения значений аномалий средней скорости в верхней мантии в основном определяются погрешностями измерения времени пробега сейсмических волн, которые оцениваются в нашем случае во всем диапазоне эпицентральных расстояний величиной, в среднем равной $\pm (0,5-0,6)$ с. Это приводит к парадоксальному на первый взгляд выводу о том, что погрешность в определении значений аномалий средней скорости в верхней мантии уменьшается с увеличением удаления точек регистрации от пункта взрыва. Величина этой погрешности для эпицентральных расстояний 500—1500 км изменяется примерно от $\pm (1-1,5)$ до $\pm (0,3-0,5)$ % соответственно. С учетом этих оценок точность определения значений абсолютных аномалий средней скорости приблизительно равна $\pm 0,1$ км/с для удалений от пункта взрыва меньше 500 км и $\pm 0,05$ км/с для удалений 1000—1500 км.

4. СКОРОСТНОЕ СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

В результате выполненной работы получены новые сведения о распределении в верхней мантии (до глубин, примерно равных 150 км) значений скорости распространения продольных сейсмических волн под основными структурными элементами Тянь-Шаньской складчатой системы и прилегающими районами Туранской плиты и Казахской складчатой системы [Бурмаков и др., 1981]. В пределах всей изученной территории по характеру изменения скорости с глубиной верхняя мантия в исследованном диапазоне глубин в первом приближении может быть разделена на два слоя (рис. 21). Верхний слой мощностью 30—40 км характеризуется быстрым увеличением скорости с глубиной в среднем от 8,05—8,1 км/с на границе Мохоровичича до 8,25—8,3 км/с на его подошве. Как показали теоретические расчеты [Fuchs, 1979], этот факт трудно объяснить только лишь изменением термодинамических условий. Он, вероятно, может свидетельствовать об изменении с глубиной также химического или минералогического состава вещества верхней части мантии. Глубже расположен слой, в котором скорость возрастает в среднем гораздо медленнее, достигая примерно 8,4—8,5 км/с на глубинах 100—150 км. В этом

слое выделена область понижения скорости. Значения скоростей на разрезе, приведенном на рис. 20, в среднем на 0,1–0,2 км/с ниже, чем на таких же глубинах в верхней мантии под древними платформами — Восточно-Европейской [Винник, Рябой и др., 1978; Рябой, 1979] и Сибирской [Винник, Егоркин, 1980].

Рассмотренные особенности скоростного разреза верхней мантии выдерживаются в пределах исследованной территории только лишь в среднем. Горизонтальные вариации значений скоростных параметров могут достигать \pm (4–5) % и больше по отношению к обобщенному скоростному разрезу. Материалы изучения строения верхней мантии районов Средней Азии и Казахстана по данным ГСЗ и приведенный на рис. 23 сейсмический разрез земной коры в верхней мантии по профилю Амударья—Токтогул указывают на то, что в горизонтальном направлении изменяются не только значения скоростных параметров верхней мантии, но и характер их распределения с глубиной. В частности, в отдельных районах на профилях ГСЗ в верхней части мантии были выделены слои с понижением скорости мощностью не более 10–20 км [Зуннунов и др., 1977; Рябой, 1979].

Наиболее подробно изучено строение самого верхнего слоя мантии. Из рассмотрения рис. 19–23 видно, что в пределах исследованных районов Средней Азии и Казахстана значения средних скоростей распространения продольных волн изменяются примерно от 7,7–7,8 до 8,5–8,6 км/с, обнаруживая достаточно отчетливую связь с крупными элементами геологической структуры. Так, верхняя мантия под каледонидами Северного Тянь-Шаня и прилегающим к ним с востока хр. Кендыктас и Джунгарским антиклинорием характеризуется наиболее низкими значениями скоростей. При пересечении с востока на запад Таласо-Ферганского разлома и переходе к герцинидам Срединного и Южного Тянь-Шаня отмечается увеличение значений скорости в среднем на 0,5 км/с и больше (рис. 21–23), что может указывать на продолжение Таласо-Ферганского разлома в верхнюю мантию до глубин не менее 80–100 км.

Самые высокие значения скоростей, достигающие 8,5–8,6 км/с, соответствуют Ферганской впадине, к северу от которой под Чаткало-Кураминским хребтом наблюдается понижение скоростей до 8,2–8,3 км/с. Следует отметить, что взаимное расположение пунктов взрыва и регистрирующих станций, а также относительно небольшие линейные размеры названных структур не позволили достаточно надежно разделить влияние скоростных неоднородностей верхней мантии на времена пробега глубинных волн. В связи с этим, приведенные на рис. 19 значения средних скоростей в верхней части мантии под Чаткало-Кураминским хребтом могут оказаться несколько завышенными по сравнению с реальными.

Кызылкумская зона поднятий (Южный Тянь-Шань) и прилегающие районы Туранской плиты по значениям рассматриваемого скоростного параметра занимают промежуточное положение между Северным и Срединным Тянь-Шанем. Структуры Туранской плиты также различаются между собой по скоростному строению верхней части мантии. Центральное-Каракумский свод и Амударьинская впадина характеризуются повышенными значениями скоростей, достигающими 8,3–8,5 км/с, а для Чуйской и Северо-Кызылкумской синеклизы типичны более низкие скорости 7,9–8,2 км/с.

Интересно отметить, что на Тянь-Шане переход от относительно молодых герцинских структур Южного Тянь-Шаня к более древним каледонским структурам Северного Тянь-Шаня сопровождается не возрастанием значений скоростных параметров верхней мантии, как это обычно наблюдается в платформенных областях [Рябой, 1979], а их существенным понижением. Это явление, вероятно, может быть обусловлено особенно-

стями процесса эпиплатформенной неотектонической активизации в различных районах Тянь-Шаня.

На рис. 24–27 приведены схемы изменения по площади значений средней скорости распространения продольных волн в слоях верхней мантии мощностью 60–70 и 80–100 км соответственно. В связи с тем, что эти схемы построены по материалам регистрации взрывов на эпицентральных расстояниях 1000–1600 км, минимальные размеры выделяемых на них скоростных неоднородностей возрастают (по сравнению со схемой на рис. 17) в 2–3 раза, а диапазон изменения значений рассматриваемого скоростного параметра уменьшается примерно до 8,0–8,3 км/с. Это во многом обусловлено осредняющим эффектом точечных наблюдений на больших удалениях от пункта взрыва и само по себе еще не является однозначным доказательством гомогенизации среды на глубинах 100–150 км (по сравнению с лежащими выше слоями мантии). Не исключено, что более контрастные скоростные неоднородности, выделенные в самом верхнем слое мантии мощностью 30–40 км и приуроченные к различным геологическим структурам (см. рис. 23), продолжают до глубин 100–150 км и больше.

Для районов Тянь-Шаня к западу от Таласо-Ферганского разлома значения средней скорости распространения сейсмических волн в слое мантии мощностью 60–120 км равны $8,15 \div 8,20$ км/с (рис. 26–27), а в самой верхней части мантии достигают 8,4–8,6 км/с (рис. 25), т. е. убывают с глубиной. В то же время в пределах Центрально-Казахской складчатой области и прилегающих районов Туранской плиты средняя скорость в верхней мантии возрастает с глубиной. Эти факты качественно можно объяснить, если предположить наличие в разрезе верхней мантии в районах Срединного и Южного Тянь-Шаня на глубинах свыше 80–100 км мощного слоя с понижением скорости, который в северных районах отсутствует или же выражен менее отчетливо. Мощность этого волновода, который здесь может быть отождествлен с астеносферой, должна быть, как показали выполненные расчеты, примерно в 2–3 раза больше, чем на обобщенном (стандартном) для всей исследованной территории скоростном разрезе (см. рис. 18). Приведенные качественные оценки подтверждаются результатами интерпретации осредняющих годографов первых вступлений продольных мантийных волн для Тянь-Шаня и примыкающих платформенных областей. Из сравнения скоростных разрезов верхней мантии, построенных нами для центральных и западных районов Тянь-Шаня и для примыкающих с севера платформенных областей, а также ранее определенных для Тянь-Шаня [Алексеев и др., 1971] и для тектонически активных западных районов США [Burdick, Helmlberger, 1978], можно сделать вывод о том, что под Тянь-Шанем слой пониженной скорости, мощность которого может достигать здесь 100 км и более, залегает глубже, чем под западными районами США, а понижение скорости меньше. Под платформенными районами, примыкающими к Тянь-Шаню с севера, такой слой практически отсутствует.

Таким образом, полученные результаты показали, что совместное использование материалов регистрации взрывов на протяженных профилях ГСЗ и сетью распределенных по площади сейсмологических станций позволяет при достаточной детальности наблюдений получать важные сведения об особенностях строения верхней мантии не только в платформенных областях [Винник, Рябой и др., 1978], где геологические структуры земной коры имеют значительные линейные размеры, нередко достигающие 1000 км и больше, но также и в тектонически активных регионах, характеризующихся более сложным строением.

Наблюдавшаяся связь между скоростными неоднородностями самой верхней части мантии и распределением по площади сформировавшихся в палеозойское время геологических структур (см. рис. 19), вероятно, свидетельствует о том, что такие неоднородности являются древними и образовались еще в палеозое. Важную роль в истории геологического развития рассматриваемой территории, по-видимому, играет Таласо-Ферганский разлом, пронизывающий всю толщу земной коры и уходящий своими корнями в верхнюю мантию. В южных районах исследованной территории, где проходили процессы эпиплатформенной неотектонической активизации в разрезе верхней мантии, в отличие от северных платформенных областей имеется на глубинах свыше 80–100 км мощная зона понижения скорости, которая здесь может быть отождествлена с астеносферой. Полученные результаты свидетельствуют о наличии тесной связи между происходящими в верхней мантии процессами и историей развития крупных структур земной коры.

Важной задачей в изучении строения верхней мантии районов Средней Азии и Казахстана является повышение детальности и точности получаемых результатов и увеличение глубинности исследований. Для ее решения весьма перспективным является разработка методов исследований, основанных на совместном использовании сейсмических записей взрывов, а также близких и удаленных землетрясений.

5. СКОРОСТНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Изучение соотношения между сейсмичностью и особенностями скоростного строения верхней мантии различных геологических структур имеет важное значение для решения широкого круга вопросов, связанных с прогнозом землетрясений, а также с сейсмораионированием. При этом обычно исходят из того предположения, что различные физико-химические процессы в верхней мантии, индикатором которых служат выделяемые в ней сейсмическими методами скоростные неоднородности, являются одной из основных причин возникновения не только глубокофокусных, но и мелкофокусных землетрясений. Это объясняется тем, что накопленная в верхней мантии энергия далеко не всегда и не полностью приводит к возникновению глубокофокусных землетрясений. Названная энергия в той или иной степени переходит в земную кору и затем высвобождается при мелкофокусных землетрясениях. Выполненные к настоящему времени исследования подтвердили наличие вполне определенных соотношений между особенностями скоростного строения верхней мантии и различными параметрами сейсмичности [Рябой, Щукин, 1975; Щукин, Люстих, 1981; и др.]. Установлено, что верхняя мантия сейсмоактивных районов, как правило, характеризуется в среднем пониженными (по сравнению с платформенными областями) значениями скоростей распространения продольных сейсмических волн и наличием на глубинах свыше 100 км мощных астеносферных слоев. Этим слоям с непосредственно прилегающими к ним по глубине участками разреза нередко соответствует увеличение плотности очагов землетрясений. Фокальные зоны, к которым в основном приурочены очаги глубокофокусных землетрясений, представляют собой как бы крутонаклоненные высокоскоростные пластины толщиной от первых десятков до 100–150 км. Такая структура фокальных зон выявлена на Карпатах, Памиро-Гиндукуше [Винник, Лукк, 1974; Винник, Ленартович, 1975] и в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану [Кузин, 1972].

Наиболее подробно для территории СССР изучено соотношение зна-

чений граничных скоростей распространения продольных сейсмических волн вдоль поверхности Мохоровичича (V_M^r) с изменением по площади удельной сейсмической энергии (мощности) E , эрг/см³. С. При переходе от асейсмичных платформенных районов к сейсмоактивным южным и восточным областям территории СССР отмечается тенденция к понижению преобладающих значений V_M^r до 7,7–8,0 км/с. Однако такое соотношение выдерживается только лишь в среднем, вычисленные значения коэффициента корреляции не превышают 0,4. В пределах сейсмичных областей Кавказа, Средней Азии и Дальнего Востока выделяются районы с повышенными значениями V_M^r до 8,2–8,3 км/с. В то же время в пределах асейсмичных районов Восточно-Европейской и Сибирской платформ, а также Западно-Сибирской плиты выделяются участки с пониженными значениями V_M^r до 7,8–8,0 км/с.

Имеющиеся для районов Средней Азии и Казахстана материалы позволяют более подробно рассмотреть соотношение между сейсмичностью и особенностями скоростного строения верхней мантии до глубины 150–200 км. Наблюдается отсутствие какой-либо отчетливой связи между изменением значений названного скоростного параметра верхней части мантии и полем значений $\lg E$. Действительно, сейсмичные районы Средней Азии характеризуются как повышенными (до 8,4–8,6 км/с — Ферганская впадина), так и нормальными (8,1–8,2 км/с — район Газли) и пониженными (до 7,7–7,9 км/с — каледониды Северного Тянь-Шаня к востоку от центральной части Таласо-Ферганского разлома) значениями V_{cp} .

В то же время сейсмоактивные районы Тянь-Шаня, как было показано выше, существенно отличаются от прилегающих асейсмичных районов Туранской плиты наличием в разрезе верхней мантии на глубинах свыше 100 км мощного и четко выраженного астеносферного слоя с понижением скорости. Это подтверждает высказанное выше предположение о том, что возникновение землетрясений с очагами как в верхней мантии, так и в земной коре связано с процессами, происходящими в астеносферном слое верхней мантии. Отсюда следует, что детальное изучение неоднородностей строения астеносферы имеет не только большое теоретическое, но и важное практическое значение при разработке модели процесса возникновения землетрясений. Результаты изучения скоростного строения нижней литосферы могут быть использованы при сейсмо-районировании, так как скоростные неоднородности и поглощающие свойства среды, как установлено в сейсмологии, достаточно тесно связаны между собой.

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПЛАТФОРМЕННЫХ И ОРОГЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ ПО МАТЕРИАЛАМ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ

Проявление отдельных землетрясений на поверхности земли обычно изображается в виде карт изосейст. Известно, что многие изосейсты относительно макросейсмического эпицентра располагаются несимметрично, при этом на форму изосейст в далекой от очага зоне в основном влияют неоднородности в земной коре и верхней мантии.

На малых эпицентральных расстояниях (приблизительно до 400 км при мощностях земной коры 40–45 км) прямые поперечные волны, несущие максимум энергии, проходят в пределах земной коры, и, таким образом, на скорость распространения их и поглощение (затухание) энергии влияют свойства только земной коры.

Если прямая поперечная волна регистрируется на расстоянии до 1000 км, а в некоторых случаях и более, то, как не трудно вычислить из годографа Джеффриса—Буллена, она проходит по толще 100–150 км, т.е. в верхней мантии. Таким образом, на ее распространение в основном будут влиять неоднородности в верхней мантии до глубин 100–150 км.

Рядом авторов ранее на территории СССР были выявлены горизонтальные неоднородности в верхней мантии как по распространению сейсмических волн с разными скоростями [Винник, 1976], так и по особенности проявления гравитационного поля [Артемьев, 1975], интенсивности теплового потока. Повышенные скорости в верхней мантии должны сопровождаться повышением плотности, а следовательно, слабым поглощением сейсмической энергии [Винник, 1976; Лопатина, Рябой, 1974]. Отсюда следует, что и коэффициент затухания интенсивности (бальности) должен быть по величине небольшой. И наоборот, низкие скорости связаны с разуплотнением вещества, сильным поглощением сейсмической энергии или высоким значением коэффициента затухания интенсивности.

Для исследования неоднородностей в верхней мантии и земной коре были использованы 15 сильнейших землетрясений, происшедших в исследуемых регионах за последние 100 лет. Так, например, Карпатское землетрясение 1977 г. ощущалось на большей части Восточно-Европейской платформы на расстояниях до 1500 км от эпицентра (ощущалось в Ленинграде, Петрозаводске); два Крымских землетрясения 1927 г. ощущались до 1000 км; Ашхабадское 1948 г. и Краснодарское 1895 г. ощущались на расстояниях до 1500 км (рис. 28 см вкл.).

Для выявления неоднородностей и влияния их на конфигурацию изосейст была использована наиболее простая и удобная модернизированная формула Блейка

$$J_i - J_k = S \lg \sqrt{\frac{(\Delta_k^2 + h^2)}{(\Delta_i^2 + h^2)}}$$

где J_i и J_k — интенсивность i -й и k -й изосейст; Δ_i и Δ_k — эпицентральное расстояние до соответствующих изосейст; h — глубина очага; S — коэффициент затухания интенсивности.

На каждой карте изосейст между изосейстами вычисляются коэффициенты затухания S . Таким образом, вокруг эпицентра имеется поле со значениями коэффициента S . Для одного и того же наибольшего участка земной коры и верхней мантии коэффициент S достаточно устойчив по величине, несмотря на то, что он на этом участке определяется от различных землетрясений, эпицентры которых могут располагаться совершенно в разных местах.

Величины коэффициентов затухания, нанесенные на карту и соединенные изолиниями, показали, что коэффициенты со значениями $S = 6 \div 10$ и более вытягиваются в узкие протяженные зоны. Коэффициенты со значениями $S = 1 \div 2$ и $S = 3 \div 5$ заполняют значительные области между узкими зонами с высокими коэффициентами.

Подробно методика вычисления и построения карт коэффициентов S изложена в работе [Ананьин, 1978].

На рассматриваемой территории выделяются три большие коро-мантийные неоднородности, которые в основном характеризуют неоднородности в верхней мантии (рис. 29, см. вкл.).

Первая зона мантийной горизонтальной неоднородности занимает центральную и юго-западную часть Восточно-Европейской платформы с максимальной протяженностью около 1500 км. Максимальная вытянутость в северо-восточном направлении и минимальная — в северо-западном. Причем наблюдается анизотропия верхней мантии до глубин 100–150 км, проявляющаяся в том, что коэффициент затухания интенсивности в северо-восточном направлении $S = 2 \div 3$, а в северо-западном направлении (в тех же местах) $S = 4 \div 5$. Это, естественно, должно влиять не только на форму изосейст, но и на скорость распространения сейсмических волн на этих глубинах мантии, а она должна быть связана с соответствующей плотностью вещества и другими геофизическими параметрами, характеризующими это вещество мантии. Эта мантийная неоднородность окружена соответственно с северо-востока, с северо-запада и юго-востока довольно узкими (порядка 100–200 км) и протяженными (порядка 1000 км) зонами с высоким коэффициентом затухания $S = 6 \div 10$ без четко выраженных границ.

Наряду с этими зонами имеется еще одна узкая и протяженная зона, совпадающая на карте с Днепровско-Донецкой впадиной, которая пересекает в северо-западном направлении Восточно-Европейскую мантийную неоднородность на две части. Днепровско-Донецкая зона имеет глубину около 100 км, которая оценивается по размерам зоны тени от Карпатского, Крымских и Анапского (1966 г.) землетрясений, причем величина коэффициента уменьшается в ней с юго-востока на северо-запад; в районе г. Ростова $S \approx 10$, а в 500 км северо-западнее $S \approx 5 \div 6$.

Если в центральной части Восточно-Европейской неоднородности наблюдается анизотропия, то в юго-западной ее части анизотропия не выявляется.

Вторая мантийная неоднородность выделяется в Арало-Прикаспийском районе протяженностью около 2000 км и в поперечнике ~ 1000 км. Она вытянута в северо-западном направлении, ограничиваясь с северо-запада средним и нижним течением р. Волги, а с юго-востока и юга — горами Западный Тянь-Шань и Копетдаг.

Вся Арало-Прикаспийская мантийная неоднородность разделяется на три подзоны: северо-западную, центральную и юго-восточную. Первая подзона территориально соответствует Прикаспийской впадине, где коэффициент S с севера на юг изменяется от 4,5 до 8. Далее, от Прикаспийской впадины на юго-восток, коэффициент S постепенно уменьшается от 4,5 до 3, а в самой юго-восточной части Арало-Прикаспийской

зоны (в районе Туранской плиты) коэффициент уменьшается до 2–2,5. В центральной и юго-восточной частях этой зоны, так же как и в Восточно-Европейской, наблюдается небольшая анизотропия в величине коэффициента S . В северо-западном направлении S имеет значения в основном 1,5–2,5, а поперек, в северо-восточном направлении, 3–4,5. В северо-западном участке, в Прикаспийской впадине, анизотропии не наблюдается. Причем, как было сказано выше, это значение уменьшается с СЗ на ЮВ от 4,5 до 3 (не смешивать с затуханием в СЗ направлении, равным 1,5–2,5).

Третья выделяемая зона — Восточно-Казахстанская — имеет максимальную протяженность в северо-западном направлении около 1300 км, в поперечнике — 700–900 км. Данная зона резко ограничена практически со всех сторон узкими зонами с высокими коэффициентами затухания 6–10, но, в свою очередь, имеет относительно первой и второй зоны довольно высокие значения коэффициента S . В этой зоне также наблюдается очень небольшая анизотропия, в пределах ошибок измерения. Если вдоль Восточно-Казахстанской зоны в северо-западном направлении коэффициент около 5, то поперек этой зоны в северо-восточном направлении S изменяется от 5 до 7.

Две последние зоны — Восточно-Казахстанская и Арало-Прикаспийская — разделяются узкой и протяженной (порядка 1000 км) зоной с $S = 6 \div 10$, которая в своей основе на всем протяжении совпадает на поверхности земли с Талассо-Ферганской зоны разломов и ее продолжением. С восточной и северо-восточной стороны Восточно-Казахстанская мантийная зона неоднородности ограничена хорошо выделяемой зоной, протягивающейся вдоль р. Иртыш.

Сопоставление карты эпицентров Русской платформы, Урала и Западной Сибири [Ананьин, 1980; Ананьин и др., 1973] со схемой, приведенной на рисунке, показывает, что некоторые скопления эпицентров в верхней части земной коры на Восточно-Европейской платформе, Урале и Западной Сибири, вероятно, приурочены к контактам разнородных блоков верхней мантии. Таким образом, становится понятным большое скопление эпицентров между Восточно-Европейской и Арало-Прикаспийской мантийными зонами. Так и на севере Восточно-Казахстанской мантийной неоднородности, в непосредственной близости от нее, между Омском и Тобольском произошли два сильных землетрясения с магнитудой около 5 [Ананьин, 1980].

Проведем сопоставление полученных неоднородностей с результатами интерпретации различных геофизических полей.

Сопоставление с картой мощностей земной коры. В пределах платформенных равнин Восточной и Средней Европы мощность земной коры составляет в среднем 40 км, но испытывает значительные пространственные изменения.

Наиболее древним структурам центральной части платформы (Украинский щит, Воронежский массив, Белорусско-Литовская антеклиза), видимо, соответствуют максимальные утолщения земной коры с глубиной залегания поверхности Мохоровичича до 45–50 км. Восточная часть Восточно-Европейской платформы с дорифейским основанием и Польско-Германская эпипалеозойская платформа имеют более тонкую земную кору, мощность которой 30–40 км.

Арало-Прикаспийская зона имеет мощность земной коры также около 40 км. В районе Каспийской низменности мощность земной коры небольшая — 35–40 км, а в некоторых местах уменьшается до 30 км. В центральной и юго-восточной частях этой зоны мощность земной коры почти

повсеместно около 40 км и только в южной части Туранской плиты увеличивается до 40–45 км.

Третья зона — Восточно-Казахстанская — четко выделяется из окружающего пространства увеличенной мощностью земной коры — 45–50 км, а в непосредственной близости с этой зоной земная кора — 35–40 км.

Установленные сейсмическими методами значительные колебания скоростных параметров и величин коэффициентов затухания верхней части мантии сопровождаются также и ее плотностными неоднородностями, что отражается в изменении гравитационного поля [Артемьев, 1975].

Сопоставление с плотностными характеристиками мантийно-коровых блоков территории СССР [Схема плотностной..., 1977]. Восточно-Европейская мантийная неоднородность преимущественно совпадает с контуром основного мантийно-корового блока весьма повышенной плотности, причем имеется заметное повышенное нарастание плотности с глубиной.

Арало-Прикаспийская мантийная зона характеризуется пониженной плотностью мантийно-корового блока, причем уменьшение величины пониженной плотности нарастает с северо-запада на юго-восток.

Район Каспийской низменности выделяется в аномальную зону с повышенной плотностью коры и мантии, с заметным повышенным нарастанием плотности с глубиной. В южной части Туранской плиты при общей пониженной плотности наблюдается тоже заметное повышенное нарастание плотности с глубиной.

Восточно-Казахстанская зона расположена в районе основного мантийно-корового блока пониженной плотности (области мезозойской и кайнозойской тектоно-магматической активизации), проявляющегося в относительном уменьшении плотности мантии.

Южнее Восточно-Казахстанской зоны, на Восточном Тянь-Шане, имеется уменьшение плотности коры и мантии, сочетающееся с повышенным тепловым потоком.

Сопоставление с картой геотермического режима земной коры территории СССР [1977]. Восточно-Европейская мантийная зона характеризуется областью с низкими значениями геотермического градиента — $10 \div 20^\circ \text{C}/1000 \text{ м}$ в верхней части земной коры. Эта область стационарного теплового режима в пределах древней платформы с чехлом литифицированных осадков.

Район Днепровско-Донецкой впадины, особенно район Донбасса, характеризуется высоким значением геотермического градиента — $25 \div 35^\circ \text{C}/1000 \text{ м}$.

Арало-Прикаспийская зона характеризуется повышенными значениями геотермического градиента — от 20 до $40^\circ \text{C}/1000 \text{ м}$, причем эти значения увеличиваются с северо-запада на юго-восток с максимальными величинами в районе Аральского моря и южной части Туранской плиты. Для всей этой зоны характерно накопление тепла под чехлом мезо-кайнозойских слаболитифицированных осадочных отложений с низкой теплопроводностью — области верхнекорового разогрева. Почти вся зона является молодой платформой, а район Прикаспийской низменности является частью древней платформы.

Восточно-Казахстанская мантийная зона является областью с низкими значениями геотермического градиента $\sim 10 \div 20^\circ \text{C}/1000 \text{ м}$. Эта область является складчатой областью стационарного теплового режима, причем на большей части этой зоны имеется земная кора с повышенной генерацией радиогенного тепла. Восточно-Казахстанская зона является каледонской складчатой областью с внутренней частью герцинской складчатой областью. С восточной стороны Восточно-Казахстанской зоны вдоль р. Ир-

тыш между г. Семипалатинском и Омском на протяжении около 500 км она граничит с областью с очень высоким значением геотермического градиента (более $60^\circ \text{C}/1000 \text{ м}$).

В районе Донбасса тепловой поток почти в 2 раза больше, чем средний на Восточно-Европейской платформе. Это зона поглощения сейсмической энергии, и за ней, как правило, образуется зона тени для прямых сейсмических волн, которая фиксируется и в макросейсмическом поле.

В первой и третьей зонах имеется пониженный тепловой поток — $(33-50) \cdot 10^{-3} \text{ Вт/м}^2$ ($0,8-1,2 \cdot 10^6 \text{ кал/ (см}^2 \cdot \text{с)}$). Во второй зоне (кроме Прикаспийской низменности) — повышенный тепловой поток — $(50-67) \cdot 10^{-3} \text{ Вт/м}^2$ ($1,2-1,6 \cdot 10^6 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{с}$).

Изоэпистатические аномалии могут коррелироваться в некоторых районах со значениями современных движений земной поверхности, определяемыми геодезическими методами.

Пространственная дифференциация медленных вертикальных движений (современных) достаточно четко отражает морфоструктурные особенности и глубинное строение земной коры Восточно-Европейской платформы и особенно Восточно-Европейской мантийной зоны. Последняя зона имеет тенденцию к общим поднятиям порядка от +2 до +4 мм/год, в то время как окружающие ее области имеют тенденцию к общим опусканиям от 0 до -2 мм/год, а в некоторых случаях до -6 мм/год.

Для второй и третьей зоны карты современных движений отсутствуют, поэтому подобные заключения сделать нельзя.

Сопоставление схемы расположения мантийных неоднородностей, полученных по величинам коэффициентов затухания интенсивности, с различными геолого-геофизическими данными свидетельствует, что соотношение между особенностями выделенных зон верхней мантии, структурами земной коры, тепловым полем, плотностными характеристиками мантии, современными движениями носит сложный и неоднозначный характер. Тем не менее для трех этих зон отмечается специфический набор геолого-геофизических параметров, характеризующих большие глубины заложения этих структур. Кратко опишем эти особенности.

Восточно-Европейская мантийная неоднородность характеризуется небольшими значениями коэффициента затухания вдоль наибольшей ее вытянутости на СВ ($S = 2 \div 3$) и средними коэффициентами затухания поперек этой зоны ($S = 4 \div 5$). Этой зоне свойственны утолщенная мощность земной коры — 45–50 км, повышенная плотность мантийно-корового блока, низкие значения геотермического градиента, пониженный тепловой поток и имеется тенденция к общему поднятию порядка $+2 \div +4 \text{ мм/год}$, в то время как окружающие ее области имеют тенденцию к общим опусканиям.

Арало-Прикаспийская мантийная неоднородность характеризуется сложным изменением коэффициента S , но все же в центральной и юго-восточной ее частях имеется анизотропия величин S . В северо-западном направлении коэффициент в 1,5–2 раза меньше, чем в северо-восточном направлении (соответственно 2–2,5 и 3–4,5). Район Прикаспийской низменности характеризуется большими коэффициентами $S = 4,5 \div 8$. Этой зоне свойственны: средняя мощность земной коры — около 40 км (а в районе Каспийской низменности она уменьшается до 30–35 км); пониженная плотность мантийно-корового блока (причем район Каспийской низменности выделяется с повышенной плотностью коры и мантии). Во всей этой зоне наблюдается заметное повышенное нарастание плотности с глубиной. Вся зона характеризуется повышенными значениями геотермического градиента $20-40^\circ \text{C}/1000 \text{ м}$ и повышенным тепловым потоком.

Восточно-Казахстанская мантийная неоднородность имеет слабо выраженную мантийную анизотропию. Коэффициент S в северо-западном направлении имеет значение около 5, а в северо-восточном — 5—7, мощность земной коры сильно увеличена до 45—50 км, имеет пониженную плотность мантийно-корового блока и низкие значения геотермического градиента — 10—20 °C/1000 м, причем на большей части этой зоны имеется земная кора с повышенной генерацией радиогенного тепла.

Таким образом, из этого краткого описания зон видно, что каждая зона характеризуется своим набором геофизических параметров, к тому же и своей историей геологического развития.

Если большинство геофизических параметров можно связать и объяснить вертикальными движениями земной коры и верхней мантии, то анизотропию коэффициента S в верхней мантии можно объяснить, если мы допустим существование добавочных горизонтальных напряжений. Если в Восточно-Европейской мантийной зоне имеются дополнительные горизонтальные напряжения сжатия в северо-восточном направлении, то, следовательно, плотностные характеристики мантии в северо-восточном направлении должны быть больше, чем в северо-западном, и, как следствие этого, коэффициент затухания в северо-восточном направлении должен быть меньше, чем в северо-западном.

Подобный анализ о добавочных горизонтальных напряжениях можно сделать во второй и третьей зонах.

В Арало-Прикаспийской мантийной зоне должны иметь место дополнительные горизонтальные напряжения сжатия в северо-западном направлении и меньше — в северо-восточном. То же самое можно сказать и о Восточно-Казахстанской мантийной зоне, но наличие анизотропии в последней, если она и имеется, очень мала.

Практически полностью анизотропия отсутствует в мантии в районе Прикаспийской низменности Арало-Прикаспийской мантийной зоны.

Из сказанного следует, что в Восточно-Европейской мантийной зоне максимальные напряжения сжатия в северо-восточном направлении, а в Арало-Прикаспийской зоне — в северо-западном направлении.

Эти две мантийные зоны неоднородности разграничивает узкая (порядка 100—200 км) и протяженная (около 2000 км) зона с высокими поглощающими свойствами сейсмических волн, протягивающейся от Азовского моря вдоль Дона и среднего течения Волги, Камы на Средний Урал. Назовем эту зону Азово-Камским сейсмотектоническим барьером. Азово-Камская зона имеет глубину порядка 100—200 км и является на Евразийском материке, вероятно, одной из крупнейших тектонически активных зон. Она отделяет Восточно-Европейскую часть с одной системой напряженного состояния земной коры и верхней мантии от Азиатской части территории Советского Союза.

Из сопоставления на карте (см. рис. 29) ориентировок и строения всех трех мантийных неоднородностей с зонами затухания интенсивности с $S \geq 6$ в земной коре видна генетическая связь. Крупнейшие землетрясения приурочены к зонам с $S \geq 6$ в альпийских геосинклинальных областях, которые окружают мантийные зоны неоднородностей с юга, и менее крупные землетрясения приурочены верхней части земной коры, ограничивающих эти мантийные зоны в северных платформенных частях. Особенно большое скопление эпицентров наблюдается на границе между первой и второй мантийными зонами вдоль Азово-Камского сейсмотектонического барьера.

Зная величины затухания сейсмической энергии в верхней мантии и земной коре на платформах, можно прогнозировать зоны сейсмической

опасности на платформенных территориях от далеких катастрофических землетрясений и ориентировочно рассчитать места возникновения эпицентров более слабых землетрясений на платформах, представляющих опасность для промышленного и гражданского строительства (порядка 6—7 баллов).

Глава 5

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ПРОГНОЗА МАКСИМАЛЬНЫХ МАГНИТУД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ РЕГИОНА КРЫМ—КАВКАЗ—ЗАПАДНАЯ ТУРКМЕНИЯ

Современные методы оценивания сейсмической опасности основываются на выявлении мест, магнитуд и частот возникновения очагов землетрясений. Этим объясняется необходимость в получении прогнозной карты M_{\max} землетрясений.

Землетрясения возникают в тех случаях, когда напряжения в земной коре превосходят предел прочности горных пород. Тектонические процессы, в результате деятельности которых в определенном объеме земной коры возникают предельные напряжения, продолжают длительное время — 10^5 — 10^6 лет. Эти же процессы приводят к образованию гор, перераспределению масс в земной коре и мантии и соответственно к появлению гравитационных аномалий, возникающих на глубинах до 100 км.

Представления о единстве тектонических процессов, приводящих к образованию характерных геологических структур, возникновению землетрясений и к появлению аномалий в геофизических полях, составляет основу предположения о том, что в пределах однородного региона сходные в геолого-геофизическом смысле зоны имеют близкие значения M_{\max} . Многие авторы [Сейсмическое районирование, 1980; Бунэ и др., 1971] используют эту концепцию при составлении прогнозных карт M_{\max} землетрясений.

При реализации идеи о существовании связи между M_{\max} и геолого-геофизическими признаками в рамках качественных методов требуется выявить сходные по геолого-геофизическому строению и тенденциям развития зоны и дифференцировать их по значениям M_{\max} . Трудности качественных методов обусловлены тем, что человек при анализе многочисленных геолого-геофизических данных просто не в состоянии полноценно учесть большой набор факторов. С другой стороны, существующие в настоящее время представления о связи M_{\max} тектонических землетрясений с геолого-геофизическими признаками носят слишком общий характер, чтобы сформулировать проблему построения прогнозной карты M_{\max} как строго математическую задачу. В этой ситуации нам представляется целесообразным развивать подход, основанный на автоматизации процесса решения задачи [Bune et al., 1980; Gitis et al., 1981; Бунэ и др., 1982; Гитис и др., 1982].

В автоматизированной системе функции специалиста состоят в управлении вычислительным процессом, в подготовке и корректировке исходных данных, в проведении анализа и интерпретации полученных результатов. Вычислительные средства служат для обработки массивов многомерных данных и для представления результатов в удобной для пользователя форме.

В статье описана методика построения карты M_{\max} и получено новое, более точное решение для региона Крым—Кавказ—Западная Туркмения и для территории Кавказа по сравнению с результатами в [Bune et al., 1980; Бунз и др., 1982].

1. МЕТОД ПОСТРОЕНИЯ ПРОГНОЗНОЙ КАРТЫ M_{\max} ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Значение M_{\max} в точке карты понимается как максимальная магнитуда землетрясения среди всех возможных очагов, проекции которых на поверхность Земли содержат данную точку. Предполагается, что в каждой точке региона значение M_{\max} является функцией вектора $x = (x_1, x_2, \dots, x_l)$ геолого-геофизического и сейсмологического описания точки. Признаки описания, отнесенные к точке карты, должны с равной детальностью для данного региона характеризовать интенсивность тектонического процесса, прочностные свойства среды в некоторой окрестности точки и максимальные размеры неоднородностей, которым принадлежит данная точка.

Регион покрывается координатной сеткой. Для каждого узла сетки снимаются значения признаков. Для части узлов сетки (учебная и контрольная выборки) указываются экспертные оценки значений M_{\max} . В выборку входят случайно выбранные точки и точки, наиболее изученные в сейсмологическом отношении. Точки выборки равномерно заполняют изучаемый регион и представляют весь диапазон значений M_{\max} .

При оценивании значений M_{\max} в точках выборки специалисты, участвующие в экспертизе, независимо друг от друга перерабатывают данные каталога землетрясений с учетом исторических сведений и в соответствии со своими представлениями о сейсмичности исследуемого региона. Прямое использование данных каталога невозможно по следующим причинам: максимальная зарегистрированная магнитуда, как правило, не является максимально возможной в данной точке; каталог не содержит данных о проекциях очагов землетрясений на поверхность Земли, которым могут принадлежать точки выборки; точность определения эпицентров землетрясений часто мала по сравнению с выбранным шагом координатной сетки.

Прогнозирующая функция $F(x, a)$, где a — вектор оцениваемых параметров, ищется из условия наилучшей аппроксимации экспертных оценок M_{\max} в точках выборки. После получения оценки \hat{a} вектора параметров, функция $F(x, \hat{a})$ используется как прогноз M_{\max} во всех узлах координатной сетки региона. Тем самым найденная по выборке эмпирическая закономерность, связывающая оценки M_{\max} с некоторым набором геолого-геофизических и сейсмологических признаков, экстраполируется на всю территорию региона.

Важным методическим вопросом является оценивание точности аппроксимации значений M_{\max} прогнозирующей функцией. Известные нам методы оценивания точности аппроксимации требуют введения статистических предположений, которые не вытекают из реально решаемой задачи. Поэтому в качестве формального показателя точности решения используется величина средней ошибки аппроксимации экспертных оценок M_{\max} . Сравнение средних ошибок аппроксимации для учебной и контрольной выборок позволяет проверить отсутствие "сверхподгонки" при оценивании вектора параметров прогнозирующей функции. При выполнении предположения о представительности контрольной выборки среднюю ошибку аппроксимации экспертных оценок прогнозными значениями M_{\max} можно интерпретировать как оценку точности данного варианта карты экспертами.

(Этот способ экспертного оценивания качества прогноза не зависит от способа построения карты M_{\max} .)

Величина средней ошибки аппроксимации экспертных оценок не может служить единственным критерием правильности карты. При хорошем прогнозе в среднем могут существовать отдельные зоны, в которых прогноз M_{\max} сильно отличается от установившихся представлений о сейсмичности региона. Эти расхождения должны быть проанализированы. Для автоматизации процесса анализа создано соответствующее математическое обеспечение. В результате анализа специалист должен дать геолого-геофизическую интерпретацию полученного результата, а также принять решение о необходимости коррекции карты. Коррекция достигается путем внесения изменений в состав исходных данных. При этом могут быть введены дополнительные признаки, изменена кодировка признаков, изменен класс функций, в котором ищется прогноз и т.д. После внесения изменений процедура построения карты повторяется.

Таким образом, процесс построения прогнозной карты M_{\max} является итеративным. На каждой итерации специалист подготавливает исходные данные, ЭВМ по выборке оценивает зависимость значений M_{\max} от комплекса признаков и строит прогнозную карту. После этого, произведя с помощью ЭВМ анализ и интерпретацию результатов, специалист принимает решение о необходимости выполнения следующей итерации.

Основной математической задачей, решаемой при построении карты M_{\max} , является задача аппроксимации функции многих переменных $M_{\max}(x)$ в некотором заранее заданном классе функций $\{F(x, a) \mid a \in A\}$, где A — область допустимых значений вектора параметров $a = (a_1, a_2, \dots, a_k)$. Решение состоит в нахождении оценки вектора параметров \hat{a} по выборке наблюдений $\{Q_{q,n}, x_n\}$, где $Q_{q,n}$ — оценка q -м экспертом значения M_{\max} в n -й точке выборки, x_n — вектор признаков в n -й точке выборки.

Вид экспертной оценки Q подбирался таким, чтобы методика оценивания была простой и удобной для эксперта и вместе с тем обеспечивала получение достаточно полной информации о величине M_{\max} :

$$Q = (m^{(1)}, m^{(2)}, w^{(1)}, w^{(2)}), \quad (1)$$

где $m^{(1)}, m^{(2)}$ — границы интервала, внутри которого значения M_{\max} , по мнению эксперта, наиболее вероятны и равновероятны; $w^{(1)}, w^{(2)}$ — весовые коэффициенты, с помощью которых эксперт указывает степень своей уверенности в возможности того, что M_{\max} соответственно меньше или больше границы интервала $m^{(1)}$ или $m^{(2)}$.

Алгоритм оценивания вектора параметров прогнозирующей функции $F(x, a)$ состоит в аппроксимации совокупности экспертных оценок величины M_{\max} в точках выборки:

$$\hat{a} = \arg \min_{a \in A} \sum_n \sum_q r(F(x_n, a), Q_{q,n}), \quad (2)$$

где q — номер эксперта; n — номер точки учебной выборки; x_n — значение вектора признаков в n точке; $r(F, Q)$ — штрафная функция, определяющая величину штрафа за неточность аппроксимации экспертной оценки Q значением прогнозирующей функции:

$$r(F, Q) = (w^{(1)} \frac{|m^{(1)} - F| + m^{(1)} - F}{2} + w^{(2)} \frac{|m^{(2)} - F| - m^{(2)} + F}{2})^p, \quad (3)$$

$$w^{(1)} > 0, w^{(2)} > 0, m^{(1)} \leq m^{(2)}, p \geq 1.$$

Из (2) и (3) нетрудно видеть, что в частном случае, если используются экспертные оценки, в которых всегда $m^{(1)} = m^{(2)}$, $w^{(1)} = w^{(2)}$, то при $p = 1$ алгоритм оценивания (2) совпадает с методом наименьших модулей, а при $p = 2$ — с методом наименьших квадратов.

Показателем качества аппроксимации экспертных оценок функций $F(x, \hat{a})$ является величина средней ошибки аппроксимации:

$$S = \frac{1}{2} \left[\frac{1}{N} \sum_n \sum_q (|m_{q,n}^{(1)} - F(x_n, \hat{a})| + |m_{q,n}^{(2)} - F(x_n, \hat{a})| + m_{q,n}^{(1)} - m_{q,n}^{(2)})^p \right]^{1/p}, \quad (4)$$

где N — количество экспертных оценок и суммирование производится по номерам экспертов и по номерам точек, относящихся к учебной или контрольной выборке.

2. КАРТА M_{\max} РЕГИОНА КРЫМ—КАВКАЗ—ЗАПАДНАЯ ТУРКМЕНИЯ

Экспериментальные исследования метода проводились в основном для региона Крым—Кавказ—Западная Туркмения. [Bune et al., 1980; Gitis et al., 1981; Бунэ и др., 1982]. Выбор этого региона обусловлен следующими причинами. Регион достаточно хорошо изучен с геолого-геофизической и сейсмологической точек зрения. Сейсмичность региона характеризуется широким диапазоном значений M_{\max} от 3,0 до 8,2. Регион содержит участки суши и акватории морей. При построении прогнозной карты M_{\max} региона решались в основном две задачи: разработка и исследование программной системы ЭКСПЕРТ, предназначенной для автоматизации построения и анализа прогнозных карт M_{\max} ; изучение геолого-геофизических признаков, которые в равной степени характеризуют очаги землетрясений на суше и в море.

Для обучения и контроля были выбраны 112 точек [Бунэ и др., 1982], около трети точек — с помощью датчика случайных чисел. Остальные точки выбирались экспертом. В качестве представителей точек с большими значениями M_{\max} были выбраны точки, принадлежащие очагам сильных землетрясений [Новый каталог, 1977]. В качестве точек с малыми значениями M_{\max} были взяты пункты, находящиеся в слабосейсмичных районах на Северном Кавказе, на Скифской платформе и в центральной части акватории Черного моря. В Закавказье точки с $M_{\max} < 6$ были выбраны на основании исторических сведений об отсутствии землетрясений с интенсивностью 6—7 баллов за период порядка 1000—2000 лет.

Оценки M_{\max} для выборки даны одним экспертом и перекрывали значения M_{\max} в диапазоне от 3,5 до 8,3.

Геолого-геофизические и сейсмологические признаки снимались с карт масштаба 1:2 500 000 для узлов координатной сетки $10' \times 15'$.

Использовался следующий набор признаков:

x_1 — модуль градиента высот поверхности Земли ($|\text{grad } h_p|$). Вычисление производилось по осредненным значениям высот рельефа на базе 25 км;

x_2 — модуль градиента рельефа консолидированного фундамента ($|\text{grad } H_{\phi}|$). Вычисление значений проводилось по карте [Борисов, 1967];

Беляевский, 1974; Семов, 1980] с сечением изолиний через 0,5 км и с базой около 50 км;

x_3 — глубинные аномалии силы тяжести ($\Delta q_{гд}$). Значения $\Delta q_{гд}$ вычислялись путем исключения из аномалии Буге влияния особенностей строения земной коры в районе данного пункта по отношению к принятой нормальной модели коры мощностью 40 км, состоящей из гранитного слоя ($H = 20$ км, $\sigma = 2,7$ г/см³), базальтового слоя ($H = 20$ км, $\sigma = 2,9$ г/см³) и осадочного слоя переменной мощности и плотности [Борисов и др., 1971];

x_4 — модуль градиента изостатических аномалий силы тяжести ($|\text{grad } \Delta q_{из}|$). Подробное описание этого признака дано в [Артемьев и др., 1972];

x_5 — линеаменты (лин) — осевые линии резко аномальных зон длиной свыше 60 км на картах $|\text{grad } h_p|$, $|\text{grad } H_\phi|$, $|\text{grad } \Delta q_{из}|$ и глубинные разломы [Дикенштейн, 1974]. На карте $|\text{grad } h_p|$ аномальными считались зоны со значениями градиента более 40 м/км. При длине линеамента $L \geq 250$ км значение $x_5 = 9$, при $L < 250$ км — $x_5 = 8$. На карте [Дикенштейн, 1974] линеаментами считались разломы, секущие фундамент, промежуточную серию и осадочный чехол (кайнозой). Для важнейших разломов $x_5 = 7$, для важных $x_5 = 6$, для прочих $x_5 = 5$. На карте $|\text{grad } H_\phi|$ аномальными считались зоны со значениями градиента более 160 м/км. При $L \geq 250$ км значение $x_5 = 4$, при $L < 250$, $x_5 = 3$. На карте $|\text{grad } \Delta q_{из}|$ аномальными считались зоны с максимальными значениями градиента. При $L \geq 250$ км значение $x_5 = 2$, при $L < 250$ — $x_5 = 1$. При определении значений признака линеамента каждому узлу сетки приписывалось максимальное значение среди набора линеаментов в радиусе 12 км.

x_6 — логарифм сейсмической активности ($\lg A$). Значения A_{10} снимались с карты [Атлас... , 1979]. Бралось значение признака $x_6 = \ln(A_{10} + 0,0005)$.

Структуру прогнозирующей функции не удастся выбрать только из физических соображений. Априорно можно лишь предположить, что M_{\max} является непрерывной и нелинейной функцией от значений геолого-геофизических и сейсмологических признаков. В остальном класс функций выбирался из соображений удобства введения дополнительной информации о виде связи M_{\max} с признаками и из удобства интерпретации результатов прогноза. Прогнозирующая функция искалась в виде

$$F(x, a) = \sum_{i=1}^I \varphi_i(x_i, a), \quad (5)$$

где $\varphi_i(x_i, a)$ — неубывающая по x кусочно-линейная функция [Гитис, 1975].

Выбранный класс функций при относительно малой размерности вектора параметров позволяет учесть нелинейный характер зависимости $M_{\max}(x)$. Этот класс функций удобен при интерпретации результатов прогноза: каждую функцию можно интерпретировать как нелинейный вклад признака x_i в прогноз M_{\max} , а карту M_{\max} — как сумму карт нелинейно преобразованных признаков.

При нахождении прогнозирующей функции $F(x, a)$ размерность вектора параметров a равнялась 9 и предполагалось, что штрафная функция $r(F, Q)$ возрастает вне интервалов $(m^{(1)}, m^{(2)})$ квадратично, т.е. в (3) было выбрано $p = 2$. Значение средней ошибки аппроксимации (4) на контрольной выборке оказалось равным 0,21.

Построена прогнозная карта M_{\max} региона. Здесь же показаны эпицентры землетрясений, классифицированные по магнитудам и по точно-

сти определения координат. К более точным (сплошные кружки) отнесены эпицентры с точностью определения до $\pm 0,2^\circ$, пунктиром показаны эпицентры с точностью определения $0,5^\circ$ и менее. Основная масса эпицентров находится в пределах контуров соответствующих значений M_{\max} .

Достоинство полученной карты состоит в удачном выделении зон $M_{\max} = 6\div 7$ в районе Южного берега Крымского полуострова в Черном море и зоны с $M_{\max} \geq 7,5$ в районе Красноводска. Можно считать, что в первом приближении задача выделения зон M_{\max} по одним и тем же признакам на суше и в акваториях Черного и Каспийского морей решена. И все же на Кавказе в ряде мест получены решения, с которыми трудно согласиться. Так, например, занижены значения M_{\max} в Каспийском море к северу от Апшерона, завышены значения M_{\max} в районе Батуми.

3. КАРТА M_{\max} КАВКАЗА

При составлении прогнозной карты M_{\max} региона Крым—Кавказ—Западная Туркмения исследовались в основном методические вопросы, необходимые для разработки автоматизированной системы построения и анализа прогнозных карт M_{\max} землетрясений. Следующий этап работы был нацелен на получение такой прогнозной карты M_{\max} , которая была бы пригодна для решения практических задач прогноза сейсмической опасности. На этом этапе имело смысл ограничиться рассмотрением Кавказской части предыдущего региона, для которой прогноз M_{\max} оказался наименее удачным.

Экспертные оценки M_{\max} для выборки из 198 пунктов даны одним экспертом. Для 120 точек выборки координаты были определены с помощью датчика случайных чисел. Остальные 78 точек выбраны экспертом в пределах очагов наиболее сильных землетрясений Кавказа и для районов населенных пунктов, по которым имелись исторические данные об отсутствии землетрясений за 1000—2000 лет. Экспертные оценки в точках выборки перекрывали диапазон M_{\max} от 3,0 до 7,5. Ширина интервала экспертной оценки $\Delta m = m^{(2)} - m^{(1)}$ изменялась от 0,2 до 1,3.

При построении прогнозной карты M_{\max} Кавказа были привлечены дополнительные признаки. Признаки снимались для узлов сетки $10' \times 15'$ с карт масштаба 1:2 500 000 и в редких случаях с карт масштаба 1:5 000 000. В дополнение к признакам, описанным выше, исследовались следующие признаки:

$x_7 - x_{11}$ — плотность разломов, определялась по "Карте разломов" [1980]: x_7 — плотность кайнозойских разломов (Σ_{KZ}), x_8 — мезозойских разломов (Σ_{MZ}), x_9 — палеозойских разломов (Σ_{PZ}), x_{10} — мезо-кайнозойских разломов (Σ_{MZ}, KZ), x_{11} — плотность всех разломов (Σ). Эти признаки снимались по единообразной методике. Значение каждого признака равно суммарной длине всех разломов данного типа на площади $25 \times 25 \text{ км}^2$. Признак Σ_{MZ}, KZ получен в результате взвешенного суммирования значения признаков Σ_{MZ} и Σ_{KZ} .

x_{12} — разломы, классифицированные по возрасту (F_T). Кодировка: 1 — палеозойские разломы, 2 — мезозойские, 3 — кайнозойские. Разломы, живущие в течение нескольких периодов, кодировались как сумма значений, приписанных каждому возрасту. Значения F_T снимались с "Карты разломов" [1980] палеткой радиусом 12 км.

x_{13} — разломы, классифицированные по рангу (F_r). Кодировка: 1 —

разломы третьего порядка, 2 — второго порядка, 3 — первого порядка. Порядок разлома определялся в соответствии с легендой "Карты разломов" [1980]. Значения снимались палеткой радиусом 12 км.

x_{14} — геотектоническая неоднородность (G). Значение признака равно числу структурных элементов разного возраста в окне $25 \times 25 \text{ км}^2$.

x_{15} — модуль горизонтального градиента новейших движений ($|\text{grad } N_c|$).

x_{16} — тепловой поток (T), значения сняты с карты [Тепловое поле Европы, 1983].

x_{17} — модуль градиента отклонений времен пробега волн P ($|\text{grad } \Delta t_{cp}|$), значения получены с карты (см. разд. II).

Выбор наиболее информативных признаков производился с помощью шаговой процедуры по критерию наилучшей аппроксимации экспертных оценок. При отборе признаков использовались все 198 точек выборки. Для построения карты были отобраны признаки Σ_{MZ} , KZ , $\Delta q_{гл}$, $\ln \hat{A}$, $|\text{grad } \Delta t_{cp}|$, T . Добавление остальных признаков практически не улучшает точность аппроксимации.

Размерность вектора параметров равнялась 11; в (3) $p = 2$. Средняя ошибка аппроксимации (4) для 99 точек учебной выборки составила 0,19, а для 99 точек контрольной выборки — 0,194. Это свидетельствует об удовлетворительной экстраполируемости результатов обучения.

Для проверки качества прогноза M_{\max} сильных землетрясений была сделана серия экспериментов. В каждом эксперименте при нахождении прогнозирующей функции из учебной выборки исключались точки, находящиеся в окрестности очагов четырех сильнейших землетрясений, которые произошли на Кавказе с 1902 по 1970 г. Полученная прогнозирующая функция использовалась для прогноза M_{\max} в точках выборки, исключавшихся при обучении. Результаты прогноза в 14 точках выборки, принадлежащих очагам этих землетрясений [Новый каталог, 1977], сведены в табл. 8, из которой видно, что в вариантах I, II, III, IV значения M_{\max} мало отличаются друг от друга и от прогноза, полученного при обучении по всей выборке (вариант VI). В варианте V из материала обучения были исключены 26 точек в окрестности всех анализируемых очагов. Естественно, что отличия в прогнозе стали более существенными, но тем не менее они не превышают 0,3 магнитуды.

Эти эксперименты моделируют прогноз сильных землетрясений по данным, в которых отсутствуют точки выборки, находящиеся в окрестности очагов уже происходивших сильных землетрясений. Результаты показывают, что прогноз M_{\max} сильнейших землетрясений Кавказа устойчив по отношению к изменениям учебной выборки и дается с удовлетворительной точностью.

Для построения карты M_{\max} прогнозирующая функция искалась по всей выборке из 198 точек. Средняя ошибка аппроксимации экспертных оценок в точках выборки изменяется в диапазоне от 0 до 0,66 магнитуды. Для 135 точек выборки ошибки аппроксимации не превышают 0,1. В шести случаях прогноз M_{\max} отличается от экспертной оценки более чем на 0,5.

Анализ наиболее значительных ошибок аппроксимации показал, что небольшая часть ошибок, по мнению самого эксперта, вызвана его собственными ошибками. В основном же ошибки обусловлены неточностью и недостаточностью геолого-геофизической информации. Коррекция ошибок в экспертных оценках возможна с помощью увеличения количества экспертов (изменение оценок экспертов в связи с данными об ошибках прогноза M_{\max} нецелесообразно). Большая часть грубых ошибок аппрок-

Таблица 8

Прогноз M_{\max} в районах очагов землетрясений с $M = 6,0-6,9$

Название пункта, год, магнитуда	Координаты				Варианты прогноза M_{\max}					
	φ°	λ°	$m(1)$	$m(2)$	I	II	III	IV	V	VI
Чхалта, 1963 г., $M = 6,4$	43,3	41,5	6,0	6,5	5,7	5,7	5,7	5,8	5,7	5,7
	43,2	41,5	6,5	7,3	6,3	6,3	6,3	6,2	6,2	6,3
	43,3	41,8	6,0	6,5	5,7	5,7	5,7	5,7	5,7	5,7
	43,2	41,8	6,5	7,3	6,5	6,5	6,5	6,5	6,4	6,5
Гори, 1920 г., $M = 6,2$	41,7	43,8	6,5	7,0	6,0	6,0	6,0	6,0	6,0	6,0
	42,0	44,0	6,5	7,0	5,9	5,8	5,9	5,9	5,7	5,9
	41,8	44,0	6,5	7,0	6,3	6,2	6,3	6,2	6,0	6,3
Табачкури, 1940 г., $M = 6,0$										
Дагестан, Махачкала, 1970 г., $M = 6,6$	43,0	47,0	6,5	7,0	6,5	6,5	6,4	6,4	6,4	6,5
	42,8	47,0	6,5	7,0	6,5	6,5	6,5	6,4	6,4	6,5
Шемаха, 1902 г., $M = 6,9$	40,8	48,2	7,0	7,5	6,8	6,7	6,7	6,6	6,5	6,8
	40,8	48,5	6,8	7,0	6,8	6,7	6,8	6,7	6,5	6,8
	40,7	48,5	6,8	7,0	6,3	6,3	6,3	6,2	6,1	6,3
	40,7	48,8	6,5	7,0	6,6	6,6	6,6	6,5	6,3	6,6
	40,5	48,8	6,5	7,0	6,4	6,4	6,4	6,2	6,2	6,4

Примечание. $m(1)$, $m(2)$ — границы интервала экспертной оценки; I — при обучении исключены точки в окрестности Чхалты; II — исключены точки в окрестности Гори и Табачкури; III — исключены точки в окрестности Махачкалы; IV — исключены точки в окрестности Шемахи; V — исключены все точки, исключавшиеся в вариантах I-IV; VI — обучение по всей выборке из 198 точек.

симации могла бы быть устранена уточнением используемых для прогноза признаков и введением в исходный набор дополнительных признаков, таких, как высота рельефа и скорость современных движений.

Задача построения оптимальной карты M_{\max} , которая в дальнейшем может быть использована для расчетов карт сейсмических сотрясений и обоснования карт сейсмического районирования, решается методом последовательных приближений к некоторому идеалу, достаточно точно отражающему существующее в природе распределение зон с различными значениями M_{\max} . Информация об этой истинной карте представляется экспертными оценками M_{\max} в точках выборки. Достаточно хорошее в среднем совпадение прогноза M_{\max} с экспертными оценками в точках выборки свидетельствует о том, что полученная карта в среднем удовлетворительно отражает мнение эксперта об истинной карте M_{\max} .

В качестве другого приближения, с которым мы будем сравнивать различные варианты карт M_{\max} разумно взять зоны ВОЗ с $M = 6,1 \div 7,0$, выделенные на карте сейсмического районирования СР-78 [Сейсмическое районирование, 1980]. Выделение зон ВОЗ на карте производилось качественными методами. При этом учитывались многие геологические критерии и карты K_{\max} .

Следующим важным критерием точности прогнозной карты M_{\max} являются данные об уже происходивших землетрясениях. Прогнозные

значения M_{\max} не могут быть меньше магнитуд уже произошедших землетрясений.

Для построения карт значения M_{\max} вычислены в 1206 узлах координатной сетки $10' \times 15'$. Представлен вариант, в котором для расчетов использовались 5 признаков:

$$\sum_{M Z, K Z}, \Delta q_{\text{гл}}, \ln A, |\text{grad } \Delta t_{\text{ср}}|, T.$$

Из сравнения с зонами ВОЗ в [Сейсмическое районирование, 1980] и распределением эпицентров землетрясений с $M \geq 6$ следует, что решения лучше соответствуют имеющимся данным о сейсмичности и зонам ВОЗ с $M = 6,1 \div 7,0$.

В состав отобранных для прогноза M_{\max} пяти признаков входят $|\text{grad } \Delta t_{\text{ср}}|$ и T , значения которых сняты с весьма схематичных исходных карт. Поэтому мы попробовали эти признаки исключить из рассматриваемого набора 17 признаков. Наиболее информативными в этом случае оказались признаки $\sum_{M Z, K Z}$, $\Delta q_{\text{гл}}$, $\ln A$. Добавление остальных признаков не дает улучшения точности аппроксимации экспертных оценок. Для выбранных трех признаков по выборке из 198 точек была найдена прогнозная функция и построена карта M_{\max} . Оказалось, что большее число эпицентров землетрясений с $M \geq 6,0$ лежит вне соответствующих контуров изолиний M_{\max} . Причем эти отклонения существенно больше возможных ошибок в определениях координат эпицентров. Этот эксперимент показал, что в данном случае исключение этих малонадежных признаков нецелесообразно.

Был построен вариант карты M_{\max} по 4 геолого-геофизическим признакам, при намеренном исключении данных о сейсмической активности $\ln A$. В этом случае вне контуров зон с $M_{\max} \geq 6,0$ оказались три землетрясения: Черногорское 1976 г., Чхалтинское 1963 г. и Каспийское 1963 г. [Новый каталог, 1977]. Точность определений координат и магнитуд этих землетрясений недостаточна для того, чтобы утверждать, что этот вариант карты M_{\max} неприемлем. Обратимся к более подробной характеристике материалов, использованных для расчетов.

Характеристика вкладов признаков в прогноз M_{\max} . Значения M_{\max} определялись по формуле

$$M_{\max} = 3,62 + \sum_{i=1}^5 \varphi_i.$$

Для значений функций φ_i были построены карты вкладов в прогноз M_{\max} . Наибольший средний вклад в прогнозную карту M_{\max} внесли данные о сейсмической активности $\bar{\varphi} \ln A = 0,61$, примерно такое же значение имели данные о плотности кайнозойских и мезозойских разломов $\bar{\varphi} \sum_{M Z, K Z} = 0,51$ и несколько меньше внес тепловой поток $\bar{\varphi} T = 0,36$. Анализ карт вкладов показал, что относительно малые значения M_{\max} в районе Каспийского побережья Кавказа к северу от Апшерона ($M_{\max} < 6,0$), объясняются низкими значениями вкладов $\sum_{M Z, K Z}$ и $\ln A$. Этот анализ дает основание усомниться в качестве исходных карт этих признаков в данном районе. Действительно, именно в этом районе проходит система хорошо известных разломов, в этом же районе высока сейсмическая активность. Очевидно, имеет смысл еще раз вернуться к исходным картам и попытаться их улучшить.

Процедуру составления прогнозной карты зон M_{\max} целесообразно начинать с более крупного региона. Регион Крым—Кавказ—Западная Турк-

меня имеет общие черты геологического строения, истории тектонических движений и сейсмичности. Поэтому первый этап работы, в котором одни и те же признаки M_{\max} были собраны и в море и на суше, представляется необходимым. На этом этапе были выделены зоны с $M_{\max} > 6,0$ в акваториях морей. Однако контуры зон M_{\max} на территории Кавказа не вполне соответствовали имеющимся данным о сейсмичности. Поэтому на следующем этапе были собраны дополнительные данные по территории Кавказа. В итоге последовательного перебора признаков и уточнения их функций связи с M_{\max} получена карта M_{\max} Кавказа, достаточно хорошо аппроксимирующая зоны ВЗ с $M = 6,1 \div 7,0$, выделенные на карте СР-78 [Сейсмическое районирование, 1980].

Из анализа построенных карт M_{\max} следует, что предлагаемая методика построения карт работает итеративно. На каждой новой итерации можно получить карту M_{\max} , лучше соответствующую данным о сейсмичности. Для получения следующего приближения необходимо увеличить число экспертов, улучшить карту A_{10} , привлечь дополнительные признаки (данные о скорости современных движений, высотах рельефа, глубинах границы Мохоровичича и др.) и уточнить уже применявшиеся карты признаков.

Разработанный комплекс программ позволяет провести дальнейшие исследования с целью изучения зависимости M_{\max} землетрясений от особенностей геолого-геофизического описания обстановки, в которой они возникают.

Раздел III

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ И ДИНАМИКА СРЕДЫ СЕЙСМООПАСНЫХ ЗОН ЮГА СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА СССР

Глава I

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЮГА СИБИРИ

На основании анализа всех имеющихся материалов ГСЗ и МОВЗ, выполненных за последние 15 лет на территории Юга Сибири, проведено обобщение с целью изучения особенностей глубинного строения земной коры и верхней мантии Байкальской рифтовой зоны и сопредельных площадей Алданского щита и Дальнего Востока.

Изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии в активизированных районах Юга Сибири связано с дальнейшим развитием фундаментальных представлений о геофизической характеристике разреза, о волноводах в консолидированной коре и их связи с очагами землетрясений, о распространении по вертикали и латерали аномальной мантии ($V_1 = 7,6 \div 7,8$ км/с). Все это является важным составным элементом при прогнозировании землетрясений в сейсмоактивных районах юга Сибири и должно учитываться при изучении процессов формирования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых.

Исследуемый регион охватывает значительную территорию, ограниченную с запада Саянским хребтом, с востока — хребтом Сихотэ-Алинь, на севере граница совпадает с южным обрамлением Сибирской платформы, а на юге проходит по государственной границе СССР. Байкальская рифтовая зона (БРЗ) относится к Монголо-Байкало-Охотскому сейсмическому поясу, охватывающему области разновозрастного тектогенеза. БРЗ объединяет в себе крупные впадины Байкальского типа и сопряженные с ними горные перемычки. Впадины характеризуются асимметричным строением. Вся система рифтовых впадин вытянута в северо-восточном направлении на расстояние свыше 2000 км от Северо-западной Монголии до южной Якутии.

Особый интерес представляет регион, в котором активные геологические процессы протекают на современном этапе. К ним относится зона континентального рифтогенеза, включающая в себя БРЗ, которая в мировой системе континентальных рифтов занимает особое место. Развивающаяся на окраине Сибирской платформы, БРЗ является одним из наиболее сейсмичных внутриконтинентальных регионов земного шара. Этим во многом и предопределен интерес в изучении глубинного строения БРЗ и сопредельных областей.

1. ПАРАМЕТРЫ ВОЛНОВОГО ПОЛЯ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Начиная с 1964–1965 гг. осуществляется планомерное исследование глубинного строения земной коры и верхней мантии БРЗ и трассы БАМ по методике точечных глубинных зондирований, основанной на совместном использовании опорных отраженных, преломленных и рефрагированных волн, надежно идентифицируемых способами дискретных корреляций при простых и в значительной мере произвольных маршрутов и площадных системах наблюдений [Пузырев, Крылов, Мишенькин и др., 1974, 1975; Потапов, 1977]. Параллельно с наблюдениями ГСЗ были выполнены работы по регистрации больших промышленных взрывов и землетрясений как стационарными сейсмологическими станциями, так и профильными наблюдениями со станций "Земля" [Булин и др., 1972; Голещкий, 1978; Егоркин и др., 1978]. Основной объем ГСЗ и МОВЗ осуществлен на юге Сибирской платформы, в пределах Иркутского амфиатра и в БРЗ.

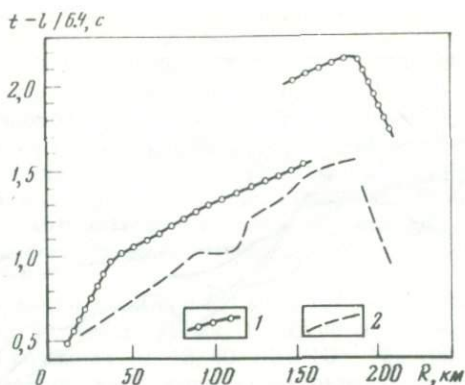
Наиболее полно на сегодня изучена западная часть трассы БАМ, на восточном ее окончании отработан профиль ГСЗ Свободный – Комсомольск-на-Амуре и совсем не изучен в сейсмическом отношении регион, заключенный между 120 и 126° восточной долготы.

Работы 1977–1978 гг., выполненные методом ГСЗ в районе трассы БАМ, позволили осветить глубинное строение земной коры более детально [Крылов, Мишенькин, Мишенькина и др., 1981]. Всего к 1980 г. отработано профилей ГСЗ и МОВЗ общей протяженностью более 6500 км, из них наиболее полная система наблюдений осуществлена на профилях протяженностью 1750 км. Кроме того, к северу и югу от центральной части БРЗ выполнены площадные наблюдения по методике, разработанной группой ученых ИГиГ СО АН СССР [Пузырев, Крылов 1970], с регистрацией преломленных и отраженных волн сейсмостанциями "Тайга".

Особенности волнового поля БРЗ проявляются в соотношениях амплитуд продольных и поперечных (отраженных и преломленных) волн от поверхности Мохоровичича (по сравнению с прилегающими территориями платформы). Различия обусловлены, вероятно, региональными особенностями строения подошвы земной коры. На расстояниях 180–200 км от источника в последующей части записи регистрируются динамически хорошо выраженные 3–4-фазные волны $P_{отр}^M$ – закрытые отражения от поверхности Мохоровичича, характеризующиеся доминирующей интенсивностью в широком диапазоне колебаний. На этих же расстояниях в первых вступлениях зарегистрирована преломленная волна $P_{пр}^M$, обладающая малой интенсивностью уже в начальной точке, что, по-видимому, обусловлено значительным скоростным градиентом на поверхности Мохоровичича. Значения кажущихся скоростей составляют соответственно 6,6–7,0 и 7,5–8,5 км/с. На территории исследования спорадически прослеживается четкая волна от границы в верхней части мантии P_1^M с граничной скоростью, равной 8,2–8,3 км/с.

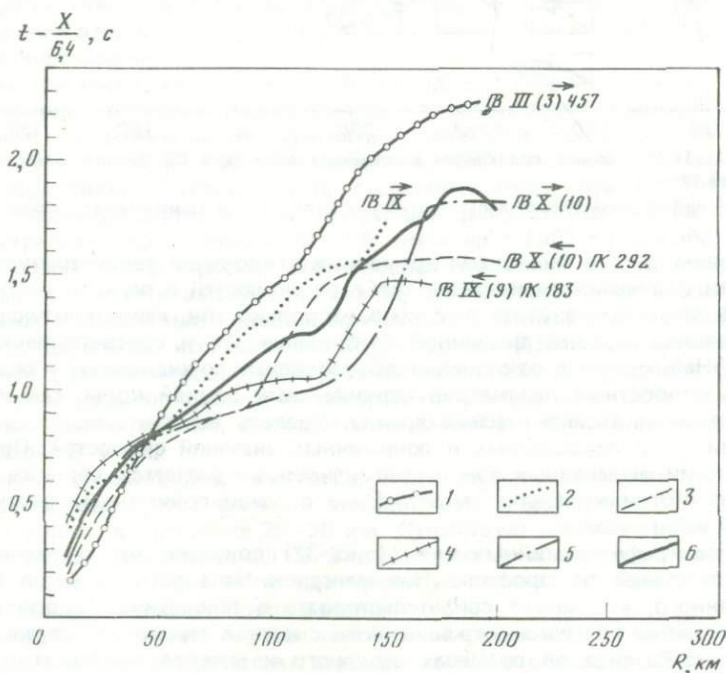
На рис. 30, 31 представлены годографы коровых волн для БРЗ и Сибирской платформы, из которых видно, что земная кора БРЗ более низкоскоростная, нежели земная кора платформы. Разница во временах прихода первых волн составляет 0,5 с.

По годографам коровых волн (рис. 30, 31) по профилям Гарга–Витим–Чароуда и Нижнеангарск–Чара выполнен локальный анализ волнового поля. Были взяты наблюдаемые годографы первых вступлений и построен усредненный годограф для БРЗ. Вычисленные отклонения Δt для каждого пункта взрыва относительно усредненного годографа соответствуют



Р и с. 30. Сравнение средних наблюдаемых годовых графиков, характеризующих Байкальскую рифтовую зону и Сибирскую платформу

1 — годовые графики коровых волн БРЗ; 2 — годовые графики коровых волн Сибирской платформы



Р и с. 31. Наблюдаемые годовые графики коровых волн для СВ фланга Байкальской рифтовой зоны

1—5 — наблюдаемые годовые графики коровых волн; 6 — осредненный годовая график

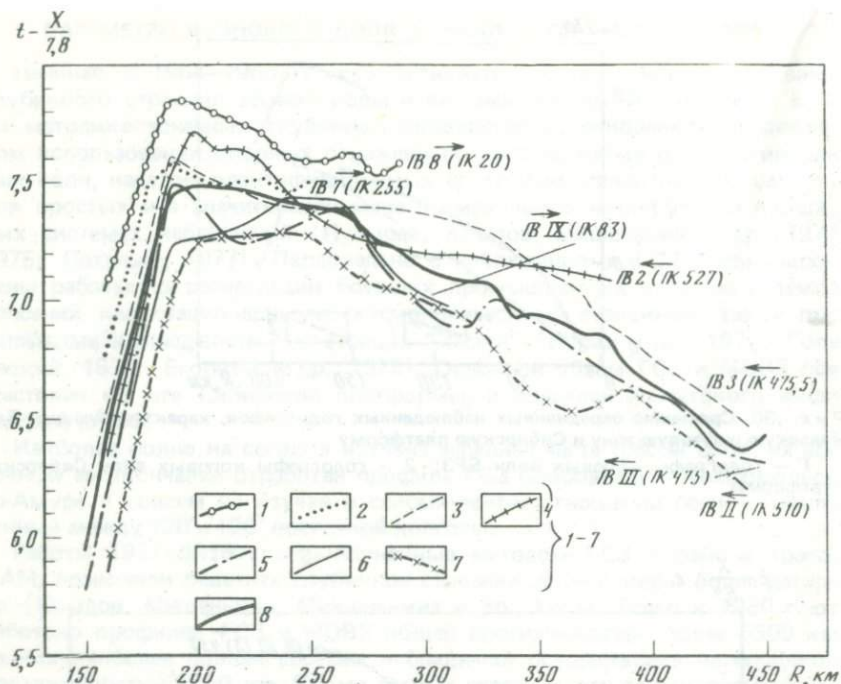


Рис. 32. Наблюдаемые годографы мантийных волн для СВ фланга Байкальской рифтовой зоны

1-7 — наблюдаемые годографы мантийных волн; 8 — осредненный годограф

выражению ΔV (в %). Схема временных отклонений характеризует особенности поведения суммарного фактора скоростей в верхней части разреза. В результате анализа выделено несколько зон, характеризующихся определенной средней величиной отклонений Δt и соответственно ΔV (в %). Наблюдаемые отклонения обусловлены, по-видимому, как изменением скоростных параметров верхней части земной коры, так и глубиной залегания сейсмических границ. Удалось выделить небольшие по площади зоны повышенных и пониженных значений скоростей. При сопоставлении выделенных зон с сейсмичностью отмечается хорошее соответствие очагов крупных землетрясений с зоной пониженных скоростей верхней части разреза.

На годографе мантийных волн (рис. 32) показано, что времена первых вступлений по профилю Нижнеангарск—Чара располагаются выше осредненного, что может свидетельствовать о пониженных скоростях в коре и мантии региона, ограниченного с южной стороны Баргузинским разломом. Разница во временах северного и южного профилей превышает 0,5 с.

2. РАССЛОЕННОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

В разрезах земной коры по профилям, проходящим непосредственно по трассе БАМ от Тункинской впадины на юго-западе до Муйской и Чарской на востоке, в диапазоне глубин 10—22 км выделен слой пониженных скоростей, значения которых отличаются от значений скоростей, ограничиваю-

дих этот пласт, на 0,2–0,3 км/с. Главным признаком наличия такого слоя принято считать Δt в поле наблюдаемого годографа [Крылов, Мишенькин, 1981], дополнительным критерием его выделения может служить наличие горизонтальной неоднородности земной коры.

Мощность волновода составляет 5–6 км, отмечается прерывистость его распространения по горизонтали. При переходе через границы блоков арамтры волновода изменяются, наблюдается изменение глубины до ерхней кромки и скоростей в слое волновода. Появление волновода средней части земной коры Байкальской рифтовой зоны связывается повышенным разогревом земных недр, обусловленным процессом рифто-неза.

Методом МТЗ, выполненным в центральной части БРЗ на обоих ее флангах от р. Витим до ст. Тынды [Шпак, 1979] установлены три слоя высокой роводимости на глубинах (8–18, 40–50 и 100–150 км), соответствующие ейсмическому волноводу в коре, слою аномальной мантии в подошве емной коры и слою Гутенберга. Это обстоятельство позволяет говорить возможно единой динамической природе этих неоднородностей, связанных с наличием в земной коре и верхней мантии зон аномального разогрева о 500° (в случае корового волновода) и до 1000° (в случае аномальной мантии), либо с активным проявлением процесса дегидратации пород. Интересно отметить, что за пределами БРЗ в зоне Становой горной области бнаружен второй проводящий слой, который выражен здесь менее ярко, ем в рифтовой зоне.

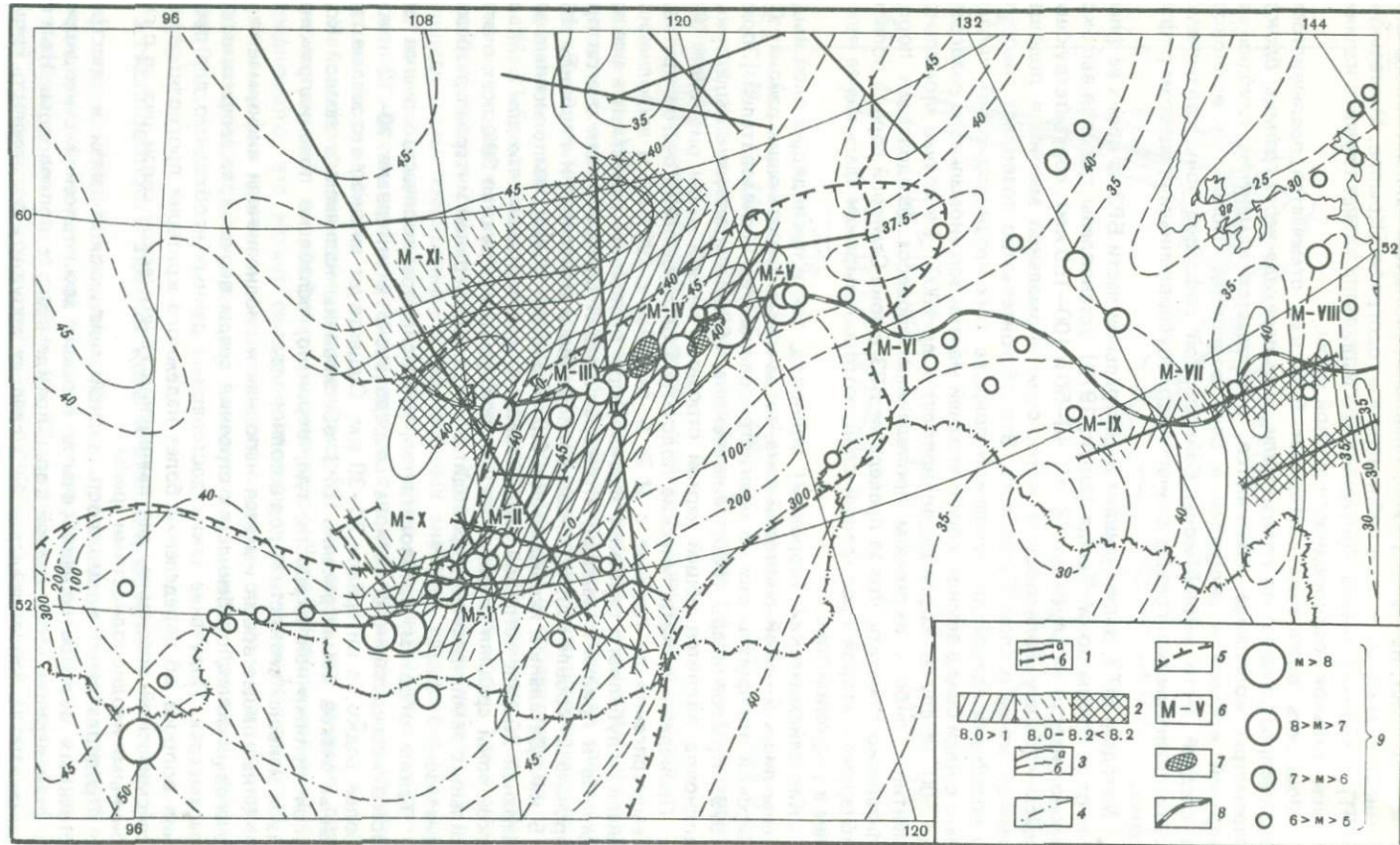
Как сейсмический (коровый) волновод, так и проводящий слой выдеены лишь в самой рифтовой зоне, тогда как в прилегающих районах Си-ирской платформы они не зарегистрированы. Ряд исследователей [Зорин, 979; Крылов и др., 1980; Мишенькина, 1980] считают, что выделенный олновод является общей чертой строения земной коры рифтовых зон.

Проведенные статистические подсчеты в распределении очагов крупных емлетрясений по глубине с $M \geq 5$ (начиная с 1907 г.) и выполненный нализ глубинного строения земной коры позволили сопоставить все эти анные и прийти к выводу, что концентрация большей части очагов при-рочена к кровле или подошве волноводов и относится к глубинам 10–5 км. Детальные исследования С.В. Крылова [1980], выполненные для ерхней 20-километровой части земной коры, показали, что для Байкаль-кой зоны средняя глубина, на которой концентрируются 30% всех очагов ильных землетрясений, приходится на самый верхний интервал разреза в иапазоне 3–8 км.

Таким образом, предполагается, что основное количество очагов для сего исследованного региона сосредоточено в интервале 10–12 км и, юлее редко, в интервале 20–30 км. Существует мнение, что малые гл-ины очагов землетрясений БРЗ обусловлены наличием в земной коре лоя пониженной скорости, где, вероятно, ослаблено поле напряжений из-за меньшей вязкости пород в волноводе.

В настоящее время имеется неполная и неоднозначная информация об чаговых зонах, особенностях строения среды в очагах, ее геофизических арамтрах. Получение таких достоверных данных необходимо для реше-ния вопроса об определении более надежного критерия прогнозирования ейсмической опасности, для выявления генетической связи очагов с гл-инными неоднородностями среды.

Предполагается возможность тесной генетической связи и простран-твенных взаимоотношений очагов сильных землетрясений с неоднород-ностью верхней части земной коры, прежде всего с волноводом. На гл-инах 10–15 км в пределах БРЗ следует допустить возможность сильно



разупрочненной среды, возникшей, по-видимому, вследствие аномальных динамических субгоризонтальных усилий на этих глубинах при восстановлении динамического равновесия, нарушаемого интенсивными процессами в верхней части мантии региона [Щукин, Люстих, 1981].

Учитывая недостаточность информации о волноводах на исследуемой территории, по-прежнему остается открытым вопрос: является ли волновод причиной возникновения землетрясений или его результатом? Если в дальнейших исследованиях будет доказана тесная связь очагов землетрясений и волноводов, то появится возможность объяснения причин сильных землетрясений.

В результате анализа данных ГСЗ и МОВЗ и сейсмологии на всю территорию исследования составлены предварительная схема рельефа поверхности Мохоровичича в масштабе 1:5 000 000 с сечением изогипс 5 км (рис. 33) и три геотраверса широтного и меридионального направлений.

Рельеф поверхности Мохоровичича в пределах изученных сейсмотектонических областей (Сибирская платформа, Байкальское складчатое обрамление, Становой хребет и хребет Сихотэ-Алинь) имеет сложную структуру. Юг Сибирской платформы в пределах Иркутского амфитеатра характеризуется глубиной залегания поверхности Мохоровичича 40 км. К северу она погружается, и изогипса с отметкой 45 км простирается в субширотном направлении, где соответствует области повышенных граничных скоростей (8,5–8,7 км/с).

Вся территория БРЗ с ЮЗ на СВ оконтуривается в целом изогипсой 40 км, хотя мощность земной коры в пределах самой рифтовой зоны меняется наиболее резко (от 35 до 45 км). Котловине оз. Байкал соответствует поднятие верхней мантии ($H = 35$ км), а восточнее оз. Ольхон, где зарегистрирован крупный глубинный поперечный разлом, поверхность Мохоровичича погружается до 45 км. Далее на восток на широте Зейского водохранилища субширотное простираение изолиний резко меняется на субмеридиональное и в районе Баджалского хребта отмечается впадина по подошве земной коры. Буреинский хребет выражен в поверхности Мохоровичича седловиной, от которой в сторону Зейско-Буреинской впадины происходит моноклиальное поднятие, заканчивающееся подъемом поверхности Мохоровичича до 30 км уже за пределами СССР.

Таким образом, мощность консолидированной коры в пределах складчатого обрамления больше, чем на платформе, а в самой рифтовой зоне она характеризуется наибольшими колебаниями, при этом под впадинами мощность коры больше, чем под горными сооружениями. Все это свидетельствует о наличии тесной связи между тектоническим режимом и структурой земной коры. Так, платформа характеризуется относительно малыми колебаниями мощности земной коры. Для регионов более мобильных, к числу которых относятся складчатое обрамление платформы и рифтовая зона, характерны более резкие колебания мощности коры и ее отдельных слоев.

Поверхность Мохоровичича характеризуется изменением граничных

Р и с. 33. Схема структурных неоднородностей земной коры и верхней мантии (по сейсмическим и сейсмологическим данным)

1 — расположение профилей: а — ГСЗ; б — МОВЗ; 2 — значения граничных скоростей на поверхности Мохоровичича, км/с; 3 — изолинии поверхности Мохоровичича: а — уверенные; б — неуверенные; 4 — границы области аномальной мантии (по В.А. Рогожиной); 5 — границы проекции низкоскоростной неоднородности в мантии на поверхности земли (по В.А. Рогожиной); б — скоростные модели земной коры; 7 — участки нормальной мантии на фоне низких значений граничных скоростей; 8 — трасса БАМ; 9 — очаги землетрясений

скоростей по площади. Слой с аномально низкой скоростью (7,6–7,8 км/с) соответствует зонам рифтообразования и занимает площадь, значительно большую самого рифта. Подошва низкоскоростного слоя в мантии залегает на глубине 17–20 км от поверхности Мохоровичича и характеризуется "нормальной" граничной скоростью 8,1–8,2 км/с. За пределами территории распространения аномально низких скоростей скорость волн вдоль границы Мохоровичича равна 8,1 км/с, что соответствует скоростям нормальной мантии. Как уже отмечалось выше, область сочленения Сибирской платформы с Байкальской складчатой областью характеризуется повышенными значениями граничных скоростей (8,5–8,7 км/с), что по-видимому, обусловлено наличием в низах коры высокоскоростного эклогитового слоя.

На исследованной территории выполнен анализ запаздывания сейсмических волн от землетрясений, зарегистрированных на 16 сейсмологических стационарных станциях, в результате которого составлена схема строения верхней и нижней границы области аномальной мантии с сечением изогипс 100 км [Рогожина, Кожевников, 1979]. Проекция области аномальной мантии на поверхность Земли охватывает горные сооружения южной Сибири, Восточные и Западные Саяны, БРЗ и Забайкалье.

В пределах рифтовой зоны область аномальной мантии расположена непосредственно под корой. Верхняя граница скоростной неоднородности резко обрывается вблизи границы Сибирской платформы. К ЮВ от рифтовой зоны она сравнительно полого погружается, достигая 300 км, а места и 400 км. Нижняя граница аномальной мантии расположена в основном на глубине 400 км, и только в направлении с СВ на ЮЗ она погружается до 800 км.

Согласно исследованиям С.В. Лысак и Ю.А. Зорина [1976], в рифтовой зоне, где температура недр максимальна, кровля астеносферного слоя, очевидно, поднимается особенно высоко и, возможно, достигает раздела Мохоровичича. Судя по материалам МТЗ, можно предполагать, что поднятие поверхности астеносферы под рифтовой зоной асимметрично. Эта поверхность весьма круто погружается в сторону платформы и более полого — в сторону Забайкалья.

Результаты сейсмических исследований (ГСЗ, МОВЗ) явились основой для составления сводных сейсмических разрезов (геотравверсов); I геотравверс проходит по простиранию рифтовой зоны, вдоль трассы БАМ и далее на юго-восток в сторону Приморья, II и III геотравверсы — вкрест простирания рифтовой зоны, охватывая с севера платформенные (асейсмичные) участки.

Главной задачей составления подобных геотравверсов является изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии в различных геотектонических структурах, в сейсмически малоактивных и сейсмоопасных районах с целью выявления коровых и мантийных неоднородностей для изучения динамических параметров среды очаговой зоны.

Геотравверс I (рис. 34) общей протяженностью 3100 км по маршруту Восточный Саян—оз. Байкал—Баргузин—Муя—Тында—Свободный—Комсомольск-на-Амуре на своем пути пересекает геологические структуры различного возраста и строения: от байкалид Байкало-Витимской геосинклинали позднего протерозоя проходит по впадинам и поднятиям БРЗ и далее через южную окраину Сибирской платформы. Он пересекает глубинный разлом Станового шва и входит в пределы Монголо-Охотской геосинклинали, на востоке проходит по древнему Буреинскому массиву, пересекает еще один глубинный разлом — Сихотэ-Алинский шов и заканчивается в районе Сихотэ-Алинской геосинклинали, выполненной мезо-кайнозойскими отложениями.

В районах, примыкающих к линии геотраверса, широко развиты интрузивные породы, которые изменяют свой состав от ультраосновного до кислого, а возраст от кембрия до неогена. Основой для составления геотраверса послужили профили ГСЗ Оймур-Баргузин, Гарга-Витим-Чароуда, Свободный-Комсомольск-на-Амуре и профиль МОВЗ Тынды-Сковородино. Наиболее детально представлена западная часть геотраверса, где в дополнение к сейсмическим данным имеются еще и данные МТЗ. Корреляция сейсмических границ осуществлялась непосредственно по разрезам ГСЗ с использованием карты поверхности Мохоровичича в масштабе 1:5 000 000 и карты строения фундамента. Наиболее изученной является граница Мохоровичича, которая меняется по глубине от 32 до 55 км. В пределах рифтовой зоны перепад по мощности составляет 35–50 км на сравнительно небольшом участке 800–1000 км. В районе Чульманской впадины поверхность Мохоровичича испытывает подъем от 45 до 37 км и затем к югу сохраняет свое положение по глубине с незначительными ундуляциями в 3–5 км. В районе Буреинского массива и Сихотэ-Алинской геосинклинали поверхность Мохоровичича имеет весьма сложное строение, образуя либо переходную зону мощностью 3–5 км, либо серию отдельных площадок, расположенных на разных глубинных уровнях. Глубина залегания варьирует здесь от 32 до 42 км. На западе геотраверса в сторону Восточных Саян поверхность Мохоровичича испытывает погружение до 55 км.

Обращает на себя внимание различная слоистость земной коры по линии геотраверса. Если, по данным МОВЗ и ГСЗ, на профиле Свободный-Комсомольск-на-Амуре выделяется граница со скоростью 6,6–7,0 км/с, соответствующая кровле базальтового слоя, то в западной части трассы этот слой отсутствует, а сам участок характеризуется специфической слоистостью. Здесь на глубинах 14–20 км выделен слой пониженной скорости, достаточно уверенно контролируемой волновым полем. Отмечается, что в рифтовых впадинах волновод располагается несколько выше по глубине, нежели под горными хребтами.

Геотраверс II (рис. 35) Ванавара-Хилок является южной частью профиля Диксон-Хилок протяженностью 1000 км и охватывает территорию от Ангаро-Ленского поднятия через оз. Байкал, уходя своей ЮВ частью в Забайкалье. Наиболее четко прослежена поверхность Мохоровичича, которая характеризуется довольно значительным диапазоном изменения граничных скоростей от 8,0 км/с на ССЗ, 8,7 км/с в районе Непского свода и 7,8 км/с в рифтовой области с перепадом глубин 2–4 км. В рифтовой области ниже поверхности Мохоровичича ($V_T = 7,8$ км/с) прослеживается мантийная волна с $V_T = 8,17$ км/с. Мощность слоя аномальной мантии здесь невелика, всего 6 км и в сторону юго-восточного окончания профиля она выклинивается.

Геотраверс III (рис. 36) по линии Ленск-Бодайбо-Хапчаранга протяженностью 1200 км в своей северной части представлен только поверхностью Мохоровичича с участками повышенной граничной скорости 8,5 км/с, ограниченной разломами глубинного проникания. Далее к югу в месте пересечения с профилем ГСЗ Нижнеангарск-Чара выделяется слой аномальной мантии с $V_T = 7,8$ км/с и мощностью порядка 10 км, который в сторону эпиплатформенного орогена выклинивается и сменяется поверхностью нормальной мантии с $V_T = 8,1 \div 8,2$ км/с.

Анализируя распределение по глубине очагов землетрясений на геотраверсах, можно отметить, что подавляющее большинство очагов приурочено к кровле или подошве волновода и сопоставимого с ним проводящего слоя. Они также тяготеют к зонам крупных глубинных разломов, к области крутопадающих и наклонных границ раздела, что особенно хорошо вид-

Таблица 9
Характеристика основных параметров геофизических полей очаговых зон Юга Сибири

Название блока (модели) земной коры	Название землетрясений	Магнитуда, М	Глубина очага h_0 , км	H_{Φ} , км
1	2	3	4	5
М-I. Южно-Байкальский, Южно-Байкальская группа землетрясений	Селенгинское	7,5	0-40	4:6
	Байкальское	6,7	15:60	
	Средне-Байкальское	6,8	20±10	
М-II. Баргузино-Ольхонский	Южно-Байкальское	5,5	15±10	2:3,5
	Святоносское	6,0	20±15	
М-III. Северо-Байкальский, Северо-Байкальская группа землетрясений	Северо-Байкальское	5,5	20±10	2:4
	Северо-Байкальское	6,6	5:40	
	Муяканское	5,8	20±15	
М-IV. Муийский, Муийская группа землетрясений	Баунтовское	5,0	20±10	2,0:2,5
	Усть-Муийское	5,0	10±10	
	Муийское	7,6	15±15	
	Кодарское	5,5	15	
М-V. Кодаро-Удоканский, Олекминская группа землетрясений	Великое Сибирское	8,2	0:50	4,0
	Тяс-Юряхское	7,0	13±5	
	Олекминское	6,4	7:11	
М-VI. Зейско-Становой, Зейская группа землетрясений	Нюкжинское	6,5	9:21	4,5-5,0
	Ларбинское	5,9	16	
	Зейское	5,0	5-20	
М-VII. Бурейнский, Баджалская группа землетрясений	Тукурингское	5,6	18	4,0
	Зейское	5,5	14-30	
	Огоронское	5,4	15±15	
М-VIII. Амурский, Амурская группа землетрясений	Баджалское	5,5	30±15	6,0
	—	5,5	10:40	
М-IX. Западно-Бурейнский массив	Амурское	4,7	7:30	6,0
	Приморское	6,0	18:50	
М-X. Блок Иркутского амфитеатра	—	5,6	10:40	6,0
	—	6,0	—	
М-XI. Платформенный блок	—	—	—	3,5
	Ниже-Ангарское	6,5	5:50	
	ПСС Гранма	5,9	20±15	
		7,3	0-40	

но на восточном окончании I геотраверса. Кроме того, почти все очаги сконцентрированы в гранито-метаморфическом комплексе пород, являющихся составной частью верхов земной коры.

Волновод в мантии ($V_T = 7,8$ км/с) сопоставляется с высоким уровнем разогрева земной коры, который в какой-то степени может быть связан с процессом рифтогенеза. Параметры мантийного волновода не остаются постоянными от участка к участку. Мощность его изменяется с запада на восток от 12-17 до 6-8 км. Особенно четко этот слой фиксируется под зрелыми рифтовыми впадинами (Муийская, Чарская и др.).

Таким образом, можно считать, что в целом район работ характеризуется резкой контрастностью строения как верхней части земной коры

Y_{Φ} , км/с	H_{M_1} , км	Y_T^M , км/с	H_{M_1} , км	$Y_T^{M_1}$, км/с	Волновод в коре, мощность (H , км) перепад $V_{пл}$, км/с
6	7	8	9	10	11
6,2:6,3	35:36	7,8	—	—	10±16 км 6,35:6,1-6,45 км/с
6,3	41,5:43,5	7,8	47,5	8,1	12:18 км 6,25:6,0-6,35 км/с 14:22 км 6,2:6,05-6,45 км/с
6,1	41:44	7,8	55	8,2-8,3	12,5:18 км 6,25:6,0:6,3 км/с
6,3	45	7,8	57	8,2-8,3	—
—	40	—	56	—	—
6,0	34	7,2:7,6	45	8,2	20:24 км 6,3:6,1:7,2 км/с
6,0	35-36	8,5	—	—	—
6,0	38	7,8	—	—	—
6,1:6,2	38	8,1	—	—	—
6,2	40	8,7	—	—	—
	45	8,1	—	—	—

(наличие корового волновода), так и верхней мантии: контрастность проявляется как в изменении глубин до кровли, подошвы волновода и поверхности Мохоровичича, так и в изменении граничных скоростей на подошве земной коры. Эти изменения прослеживаются как по простиранию, так и вкрест простирания структур региона БАМ.

По степени расчлененности рельефа поверхностей раздела, глубине их залегания, насыщенности разреза сейсмическими границами, по степени устойчивости прослеживания тех или иных границ и характеру изменения граничных и пластовых скоростей представилось возможным разделить территорию условно на 11 блоков (рис. 37, см. вкл.), каждый из которых имеет свою скоростную модель земной коры и верхней мантии и относит-

Таблица 9 (окончание)

Название блока (модели) земной коры	Название землетрясений	Параметры проводящего слоя	Δg	ΔT_a
12	13	14	15	16
М-I. Южно-Байкальский, Южно-Байкальская группа землетрясений	Селенгинское Байкальское Средне-Байкальское Южно-Байкальское	$H_1 = 10 \div 20$ $H_2 = 140$	На общем фоне — небольшой максимум, градиент соответствующий волноводу	Смена знака (+) на (-)
М-II. Баргузино-Ольхонский	Святоносское	$H_1 = 10 \div 20$ $H_2 = 140$	Градиент	Градиент
М-III. Северо-Байкальский, Северо-Байкальская группа землетрясений	Северо-Байкальское Муяканское Баунтовское	$H_1 = 12,5 \div 22,5$ $H_2 = 140$	Относительный максимум на фоне минимума	Смена знака
М-IV. Муйский, Муйская группа землетрясений	Усть-Муйское Муйское Кодарское Великое Сибирское	$H_1 = 14 \div 24$ $H_2 = 42,5 \div 53$	Область минимума	Резкая градиентная зона
М-V. Кодаро-Удоканский, Олекминская группа землетрясений	Тяс-Юряхское Олекминское Нюкжинское Ларбинское	$H_1 = 14 \div 23$ $H_2 = 46 \div 56$	Спокойное поле	Максимум
М-VI. Зейско-Становой, Зейская группа землетрясений	Зейское Тукурингское Зейское Огоронское	$H_1 = 15-25$ $H_2 = 45-56$	Монотонное повышение	Резкая смена знака
М-VII. Бурейнский, Баджалская группа землетрясений	Баджалское		Минимум	Спокойное поле
М-VIII. Амурский, Амурская группа землетрясений	Амурское Приморское		Максимум	Максимум
М-IX. Западно-Бурейнский массив	—		Спокойное поле	—
М-X. Блок Иркутского амфитеатра	—	$H_1 = 40 \div 60$ $H_2 = 200 \div 250$	—	—
М-XI. Платформенный блок	Нижне-Ангарское ПСС Гранма	$H_1 = 40 \div 60$ $H_2 = 200 \div 250$	Спокойное поле	Нормальное поле

Тепловой поток	Расслоенность земной коры	Характер строения в очаговой зоне	Использование профиля при составлении модели
17	18	19	20
оз. Байкал 10 км — 500° 25 км—1000° 1,2:3,0	Изолинии $U_{пл}$ 6,25; 6,35; 6,45; границы — 16 км Поверхность Моховича Изолинии $U_{пл}$ 5,85; 6,15; 6,25; 6,35	Очаги в зоне градиента $U_{пл}$ на подошве волновода и проводящего слоя Очаги приурочены к разлому 20 км	профиль V пк 50 профиль Б пк 300—350 профиль VI пк 50
1,3:3,6			профиль VI пк 240, профиль ГСЗ Хилок—Диксон пк 250—300
2,1:4,0	4 сейсмические границы	Очаги в подошве волновода 20÷22 км	профиль ГСЗ Гарга—Витим—Чароуда Пк 100—300 профиль ГСЗ Нижне-Ангарск—Чара Пк 200
3,5:4,5	4 границы, четко выраженный коровой волновод	Очаги — в зоне разлома, кровля волновода и градиент плотности	профиль ГСЗ Гарга—Витим—Чароуда, Пк 500 профиль ГСЗ Нижне-Ангарск—Чара, Пк 350
3,0:4,2	Отсутствие слоев	Очаги в верхней части проводящего слоя 13÷17 км	профиль ГСЗ Гарга—Витим—Чароуда Пк 650 профиль ГСЗ Нижне-Ангарск—Чара Пк 500
—	Расслоенность в нижней части коры	Приуроченность очагов к зоне проводящего слоя 20 км	профиль МОВЗ Пк 150 (Тында)
—	Наличие крутопадающих слоев перепады глубин	Приуроченность очагов к резкому градиенту инверсионного слоя 20—25 км	профиль ГСЗ Свободный—Комсомольск Пк 300÷400
—	Слабоградиентная скоростная среда	Концентрация очагов в зоне угловых несогласий 15 км	профиль ГСЗ Свободный—Комсомольск Пк 500÷600
—	4 границы раздела, на фундаменте градиент скорости	—	профиль ГСЗ Свободный—Комсомольск
0,7—1,7	Наклонные границы в коре Горизонтальное расслоение в мантии	—	Пк 100÷200 Профиль Б Пк 200
—	Негоризонтальная расслоенность	Увеличение глубинности расположения очагов	профиль ГСЗ Хилок—Диксон Пк 700÷900

ся к определенной, также различающейся между собой сейсмоопасной зоне региона БАМ (табл. 9).

Рассматривая скоростные модели земной коры (рис. 37) и карту очагов землетрясений, удалось выделить 8 сейсмоопасных зон, из которых наибольшей сейсмической активностью характеризуются впадины БРЗ и их межвпадинные перемычки (Верхнеангарская, Муйская, Чарская и др.), имеющие сложное блоковое строение.

Кодаро-Удоканский блок является сосредоточием самых сейсмоопасных структур, что ставит Удоканское месторождение в особое положение. Восточнее Кодаро-Удоканской системы переходим за пределы морфологически выраженной системы рифтовых впадин. Однако и здесь, очевидно, продолжает сказываться влияние рифтогенных процессов, выраженных в повышенной сейсмической активности и наличии в земной коре высокопроводящего слоя, к границам которого приурочена зона Олекминских землетрясений, в которых расположены эпицентры сильных землетрясений интенсивностью 9 и 10 баллов. Интересно отметить, что эта территория находится на пересечении Байкальского рифтового пояса с запада и Алдано-Становой сейсмоопасной зоной — на востоке.

Южно-Байкальский и Муйский блоки земной коры (см. рис. 37) характеризуются низкоскоростным составом верхней части земной коры вследствие наличия здесь корового волновода, параметры которого меняются по площади: глубина кровли — от 10 до 14 км, мощность волновода от 4 до 8 км. В Баргузино-Ольхонском и Северо-Байкальском блоках в низах коры отмечено существование разуплотненного слоя аномальной мантии мощностью 10—15 км. Модели Южно-Байкальского и Муйского блоков различаются граничными скоростями на подошве земной коры и соответственно разной мощностью коры (35 и 42,5 км). Кодаро-Удоканский блок характеризуется наличием скоростных неоднородностей в верхней мантии мощностью 12 км. Но имеющийся в разрезе на глубине 15—20 км слой высокой электрической проводимости и концентрация в районе этих глубин очагов сильных землетрясений позволяют предполагать наличие здесь слоя пониженной скорости в коре, подобного слою в Южно-Байкальском и Муйском блоках. Отсутствие этого слоя на разрезе может быть обусловлено неполными системами наблюдений при ГСЗ и отсутствием в поле обменных волн подобного слоя при работах МОВЗ [Булин и др. 1972].

В районе Буреинского блока также выделен слой пониженной скорости в коре, но на больших глубинах — 20—24 км (по сравнению с остальными вышеприведенными моделями). Значение граничной скорости на поверхности Мохоровичича составляет здесь 7,2—7,6 км/с. В пределах Монголо-Охотской складчатой области и в области Буреинского массива верхняя половина земной коры отличается тонкой расслоенностью и наличием в верхней части разреза земной коры волновода. В основании земной коры выделяется высокоскоростной слой с $V_1 = 6,7-7,1$ км/с, наличие которого отличает эту модель от предыдущих.

Западно-Буреинский блок находится в относительно спокойном районе, но характер разреза и наличие в нем слоя аномальной мантии с $V_1 = 7,8$ км/с предполагает возможность перехода его в сейсмически активное состояние, т.е. возможен процесс подготовки среды к землетрясению.

Блок Иркутского амфитеатра тяготеет к платформе и характеризуется типичной для него скоростной моделью коры с нормальной мантией ($V_1 = 8,1$ км/с) и наличием гранитного и базальтового слоев. Не отличается от него и собственно платформенный блок, только здесь в районе Непско-го свода отмечаются повышенные значения граничных скоростей на подошве земной коры (8,5—8,7 км/с).

Тепловое поле БРЗ и сопредельных с ней районов Сибирской платформы неоднородно. В южных районах Сибирской платформы величины геотермальных градиентов и теплового потока значительно ниже, чем в Забайкалье и особенно в рифтовых впадинах. В БРЗ наблюдается связь между интенсивностью теплового потока и сейсмичностью [Лысак, 1980]. На участках концентрации землетрясений с магнитудой более 6–7 тепловой поток, как правило, достигает $3,0 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с и выше.

Температура на поверхности Мохоровичича под Сибирской платформой изменяется от 360 до 570°, в зоне же Байкальского рифта она колеблется от 390° (архейские породы Морского хребта и хр. Хамар-Дабан) до 1960°. Под рифтовыми впадинами Байкальского типа температура на поверхности Мохоровичича выше, чем под хребтами, и изменяется от 700 до 1460°. Очень высокие температуры отмечены в Южно-Байкальской впадине — 1430–1940°.

Представленные выше геотраверсы и модели земной коры, а также схема рельефа поверхности Мохоровичича отражают лишь некоторые особенности глубинного строения литосферы Байкальского рифта и территории трассы БАМ. Для изучения общих закономерностей строения земной коры, ее тонкой расслоенности и физического состояния среды в очагах землетрясений необходимо проведение новых сейсмических исследований ГСЗ с ориентировкой профилей как вкрест, так и по простиранию структур с прослеживанием основных типов волн, регистрируемых от внутрикоровых границ раздела, от поверхности Мохоровичича и верхов мантии. Зная сейсмические свойства среды, очевидно, на основе их закономерностей можно найти распределение напряжений и изучить механизм землетрясений. Поскольку землетрясения являются, вероятно, результатом процессов, происходящих в мантии, и воздействия этих процессов на динамические свойства коры, необходимо в первую очередь изучать расслоенность коры и верхней мантии и их взаимодействие.

Анализ особенностей глубинного строения земной коры высокосейсмичных и пассивных зон юга Сибири показал, что:

1) впервые выполненное районирование по временным отклонениям Δt от осредненного годографа наблюденных волн позволило выделить блоки, различающиеся по характеру волновых полей. Отмечается, что низкоскоростным в верхней своей части блокам земной коры соответствует повышенная сейсмичность, т.е. все крупные очаги землетрясений приурочены к местам скоростных неоднородностей;

2) построенные геотраверсы дали возможность выделить 11 блоков, различающихся между собой по строению земной коры, расслоенности границ раздела, по изменению граничных скоростей и значениям теплового потока;

3) составленная схема поверхности Мохоровичича характеризуется значительной дифференцированностью по величине мощности земной коры — от 35 до 50 км. Наибольшие перепады мощностей соответствуют непосредственно Байкальской впадине;

4) очаги землетрясений характеризуются весьма различными свойствами среды. В одних случаях это наличие зон глубинных разломов, в других — приуроченность очагов к кровле или подошве инверсионного слоя, в третьих — наличие крутопадающих и наклонных границ раздела либо нарушение сплошности прослеживания сейсмических границ;

5) наличие низкоскоростного слоя в мантии и волновода в коре в районе Буреинского массива и развитие в рельефе поверхности фундамента грабентипных прогибов может свидетельствовать в пользу начинающегося процесса рифтогенеза;

6) выделенные низкоскоростные неоднородности в мантии под тектонически активными областями рифтовых зон создают предпосылки для дальнейшего их изучения с целью определения формы и размеров этих неоднородностей, выяснения причин их возникновения и изучения взаимодействия со средой.

Глава 2

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ РЕГИОНА БАМ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ

1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНА

Восточная часть трассы БАМ пересекает в основном труднодоступные, малозаселенные и в большей части высокосейсмичные территории, сейсмологическая и геофизическая изученность которых пока недостаточна.

Строительство и последующая эксплуатация БАМ, а также освоение прилегающих территорий — создание нового, тяготеющего к магистрали промышленно-экономического комплекса — требуют дополнительного всестороннего исследования этого региона, в частности изучения его потенциальной сейсмоопасности.

Возможность использования геолого-геофизических данных для долгосрочного прогноза сейсмической опасности была показана исследованиями, проводимыми в течение ряда лет во ВНИИГеофизике [Борисов, 1976; Борисов и др., 1978; Хоменюк, Фирсова, 1975; Хоменюк и др., 1978].

Такие исследования, проведенные, в частности, для западной части трассы БАМ и прилегающих территорий, позволили представить ряд схем районирования исследованной территории по степени сходства геологической среды со средой участков, где уже зарегистрированы сильные и сильнейшие землетрясения, а также оценить возможность возникновения в этом регионе землетрясений наиболее высоких энергетических классов ($K = 16-17$ и $K = 18$).

В настоящем разделе излагаются результаты аналогичных исследований для восточной части трассы БАМ и прилегающих территорий.

Эти исследования проведены с использованием математических методов анализа комплекса геолого-геофизических данных, особенности которых и полученные с их помощью результаты изложены ниже.

В пределах региона расположен ряд крупных геологических систем, различных по характеру и истории их развития, — от района замыкания Байкальской рифтовой зоны на западе до молодых вулканогенных структур восточной окраины Азиатского континента. В структурно-тектоническом отношении регион представляет собой сложный узел сочленения разновозрастных геологических систем. Северную часть территории занимает зона протерозойской складчатости Становой системы, ограниченная на юге узкой Тукурингра-Джагдинской областью палеозойской складчатости, сменяемой Буреинским срединным массивом, к которому на востоке примыкает Сихотэ-Алинская область позднемезозойской складчатости (хребты Буреинский и Сихотэ-Алинь). Самая восточная узкая прибрежная часть региона представлена верхнемезозойско-палеогеновыми образованиями Приморского вулканогенного пояса. Вся эта сложная система разновозрастных структур неоднократно подвергалась активизации, наиболее

значительными этапами которой были мезозойский и кайнозойский, продолжающийся и в настоящее время. Новейший этап развития характеризуется преимущественно унаследованным характером тектонических движений. Неотектонические подвижки обуславливают дифференциацию земной коры на молодые блоковые структуры, с которой и связана, вероятно, повышенная сейсмическая активность исследуемого региона в целом. Поэтому в соответствии с имеющимися сейсмологическими и геолого-геофизическими данными на "Карте сейсмического районирования территории СССР" (СР-78) практически весь регион отнесен к 6–7-балльным зонам, а отдельные его участки — к 8- и даже 9-балльным. Минимальный уровень сейсмичности имеют равнины и ряд впадин Приамурья, но и они отнесены к 5–6-балльным зонам.

В пределах исследуемого региона известен ряд сильных и разрушительных землетрясений. Часть их хорошо документирована инструментальными измерениями (землетрясения Олекминского эпицентрального поля, Зейнское и др.), другие изучены только по макросейсмическим данным (землетрясения 1911, 1939 гг. и др.). Лишь отдельные землетрясения охарактеризованы картами изосейст. Глубины очагов рассчитаны с большим разбросом и колеблются в интервале 5–50 км с наибольшей концентрацией их на глубине 15–20 км.

Эпицентры сильных землетрясений приурочены главным образом к горным сооружениям, характеризующимся вне зависимости от их тектонической принадлежности высокой современной тектонической активностью, о которой свидетельствует наличие четвертичных впадин, современных грабенов и т.д. (область Олекминского поля, система хребтов Тукуринграджады, Баджалский хребет).

2. ИСХОДНАЯ ИНФОРМАЦИЯ И МЕТОДЫ ЕЕ ОБРАБОТКИ

Для сейсмического районирования территории восточной части трассы БАМ в качестве исходных сейсмологических данных использованы сведения о 19 сильных землетрясениях ($K \geq 13$) [Сейсмическое районирование . . . , 1980], эпицентры которых достаточно равномерно распределены по всему этому региону (табл. 10). Однако малая заселенность и в силу этого недостаточная изученность его создали определенные трудности при отборе параметров, отвечающих необходимым требованиям, и для равномерности представления материала на всей исследуемой территории. Таким требованиям в ее пределах отвечал очень ограниченный набор характеристик: высоты дневного рельефа ($h_{\text{пов}}$), аномалии силы тяжести в редукции Буге (Δg_b) и аномалии магнитного поля (ΔT)_a. В качестве исходных были использованы карты этих полей масштаба 1:1 000 000.

Исследования в пределах всей территории восточной части трассы БАМ проведены в масштабе 1:2500000. В качестве опробования возможности более детального изучения на части территории (наиболее сейсмоопасной) работы были проведены в масштабе 1:1000000. Этот участок в дальнейшем именуется детальным.

Вся площадь исследования была разделена на трапеции со сторонами 5' по долготе и 7,5' по широте, т.е. примерно 10 x 10 км. Обоснование таких размеров неоднократно обсуждалось [Борисов, 1976; Борисов и др., 1978]. Центры таких трапеций приняты в качестве точек снятия исходной информации.

Для первичной обработки исходных параметров впервые была использована разработанная во ВНИИГеофизике программа "Статистический анализ и трансформация двумерных полей (ШЛИХ)" [Хоменюк, Исаев, Макси-

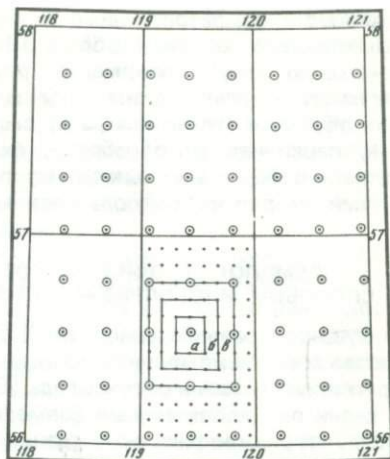
Таблица 10

Землетрясения восточной части трассы БАМ и прилегающих областей с $K \geq 13$

Дата	Время ч. м. с	Координаты		H , км	M	K	I_0	Приме- чание
		φ°, N	λ°, E					
1888 авг. 23	± 1 сут	50 0	134 0	(20) 10–40 (150)	5 5	14	VII	
1904 май 25	19 26	50 2	137 0	7–30 (22)	4 7	13	VI	
1907 окт. 3	12 09	48 7	132 2	11–44 (10)	5 2	13	VI–VII	
1911 авг. 6	14 39 10	53 5	127 1	5–20 (25)	5,0	13	VII	
1914 дек. 23	06 07	52 5	139 8	12–50 (20)	6,0	15	–	
1924 март 11	14 40 36	51 2	139 7	10–40	5,6	14	–	
1931 сент. 18	3–5 ч	53 5	129 9	– (16)	–	13	IV–VI	
1937 январь 24	16 12 24	56 0	130 0	8–32 (16)	5,5	14	–	
1939 январь 22	04 41 04	55 0	132 0	8–32 (14)	6,0	15	VII	
1958 январь 5	11 30 48	56 7	121 2	9–21 (9)	6,5	16	IX	Нюкжин- ское
1958 сентябрь 14	14 21 44	56 73	121 03	7–11 13	6,4	17	IX	Олекмин- ское
1967 январь 18	05 34 30	56 59	120 96	± 5 (22)	7,0	17	IX	Тас-Юрях- ское
1968 сентябрь 19	05 01 16	49 4	140 4	11–44 30	5,0	13	V–VI	Ванинское
1970 август 29	14 59 21	51 1	135 1	± 15 (16)	5,5	14	VI–VII	Баджаль- ское
1971 июнь 14	13 48 53	56 3	123 5	11–24	5,9	15	VII– VIII	Ларбин- ское
1972 июнь 13	10 45 05	54 3	126 5	18 (20)	5,6	14	VIII	Тукурингр- ское (Гилуйское)
1973 ноябрь 2	07 31 35	54 4	125 4	14–30	5,5	15	VII– VIII	Зеинское
1975 июль 29	12 24	53 6	132 2	–	5,1– 5,4	13	–	Джагдин- ское
1977 август 16	13 56 56	54 0	128 8	~ 10	5,3– 5,4	14	VII– VIII	Огоронское

Р и с. 38. Схема снятия информации

a — окно из 9 точек при вычислении изменчивости (τ); *b* — окно из 25 точек при вычислении средних значений (M); *в* — окно из 9 узловых точек при вычислении морфологических характеристик поля



мов, 1980] — один из компонентов системы программ ПОИСК. Для решения поставленных задач с ее помощью в пределах скользящего окна 5×5 точек выполнены следующие операции: 1) сглаживание исходных данных и получение их осредненных значений M ; 2) вычисление изменчивости исходной характеристики τ ; 3) вычисление изменчивости сглаженных значений исходной характеристики τ (M). В результате для каждой

точки были получены по три характеристики: M , τ и $\tau(M)$ — значений каждого из следующих параметров: $h_{\text{пов}}$, Δg_b и ΔT_a .

Кроме того, для участка детальных исследований с целью расширения набора параметров, используемых в последующем анализе, впервые было опробовано применение разработанной во ВНИИГеофизике "Программы морфологического анализа двумерных полей методами дифференциальной геометрии МОНЖ" [Хоменюк и др., 1978]. Программа МОНЖ работает при скользящем окне 3×3 точек. Для ее использования нужна сеть снятия информации, близкая к квадратной, чтобы избежать при обработке искажений особенностей морфологии исходного поля. Выбранная в данной работе схема снятия информации близка к квадратной в северной части региона (9×10 км) и полностью отвечает этим требованиям в его южной части.

Таким образом, первичная обработка исходных данных, значения которых снимались в центрах трапеций $5'$ по долготе и $7,5'$ по широте, была проведена в 12 500 точках. Для каждой из этих точек (центров трапеций) формировался многомерный вектор — признак, состоящий из 9 параметров: M , τ и $\tau(M)$ — дневного рельефа; M , τ и $\tau(M)$ — Δg_b , M , τ и $\tau(M)$ — ΔT_a .

В последующую обработку — собственно решение задачи сейсмолого-геофизического районирования — точки (центры трапеций) отбирались по равномерной сетке — $15'$ по долготе и $22,5'$ по широте, т.е. каждая третья точка первоначальной сетки вдоль строк и столбцов. Эти узловые центры трапеций и явились в дальнейшем объектами исследования. Всего их на территории исследуемого региона 1472.

Сущность выполненных исследований состояла в прогнозировании долговременной сейсмической опасности по набору геолого-геофизических данных с помощью методов опознавания образов. Использовались два способа: 1) способ многопризнаковых векторов, разработанный под руководством А.А. Борисова [Борисов и др., 1976]; 2) способ с применением системы программ ПОИСК [Хоменюк и др., 1978]. Оба эти способа позволяют по заданному набору параметров, равномерно характеризующих регион, осуществить районирование по степени вероятной сейсмоопасности.

В качестве опорных (эталонных) сейсмоопасных объектов (класс А) выбирались все точки (узлы снятия информации) в пределах зон ответ-

ственности землетрясений с $K \geq 13$. Таких землетрясений в пределах исследуемого региона отобрано 19. За зону ответственности землетрясений (очаговую зону) принималась площадь круга, радиус которого определялся его энергетическим классом [Ризниченко, 1974]. Всего сейсмоопасных объектов (точек класса А) было отобрано 129. Схема снятия информации, первичная ее обработка, формирование объектов исследования в целом и отбор эталонных сейсмоопасных объектов (класс А) были одними и теми же для всех использованных способов прогнозирования (рис. 38).

3. СЕЙСМОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СПОСОБОМ МНОГОПРИЗНАКОВЫХ ВЕКТОРОВ

Сущность разработанного во ВНИИГеофизике под руководством А.А. Борисова способа комплексного анализа многопризнаковых векторов неоднократно излагалась и обсуждалась [Борисов и др., 1976, 1978]. Она сводится к серии последовательных совместных преобразований сейсмологических и структурно-геофизических данных, в результате которых вырабатывается оператор относительной оценки долговременной сейсмичности.

При использовании данного способа необходимо выделение в пределах исследуемой территории двух эталонных альтернативных классов. Класс А — эталонные сейсмоопасные объекты, выделяемые в пределах зон ответственности землетрясений с $K \geq 13$. Класс В — эталонные асейсмичные объекты, где эпицентров землетрясений либо нет вовсе, либо их $K \leq 9$. Все объекты (точки) на исследуемой территории, не включенные в эталонные классы, относятся к экспериментальному классу Х. Сейсмоопасность этих объектов предстоит установить.

Сейсмологические данные по исследуемому региону неполны, особенно для восточной его части, что объясняется редкой сетью сейсмологических станций. Но и имеющиеся данные о слабой сейсмичности [Соловьев, 1980] свидетельствуют о повышенной активности региона в целом. В связи с этим особенные трудности были встречены при выборе массива эталонных асейсмичных объектов (точек класса В). В качестве массива класса В были выбраны два участка (всего 140 точек), в пределах которых нет эпицентров землетрясений с $K \geq 13$ и самый низкий уровень слабой сейсмичности. В результате анализа выяснилось, что разделение значений исследуемых параметров для точек класса А и В недостаточно четкое. Для анализа качества выбранных массивов класса В была использована операция самоопознавания эталонов (всех 129 точек), входящая в программу ПОИСК. Этот анализ показал, что: 1) существует значительное сходство выбранных объектов класса В с эталонами класса А; 2) мера этого сходства определяется значениями близости, которые колеблются для всех точек класса В от 0,7 до 0,3—0,4. Нет ни одной точки в массиве класса В, близость которой была бы на порядок и более отлична от остальных, что служило бы критерием надежной принадлежности ее к альтернативному классу; 3) установлено, что большинство точек участка массива класса В в пределах Зейской равнины имеет максимальное сходство с эталонами очаговой зоны Норского землетрясения. Вероятно, это объясняется тем, что она расположена в непосредственной близости от выбранного участка.

Сделана попытка использовать для отбора эталонов класса В результаты обработки всего массива (1472 точки) по программе ПОИСК. 129 точек из 1472 образовали массив класса А (зоны ответственности всех известных в регионе сильных землетрясений), остальные 1343 составили массив экспериментальных точек. Из этих 1343 только 9 получили значения чебышевской оценки относительной вероятности возникновения любого земле-

трясения из участвующих в анализе типов менее 0,33. Эти точки сосредоточены в западной части исследуемой территории и не группируются в какую-либо определенную область. Вероятности 0,35—0,5 имеют еще 6 точек, также рассредоточенные в Северо-западной части региона.

Все это показало, что отбор массива эталонных точек класса В в данном регионе при включении в класс А всех известных сильных землетрясений невозможен. Для дальнейшего анализа способом многопризнаковых векторов необходимо достаточно большое количество эталонов класса В, соизмеримое с числом эталонов класса А, т.е. не менее 120—125 точек, их в этом случае может быть выделено всего 15 (менее 12%).

Таким образом, было установлено, что выбранные объекты класса В не вполне отвечают требованиям отбора эталонов асейсмичного класса, и показано, что в пределах исследуемого региона не удастся найти достаточное количество объектов, относительно сейсмобезопасных по сравнению со всей группой эталонов класса А в целом. Тем не менее этот массив точек класса В (140 точек) был использован в дальнейшем анализе как лучший из имеющихся в пределах восточной части трассы БАМ.

Анализ гистограмм распределения значений использованных параметров в эталонных точках классов А и В показал существенную неоднородность класса А в целом. Оказалось, что этот массив распадается на несколько отдельных скоплений, которые могут быть сконцентрированы в 4 группы. В их пределах среда, ответственная за возникновение землетрясений, характеризуется вполне определенными интервалами значений анализируемых параметров.

Северная группа, в которую входят землетрясения Олекминского поля, Ларбинское 1937 и 1939 г. Зеинская группа, состоящая из землетрясений Зеинского, Тукурингрского, Огоронского, Джагдинского и 1911 г. К этой же группе с некоторой долей условности отнесено и Норское землетрясение 1931 г. Баджальская группа — Баджальское 1888 и 1907 гг. и, условно, Амурское, 1904 г. Наконец, Приморская группа, объединяющая землетрясения Ванинское 1914 и 1924 гг. Такое подразделение вполне объяснимо принадлежностью этих групп к областям существенно различного структурно-тектонического характера, геологического строения и истории развития.

Так, землетрясения Северной группы в целом произошли в области развития складчатых образований протерозойского возраста и тяготеют к глубинному Становому шву, отделяющему Алданский щит Сибирской платформы от орогенных структур Становика-Джугджура. Этот шов рассматривается как долгоживущая структура, интенсивно развивающаяся в архее, протерозое и мезозое, активная и в настоящее время, что и позволяет оценивать ее сейсмический потенциал чрезвычайно высоко [Сейсмическое районирование Восточной Сибири. . . , 1977].

Эпицентры наиболее сильных землетрясений Зеинской группы приурочены в основном к Тукурингра-Джагдинскому поднятию. Оно представляет собой наиболее узкую часть Монголо-Охотского складчатого пояса, зажатую между складчатыми сооружениями Становика и мощной глыбой Буреинского массива. Это сильно переработанный вздернутый блок палеозойских образований, ограниченный Северо-Тукурингрским и Южно-Тукурингрским разломами, высокая сейсмическая активность которых установлена.

Баджальская группа эпицентров сосредоточена в пределах массивного горного сооружения, состоящего из нескольких хребтов преимущественно меридионального и северо-восточного простирания: от Ям-Алиня на севере до Малого Хингана на юге и от Турана на западе до Баджальского на восто-

ке. В целом это поднятие рассматривается как устойчивая с палеозоя область денудации, неоднократно подвергавшаяся процессам активизации, особенно в позднемеловое время. Поднятие сейсмоактивно на всем своем протяжении [Соловьев, 1980].

Наконец, землетрясения Приморской группы произошли в области развития образований Приморского верхнемезозойско-палеогенового вулканогенного пояса.

Кроме того, модели земной коры и верхней мантии по данным глубинных исследований, рассмотренные в главе 1 настоящего раздела, позволяют отметить некоторые особенности глубинной структуры среды, ответственной за возникновение землетрясений различных групп. Предшествующими исследованиями для сейсмоопасных регионов Юга СССР уже была установлена приуроченность очагов землетрясений к слоям пониженной скорости сейсмических волн в земной коре [Краснопевцева, Щукин, 1978]. Эта особенность является общей и для среды всех групп землетрясений восточной части трассы БАМ и прилегающих областей. Кроме того, как правило, земная кора различных групп подстилается аномальной мантией с $V_T = 7,2 \div 7,8$ км/с.

Но по общей мощности земной коры, по глубине и мощности волновода в земной коре, по характеру расслоенности коры каждая из групп обладает своими характерными признаками (см. табл. 9).

Отмеченные особенности выбранных эталонных массивов классов А и В, и прежде всего их неоднородность, связанная с чрезвычайно сложным и разнородным геологическим строением исследуемого региона, определили невысокую информативность параметров, участвующих в анализе. В табл. 11 приведены величины количества информации каждого из этих параметров (I_w) по разделению эталонных классов А и В, вычисленные для трех случаев:

1) в класс А включены эталонные объекты в пределах зон ответственности всех 19 сильных землетрясений, зарегистрированных в пределах исследуемого региона (130 точек). В класс В — все 140 точек в пределах двух наиболее сейсмобезопасных участков восточной части трассы БАМ;

2) в класс А включены 89 точек в пределах зон ответственности землетрясений только Северной и Зеинской групп. В класс В — 70 точек участка в пределах Зеинской равнины;

3) класс А — тот же, что и для случая 1, в класс В взяты 135 точек в пределах асейсмичной южной части Сибирской платформы.

Табл. 11 свидетельствует, что информативность параметров для 1-го и 3-го вариантов невысока и вполне сопоставима по значениям I_w , несмотря на принципиальное различие в выборе эталонов класса В. Максимальные значения I_w не превышают 0,22–0,25. Информативность параметров резко возрастает во 2-м варианте, где в класс А включены только две группы землетрясений в северо-западной и центральной частях региона (Северная и Зеинская группы). Очевидно, разделение класса А существенно снижает его неоднородность и соответственно повышает максимальные значения I_w до 0,44–0,48.

Способом формирования многопризнаковых векторов проведена обработка всего массива исходных данных для восточной части трассы БАМ и прилегающих территорий. Результатом ее является вычисление для каждой точки экспериментального класса X балла S — относительного показателя сейсмоопасности данного объекта по всей совокупности использованных параметров, выраженных в баллах его сходства с эталонными высокосейсмическими объектами.

Составлены две карты сейсмолого-геофизического районирования

Т а б л и ц а 11

Изменение количества информации параметров в зависимости от выбора эталонных классов А и В

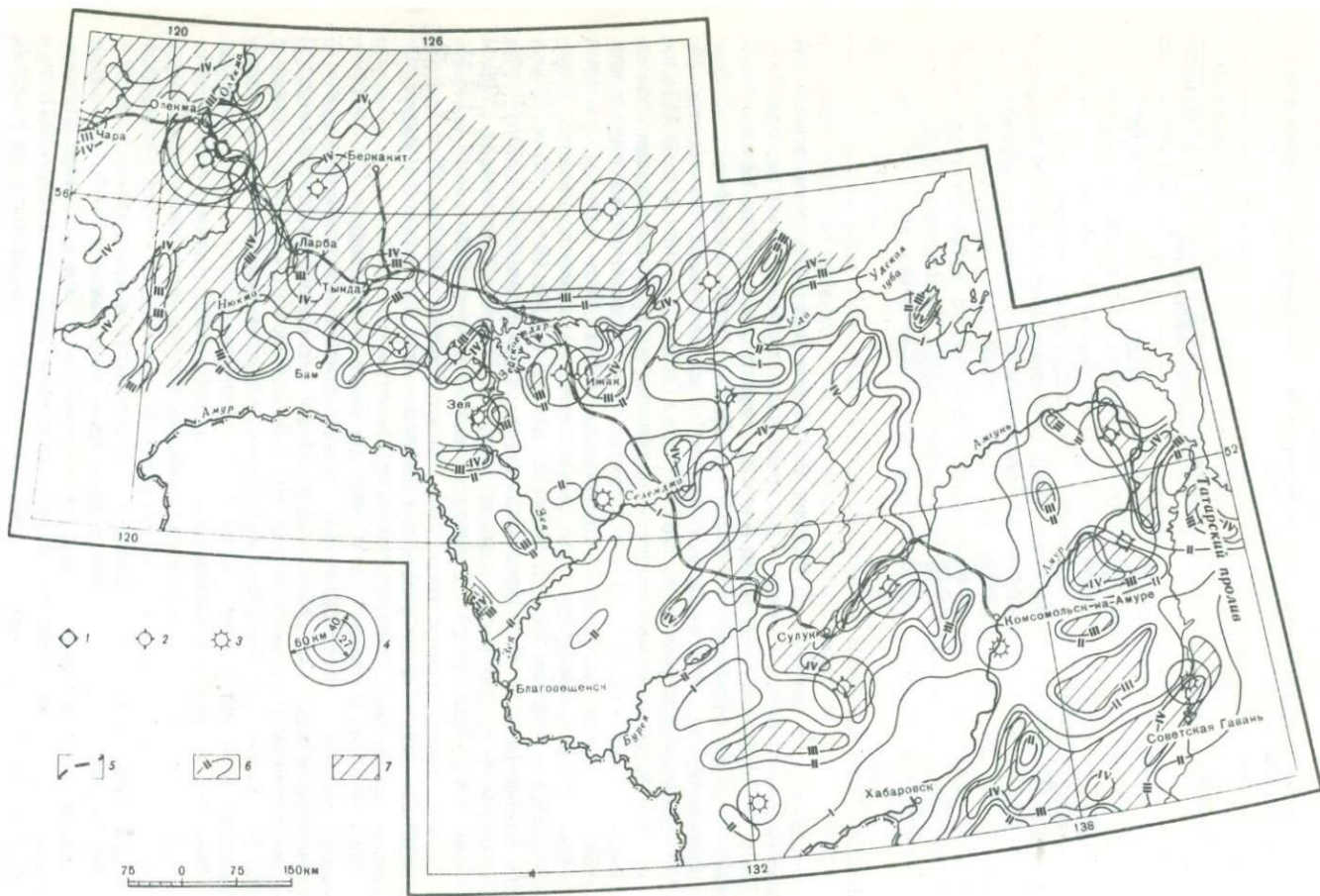
Параметры	1	2	3
	Количество информации		
$h_{\text{пов}}$	0,22	0,44	0,20
$\tau h_{\text{пов}}$	0,07	0,19	0,25
$M h_{\text{пов}}$	0,08	0,42	
$\tau M h_{\text{пов}}$	0,10	0,26	
$\Delta g_{\text{б}}$	0,17	0,48	0,19
$\tau \Delta g_{\text{б}}$	0,04	0,08	0,13
$M \Delta g_{\text{б}}$	0,12	0,29	
$\tau M \Delta g_{\text{б}}$	0,07	0,12	
$(\Delta T)_a$	0,06	0,10	0,03
$\tau (\Delta T)_a$	0,09	0,03	0,07
$M (\Delta T)_a$	0,07	0,20	
$\tau M (\Delta T)_a$	0,14	0,11	

исследованного региона по баллам S . Общим для обеих был эталонный массив класса А, включающий все высокосейсмичные объекты, выделенные в его пределах (130 точек в зонах ответственности всех 19 известных здесь сильных землетрясений с $K \geq 13$). Одна из карт составлена с использованием массива класса В, выбранного за пределами изучаемой территории — асейсмичный участок южной окраины Сибирской платформы (135 точек). Это было вызвано попыткой использовать для районирования полноценный массив класса В. О невозможности выбора такого массива в пределах исследуемого региона говорилось выше. Этот вариант решения прежде всего характеризуется низким качеством самоопознавания эталонов класса А — более 33% их получили низкие баллы ($S = 1 \div 2$) и только 49% баллы ($S = 4 \div 5$), соответствующие их установленной высокой сейсмичности. В целом карта мало дифференцирована. Западные ее районы (примерно до 130° в. д.) охарактеризованы низкими баллами ($S = 1 \div 3$). Восточнее располагается обширная область значений балла ($S = 4 \div 5$) с резкими отдельными участками более низких S , соответствующих, например, хр. Турана и северной части хр. Сихотэ-Алинь.

Можно сделать вывод о том, что при сейсмолого-геофизическом районировании какого-либо региона не следует использовать эталонные многопризнаковые векторы, сформированные вне его пределов, так как каждой сейсмоопасной области отвечают специфические, только ей свойственные многопризнаковые векторы, характеризующие ее сейсмоопасные и асейсмичные объекты.

При построении второй карты это требование было выполнено. Использованы оба эталонных массива, выбранные в пределах восточной части трассы БАМ и прилегающих территорий. В этом случае качество самоопознавания эталонов класса А несколько лучше. 64% их получили балл $S = 4 \div 5$. 24% эталонных точек охарактеризованы баллом $S = 1 \div 2$, т. е. не опознали себя в качестве высокосейсмичных. Это в основном эталоны в зонах ответственности землетрясений с $K = 13$ (1907, 1911 и 1931 гг. и Амурского). Значительный разброс значений S , характеризующих класс А, естественно, снижает достоверность дальнейших построений.

На карте высокие прогнозные значения оконтуривают обширную зону Становой складчатой области, которая небольшим понижением его значе-



ний до $S = 1$ отделяется от сильно дифференцированной области в целом повышенных значений $S = 3 \div 4$, отвечающей Тукурингра-Джагдинскому поднятию. Достаточно высокими значениями $S = 4$ характеризуются области хр. Турана и системы хребтов Баджалского, Бурейнского и его северного продолжения хр. Ям-Алинь. Узкая полоса значений $S = 3 \div 4$ отвечает самой восточной прибрежной части региона. Следует отметить два участка высоких прогнозных значений $S = 4 \div 5$, в пределах которых до настоящего времени не зарегистрировано сильных землетрясений. Это северная часть хр. Сихотэ-Алинь, включая хр. Хоми, а также районы хребтов Ям-Алинь и Селитканского (рис. 39).

Приведенные результаты сейсмолого-геофизического районирования по баллам меры сходства S свидетельствуют об ограниченных возможностях метода. Таким способом для данного региона может быть получен лишь самый общий предварительный вариант такого районирования. Это объясняется тем, что восточная часть трассы БАМ и прилегающих территорий характеризуются, с одной стороны, общим повышенным уровнем сейсмичности и, следовательно, отсутствием асейсмичных участков, а с другой — существенными различиями в характере среды, обуславливающими возникновение здесь генетически различных групп землетрясений, связанными с большой структурно-тектонической неоднородностью данного региона.

Более детальное решение поставленной задачи получено с применением программы ПОИСК.

4. ПРОГНОЗИРОВАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНОГО УЧАСТКА ТРАССЫ БАМ С ПРИМЕНЕНИЕМ ПРОГРАММЫ ПОИСК

Ранее [Лопатина и др., 1983] с помощью программы ПОИСК было выполнено сейсмическое районирование восточного фланга Байкальской рифтовой зоны, вдоль которой проходит западный участок трассы БАМ, по комплексу геолого-геофизических параметров. Были построены две карты вероятности возникновения землетрясений с $K = 18$ и $K = 16 \div 17$. При этом не анализировалась степень разнородности геолого-геофизической характеристики землетрясений одинаковых энергетических классов, что могло представлять интерес для понимания природы сейсмичности.

В дальнейшем такой анализ оказался возможен благодаря усовершенствованию программы, заключающемуся в том, что для каждой опорной точки и точки класса X , кроме значений близости и вероятности, на печать выдается также и номер ближайшего к ней эталона — опорной точки, на которую эта точка похожа больше всего.

Используя эти новые данные, по результатам самоопознавания опорных точек построена схема (рис. 40, см. вкл.), на которой каждая стрелка указывает на ту опорную точку, на которую данная точка похожа больше всего.

Районирование по программе ПОИСК проводилось с теми же исходными данными (параметрами и эталонами) и по той же сетке, что и в методе векторов-признаков.

Из приведенной схемы по количеству и направлению связей видно, что рассматриваемые эпицентрально-область делятся на четыре группы:

Р и с. 39. Карта сейсмолого-геофизического районирования восточной части трассы БАМ. Эпицентры землетрясений

1 — $K = 16 \div 17$; 2 — $K = 14 \div 15$; 3 — $K = 13$; 4 — контуры очаговых зон землетрясений; 5 — трасса БАМ; 6 — изолинии балла S ; 7 — области с $S \geq 4$

1) Северную, 3) Зеинскую, 3) Баджальскую, 4) Приморскую. Землетрясения Норское и Амурское стоят особняком.

Такое разделение эпицентральных областей по формальному принципу имеет вполне четкое тектоническое объяснение и хорошо согласуется с более наглядным по его выполнению разделением эталонных объектов по методу векторов-признаков. Землетрясения Северной группы приурочены к зоне сочленения Сибирской платформы с орогенными структурами Становика, а наиболее интенсивные землетрясения Зеинской группы тяготеют к области перехода от Становика к Монголо-Охотскому складчатому поясу.

Очаги землетрясений 1911 г. и Норское находятся на Амуро-Зейской плите. Эпицентральные зоны землетрясений Баджальской группы приурочены к области перехода от Буреинского массива к складчатым системам Сихотэ-Алиня, Приморской группы — к Приморскому вулканогенному поясу.

В связи с четким разделением наиболее сильных землетрясений исследуемой территории на группы нами были построены карты вероятности возникновения землетрясений 14–15-го классов Зеинского, Баджальского и Приморского типов, а также Ларбинского типа — по названию одного из трех землетрясений этого класса в Северной группе.

Кроме того, построена карта вероятности землетрясений 16–17-го классов Олекминского типа, которые также выделены из Северной группы.

Как уже отмечалось выше, выделить на территории восточного участка трассы БАМ асейсмичные области практически не удалось из-за высокого фона сейсмичности изучаемого региона. При этих обстоятельствах становятся особенно очевидны преимущества программы ПОИСК перед методом векторов-признаков, применение которого требует обязательного знания асейсмичных участков.

Кроме того, программа ПОИСК позволяет решать не только региональные, но и детальные задачи, исследовать как генетически однородные группы землетрясений, так и отдельные землетрясения при соответствующей детальности исходных данных и получать при этом подробную картину распространения на исследуемой территории свойств, которыми обладает изучаемый объект.

Обработка материала по программе ПОИСК проводилась по методике, опубликованной в [Хоменюк и др., 1973, 1978].

Результативные карты построены в изолиниях оценок относительной вероятности P типа Чебышева, которые получены из значений близости. Так как близости в наших задачах характеризуют степень сходства различных районов изучаемой территории с эпицентральными областями землетрясений рассматриваемых типов, а вероятности — возможность возникновения землетрясений определенного типа и класса, то приводимые карты являются одновременно картами сейсмологофизического районирования и картами прогноза мест возможного возникновения землетрясений.

При анализе этих карт следует помнить, что чебышевские оценки относительной вероятности являются оценками сверху, и потому они дают лишь весьма приближенное представление о реальной вероятности событий. Однако в решаемой нами задаче получить оценки более точные достаточно трудно из-за крайне ограниченных сведений о сильных землетрясениях на изучаемой территории.

На всех картах проведены изолии P от 0,9 до 0,1 через 0,2. Значения $P < 0,1$ не принимались во внимание исходя из оценки (правда, весьма условной) среднего периода повторяемости сильных землетрясений на

территории восточного участка трассы БАМ, равного 10 годам. В этом случае значение $P = 0,1$ дает повторяемость таких землетрясений много меньше, чем одно землетрясение за сто лет. Поскольку чебышевские оценки сильно завышены, на площадях, где $P < 0,1$, изучаемое событие вообще ожидать не следует.

На представленных результативных картах видно, что максимальные значения чебышевских оценок относительной вероятности приурочены преимущественно к очаговым зонам, их окрестностям и к тем тектоническим единицам, которые контролируют положение очагов землетрясений различных групп.

Вместе с тем максимальные и повышенные значения P землетрясений одного типа встречаются в областях землетрясений других типов или просто на значительном удалении от эталонных зон ответственности. Этот факт не противоречит первоначальному делению всех эпицентров на группы, так как оно осуществлялось по принципу наибольшего сходства между собой очаговых зон отдельных землетрясений, а это не исключает наличия общих черт у эпицентральных областей отдельных землетрясений из различных генетических групп. Эти общие черты, по-видимому, могут быть обусловлены частичной унаследованностью особенностей геологического развития различных регионов, стабилизация которых происходила в различное время — от протерозоя до палеогена. Они могли быть приобретены также в процессе тектонической активизации, начавшейся в мезозое—кайнозое и продолжающейся до сих пор.

Отмеченные особенности распределения значений P для различных групп землетрясений проявляются по-разному.

Значения вероятности возникновения землетрясений Олекминского типа от 0,9 до 0,1 сосредоточены в северо-западной части региона и приурочены к юго-западной окраине Алданского щита Сибирской платформы, Становому шву и частично, Монголо-Охотскому поясу на западе (рис. 41, см. вкл.).

Кроме того, повышенные значения P (до 0,7) получены в районе хр. Ям-Алинь. Об этом заслуживающем особого внимания участке будет подробнее сказано выше.

На карте чебышевских оценок вероятности землетрясений Ларбинского типа значимые величины P приурочены к тем же тектоническим элементам, что и на предыдущей карте, где они частично перекрываются. На эпицентральную область Олекминских землетрясений на этой карте попадает минимум P , подчеркивающий своеобразие условий возникновения этой серии сильнейших землетрясений.

Обширное поле повышенных значений P вплоть до 0,9 получено также на восточном окончании Монголо-Охотского складчатого пояса и восточной границе Буреинского массива.

Возможно, что сходство этих разновозрастных структур обусловлено тем, что некоторые из них в процессе более поздней переработки не полностью утратили черты, приобретенные в более древние времена. То же можно сказать и о центральной части складчатой системы Сихотэ-Алиня, где значения P достигают величины 0,5.

Наиболее широкое распространение имеют условия, близкие к условиям землетрясений Зейнской группы. Максимальные и повышенные значения P располагаются на юго-западных склонах Станового хребта, вдоль всего Монголо-Охотского складчатого пояса, в зоне сочленения его со складчатыми сооружениями Сихотэ-Алиня, на востоке Буреинского массива, между Буреинским и Баджалским хребтами, а также в центральной части Сихотэ-Алиня.

Такое широкое распространение схожих геофизических характеристик, фактически игнорирующее границы тектонических блоков, отражает, скорее всего, наличие общих глубинных факторов, определяющих рассматриваемый тип сейсмичности.

Группа Баджальских землетрясений в целом имеет обособленную характеристику, распространяющуюся главным образом на восточную часть Буреинского массива и систему вулканогенный пояс. Баджальского хребтов, а также частично Сихотэ-Алинь и восточное окончание Монголо-Охотской складчатой системы. Слабое сходство Баджальской группы намечается с эпицентрными областями Зеинской группы землетрясений.

Приморская группа землетрясений характеризуется совокупностью геофизических параметров, имеющей ограниченное распространение. В основном это Приморский вулканогенный пояс. Отдаленное сходство ($P \leq 0,5$) имеют с ним землетрясения Баджальской группы и отдельные участки на восточном окончании Монголо-Охотского пояса.

На основании вышеизложенного мы приходим к выводу, что землетрясения 16–17-го классов, а также внутри 14–15-го классов на территории восточного участка трассы БАМ имеют разную геофизическую характеристику и объединяются в группы по близким ее значениям, которые, по-видимому, и отображают также генетический тип землетрясений. При этом особо следует выделить, с одной стороны, группу Олекминских землетрясений, фактически не имеющих сходства с другими группами и отдельными землетрясениями по комплексной геофизической характеристике, с другой — очаговую зону Баджальского землетрясения, которая характеризуется большим сходством с другими группами. В связи с тем, что очаговые зоны землетрясений, объединяемых нами в один тип, также, по-видимому, могут отличаться друг от друга по своей геолого-геофизической характеристике, в дальнейшем работу желательно продолжить для выяснения индивидуальных особенностей каждой очаговой зоны, а также увязки прогнозных материалов по западному и восточному участкам БАМ и последующего их сопоставления с картой сейсмического районирования.

Такое сопоставление для восточного участка нами выполнено и демонстрируется схемой (рис. 42), на которую вынесены изолинии $P = 0,9$ со всех пяти упомянутых карт. Поскольку значения $P = 0,9$ разных групп землетрясений неравнозначны и относительны, сведение их в единую схему является условным. Однако эти значения, будучи максимальными, позволяют судить о наиболее вероятных местах возникновения землетрясений двух групп энергетических классов ($K = 16 \div 17$ и $K = 14 \div 15$). Естественно приписывать большую сейсмическую опасность площадям, где совпадают максимумы P сильных и более слабых землетрясений.

На схеме показаны также границы зон 5–9 баллов с карты сейсмического районирования (СР-78). На этой сводной схеме наиболее вероятными местами возникновения землетрясений 16–17-го классов являются южная гряда Олекминского Становика, хребты Чернышева, Джелтулинский, Южно-Дырындинский, междуречье Чары и Олекмы. В.П. Солоненко [1979] выделяет на левобережье среднего течения р. Олекмы два небольших района, где возможны землетрясения силой более 9 баллов. Широкая полоса максимума P протягивается вдоль Станового хребта примерно

Рис. 41. Карта оценок типа Чебышева относительной вероятности землетрясений Олекминского типа. Эпицентры землетрясений

1 — $K = 16 \div 17$; 2 — $K = 14 \div 15$; 3 — $K = 13$; 4 — зоны ответственности; 5 — трасса БАМ; 6 — эталонные точки; 7 — изолинии Чебышевских оценок относительной вероятности P ; 8 — области $P > 0,9$

до ст. Беркамит. Центральная ее часть совпадает с 9-балльной зоной, в деталях же они расходятся. При этом надо иметь в виду, что вся территория западнее 125° в. д., отнесенная к 7–8-балльной зоне, изучена еще очень слабо и здесь, по мнению В.П. Солоненко [1979] "могут быть непредусмотренные сейсмические явления". Значения $P = 0,9$ получены также к востоку от хр. Зверева. Здесь [Солоненко, 1979] "не исключена возможность пересечения структуры Становика поперечной, морфологически еще слабо выраженной, нисходящей структурой". Именно поэтому территории восточнее хр. Зверева приписывается высокий сейсмический потенциал.

Области с $P = 0,9$ выделяются в восточной части Станового хребта и севернее Токкинского Становика, а также попадают в очаговую область Ларбинского землетрясения. Известно [Козьмин, 1978], что Ларбинское землетрясение произошло на наиболее активном участке Станового структурного шва — его западном фланге, обладающем высокой тектонической подвижностью. Мы видим, что этот участок попадает в 9-балльную зону на карте СР-78.

Значения $P = 0,9$ землетрясений 14–15-го классов занимают значительно большую часть исследуемой территории, чем землетрясений 16–17-го классов. На севере они частично перекрываются с максимумами P землетрясений Олекминского типа, в центральной части протягиваются от р. Нюкжи на северо-западе до Буреинского хребта на юго-востоке, главным же образом вдоль системы хребтов Тукурингра—Соктахан-Джагды.

Для всего Тукурингра-Джагдинского антиклинория еще в 1967 г. [Солоненко, 1979] был определен высокий сейсмический потенциал. Вся эта область затем вошла в 8-балльную зону.

Обращает внимание группирование максимумов P разных типов землетрясений в Баджалской зоне, свидетельствующее об ее высокой потенциальной сейсмичности. Об этом же косвенно свидетельствуют наиболее надежные из всех приводимых для исследуемого региона сейсморазведочные данные: на разрезе, характеризующем этот район, выделяется слой пониженной скорости на глубинах 18–24 км, к которому приурочены очаги сильных местных землетрясений. Здесь же наблюдаются значительная горизонтальная расслоенность коры и наличие крутопадающих границ раздела, что можно отнести за счет высокой тектонической активности Баджалской зоны, которая, как известно, подвергалась неоднократной активизации.

Цепочка максимумов P приурочена к области сочленения Монголо-Охотского пояса со складчатыми образованиями Сихотэ-Алиня, в частности к хребтам Селиткан и Ям-Алинь. Хребет Ям-Алинь характеризуется повышенной современной тектонической активностью. Существует мнение [Худяков, 1965], что в районе Ям-Алинского хребта 30–40 лет назад произошло сильное землетрясение. Считают, что эта область сочленения двух тектонических систем в целом обладает повышенным сейсмическим потенциалом [Сейсмическое районирование..., 1980].

Значения $P = 0,9$ получены в районах Нюкжа-Зейского межгорного понижения и Верхне-Зейской впадины. Здесь известны только слабые местные и 6-балльные транзитные землетрясения, "однако нужно иметь в виду, что структуры фундамента и сейсмический режим здесь не изучены и при детальном исследовании карта сейсмического районирования может существенно измениться" [Солоненко, 1979].

Плохо изучены в сейсмическом отношении другие области высоких значений P : между хребтами Турана и Буреинским, хр. Сихотэ-Алинь, Приморский вулканогенный пояс. Эти площади отнесены к 5–6-балльным зонам без достаточного обоснования. При этом необходимо иметь в виду

следующее: к сводовой части Сихотэ-Алинского поднятия, так же как и к Баджалско-Ямалинской зоне, приурочены крупные минимумы силы тяжести. Здесь же установлен инверсионный характер распределения плотностных неоднородностей по разрезу: на поверхности породы имеют высокие значения плотностей, а верхи мантии, по-видимому, разуплотнены ($V_{пл}$ понижается от 8,0–8,5 до 7,2–7,4 км/с). Полагают, что это свидетельствует о тектоническом переустройстве литосферы, сопряженном со стремлением ее к изостатическому уравниванию. Минимумы силы тяжести приурочены к крупным неотектоническим поднятиям [Парфенов и др., 1979].

Все эти соображения подтверждают высокие значения оценок вероятности возникновения сильных землетрясений для Сихотэ-Алиня.

Из всего изложенного следует, что предложенная схема оценки долгосрочной сейсмической опасности в общих чертах не противоречит официальной карте сейсмического районирования (СР-78), в особенности для сейсмически хорошо изученных регионов, и существенно дополняет ее. В местах несоответствия этих карт геолого-геофизические материалы чаще всего подтверждают наши прогнозные данные.

Предложенный подход и полученные результаты нам представляются перспективными. Мы будем их совершенствовать путем: а) детализации, рассматривая каждую очаговую область в отдельности, что заставит использовать также и более детальные исходные данные; б) расширения комплекса геолого-геофизических параметров; в) уточнения размеров эталонных очаговых зон (зон ответственности).

5. ОПЫТ ДЕТАЛЬНОГО АНАЛИЗА ГЕОФИЗИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ СЕЙСМИЧНОСТИ

Методика детальных сейсмолого-геофизических исследований с применением программы ПОИСК впервые была опробована для районов Средней Азии (области Газлийских землетрясений 1976 г. и Кызыл-Кумских землетрясений с $K \geq 12$). В результате этих исследований была показана существенная неоднородность геолого-геофизических характеристик этих двух областей, свидетельствующая, очевидно, об их различной генетической природе. Кроме того, удалось уточнить контуры очаговых зон этих землетрясений и представить карту детального сейсмолого-геофизического районирования территории, т. е. дать долгосрочный прогноз места возникновения землетрясений каждого из этих типов [Фирсова и др., 1981].

Такие же задачи стояли перед исследованиями, проведенными в масштабе 1:1 000 000 на участке восточной части трассы БАМ.

Анализ условий сейсмичности проводился с применением программы ПОИСК. Порядок использования этой программы и особенности работы с ней изложены в п. 4 настоящей главы. Сведения о классификации объектов приводятся выше, в п. 2 главы 2. Всего на этом участке выделены 64 объекта класса А (сейсмоопасных) и 587 экспериментальных объектов, прогнозную сейсмичность которых предстоит определить. В качестве исходных данных использованы осредненные значения и изменчивость аномалий Буге (Δg_B), магнитных аномалий (ΔT_a) и высот дневного рельефа ($h_{пов}$), полученные в результате статистической обработки по программе ШЛИХ.

Ограниченный набор первичных данных потребовал поисков возможностей более полного использования их различных характеристик. Впервые с этой целью была опробована разработанная во ВНИИГеофизике "Программа морфологического анализа двумерных полей методами дифференциаль-

ной геометрии МОНЖ" [Хоменюк и др., 1978]. Эта программа позволяет осуществить морфографическое описание структуры любого поля. В результате в каждой точке двумерного поля можно определить шесть его основных морфологических характеристик — крутизну, кривизну, замкнутость, выпуклость, локальный сглаженный рельеф и его экспозицию. Эта программа используется как один из способов кодирования информации о структуре поля для дальнейших операций с программой ПОИСК.

Из всех наблюдаемых полей и их статистических характеристик обработке с помощью программы МОНЖ в опытном порядке были подвергнуты только шесть: изменчивость наблюдаемых полей ($\tau\Delta g_b$, $\tau(\Delta T)_a$, $th_{пов}$) и их осредненные значения ($M\Delta g_b$, $M(\Delta T)_a$, $Mh_{пов}$).

Из всех морфологических характеристик, выдаваемых программой МОНЖ для каждого из этих параметров, в последующий анализ с программой ПОИСК были включены только две: кривизна (*kriv*) и крутизна (*krut*). В результате для каждого объекта исследования детального участка был сформирован набор из 12 параметров, полученных с применением программы МОНЖ. Кроме того, каждый из этих объектов уже имел набор из 9 параметров, полученных по программе ШЛИХ.

Последующий анализ с применением программы ПОИСК для детального участка осуществлен в трех вариантах: 1) по 9 статистическим параметрам; 2) по 12 морфологическим параметрам; 3) по комплексу из 21 морфолого-статистического параметра.

Участок детальных исследований включает очаговые зоны двух групп землетрясений — Северной и Зеинской. Выше была показана неоднородность очаговых зон различных землетрясений даже в пределах выделенных групп. В частности, наиболее специфической геолого-геофизической характеристикой обладают очаговые зоны землетрясений Олекминского поля. В связи с этим Северная группа была подразделена на Олекминскую (землетрясения Олекминское, Нюкжинское и Тас-Юряхское) и Ларбинскую (землетрясения Ларбинское 1937 и 1939 гг. (см. табл. 10)).

Результаты проведенной обработки по программе ПОИСК представлены в виде карт чебышевских оценок относительной вероятности возникновения каждого из этих трех типов землетрясений. Сравнение результатов, полученных при использовании отдельно статистических и морфологических параметров, а затем их комплексов, показывает очевидную рациональность расширения набора анализируемых параметров. На картах всех типов землетрясений, построенных по комплексу параметров, высокие значения вероятности (0,7–0,9) концентрируются вблизи контуров известных очаговых зон, локализуя и уточняя их очертания, что подтверждается совпадением изолиний вероятности с контурами изосейст исследуемых землетрясений. Так, изолинии вероятности 0,5–0,9 землетрясений Олекминского типа примерно повторяют рисунок изосейсты 6-балльного Тас-Юряхского толчка. Простираение изолиний вероятности 0,7–0,9 Зеинского типа совпадают с простираением изосейст высоких баллов Тукурингского землетрясения, то же самое наблюдается и для Огоронского землетрясений.

На каждой из этих карт и вне известных очаговых зон выделяются области повышенных значений вероятности возникновения землетрясений, которые следует считать прогнозными. Особенно следует отметить, что области высоких прогнозных оценок вероятности землетрясений Зеинского типа, установленные севернее ст. БАМ, а также в районе ст. Ерофей Павлович, совпадают с очаговыми зонами происшедших там землетрясений с $K \geq 13$ (1974 г., $54,25^\circ$ с.ш. и $123,24^\circ$ в.д.; 1976 г., $51,1^\circ$ с.ш. и 122° в.д.), которые не участвовали в анализе в качестве эталонных и могут служить контролем наших построений.

В результате детального изучения условий сейсмичности на исследуемом участке восточной части трассы БАМ можно отметить возможность и целесообразность использования программы МОНЖ и получаемых с ее помощью морфологических характеристик при решении задач сейсморайонирования; включения морфологических характеристик в комплекс параметров, обрабатываемых по программе ПОИСК; расширения набора первичных данных и включения в анализ прежде всего параметров, характеризующих глубинную структуру и динамический режим среды. На основании изложенного выше можно сделать следующие выводы.

1. По данным глубинных геофизических исследований представлены модели земной коры и верхней мантии ряда сейсмоопасных зон от Байкальской рифтовой зоны на западе до побережья окраинных морей на востоке.

2. Установлена приуроченность очагов сильных землетрясений к зонам:

- а) распространения инверсионных слоев (слоев пониженной скорости сейсмических волн в земной коре и верхней мантии);

- б) глубинных разломов и перепада глубин основных границ раздела;

- в) наличия в разрезе земной коры наклоннопадающих границ;

- г) резких перепадов скоростных параметров.

3. Установлено наличие в литосфере "корового" и "мантийного" волноводов. В направлении с запада на восток первый погружается с 12–18 до 20–24 км, а глубина залегания второго уменьшается с 46–56 до 35–42 км. В этом же направлении, к окраине Азиатского континента, мощность волноводов сокращается.

4. Очаговые зоны сильнейших землетрясений исследуемого региона имеют различную геолого-геофизическую характеристику и подразделяются на пять генетических типов.

5. Очаговые зоны землетрясений 16–17-го классов (Олекминское эпицентрального поля) по геолого-геофизической характеристике не имеют аналогов на территории восточной части трассы БАМ. В то же время остальные группы землетрясений обладают некоторыми чертами сходства.

6. Существует определенная неоднородность очаговых зон отдельных землетрясений внутри каждой группы. Дальнейшую работу с программой ПОИСК следует продолжить в целях детального изучения отдельных очаговых зон.

7. Применение программы ПОИСК позволяет решать как региональные, так и детальные задачи долгосрочного прогноза сейсмической опасности, а также осуществлять анализ условий сейсмичности, т. е. по комплексу использованных параметров устанавливать сходство и различие очаговых зон различных землетрясений.

8. Необходимо дальнейшее изучение долгосрочной сейсмической опасности восточной части трассы БАМ, которое потребует расширения набора исходных данных и включения в анализ в первую очередь параметров, характеризующих глубинную структуру и динамический режим среды, ответственной за возникновение землетрясений.

Раздел IV

КОМПЛЕКСНЫЕ

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

ЛИТОСФЕРЫ СЕЙСМООПАСНЫХ ЗОН

В ОБЛАСТИ ПЕРЕХОДА

ОТ КОНТИНЕНТА ЕВРАЗИИ К ТИХОМУ ОКЕАНУ

В районах Дальнего Востока происходит более 80% землетрясений, наблюдаемых на территории СССР; отмечается ряд катастрофических землетрясений, часть из которых сопровождается волнами цунами. Для области перехода характерен большой диапазон изменения глубины очагов. Здесь наряду с приповерхностными (глубины очагов < 80 км) наблюдаются также землетрясения с глубинами очагов до 650 км. Эпицентры приповерхностных землетрясений расположены между Курило-Камчатской островной дугой и глубоководным желобом. Эпицентры землетрясений средней глубинности (100–300 км) тяготеют в основном к островной дуге, причем пояс действующих вулканов Большой Курильской гряды и восточной части Камчатки совпадает с областью эпицентров землетрясений с глубинами очагов 125–175 км. Эпицентры глубоководных землетрясений (300–650 км) приурочены к Южно-Охотской глубоководной котловине и материковым шельфовым окраинам Охотского моря.

Гипоцентры землетрясений концентрируются в сравнительно узкой области — фокальной зоне — зоне Заварицкого—Беньофа, погружающейся от океана под континент, более круто в средней части островной дуги, несколько выполаживаясь в ее северной части, более полого погружаясь на южном фланге дуги. Выход зоны Заварицкого—Беньофа на дно океана приурочен к внутреннему склону глубоководного желоба.

Вопросы связи сейсмичности с особенностями строения земной коры и верхней мантии и физическими характеристиками среды рассматривались еще недостаточно широко, что сдерживало выяснение природы зоны Заварицкого—Беньофа и характера распределения приповерхностной и глубинной сейсмичности в структурах земной коры и верхней мантии. Очевидно, что разносторонний анализ явлений сейсмичности в конечном итоге позволит определить геологическое и геофизическое значение неоднородностей фокальной зоны как основы выявления закономерностей возникновения и распространения очагов землетрясений разной глубинности и решить узловые задачи тектонического районирования зоны перехода по геофизическим данным в связи с поисками здесь полезных ископаемых.

Перед настоящей работой поставлена задача рассмотреть особенности строения земной коры и верхней мантии Курило-Камчатского сейсмоактивного пояса и смежных с ним районов на примере трех геотраверсов: глубинных пересечений литосферы, ориентированных вкрест простирания пояса, тектонических структур зоны перехода. Курило-Камчатский регион в геолого-геофизическом отношении изучен относительно хорошо. Изучены строение земной коры и верхней мантии, сейсмичность, вулканизм, выявлены основные закономерности строения геофизических полей. Данные геолого-геофизических исследований и комплексная их интерпретация, в общем, позволяют уже сейчас построить модели литосферы сейсмоопасных зон, Курило-Камчатского региона до глубин 300–350 км.

Были построены геотраверсы по направлениям: 1) Охотское море — Южные Курильские острова — Тихий океан (Южно-Курильский); 2) Охотское море — Центральные Курильские острова — Тихий океан (Центральный); 3) Южная Камчатка — Тихий океан (Камчатский). Южно-Курильский и Камчатский геотраверсы относятся к флангам дуги, характеризующимся высоким уровнем сейсмической активности, Центральный — к средней части дуги, в пределах которой сейсмическая активность ниже на порядок.

Масштаб построения геотраверсов: горизонтальный — 1 : 1 000 000, вертикальный — 1 : 500 000.

На геотраверсах нашли отражение следующие параметры: 1) структура земной коры по сейсмическим данным; 2) плотностные характеристики слоев земной коры и верхней мантии, согласованные со скоростными параметрами и гравиметрическими данными; 3) структура верхней мантии по сейсмологическим и гравиметрическим данным с выделением слоев пониженной скорости; 4) распределение теплового потока и глубинных температур в литосфере; 5) распределение гипоцентров землетрясений, строение фокальной зоны; 6) графики аномалий силы тяжести и магнитных аномалий; 7) данные о геостатических давлениях в недрах.

Все геотраверсы по своему направлению приурочены к профилям ГСЗ: 1—0, 14—0, 7—0. На геотраверсы проецировалась геолого-геофизическая информация, полученная в полосе шириной до 100 км, причем удаление от линии профиля в обе от него стороны не превышало 50 км.

Глава 1

ЗЕМНАЯ КОРА И ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ ВДОЛЬ ЛИНИЙ ГЕОТРАВЕРСОВ

Земная кора вдоль линий геотраверсов. На геотраверсах по мощности и строению земной коры выделяются четыре основных крупных элемента, разделенных зонами глубинных разломов и тесно связанных с особенностями проявления сейсмичности. Из них первый охватывает Южно-Охотскую глубоководную впадину, Западную Камчатку и примыкающие к ним материковые шельфовые окраины Охотского моря, где мощность земной коры изменяется от 12 км в восточных районах, до 30 км — в западных. Эта зона сопоставляется с областью развития очагов землетрясений с глубинами более 200 км.

Второй элемент — Курильское геодоминантное поднятие и Восточная Камчатка — характеризуется мощностями коры от 18 до 40 км (рост мощности происходит в направлении с юго-запада на северо-восток) и сопоставляется с областью развития землетрясений с глубинами очагов 100—200 км. Третий элемент охватывает внутренний склон глубоководного желоба, которому отвечают Южно-Курильский и Северо-Курильский прогибы с мощностью земной коры в 30—35 км. К этому элементу приурочены приповерхностные очаги землетрясений. Четвертый элемент (глубоководный желоб и окраина Тихого океана с мощностью коры 10—15 км) — асейсмичный.

Каждый из указанных элементов, в свою очередь, в определенной степени осложнен серией небольших сокращений и увеличений мощности земной коры. Для участков сокращенной мощности коры типичен относительно спокойный рельеф поверхности М с небольшими перепадами глубин. Цент-

ральные их части (плоские платообразные) характеризуются постепенным увеличением мощности коры к их периферии, склоны участков сокращенной мощности коры, как правило, крутые и осложнены разломами. Спокойный рельеф поверхности М в общем характерен для областей развития глубокофокусных землетрясений и асейсмичной области; эпицентры очагов с глубинами меньше 200 км располагаются над зонами сложного строения коры.

Особенности строения и состава земной коры Курило-Камчатского региона прямо связаны с характером изменения мощностей ее основных слоев — вулканогенно-осадочного, гранитного и базальтового — и их соотношениями. В целом земная кора рассматриваемого региона имеет сложное строение и характеризуется развитием континентального, океанического и субокеанического ее типов; от района к району изменяются значения скоростных параметров.

Скоростная характеристика верхней мантии Курило-Камчатского региона. В Курило-Камчатском регионе и на смежных территориях и акваториях к настоящему времени выполнен определенный объем глубинных сейсмических исследований верхней мантии, основанных на регистрации землетрясений и взрывов.

С целью выявления электрических и плотностных неоднородностей мантии выполнялись магнитно-теллурические зондирования и расчеты гравитационных аномалий. Полученные при этом результаты позволяют уже сейчас составить сводные скоростные и менее детально плотностные и геоэлектрические разрезы строения верхней мантии до глубин 300—400 км, вдоль пересечений Курило-Камчатского сейсмоактивного пояса.

Региональные скоростные неоднородности верхней мантии. Скоростное строение верхней мантии изучено под различными крупными тектоническими структурами зоны перехода и смежных регионов океанического дна. Составлены обобщенные скоростные разрезы для островных дуг и континентальных областей и для северо-западной котловины Тихого океана [Asada, Shimamura, 1976].

Из этих разрезов, основанных на материалах метода взрывной сейсмологии при записях объемных волн, зарегистрированных при помощи донных сейсмографов, видно, что в северо-западной части Тихого океана верхний слой океанической мантии имеет скорость около 8,2 км/с, а скорость на глубине 250—300 км достигает 8,6—8,8 км/с. В диапазоне глубин от 90—100 до 130—140 км выделен волновод, характеризующийся высокими значениями скоростей в нем, достигающими 8,4 км/с [Asada, Shimamura, 1976].

Из этих разрезов также следует, что при переходе от Западно-Тихоокеанской плиты к островной дуге резко уменьшаются значения скоростей в верхней мантии. Такое различие прослеживается до глубин не менее 300—400 км и достигает для одинаковых глубин значений 0,3—0,9 км/с. Это сопровождается увеличением мощности слоя пониженных скоростей примерно от 40—50 км (океаническая область) до 100 км (островная дуга) и существенным уменьшением скоростей в названном волноводе от 8,4—8,6 до 7,7 км/с. Природа высоких значений скоростей в волноводе северо-западной части Тихого океана пока окончательно не выяснена. Вероятнее всего это связано с резким изменением физических свойств океанической верхней мантии. Скоростная характеристика верхней мантии континента близка островной дуге, и поэтому она также существенно отличается от скоростной характеристики океанической области мантии (рис. 43, см. вкл.). В континентальной и островодужной областях также близки между собой мощность верхнего мантийного волновода и значение скорости в нем, которые оцениваются в среднем соответственно в 100 км и 7,7 км/с. По сравне-

нию с океанической областью более низкие значения скоростей распространения сейсмических волн (на 0,3—0,4 км/с) и более сильное поглощение их энергии характерно для тыловых регионов островных дуг.

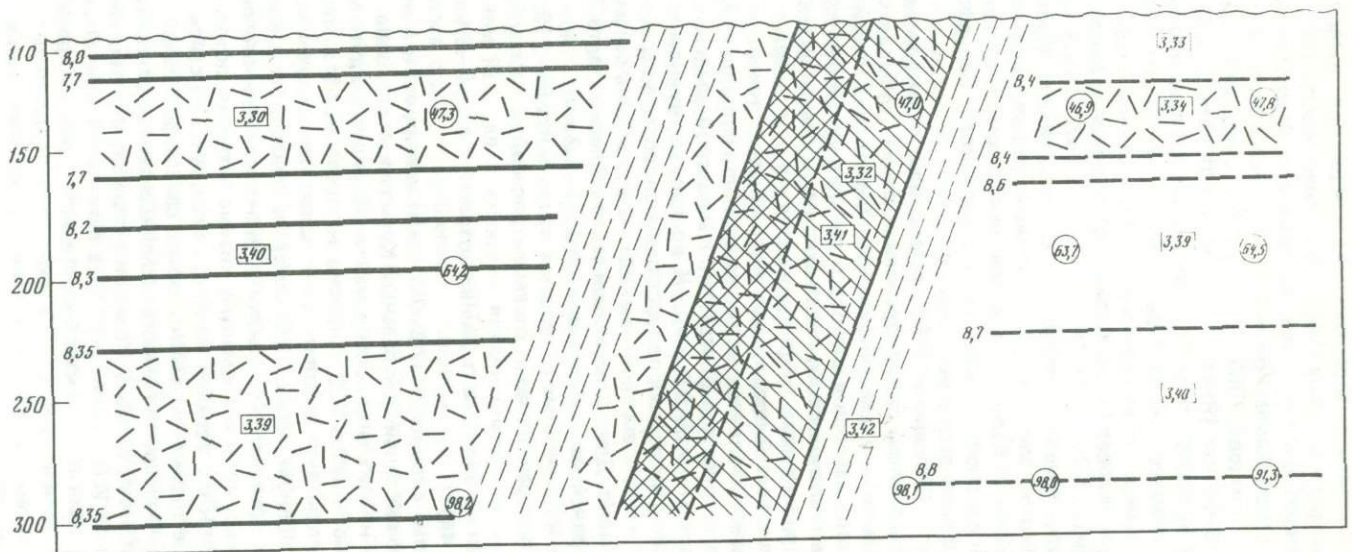
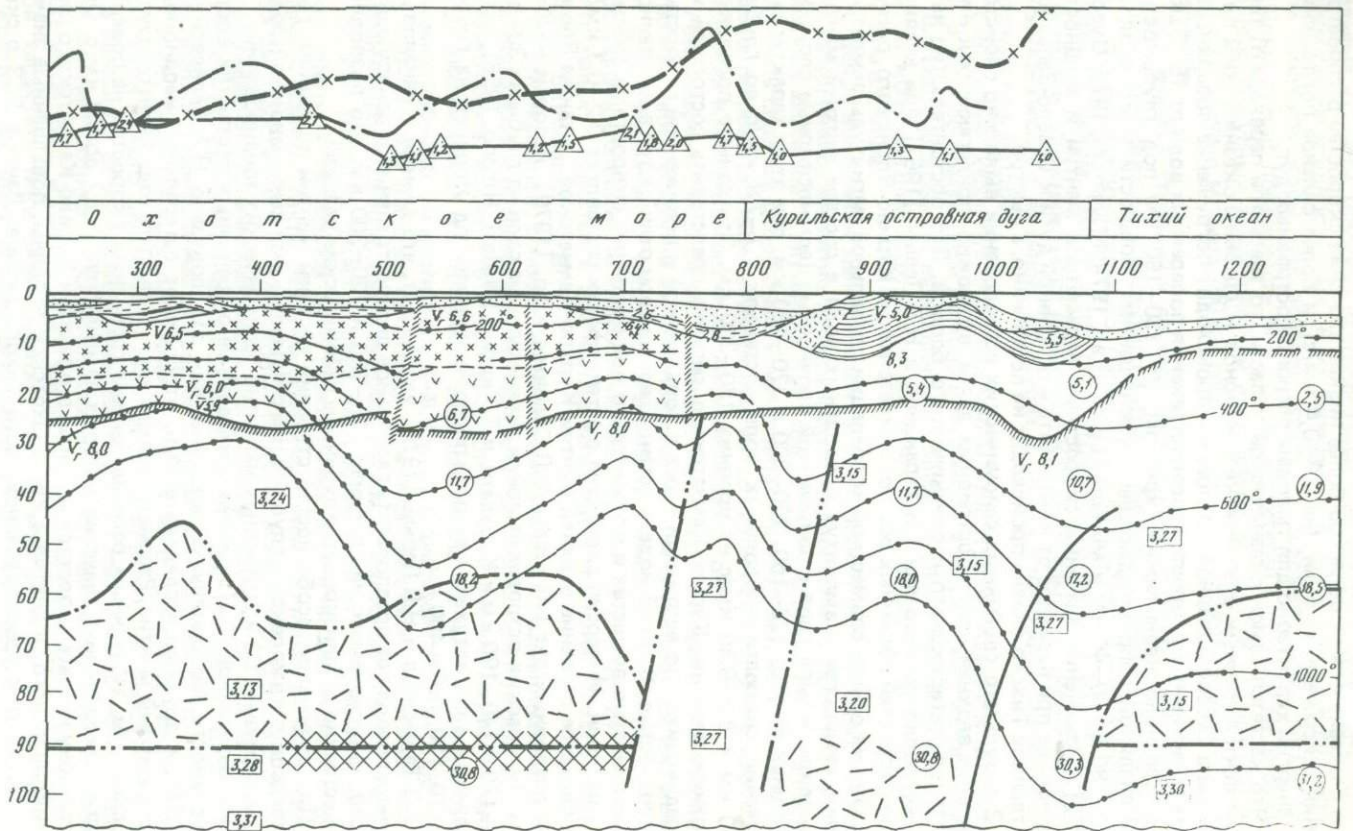
Что касается самой океанической области, то здесь при переходе от тектонически активных океанических регионов к Древним океаническим плитам типа Северо-Западной котловины происходит погружение поверхности слоя пониженных скоростей распространения поперечных волн от 15—20 км под Срединноокеаническим хребтом, до 130—150 км под глубоководной впадиной, сопровождающееся уменьшением мощности этого слоя от 150—180 до 30—40 км и меньше [Leads et al., 1974; Miyamura, 1972; Uyeda, 1972]. Изменение значений скоростных параметров мантии и мощности волновода при переходе от континента и островной дуги к Северо-Западной котловине Тихого океана происходит не постепенно, а быстро.

В результате глубинных сейсмических исследований выявлено слоистое строение верхней мантии островных дуг и, возможно, прилегающих к ним участков материкового и океанического блоков. Это обстоятельство наиболее полно исследовали Р.З.Тараканов и Н.В.Левый [1967] при анализе поля скоростей объемных волн от землетрясений Курило-Японского региона. Они на основе совместной корреляции предельной магнитуды землетрясений, скоростей и амплитуд продольных волн в составе верхней мантии выделили четыре слоя с пониженной прочностью (астеносферные слои) на глубинах 60—90, 120—160, 220—300 и 370—430 км, при этом характерные значения скорости продольных волн составили 7,7—7,8 км/с до глубин 160 км и 8,2—8,35 км/с на уровнях 180—300 км. Эти данные позволяют верхнюю мантию Курило-Камчатского региона представить состоящей из чередующихся по вертикали слоев с повышенной и пониженной скоростью и прочностью. В такой модели астеносферные слои отличаются повышенной пластичностью вещества и относительно пониженными скоростями сейсмических волн. Инверсия скоростей в астеносферах составляет 0,2—0,3 км/с. На слоистое строение верхней мантии Курило-Камчатской, а также Японской островных дуг указывали С.Л.Соловьев и др. [1970], которые на Южных Курильских островах выявили экранирующие слои на глубинах 30—50, 80—120 и 140—190 км и К. Вадати, и Т.Хироно [Wadati, Hiróno, 1956], установившие зоны затухания энергий поперечных волн под Японией на глубинах 70, 110, 160 и 400 км.

Р.З.Тараканов и Н.В.Левый [1970] указывают, что данные о канальных волнах позволяют предполагать глобальное распространение экранирующих слоев, фиксируемых на глубинах 120—160 и 220—300 км, что позволяет существенно детализировать глубинные сейсмические разрезы.

При выяснении особенностей строения верхней мантии по линиям геотраверсов в комплексе с глубинными сейсмическими данными использованы материалы ГСЗ и глубинных магнитно-теллурических зондирований.

Из материалов ГСЗ привлекались данные о граничных скоростях вдоль поверхности Мохоровичича, которые, как это показано Н.А.Беляевским [1974] и другими исследователями, отображают латеральную неоднородность верхней мантии. Рассматриваемая часть зоны перехода характеризуется сложным, мозаичным распределением граничных скоростей на поверхности Мохоровичича, значения которых изменяются от 7,7 до 8,8 км/с. Области пониженных скоростей развиты в пределах Курило-Камчатского геодантиклиналиного поднятия и Южно-Охотской впадины, повышенные значения тяготеют к северо-западной части Тихого океана. Данные ГСЗ о скоростных характеристиках верхней части мантии хорошо согласуются с материалами глубинных сейсмических исследований и расширяют представления о распределении скоростного параметра по разрезу.



Р и с. 44. Геотраверс Охотское море – Центральные Курильские острова – Тихий океан
 Условные обозначения см. на рис. 43

Глубинные магнитно-теллурические исследования, выполненные в характеризуемом регионе, показали, что поверхность слоя повышенной электропроводности в верхней мантии под о-вом Итуруп залегает на глубине 100–110 км, под Камчаткой — 130 км, под Сахалином — 140–150 км [Мардельфельд, Немцова, 1969; Шолпо, 1966], а под западной частью Тихого океана до 40–50 км [Rikitake, Sasai, 1969]. Эта граница может быть отождествлена (в соответствии с существующими представлениями) с поверхностью астеносферного слоя верхней мантии. Таким образом, можно полагать, что по мере продвижения от глубоководной впадины Охотского моря к континенту поверхность астеносферного слоя верхней мантии испытывает погружение.

Местные скоростные неоднородности верхней мантии. Кроме региональных, сейсмических, электрометрических и гравиметрических исследованиями выявлены и более мелкие местные скоростные неоднородности верхней мантии сейсмофокальной зоны Заварицкого–Беньюфа, островных дуг и смежных с ними структур.

С.А.Федотов, Л.Б.Славина [1968] установили эффект уменьшения скорости и затухания волн, распространяющихся на глубинах от 30–40 до 80 км под отдельными группами вулканов Камчатки. Дальнейшие исследования привели этих авторов к выводу о том, что указанный эффект характерен для всего вулканического пояса Восточной Камчатки и что на Южной Камчатке и в прилегающих районах существует отчетливая зональность в распределении скоростей продольных волн. Было установлено, что в мантии под вулканическим поясом величина скорости составляет 7,2–7,5 км/с, к западу от этого пояса под Центрально-Камчатской впадиной — 7,6 км/с, а под Западной Камчаткой 8,0 км/с. К востоку от вулканического пояса под антиклинорием Восточных полуостровов скорость в верхах мантии составляет 7,6–7,7 км/с, а в районе выхода на дно океана сейсмофокальной зоны — 7,9–8,0 км/с. Для прилегающей северо-западной части Тихого океана скорость в верхней мантии оценивается в 8,1–8,2 км/с.

Под Южными Курильскими островами на глубинах 60–110 км установлено затухание поперечных волн от землетрясений, а на глубинах до 80–100 км отмечена аномально низкая скорость в верхней мантии, равная 7,7 км/с, которая на больших глубинах возрастает до 8,0–8,1 км/с [Федотов, 1963] (рис. 44).

Низкие значения скоростей (7,5–7,6 км/с) обнаружены в верхней мантии и под шельфовой зоной Центральных Курильских островов.

Об аномально низких скоростях в мантии Курильской дуги можно говорить, исходя из материалов ГСЗ, согласно которым, как это отмечалось выше, рассматриваемой дуге соответствует полоса самых низких граничных скоростей (в основном меньше 8,0 км/с) на поверхности Мохоровичича. Установленное в пределах Курильского геоантиклинального поднятия затухание поперечных волн и аномально низкие значения скоростей во всех случаях относятся к его верхней мантии, лежащей выше сейсмофокальной зоны. Скоростные параметры мантии самой сейсмофокальной зоны изучены недостаточно. Имеющиеся немногочисленные данные относятся главным образом к Камчатскому региону, но и они в ряде случаев противоречивы.

Согласно данным И.П.Кузина [1974], в фокальной зоне Южной Камчатки в интервале глубин 40–120 км скорости варьируют в широких пределах для продольных волн от 7,4 до 8,6 км/с, для поперечных — от 4,5 до 4,9 км/с. Этот исследователь отмечает, что фокальная зона в поперечном сечении на глубине 60 км имеет четкие скоростные границы для продольных волн со стороны как океана, так и континента, а для поперечных волн — только с континентальной стороны. С глубиной скорости V_p и V_s в

"континентальной" и "океанической" мантии возрастают, а в фокальной зоне глубже 60 км наблюдается тенденция к инверсии скоростей продольных и поперечных волн, в результате чего на глубине 80 км значения V_P и V_S понижены по отношению к их значениям на глубинах 60 и 100 км (рис. 45).

На глубине 120 км скорости волн P и S возрастают скачком в фокальной зоне от 8,1 до 8,6 и от 4,7 до 4,9 км/с, в "континентальном" блоке — от 7,9 до 8,1 ($\Delta V_S = 0$), в "океанической" мантии — от 8,0 до 8,4 км/с ($\Delta V_S = 0$).

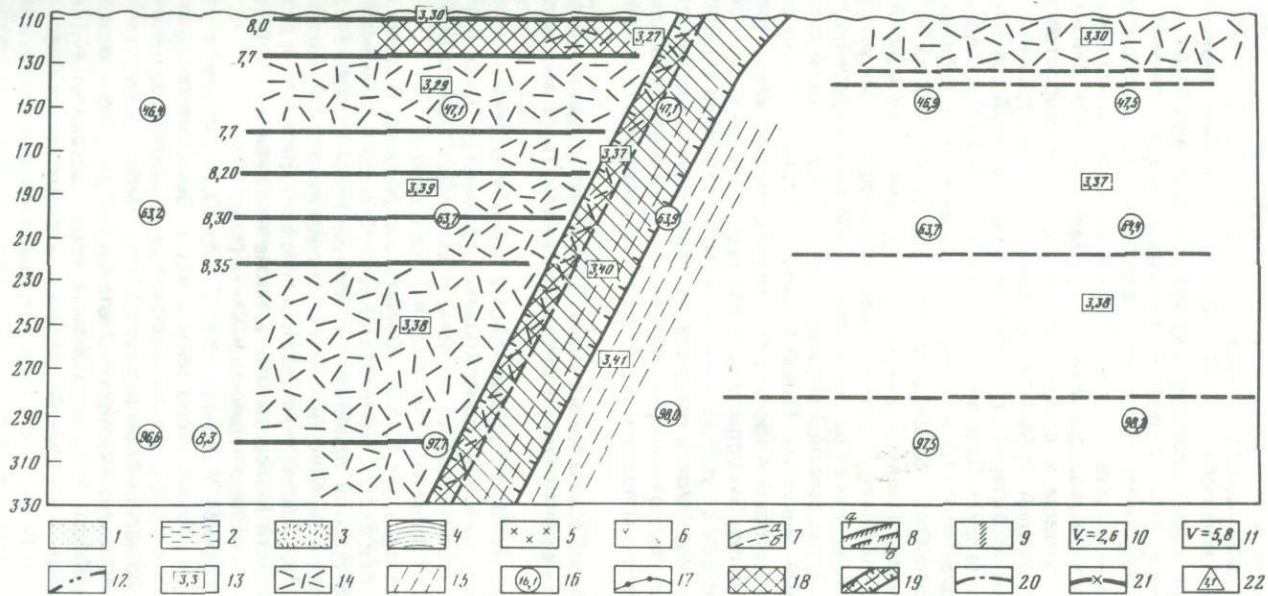
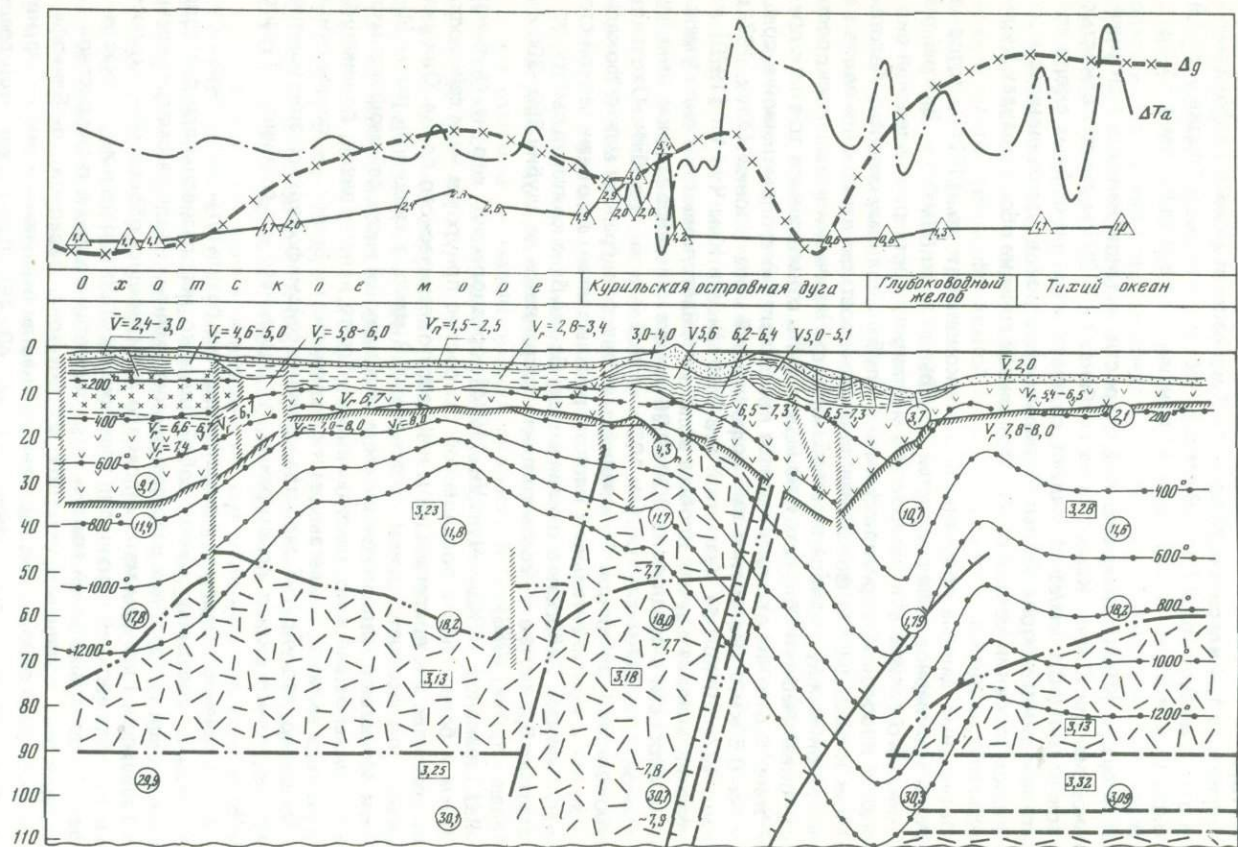
И.П.Кузин [1974] отмечает, что скорости, установленные в континентальной мантии Южной Камчатки на глубинах 60–120 км, почти полностью (с точностью $\pm 0,1$ км/с) совпадают со значениями мантийных скоростей континентального блока Южных Курильских островов, что свидетельствует о сходном строении мантии в тылу фокальной зоны на обоих флангах Курило-Камчатской дуги.

Интересные данные получены Ю.З.Аниконовым и др. [1974], которые изучили трехмерное поле скоростей фокальной зоны Камчатки. Для района Авачинского залива они построили в изолиниях карту распределения скоростей в плоскости, перпендикулярной глубоководному желобу. Авторы пришли к выводу, что фокальная зона в скоростном отношении является переходной между низкоскоростным блоком Камчатки и высокоскоростным "океаническим" блоком и не может быть отнесена ни к той ни к другой зоне. В отличие от этого имеется предствление о повышенной в среднем на 0,5 км/с скорости в сейсмофокальной зоне Японии [Утсу, 1971; Иосии, 1972] и Южной Камчатки. Р.З.Тараканов и Ким Чун Ун [1970] на основании анализа времен пробега волн от землетрясений выявили уменьшение скорости в среднем на 0,20–0,26 км/с в сейсмофокальной зоне Курильской дуги (начиная с глубин 100 км) и в мантии под Южно-Охотской глубоководной впадиной. По мнению этих авторов, граница между фокальной зоной и континентальным блоком расплывчатая, а с океанической стороны — четкая. Скорость в океаническом блоке близ контакта быстро возрастает до 8,2 км/с, а четкость контакта сохраняется до глубин 250–300 км [Kanamori, Abe, 1968].

Р.З.Тараканов и Ким Чун Ун [1974] предполагают, что на глубинах 100 км и более слой с повышенной скоростью приурочен не к сейсмофокальной зоне, а к прилегающей к ней части океанического блока. Они указывают, что скорость в нем составляет 8,3 км/с, а мощность равна 50–60 км. Имеется предположение о том, что верхней части сейсмофокальной зоны, прилегающей к континентальному блоку, свойственна пониженная скорость, а ее части, прилегающей к океаническому блоку, — повышенная.

Очевидно, что упругие свойства мантии в сейсмофокальной зоне изменяются не только вкрест простирания, но вдоль него и с глубиной [Тузев, 1975].

В заключение отметим, что перечисленные результаты сейсмических исследований, увязанные между собой, широко использованы при составлении сводных скоростных разрезов верхней мантии вдоль рассматриваемых геотраверсов. Главным материалом при этом явились обобщенные скоростные разрезы верхней мантии для главнейших структур региона, полиастиносферная модель верхней мантии зоны перехода и данные о скоростной характеристике отдельных участков мантии зоны Заварицкого–Беньофа и смежных с ней районов. На геотраверсах нашли отражение и данные магнитно-теллурических зондирований (см. рис. 43–45). Данные расчетов гравитационных аномалий, использованные при изучении физических параметров верхней мантии Курило-Камчатского региона, охарактеризованы ниже.



Р и с. 45. Геотраверс Южная Камчатка – Тихий океан
Условные обозначения см. на рис. 43

Гравитационное и магнитное поля Курило-Камчатского региона. Материалом для анализа послужили гравиметрические и аэромагнитные карты территории СССР масштаба 1 : 2 500 000, а также схемы аномального гравитационного поля в свободном воздухе Буге и изостатического.

Гравитационное поле Курило-Камчатского региона отличается сложностью и многообразием, отображает дифференциацию строения коры и мантии региона. В пределах западных районов Охотского моря, охватывающих шельфовое мелководье, включая о-в Сахалин, развиты близкие к нулю аномалии с переходом в слабоположительные или слабоотрицательные. Простирающиеся аномалии субмеридиональные. Для центральных районов Охотского моря характерен относительно более высокий средний уровень аномального поля Буге. Относительные региональные максимумы и минимумы здесь ориентированы в север-северо-западном и субширотном направлениях. Южно-Охотская впадина отличается интенсивными положительными аномалиями. Границы зон разного уровня гравитационного поля Охотского моря выражены протяженными гравитационными уступами.

Для Южных Курильских островов характерно знакопеременное аномальное поле Буге. Вдоль западной окраины Большой Курильской дуги оконтурен региональный минимум. Малой Курильской гряде отвечает региональный максимум, который к востоку переходит в региональный гравитационный уступ. Аномалии Буге ориентированы здесь в северо-восточном направлении, совпадающем с простираемостью складчатых структур региона. В районе Центральных Курильских островов аномалии Буге также имеют преимущественно северо-восточную ориентировку, но отличаются несколько менее дифференцированным полем и соответственно меньшими горизонтальными градиентами.

В районах Южной Камчатки аномалии Буге имеют средние значения, причем относительные максимумы и минимумы вытянуты в меридиональном направлении.

Глубоководному Курило-Камчатскому желобу отвечают интенсивные аномалии Буге и высокие горизонтальные градиенты. Здесь повсеместно регистрируется гравитационная ступень, отделяющая гравитационное поле островной дуги от гравитационного поля Тихого океана.

Расчетные давления для Курило-Камчатского региона. В связи с определением мощности и скоростного разреза земной коры сейсмическими методами возможно оценить приближение земной коры к равновесию путем расчета давлений на глубине, близкой к границе литосферы и астеносферы. По линиям, пересекающим сейсмофокальную зону, рассчитаны давления на глубине поверхности Мохоровичича, а также на глубинах 40, 60 км и т.д. для характерных участков переходной зоны (табл. 12).

Давления на границе М варьируют от 2,1 до 13,1 кбар, что подтверждает значительное разнообразие типов земной коры. Давления на глубине 40 км (глубины, близкие к поверхности изостатической компенсации) в пределах рассматриваемого региона составляют 10,7–11,9 кбар; в среднем же давление на глубине 40 км на акватории Охотского моря, рассчитанное по всем сейсмическим данным о строении земной коры, составляет 11,6 кбар, что совпадает со средней величиной давления и в Японском море. Сходные для Охотского и Японского морей давления получаются и для глубин 60 км, где среднее давление P_{60} — 18,1 кбар. Эти величины характерны и для других окраинных морей Мирового океана. Средняя величина давлений

Таблица 12

Расчетные давления по линиям геотраверсов

Участок	Давление (кбар) на глубинах						
	Граница М	40	60	100	150	200	300
Геотраверс Охотское море — Южные Курильские острова — Тихий океан							
Шельф	9,1 (33 км)	11,4	17,8	29,9	46,4	63,2	96,9
Глубоководная впадина	3,0 (13 км)	11,8	18,2	30,9	47,0	63,7	97,7
Южные Курильские острова	4,3 (16 км)	11,7	18,0	30,7	47,1	63,9	98,0
Глубоководный желоб	2,9 (18,5 км)	10,7	17,2	30,3	46,9	63,7	97,5
Тихий океан	2,1 (11 км)	11,6	18,2	30,9	47,5	64,4	98,2
Геотраверс Охотское море — Центральные Курильские острова — Тихий океан							
Мелкий шельф	8,8 (32 км)	11,4	17,8	30,8	47,4	64,3	98,4
Возвышенность АН СССР	6,9 (24,5 км)	11,8	18,3	30,9	47,4	64,3	98,3
Центральные Курильские острова	5,4 (20 км)	11,7	18,0	30,6	47,0	63,8	98,1
Глубоководный желоб	5,1 (23 км)	10,7	17,2	30,3	46,9	63,7	98,0
Тихий океан	2,4 (11 км)	11,9	18,5	31,2	47,8	64,5	98,5
Геотраверс Южная Камчатка — Тихий океан							
Западная часть Камчатки	8,3 (30 км)	11,4	17,8	30,2	46,7	63,5	97,5
Восточно-Камчатский блок	13,1 (40 км)	13,1	17,8	30,3	46,7	63,5	97,5
Блок материкового склона	10,8 (40 км)	10,8	17,8	30,3	46,8	63,7	97,6
Глубоководный желоб	6,1 (36 км)	10,7	17,2	30,2	46,7	63,6	97,5
Тихий океан	4,8 (20 км)	11,8	17,8	30,8	47,3	64,2	98,1

на глубине 40 км, вычисленная К.Боуином для 468 сейсмических определений состава и мощности земной коры, также равна 11,6 кбар.

Все эти данные указывают на достаточно хорошую компенсацию глубоководных частей Охотского моря, хотя несколько повышенные изостатические аномалии, свойственные окраинным морям, могут быть обусловлены или несколько повышенной плотностью вещества верхней мантии на глубинах более 50 км, или несколько меньшей по сравнению с нормальной плотностью земной коры.

Плотностные модели земной коры и верхней мантии Курило-Камчатского региона. В процессе комплексной интерпретации гравитационных аномалий построены плотностные модели земной коры и верхней мантии вдоль Южно-Курильского, Центрального и Камчатского геотраверсов. Плотностные параметры этих моделей подбирались с использованием экспериментально установленных соотношений между скоростью и плотностью пород [Воларович и др., 1967; Борисов, Успенский, 1977; и др.].

Все вычисления выполнены методом подбора, причем каждый сейсмический

кий разрез был аппроксимирован набором гравитирующих тел с разной плотностью, границы которых в земной коре совпадали по вертикали с сейсмическими разделами. При горизонтальном масштабе разреза 1 : 2 500 000 шаг вычислений принимался равным 25 км. В расчет включались и подкоровые массы. Основанием включения в расчет подкоровых зон явилось то, что исключение гравитационного влияния земной коры из наблюдаемой аномалии Буге дает заметную остаточную аномалию, обусловленную плотностными неоднородностями верхней мантии [Гайнанов, 1968; 1972; Коган, 1975; и др.]. Подбор разреза верхней мантии осуществлялся на основе ее сейсмологической полиастеносферной модели, при этом во всех случаях в исходном гравитирующем теле выделялись три слоя: надстеносферный, астеносферный и подастеносферный. Нижний, подастеносферный слой принимался при расчетах с постоянной мощностью, поэтому гравитационно-активным разделом в подкоровой зоне "океанического" и "континентального" блоков являлась кровля астеносферного слоя. Избыточная плотность и геометрия этого аномалообразующего тела определялась в процессе счета.

Для сочленения "континентального" и "океанического" блоков характер гравиметрических данных не допускал предположения о ее слоистом строении. Поэтому для расчетов принят вариант блокового ее строения, в котором блоки обладают наклонными на запад границами, параллельными оси зоны Заварицкого—Беньофа. Средняя плотность этих блоков определялась с учетом их скоростной характеристики.

Расчеты плотностных моделей выполнены на уровне компенсации 100 км с использованием формулы для плоскопараллельного слоя. Всего составлено 8 вариантов плотностных моделей литосферы, отображающих разные соотношения плотности слоев верхней мантии и их мощности, которые удовлетворяют наблюдаемой кривой силы тяжести. Для разных вариантов по результатам расчетов значения плотности астеносферных слоев с учетом сейсмологических данных принимались равными для "континентального" блока от 3,00 до 3,15 г/см³, для "океанического" — от 3,10 до 3,15 г/см³. Разность плотностей с покрывающим астеносферу слоем в "континентальных" блоках варьирует от 0,10 до 0,15 г/см³, в "океанических" -- от 0,12 до 0,20, а с подстилающим ее слоем соответственно 0,10—0,15 и 0,15—0,20 г/см³, т.е. астеносфера во всех случаях считалась менее плотной, чем покрывающие и подстилающие ее слои верхней мантии. На геотраверсы в качестве нагрузки нанесены плотностные модели, в которых в подастеносферном слое мантии по сравнению с мантийным надастеносферным слоем имеют место более высокие значения плотности.

На плотностных моделях, нанесенных на геотраверсы (см. рис. 43—45), видно, что зона сочленения "континентального" и "океанического" блоков во всех случаях имеет блоковую структуру, причем строение Южно-Курильской зоны сочленения в общем идентично Южно-Камчатской, а строение Центрально-Курильской зоны имеет некоторую специфику. В Южно-Курильской и Южно-Камчатской зонах со стороны "континентальных" блоков уверенно намечаются наклоненные на запад блоки пониженной (3,10—3,18 и 3,12 г/см³) плотности, которые в первой зоне соответствуют Курильскому геантиклинальному поднятию, а во второй — структурам Восточно-Камчатского антиклинория, к блокам пониженной плотности примыкают с востока блоки с относительно высокой плотностью (3,28, 3,25 г/см³), которые хорошо намечаются только в нижних (80—100 км) частях зон сочленения, в верхних же их частях эти блоки теряют восточную границу и сливаются с Тихоокеанским подкоровым слоем.

В районе Центральных Курильских островов зона сочленения состоит из

Таблица 13

Геофизические параметры крупных блоков земной коры вдоль геотравверсов

Геотравверсы	Средняя плотность мантии, г/см ³			
	Уровень компенсации 200 км ($\sigma_{исх} = 3,33$), г/см ³	Отклонение от среднего	Уровень компенсации 300 км ($\sigma_{исх} = 3,33$), г/см ³	Отклонение от среднего
I. Южная Камчатка – Тихий океан				
Западно-Камчатская депрессия	3,344	-0,010	3,339	-0,009
Камчатский вулканический пояс	3,355	0,001	3,345	-0,003
Блок Восточных полуостровов	3,380	0,025	3,370	0,022
Глубоководный желоб Тихий океан	3,390	0,035	3,370	0,022
	3,360	0,006	3,350	0,002
II. Охотское море – Южные Курильские острова – Тихий океан				
Присахалинский шельф	3,350	-0,004	3,344	-0,004
Южно-Курильская впадина	3,330	-0,024	3,332	-0,016
Островная дуга	3,320	-0,034	3,318	-0,030
Глубоководный желоб Тихий океан	3,370	0,016	3,360	0,012
	3,350	-0,004	3,344	-0,004
III. Охотское море – Центральные Курильские острова – Тихий океан				
Присахалинский шельф	3,358	0,004	3,340	-0,008
Глубокий шельф	3,345	-0,009	3,336	-0,012
Южно-Курильская впадина	3,360	0,006	3,345	-0,003
Островная дуга	3,330	-0,024	3,330	-0,018
Глубоководный желоб Тихий океан	3,380	0,025	3,365	0,017
	3,350	-0,004	3,345	-0,003
Средняя плотность по региону	3,354		3,348	

трех блоков. Здесь к "континентальному" блоку примыкает блок с относительно высокой ($3,27 \text{ г/см}^3$) плотностью. К востоку от него выделен блок с относительно пониженной ($3,15-3,20 \text{ г/см}^3$) плотностью, располагающийся под Курильским геантиклинальным поднятием. Далее к востоку выделен еще один блок с повышенной ($3,27 \text{ г/см}^3$) плотностью, который, так же как и в Южно-Курильской и Камчатской зонах, в верхней своей части терчет восточную границу и сливается с Тихоокеанским подкорovým слоем.

Вместе с этим изменяется и ширина зон сочленения, которая у Южной Камчатки составляет 150 км: в районе Южных Курильских островов – около 300 км, а в районе Центральных Курильских островов она оценивается в 375 км.

В процессе составления геотравверсов были выполнены расчеты гравитационных аномалий и для уровней компенсации 200 и 300 км. Результаты этих расчетов (табл. 13) дают основание считать, что установленный до глубин 100 км характер изменения средних плотностей мантии в структурно-тектонических зонах Курило-Камчатского региона сохраняется и на других глубинных уровнях разреза – 200–300 км и, возможно, больших.

Это положение использовано при составлении геотравверсов, на которых

особым условным знаком показано возможное продолжение зон уплотнения и разуплотнения верхней мантии переходных зон до глубин 300 км.

Анализ табличных данных свидетельствует о неоднородности плотностной характеристики мантии под структурно-тектоническими зонами региона вдоль их простирания. Так, под Курило-Камчатской вулканической дугой самая большая средняя плотность мантии устанавливается под Восточной Камчаткой, а наименьшая характерна для мантии Южных Курильских островов. В структурной зоне, ограничивающей дугу с запада, наибольшая средняя плотность мантии характерна для района Центральных Курильских островов, на флангах дуги в районах Камчатки и Южных Курильских островов ее значение меньше на 0,02 и 0,03 г/см³ соответственно. В восточном обрамлении Курило-Камчатской дуги выделена градиентная зона средней плотности мантии, охватывающая внутренний склон глубоководного желоба. Ее восточным ограничением является полоса максимумов средней плотности, примерно совпадающая с глубоководным Курило-Камчатским желобом. Все эти особенности плотностной характеристики мантии Курило-Камчатской зоны перехода, очевидно, прямо обуславливают специфику приповерхностного строения этого региона.

На геотраверсах видно, что положение зоны Заварицкого-Беньофа в структуре зон сочленения континентального и океанического блока не одинаково. На Южной Камчатке сейсмофокальная зона в большей своей части приурочена к блоку с пониженной плотностью верхней мантии, но частично охватывает и блок высокой ее плотности. У Южных Курильских островов сейсмофокальная зона (в отличие от первой) большей своей частью совмещается с блоком относительно высокой плотности мантии. В районе Центральных Курильских островов зона Заварицкого-Беньофа всеми своими частями совмещается с блоком относительно пониженной плотности.

Выделим районы Центральных Курильских островов, для которых характерна минимальная сейсмическая активность. Минимум активности здесь устойчив, на что указывают С.Л. Соловьев и др. [1964], анализируя данные по сейсмичности за 50 лет (1911–1962 гг.). Вместе с этим к Центрально-Курильской зоне приурочен также минимум числа сильных ($M \geq 6^{3/4}$) землетрясений [Горячев, 1962]. К флангам дуги, где западный высокоплотный блок в зоне сочленения отсутствует, число сильных землетрясений и сейсмическая активность в 5 раз выше, чем в районе Центральных островов [Соловьев и др., 1964]. Наглядна взаимосвязь средних плотностей мантии и с интенсивностью современного вулканизма. Сопоставляя данные расчета гравитационных аномалий и данные А.В. Горячева [1962], можно заключить, что интенсивность современного вулканизма тем выше, чем выше средняя плотность мантии под вулканической дугой. Отметим еще, что наибольший разброс значений средней плотности характерен для мантии внутреннего склона глубоководного желоба, т.е. для области развития очагов приповерхностных землетрясений. По гравиметрическим данным, верхняя мантия асейсмичных районов (северо-западная часть Тихого океана) в плотностном отношении практически однородна.

Рассмотренные расчеты гравитационных аномалий при всем интересе, который они представляют, остаются в определенной степени условными, поскольку они исходят из некоторой плотностной модели земной коры и мантии. Естественно, что значения средних плотностей изменятся, если изменятся исходные их величины. Однако относительные плотностные характеристики отдельных структурно-тектонических зон в общем должны быть близки тем, которые показаны в табл. 13 и на геотраверсах.

Магнитное поле Курило-Камчатского региона. В пределах Курило-Камчатского региона выявлены три типа магнитных аномалий: 1) изометричные интенсивностью до 300 гамм, 2) линейные и полосовые аномалии интенсивностью до 700 гамм; 3) безградиентные, близкие к нулю обширные аномалии. По степени дифференцированности, интенсивности магнитного поля и направлению простираения осей линейных и полосовых аномалий выделяется ряд зон аномальных магнитных полей, характеризующих отдельные структурные элементы изучаемого региона.

Южные Курильские острова отображаются узкой зоной возмущенного мозаичного поля с относительно мелкими положительными и отрицательными аномалиями. Причем намечается приуроченность пониженных значений (ΔT)_а к Большой гряде, а повышенных — к Малой. Южно-Охотской котловине отвечает поле неоднозначного строения. Ее центральная и западная части характеризуются спокойным, близким к нормальному (± 50 гамм) полем, а восточная — развитием интенсивных (до 400 гамм) линейных аномалий. Вдоль Курило-Камчатской гряды и в пределах примыкающих к ней участков Тихого океана широко развиты полосовые и линейные аномалии интенсивностью 600–700 гамм, которые окаймляют и опоясывают области со спокойным и мозаичным строением поля (ΔT)_а. Аномалии и аномальные зоны поля (ΔT)_а, так же как и структурные элементы региона, имеют северо-восточное простираение. Полосовые и линейные аномалии здесь отображают обильные внедрения по разломам и излияния молодых магматических пород среднего, основного и ультраосновного состава. Слабо повышенное поле южной части Охотского моря и Курильской котловины обусловлено развитием в разрезе мощных толщ терригенно-карбонатного мезозоя и кайнозоя с малым количеством интрузий основного и ультраосновного состава [Туезов, 1975; Гайнанов, Соколов, 1963]. Наличие полей с разным морфологическим типом магнитных аномалий свидетельствует о блоковом строении тектонических структур, широком развитии крупных разломов в теле консолидированного комплекса и о существенных изменениях вещественного состава пород отдельных блоков консолидированной земной коры.

Верхние и нижние кромки магнитных масс, создающих магнитные аномалии, в вертикальном разрезе Камчатского региона располагаются на самых различных глубинах. А.Г. Гайнанов и О.Н. Соловьев [1963] указывают, что в океанической области, примыкающей к южным и центральным Курилам, верхние кромки магнитовозмущающих масс залегают на глубинах 4–16 км, а нижние — 18–40 км, т.е. первые заложены в базальтовом слое и даже в верхней мантии, а нижние кромки — в верхней мантии. В примыкающих к Курило-Камчатскому региону частях Охотского моря верхние кромки магнитовозмущающих масс, располагаясь на глубинах 3–18 км, залегают в гранитном слое, а нижние (глубины 16–34 км) заложены на разных уровнях в базальтовом слое (от его кровли до подошвы). Таким образом, в данном регионе причиной магнитных аномалий являются неоднородности как консолидированного комплекса, так и верхней мантии. Намагнитенные тела в вертикальном разрезе имеют полосчатое, столбовое и гомогенное строение, отображая распределение морфологических типов магнитных аномалий.

Тепловой поток и термодинамические условия в тектоносфере Курило-Камчатского региона. Для построения графиков теплового потока вдоль геотравверсов использовались геотермические измерения в полосе шириной 150 км. В этой полосе выполнены измерения теплового потока вдоль геотравверсов: Охотское море — Южные Курильские острова — Тихий океан — 21, Охотское море — Центральные Курильские острова — Тихий океан — 22,

Таблица 14

Геолого-геофизическая характеристика структурно-тектонических элементов зоны перехода по линиям геотраверсов

№ п/п	Тектонические структуры	Шельф Охотского моря по геотраверсам ^{1*}		Южно-Охотская впадина ^{1*}		Срединно-Камчатский блок ^{1*}
	Геолого-геофизические параметры	Южно-Курильский	Центральный	Южно-Курильский	Центральный	
1	2	3	4	5	6	7
1	Аномальное гравитационное поле а) аномалии в свободном воздухе	Слабоотрицательные	Слабоотрицательные	Слабоотрицательные и слабоположительные	Слабоотрицательные	—
	б) аномалии Буге	Слабоположительные	Положительные аномалии средней интенсивности	Интенсивные, положительные	Интенсивные, положительные	Отрицательные и положительные
	в) изостатические аномалии	Слабоположительные	Аномалии слабоположительные, субширотные и северного простирания	Слабоположительные	Слабоположительные	Линейные, положительные и слабоотрицательные
2	Аномальное магнитное поле	Слабоположительные и слабоотрицательные аномалии субмеридионального простирания	Линейные, слабоположительные и слабоотрицательные	Отрицательные и слабоположительные, с.-в. и субмеридионального простирания	Положительные и отрицательные аномалии с.-в. простирания	Отрицательные и положительные, линейные, с.-в. простирания
3	Тепловой поток, кал/см ² ·с	1,0—2,0	1,0—2,0	2,0—3,0	2,0—3,0	1,9—2,9

Курило-Камчатская вулканическая дуга по геотраверсам ^{2*}			Внешний склон Курило-Камчатского желоба ^{3*}			Северо-Западная Тихоокеанская плита ^{4*}
Южно-Курильский	Центральный	Камчатский	Южно-Курильский	Центральный	Камчатский	
8	9	10	11	12	13	14

Линейные, положительные и слабоположительные

Линейные, положительные, отрицательные

Линейные, интенсивные, положительные и отрицательные

Отрицательные и положительные, линейные и изометрические

2,5—3,0

—

Положительные аномалии средней интенсивности и, реже, слабоотрицательные

Линейные, положительные и слабоотрицательные

Положительные и отрицательные, линейные, с.-в. и с.-з. простирания

2,0—3,0

Линейные, интенсивные и отрицательные, с.-в. ориентировки

Линейные, интенсивные, положительные и отрицательные аномалии с.-в. ориентировки

Линейные, интенсивные, положительные и отрицательные аномалии с.-в. простирания

Положительные и отрицательные, с.-в. простирания

0,5—1,5

Линейные, отрицательные и положительные

Интенсивные положительные и слабоотрицательные аномалии с.-в. и с.-з. ориентировки

Линейные, положительные и отрицательные

Полосовые, отрицательные и положительные, с.-з. и с.-в. простирания

1,0—1,5

Положительные

Интенсивные положительные

Положительные

Интенсивные, линейные, отрицательные и положительные

0,5—1,5

^{1*} Область глубокофокусных землетрясений.

^{2*} Область с глубинами очагов 100—200 км.

^{3*} Область развития приповерхностных землетрясений.

^{4*} Практически асейсмичная область.

Таблица 14 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
4	Мощность (числитель, км) и скорость (знаменатель, км/с) вулканогенно-осадочного слоя	$\frac{3,0-6,0}{2,4-5,0}$	$\frac{2,5-5,0}{2,3-2,8}$	$\frac{2,0-5,0}{2,8-3,4}$	$\frac{2,0-6,0}{2,6-2,8}$	$\frac{0-3,0}{3,5-5,2}$
5	Мощность (числитель, км) и скорость (знаменатель, км/с) гранитного слоя	$\frac{10,0}{5,8-6,0}$	$\frac{6,0-14,0}{6,0-6,4}$	Нет	Нет	$\frac{8-18}{5,9-6,0}$
6	Мощность (числитель, км) и скорость (знаменатель, км/с) базальтового слоя	$\frac{14,0-20,0}{6,6-7,4}$	$\frac{5,0-11,0}{6,6}$	$\frac{5,0-12,0}{6,6-6,8}$	$\frac{10,0-15,0}{6,6}$	$\frac{8-24}{6,8-7,5}$
7	Мощность земной коры (числитель, км) и граничная скорость на разделе М (знаменатель, км/с)	$\frac{30-34}{8,0}$	$\frac{25-33}{8,0}$	$\frac{12,5-15,0}{8,0}$	$\frac{22}{8,0}$	$\frac{34}{8,0-8,2}$
8	Температура на М, °С	700°	500-900°	500-700°	400-700°	800-1200°
9	Давление на М, кбар	9,1	8,8	3,0	6,5	8,3-13,0
10	Мощность литосферы, км	65	40-75	35-50	40-65	35-70
11	Средняя плотность мантии (уровень компенсации 300 км)	3,344	$\frac{3,336-3,340}{3,340}$	3,332	3,345	4,450
12	Мощность астеносферного второго слоя или слоя пониженных скоростей (числитель) и скорости сейсмических волн (знаменатель)	$\frac{25}{7,7-8,0}$	$\frac{40-50}{7,7-8,0}$	$\frac{25}{7,7-8,0}$	—	$\frac{40}{7,7}$

8	9	10	11	12	13	14
$\frac{2,0-3,0}{3,0-4,0}$ Условно гранитный	$\frac{2,0-3,0}{2,8}$ Условно гранитный	$\frac{0-2}{2,8}$	$\frac{4,0-5,0}{3,0-4,0}$ Условно гранитный	$\frac{1,0-4,0}{2,6}$ Условно гранитный	$\frac{4,0-8,8}{1,8-5,5}$	$\frac{1,5-6,0}{2,0-4,5}$
$\frac{3-9}{5,8-6,3}$	$\frac{3-12}{5,5-5,9}$	$\frac{6,0-8,0}{6,0-6,4}$	$\frac{3,0-5,0}{5,1-5,8}$	$\frac{3,0-12}{5,5}$	$\frac{12-17}{5,9}$	Нет
$\frac{7,0-15,0}{7,2}$	$\frac{8-15}{6,0-6,3}$	$\frac{25-32}{7,2-7,9}$	$\frac{15-25}{6,6-7,2}$	$\frac{12-15,0}{6,3-6,8}$	$\frac{10-20}{7,0-7,4}$	$\frac{5,0-8,0}{6,3-7,4}$
$\frac{12,0-22,0}{7,3-8,1}$	$\frac{21}{7,5-8,1}$	$\frac{42-47}{8,2}$	$\frac{20-35}{7,8-8,0}$	$\frac{22-27}{8,1}$	$\frac{30-40}{8,2}$	$\frac{8-10}{7,8-8,2}$
500-600°	500°	800°	200-500°	400-500°	400-900°	100-300°
4,3	5,4	13,1	—	5,1	6,1-10,8	2,1-3,6
40-55	60	70	60-90	60-85	70-100	80-95
3,318	3,330	3,345	3,30-3,80	3,330-3,365	3,370	3,344-3,345
Область пониженных скоростей и плотностей до 100 км						
			$\frac{25}{8,4}$	$\frac{15}{8,4}$	$\frac{30}{8,4}$	$\frac{30}{8,4}$

Таблица 14 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
13	Удельная сейсмическая энергия (земная кора — числитель, мантия — знаменатель), эрг/см ³ ·с.	$\frac{10^{-11}}{10^{10}-10^{11}}$	$\frac{-}{0-10^{-9}}$	$\frac{10^{-8}-10^{-9}}{10^9-10^{11}}$	$\frac{10^{-11}-10^{12}}{10^{11}-10^{10}}$	$\frac{0-10^{-9}}{0-10^{11}}$
14	Возраст консолидированного складчатого или магматического фундамента	Мезозой, палеозой	Мезозой, возможно, палеозой	Кайнозой	Кайнозой	Поздний мезозой, палеозой, докембрий
15	Петрографический состав верхней мантии	—	Шпинелевые перцолиты и пироксениты, гранатовые перидотиты	Шпинелевые перцолиты, гранатовые перцолиты	—	—

Южная Камчатка — Тихий океан — 16. Количество измерений в данном регионе невелико, поэтому все профили теплового потока следует рассматривать как прогнозные. В регионе наблюдаются существенные вариации теплового потока (от 0,6 до $5,4 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с), свидетельствующие о различии энергетике и термодинамических условий в существующих здесь тектонических структурах.

Глубинные температуры вдоль линий геотравверсов нанесены по данным расчетов Я.Б. Смирнова и В.М. Сугрובה [1979]. Изотермы во всех случаях проведены через 100°С.

На геотравверсах видно, что наиболее глубокое положение одноименных изотерм (и соответственно минимальные вертикальные градиенты температур) характерно для структур Присахалинской зоны, Западно-Камчатского блока, поднятия АН СССР, а также для глубоководного желоба и его приконтинентального склона. Глубины залегания зоны фракционного плавления (1200°С) здесь составляют 80—100 км, изотермы Кюри (600°С) — порядка 30—40 км, границы между цеолитовой фацией и фацией зеленых сланцев регионального метаморфизма (200—250°С) — 10—15 км. Область резкого подъема изотерм совпадает с глубоководной впадиной Охотского моря и Срединно-Камчатским блоком. Изотермы 1200, 600 и 300° залегают здесь на глубинах порядка 30—40, 15 и 10 км соответственно. Остальные структуры зоны перехода занимают промежуточное положение.

Приведенные выше данные о строении литосферы зоны перехода Азиатского континента к Тихому океану позволяют отметить следующие положения.

1. Рассмотренные геотравверсы — модели литосферы — отражают особенности строения состава и физических свойств пород земной коры и верхней мантии в Курило-Камчатской зоне перехода, характеризующейся вы-

8	9	10	11	12	13	14
10^{-9} 10^{-7}	$10^{11}-10^{12}$ 10^8-10^9	10^9-10^{11} 10^8	10^6-10^7 10^{-7}	10^{-8} 10^9-10^9	10^5-10^8 10^7-10^{11}	$0-10^{-9}$ $0-10^{-9}$
Поздний мезозой, кайнозой	Поздний мезозой, кайнозой	Поздний мезозой, кайнозой	Поздний мезозой, кайнозой	Поздний мезозой, кайнозой	Поздний мезозой, кайнозой	Поздняя юра—мел
Метаморфизованные габброиды, гранатовые гранулиты, эклогиты	Метаморфизованные габброиды, гранулиты, гранатовые перидотиты	Плагиоклазовые перцолиты, оливиновые вебстериты, шпинелевые перцолиты	—	—	—	Гранатовый перидотит, возможно, амфиолит-пироксеновый пириолит

соким уровнем сейсмической, магматической и тектонической активности недр.

2. Тектонические структуры, пересекаемые геотравверсами, и связанные с ними сейсмические пояса с разной глубиной очагов землетрясений, такие, как Южно-Охотская впадина, Западно-Камчатская структурная зона, а также примыкающие к ним материковые шельфовые окраины Охотского моря (область развития очагов землетрясений с глубинами более 200 км), Курильское геоанктиклинальное поднятие и Восточная Камчатка (область развития землетрясений с глубинами очагов 100—200 км), внутренний склон Курило-Камчатского желоба (область развития приповерхностных очагов землетрясений), окраина Тихого океана (сейсмичная зона) различаются по истории своего развития, строению и составу земной коры и верхней мантии и другим геолого-геофизическим параметрам (табл. 14).

3. В Курило-Камчатской зоне перехода между областями структур океана и континента, различающихся строением, составом и динамикой развития земной коры и верхней мантии, существует пограничная зона (область сочленения), ширина которой достигает 200—300 км.

Зона сочленения неоднородна и, в общем, состоит из двух наклонных под континент пластин, различающихся по плотности и скорости распространения сейсмических волн. Более высокие плотности и скорости имеют место в пределах пластины, расположенной со стороны океана. Менее плотная пластина, примыкающая к континентальному блоку, одновременно обладает меньшей скоростью и повышенным поглощением сейсмических волн [Федотов, 1966]. Сложное неоднородное строение мантии в зоне сочленения отображается и в резкой дифференциации граничных скоростей вдоль поверхности Мохоровичича.

4. Зона Заварицкого—Беньофа во всех своих частях приурочена к области сочленения структур океана и континента. Подкорковая часть зоны Заварицкого—Беньофа шириной до 150 км, характеризуется относительно небольшим количеством очагов землетрясений и низким уровнем выделяемой ими сейсмической энергии, располагается близ границы разнотолстых пластин, но смещается от нее либо в сторону более плотной пластины (Южные Курильские острова), либо в сторону пластины, имеющей меньшую плотность (Южная Камчатка, Центральные Курильские острова), причем во всех случаях фокальная зона наклонена в сторону слоев, имеющих относительно меньшую плотность и скорость.

Внутренняя структура и морфология фокальной зоны сложная; судя по сейсмическим данным последних лет [Hasegawa et al., 1976], в области перехода мантийная часть зоны Заварицкого—Беньофа, вероятно, включает две сопряженные фокальные зоны (или внешнюю и внутреннюю ее части) с ориентированными вдоль них напряжениями сжатия или растяжения.

Приповерхностная часть фокальной зоны, охватывающая верхи верхней мантии и земную кору, объединяет подавляющее количество очагов землетрясений. Основная доля выделяемой здесь сейсмической энергии приходится на первые десятки километров. Эта часть зоны более широкая и в общем смещена в сторону более океанических высокоплотных блоков.

Очаги приповерхностных землетрясений проектируются на внутренний склон глубоководного желоба. Полоса эпицентров этих землетрясений четко выражена и так же, как структурные элементы региона, элементы геофизических полей, структуры земной коры и верхней мантии, имеет выдержанную северо-восточную ориентировку: выдержана и морфология этих геолого-геофизических параметров. Связи приповерхностной сейсмичности с геофизическими и геологическими параметрами сравнительно более тесные, а характер этих связей сохраняется на всех уровнях геолого-геофизического разреза. Это свидетельствует о том, что неоднородности литосферы, обуславливающие возникновение землетрясений в Курило-Камчатском регионе, имеют место по всему разрезу коры и верхней части мантии. Наличие таких неоднородностей и глубоких их корней проявляется в сильной дифференциации высот рельефа, рельефа поверхности М, геофизических полей, в резких изменениях мощности консолидированного комплекса, в наличии линейно-блоковой структуры на всех глубинах разреза (табл. 15).

5. По обе стороны от зоны сочленения, к которой приурочена полоса очагов землетрясений, строение верхней мантии также различается по крайней мере до 300 км. Со стороны океана к пограничной зоне примыкают более мощные литосферные слои, характеризующиеся большей скоростью сейсмических волн по сравнению с располагающимися с ними на одном уровне слоями под континентальными структурами. Различия достигают 0,6—0,8 км/с.

Выявляется разная общая мощность астеносферных слоев: 50 км под океаническими структурами, 170 км в блоке континентальных структур; изменяется их скоростной параметр при одинаковых глубинах соответственно от 8,3—8,4 до 7,7—7,8 км/с. Одновременно наблюдаются различия в средней плотности мантии. Судя по расчетам гравитационных аномалий, при уровне компенсации 300 км средняя плотность мантии под Охотоморскими структурами и Западной Камчаткой составляет 3,339 г/см³, а под Тихоокеанскими — 3,346 г/см³. Скоростные и плотностные различия мантии разных структурных зон связаны с особенностями ее вещественного состава и термо-барическими условиями.

Т а б л и ц а 15

Геолого-геофизическая характеристика сейсмоактивного пояса

Параметр	Сейсмоактивный пояс по геотраверсам			Асейсмические регионы
	Южно-Куриль- ский	Центральный	Камчатский	
Среднее значение гра- диентов, условные единицы (числитель), дифференцированность поля (знаменатель)	<u>1,0—5,0</u> (сильно диф- ференциро- ванное поле)	<u>1,0—4,5</u> (дифферен- цированное поле)	<u>1,0—5,0</u> (сложно по- строенное поле)	<u>0,3</u> (спокойное поле)
Средняя напряжен- ность магнитного поля, условные единицы	1,0—3,0	0,8—3,0	1,0—3,0	-1,0÷-1,5
Мощность земной ко- ры, км	28—35	12—20	30—40	6—8
Мощность консолиди- рованного комплек- са, км	10—25	11—18	26—30	4—6
Средние значения вы- сот рельефа, км	-1÷-5	-2÷-5	-1÷-5	-6
Среднее значение гра- диентов высот релье- фа	0,5—1,5	0,75—1,25	0,75—1,0	0,25
Напряженность Буге, усл. ед.	5—20	10—20	12—22	27
Средняя плотность верхней мантии (уро- вень компенсации 300 км), г/см ³	3,5	3,48	3,555	3,347

Существующая неравномерность затухания интенсивности землетрясений [Уцу, 1972] из очагов, расположенных на разных глубинах и в разных зонах, также свидетельствует о различиях не только строения, но и свойств среды как в зоне Заварицкого-Беньофа, так и в ограничивающих ее блоках развития структур океана и континента.

6. Данные об особенностях глубинного строения зоны перехода Азиатского континента к Тихому океану позволяют связывать природу зоны Заварицкого-Беньофа с активным взаимодействием структур океана и континента, которое возникло и развивалось в силу различий физических свойств океанической и континентальной литосферы. В силу этого взаимодействия осуществлялся энергетический и вещественный обмен (метасоматоз). Фазовые превращения и взаимная диффузия проходили в условиях продолжающейся гравитационной дифференциации. Вектор такого взаимодействия должен быть направлен в сторону менее плотного слоя континентального блока. Наиболее мафические компоненты смещались к нижней части контакта, приобретшего в силу указанных причин наклонное под континент положение, а литофильные компоненты скапливались вдоль верхней части этого контакта, формируя пограничную зону активного взаимодействия блоков. Наклон этой зоны, ее мощность, следовательно, должны определяться степенью различий тектонически контактирующих глубинных горизонтов. Угол наклона при этом может изменяться вверх по разрезу контакта. Можно допустить, что термо-

барические условия в нижних горизонтах контактирующих блоков обеспечат более медленную скорость взаимодействия (по сравнению с более верхними горизонтами). Указанное обстоятельство вызовет еще больший наклон границы между блоками в результате их взаимодействия.

Предполагаемый механизм взаимодействия блоков с различным строением земной коры и верхней мантии обеспечивает наклон зоны их взаимодействия и входящей в ее состав зоны Заварицкого—Беньюфа в сторону более низкоплотностного континентального блока, а также ускоряемый процесс дифференциации вещества верхней мантии и, с одной стороны, выделение тепловой энергии, а с другой — выплавление более легких компонентов и их подъем, фиксируемый на поверхности интенсивным вулканизмом.

Континентальный и океанический блоки были приведены в соприкосновение или в нижнем мезозое, согласно представлениям тектоники плит и процессу базификации [Белоусов, 1968], или в позднем протерозое [Пушаровский, 1972]. Скорее всего, положение контакта этих блоков и форма этого контакта со времени его возникновения существенно изменились. Процесс взаимной диффузии и гравитационной дифференциации в активной зоне взаимодействия блоков, по-видимому, носил дискретный характер, т.е. накопление энергии и диффузионное смещение осуществлялись постепенно и сменялись периодами активного высвобождения и проявления на поверхности результатов этих процессов. Каждый "революционный" переход взаимодействия приводил к формированию новой границы, смещавшейся по отношению к прежней в сторону океана. Вся область располагавшаяся над наклонной зоной взаимодействия блоков, была активной в тектоническом отношении. Причем степень активности увеличивалась по направлению к выходу зоны на дно океана. Оптимальная область проявления вулканизма располагалась в районах, где глубина зоны достигала 100—200 км (по аналогии с современными условиями), а ширина этой зоны, как и всей активной области определялась, по-видимому, наклоном зоны. Сказанное позволяет считать, что пограничная зона активного взаимодействия разнопостроенных блоков является долгоживущей, но ее современное положение сформировалось в последний цикл тектонической активности.

Предлагаемая модель хорошо согласуется с геологическими данными по северному и северо-западному сегментам Тихоокеанского пояса. Получает объяснение миграция геосинклинали процесса в сторону океана, активный инициальный, мантийный магматизм, выявление здесь отмерших островных дуг и заполненных частично инверсировавших глубоководных желобов. Так, например, глубоководный желоб и сопряженная с ним островная дуга в меловое время проходили по юго-восточной окраине п-ва Канаи, через о-ва Кадьяк и Шелеховские и вдоль современного края Берингоморского шельфа в Корякское нагорье [Moore, 1974, Ермаков, 1975]. Далее меловой глубоководный желоб продолжается в широтном направлении через Корякское нагорье и прослеживается в Центральной Камчатке. Современный глубоководный Алеутско-Курило-Камчатский желоб возник не позднее верхнего миоцена [Huene, Shor, 1969], а скорее всего, в плиоцене [Супруненко, 1977]. Как показали результаты 56—57-го рейсов глубоководного бурения в Японском желобе, на его месте в меловое время существовало поднятие, т.е. желоб возник, вероятно, в конце миоцена. Что касается эндемичности глубоководной фауны желобов и ее древнего возраста, то ее существование можно объяснить только тем, что в Мировом океане постоянно длительное время существовали ультраабиссальные условия. Морфологической формой, в которой

существовали подобные условия, мог быть желоб, но совершенно не обязательно, чтобы этот желоб существовал на одном и том же месте.

Наклон активной пограничной зоны, возникающей (как было показано выше) в результате различий физических свойств и разной скорости взаимодействия на различных глубинах, определяет дугообразную форму как островных дуг, так и глубоководных желобов. Наконец, сложные процессы гравитационной дифференциации и диффузионного взаимодействия определяют неравномерное распределение напряжений сжатия и растяжения вдоль зоны и формирование горстов и грабенов вблизи поверхности океанического дна и в пределах островных дуг.

Предполагаемая модель, как нам представляется, согласуется еще с одним установленным фактом — изменением наклона зоны на различных глубинных уровнях и существованием в ее пределах участков с частичным плавлением, где землетрясения не происходят (полиастеносферная модель Тараканова, Левого).

Высказанные представления о природе зоны Заварицкого—Беньофа являются дальнейшим развитием идеи Н.С. Шатского.

Авторы отдают себе отчет, что природа зоны Заварицкого—Беньофа не может быть выявлена только на отдельном, хотя и протяженном ее звене. Рассмотренная модель, решая ряд вопросов и объясняя некоторые особенности строения зоны, ставит новые и весьма существенные вопросы. Почему, например, один контакт континентального и океанического блоков обуславливает их взаимодействие (активные окраины), а другой не приводит ни к каким существенным процессам или определяет их иной характер (пассивные окраины и т.п.).

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ПРОБЛЕМАХ ГЕОДИНАМИКИ И СЕЙСМИЧНОСТИ

Изучение глубинного строения и геодинамических режимов литосферы — одно из перспективных направлений современной геофизики, непосредственно связанное с решением важнейших народнохозяйственных задач: научное обоснование поисков месторождений полезных ископаемых на больших глубинах и выяснение закономерностей тектонической структуры и состояния среды сейсмоопасных зон.

Результаты глубинных сейсмических, сейсмологических, региональных комплексных геолого-геофизических исследований, полученные на терри-

Таблица 16

Признаки и критерии выделения неоднородностей строения и состава верхней мантии (по геофизическим данным)

Методы и способы получения информации	Тип получаемой информации	Характеристика, признаки и критерии выделения неоднородностей
1	2	3
<p>Выявление скоростей и поглощающих свойств среды, изучение кинематики и динамики объемных и поверхностных волн различного типа от землетрясений и мощных промышленных взрывов</p> <p>Анализ кинематических характеристик сейсмических волн (выявление структурных неоднородностей, геометрии границ):</p> <p>измерение по записям объемных волн времени пробега (для определения эмпирического годографа) и измерение амплитуды (динамики) волн (для изучения изменений их с расстоянием) — с целью построения полной скоростной модели среды</p> <p>анализ вариаций времени пробега мантийных волн с целью выявления областей регионального изменения этого временного параметра разреза верхов мантии</p>	<p>Изучение структурных неоднородностей, вещественного состава и процессов в верхней мантии</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Получение пространственного распределения областей с различными скоростными параметрами, возможно связанных с разным составом и вещественным составом верхней мантии 2. Выявление блоков мантии и оценка глубины проникновения этих блоков, выявление слоистости (этажности) мантии 3. Выяснение анизотропных свойств верхней мантии 	<p>Изменение кинематических и динамических характеристик сейсмических объемных и поверхностных волн от землетрясений и мощных искусственных взрывов</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Изменение скоростных параметров в вертикальном и горизонтальном направлениях (градиент, инверсия скорости, аномальный разрыв типичного для территории скоростного разреза и т.п.) 2. Наличие областей с различными законами изменения скорости с глубиной и различными глубинами проникновения этих областей. Этажность границ с различными скоростями 3. Наличие корреляции скоростей распространения волн в верхах мантии (V_{Γ}^M) с направлением

Т а б л и ц а 16 (продолжение)

1	2	3
<p>расчет теоретических сейсмограмм для различных скоростных моделей и сопоставление их с экспериментальными — для установления законов изменения скорости с глубиной</p>	<p>4. Выявление областей регионального изменения времен пробега мантийных волн, выявление ослабленных и очаговых зон землетрясений</p> <p>5. Оценка состояния и вещественного состава верхней мантии</p>	<p>профиля (анизотропия скорости)</p> <p>4. Существование вариаций времен пробега мантийных волн</p> <p>5. Изучение изменений отношения скоростей V_p/V_S с глубиной и в пространстве</p>
<p>Анализ динамических характеристик волн (с целью определения физического и геологической природы регистрируемых волн и для изучения изменения скоростных параметров с глубиной и в горизонтальном направлении)</p>	<p>1. Выяснение специфических особенностей среды (в частности, поглощающих свойств), состояния вещества мантии и процессов (например, частичное плавление), существования разломных и ослабленных зон верхней мантии</p>	<p>1. Резкое затухание (поглощение) глубинных волн, смена частотного состава волн от глубинных поверхностей, различия в глубинах идентичных границ</p>
<p>измерение абсолютных амплитудных характеристик сейсмических сигналов (амплитуда смещения почвы и их производные — скорость и ускорение), изучение спектрального состава, поляризации волн и др.</p>	<p>2. Проведение вертикальной стратификации и латерального районирования среды</p>	<p>2. Различия в величине коэффициента мутности (эффективного коэффициента, характеризующего мелкую скоростную неоднородность)</p>
<p>измерение коэффициента затухания (поглощения) α и безразмерного декремента затухания — диссипативной функции (добротности), основанное на сопоставлении амплитуд сейсмических волн в разных пунктах (или же в одном пункте, но в разные моменты времени)</p>	<p>3. Выяснение региональных неоднородностей верхней мантии</p>	<p>3. Дисперсия поверхностных волн (наличие изменений фазовых и групповых скоростей волн и их периодов)</p>
<p>Анализ инструментальных и макросейсмических данных о сейсмичности, изучение пространственного положения и размеров очаговых зон и т.п.</p>	<p>Выяснение структурных (пликативно-дислокационных) неоднородностей, формы и размеров ослабленных зон, блоков мантии, этажей с различной энергоемкостью, выяснение напряженного состояния вещества</p>	<p>Существование и изменения пространственного размещения очагов землетрясений и их параметров; направленность излучения сейсмической энергии из мантийных очагов; аномальность в изменении динамических характеристик волн; различия в затухании интенсивности землетрясений (по инструментальным и макросейсмическим данным); изменение напряженного состояния на различных глубинах; изменение плотности очагов и потока сейсмической энергии с глубиной; раз-</p>

Таблица 16 (продолжение)

1	2	3
<p>Гравиметрическая съемка, способы обработки и трансформации <i>наблюденого гравитационного поля</i></p>	<p>Получение пространственного распределения плотностных границ и неоднородностей вертикальных разломных и контактных границ и определение размеров мантийных блоков различной плотностной характеристики</p>	<p>Характер пространственного распределения и морфологии глубинных гравитационных остаточных аномалий (в редукции Буге), приведенных к поверхности Мохоровичича, градиентов и характер затухания этих аномалий с глубиной</p>
<p>Сопоставления данных обработки и интерпретации грависейсмического зондирования (ГСЗ)</p>	<p>Изучение процессов, протекающих в неоднородных глубинных зонах, выявление дислокационно-разломных зон регионального характера и неоднородностей вещества верхней мантии, оказывающих влияние на развитие региональных структурных элементов земной коры; определение очагов уплотнения и разуплотнения вещества верхней мантии и зон перераспределения материала</p>	<p>1. Расхождение между скоростными характеристиками</p>
<p>Введение топоизостатических поправок в гравитационное поле — для расчета изостатических аномалий, отнесенных к различным по глубине поверхности компенсации, начиная с поверхности Мохоровичича до астеносферного слоя</p>	<p>1. Изучение характера изостатического состояния регионов с целью выявления пространственного распределения очагов уплотнения и разуплотнения верхов мантии, выяснения процессов конвективной неустойчивости (гравитационная конвекция), характера и различий температурных и термоупругих напряжений, физико-химических превращений и механизма деформаций крупных блоков надастеносферного слоя верхней мантии</p> <p>2. Изучение плотностных неоднородностей, находящегося ниже астеносферного слоя</p>	<p>витационного поля, рассчитанными по принятому соотношению между скоростью волн и плотностью, в соответствии с наблюдаемыми значениями гравитационного поля</p> <p>2. Изменение силы тяжести Земли во времени (квази-периодические вариации гравитационного поля)</p> <p>1. Характер распределения изостратических аномалий силы тяжести; наличие протяженных интенсивных положительных и отрицательных аномалий и линейных градиентных зон на различных поверхностях изостатической компенсации, в том числе поверхности Мохоровичича и астеносферного слоя верхней мантии</p>
<p>Аналитическое продолжение гравитационного и магнитного поля в верхнее и нижнее полупространства. Способы</p>	<p>1. Выявление пространственного распределения областей и слоев с различными магнитными свойствами, интен-</p>	<p>1. Существование линейных и зональных аномалий (протяженностью и размером в сотни—тысячи километров) повышенного и пониженно-</p>

Таблица 16 (окончание)

1	2	3
<p>трансформации (путем осреднения — простого и весового), вычисления производных наблюдаемой величины поля, частотного анализа, модельных расчетов и др. с целью возможно более полного разделения аномалий, которые вызваны источниками различной физико-геологической природы, залегающими на разных глубинах, и в сопоставлении с данными глубинного сейсмического и магнитотеллурического зондирования, геотермии и др.</p>	<p>сивностью и характером затухания с глубиной аномалий магнитного поля</p> <p>2. Выявление структурных неоднородностей (в том числе дислокационных) низов коры и верхов верхней мантии, блоков и протяженных планетарных разломов; выяснение механизма и условий деформации и (горизонтального) перемещения вещества верхней мантии</p>	<p>го уровня напряженности магнитного поля</p>
<p>Анализ распределения высоко- и низкочастотной составляющих наблюдаемого магнитного поля и его элементов. Сопоставление магнитных данных с глубинными сейсмическими границами</p>	<p>1. Выявление региональных латеральных неоднородностей верхов верхней мантии и структурных несогласий ее глубинных границ</p> <p>2. Выявление латеральных температурных неоднородностей верхней мантии, возможных изменений изотермической поверхности Кюри (около 600°), глубины залегания подошвы магнитоактивных блоков верхней мантии вследствие тектонических и других процессов в активных областях (например, вследствие перераспределения давлений). Выявление неоднородностей вещественного состава, температурного режима и физико-химических условий верхней мантии</p>	<p>2. Изменение характера и скорости затухания с глубиной, а также пространственного положения узких протяженных (многие сотни—тысячи километров) магнитных аномалий</p> <p>3. Существование протяженных полосовых ("зебroidных") аномалий разного знака и интенсивности</p> <p>4. Наличие инверсии (изменение полярности) магнитного поля</p> <p>1. Отсутствие корреляционной связи между характером зональных—региональных аномалий магнитного поля и сейсмическими границами Конрада, Мохоровичича и др.</p> <p>2. Изменение структуры поля региональных вековых геомагнитных вариаций Земли</p> <p>3. Электромагнитные вариации (Z-компонента вариации с периодом 0,5—2 ч при проведении синхронной записи), сдвиг по фазе изменений интенсивности</p>
<p>Метод глубинного магнитотеллурического зондирования (ГМТЗ) и интерпретация данных измерений полей</p>	<p>1. Определение положения кровли проводящих слоев (в интервале глубин до 1000 км)</p> <p>2. Уточнение сведений о температурных неоднородностях верхней мантии и положения очагов частичного плавления вещества мантии</p>	<p>Изменение кинематических и динамических параметров естественных электромагнитных полей низкочастотного спектра, вызванных изменчивостью электрического разреза верхней мантии</p>

тории СССР, свидетельствуют о том, что структурные геологические формы и геодинамические процессы, а также и современные сейсмогенные движения литосферы обусловлены эндогенными преобразованиями в более глубоких слоях Земли. Понятно поэтому, что изучение и характеристика особенностей строения и свойств литосферы позволят не только выяснить общие черты пространственного положения коровых и мантийных сейсмогенных структур, но и понять принципы динамического взаимодействия крупных литосферных плит и блоков.

Проблема изучения глубинных слоев литосферы осложнена по причинам ограниченности данных о вещественном составе, структуре и свойствах среды, которые можно получить на основании анализа и интерпретации сейсмических записей глубокофокусных землетрясений значительной интенсивности, а также мощных промышленных взрывов. Поэтому в настоящее время изучение сильных глубокофокусных землетрясений приобретает особое значение. Пока не определены главные и второстепенные источники информации и признаки, на основании которых можно решать задачи в проблемах глубинной структуры и геодинамики Земли. Попытка систематизировать признаки и критерии выделения неоднородностей строения и состава верхней мантии (по геофизическим данным) сделана совместно с Т.Б. Добревым (табл. 16).

Ниже рассматриваются два аспекта обсуждаемой проблемы.

1. Вопросы региональных закономерностей глубинной структуры и современной геодинамики крупных регионов СССР, обращают особое внимание на новые направления и тенденции комплексных геолого-геофизических исследований литосферы.

2. Вопросы изучения структуры и состояния среды в пределах очаговых зон крупных землетрясений, т.е. в "горячих" точках литосферы.

Понятно, что оба эти вопроса взаимосвязаны по смыслу, ибо отражают явления геодинамического взаимодействия структурных элементов коры и мантии на разных ступенях иерархии (т.е. в пределах структур различного ранга).

Глава 1

ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА ТЕРРИТОРИИ СССР

Региональные геофизические исследования, выполненные в последние десятилетия в различных регионах страны, дали исключительно ценные научные результаты и позволили наметить ряд интересных выводов важного практического значения.

Предположения о модели среды, которые были положены в основу интерпретации геофизических данных, слишком упрощены по сравнению со сложной реальной средой.

Обобщение и анализ разнородной геофизической информации по строению земной коры для обоснования тектонического районирования, выполненные в 50–60-е годы, позволили вскрыть ряд явных противоречий, неувязок и ошибок в интерпретации, прежде всего, данных ГСЗ. Противоречия в первую очередь касались дискуссионных проблем о слоистости коры, целесообразности ее деления на гранитный и базальтовый слои, возможности разделения коры на конечное (небольшое) количество типов и т.д. Неувязки и ошибки в большинстве случаев вызваны более глубокими

причинами и связаны с развитием и изменением идейных подходов к интерпретации данных ГСЗ [Сейсмические модели..., 1980].

Пересмотр многих материалов ГСЗ с новых позиций в сочетании с новыми данными более детальных наблюдений МОВ-ОГТ и по работам на длинных профилях с регистрацией обменных волн от больших взрывов позволили предложить новый вариант обобщенных моделей для главных геоструктур континентов. Выделены три скоростных этажа. Верхний аналогичен прежнему гранитному слою, нижний ранее входил в базальтовый слой. Средний в одних случаях частично, в других полностью включался в базальтовый слой, что и создавало неопределенность в понятие "граница Конрада". По величине осредненных пластовых скоростей выделяются следующие диапазоны: верхний слой — 5,5–6,3; промежуточный 6,4–6,7, нижний — 6,8–7,6 км/с [Сейсмические модели ..., 1980].

Безусловно то, что эти представления о скоростной дифференциации среды есть лишь следующее приближение, более удовлетворяющее новым принципам геологической интерпретации с разных геотектонических позиций, однако и они оказываются уже сейчас весьма далекими от реальных геологических моделей среды. Свидетельством тому может служить опыт бурения Кольской сверхглубокой скважины, достигшей уже отметки 12 000 м. Впервые достоверно получена информация о верхней консолидированной части земной коры. Изучен глубинный вертикальный разрез коры, определен первичный состав древнейших кристаллических образований, а также физические свойства пород на глубине более 11 км.

На основании полученных данных стала возможной обоснованная интерпретация геофизических материалов, имеющая, как уже говорилось, принципиальное значение для практических геолого-тектонических задач. Разрез земной коры в районе Кольской сверхглубокой скважины наилучшим образом иллюстрирует "противоречия" между расчетными и наблюдаемыми в скважине геофизическими параметрами.

Установлена большая как вертикальная, так и латеральная неоднородность в строении земной коры и верхней мантии.

Экспериментальные данные, полученные на протяженных профилях ГСЗ и сети сейсмологических станций, позволили выделить в пределах крупных регионов СССР существенные горизонтальные скоростные неоднородности и примерно оценить их параметры (величину изменения скорости, глубину заложения, линейные размеры).

Исследованиями А.В. Егоркина и Н.И. Павленковой [1981], основанными на интерпретации длинных сейсмических профилей, показано, что большими скоростями (8,2–8,3 км/с), повышенной добротностью, отсутствием зон инверсии скоростей, стабильностью отношений P - и S -волн отличается верхняя мантия (до глубин 150–200 км) древних платформ и центральных частей континентов. Пониженными скоростями (менее 8,0 км/с), четко выраженными инверсиями характеризуется мантия областей эпиплатформенного орогенеза и рифтообразования.

Таким образом, по скоростным параметрам, примерно до глубин 150–200 км, намечается отчетливая дифференциация территории СССР, при этом заметно выделяются древние плиты (скорость на границе Мохорoviча 8,2–8,3 км/с), рифтовые зоны (7,7–7,8 км/с), [Егоркин, Павленкова, 1981]. Исследования ряда авторов [Винник, Егоркин, 1978; Беляевский и др., 1980] показали, что аномалии горизонтальных скоростных неоднородностей прослеживаются на глубинах до 400–800 км.

Общей характерной особенностью строения верхней мантии в сейсмичных районах Евразии является наличие достаточно мощных (одного-двух)

слоев с понижением скорости. Этим слоям и непосредственно прилегающим к ним по глубине участкам разреза нередко соответствует увеличение количества очагов и сейсмической энергии. Общий уровень скоростей в верхней мантии до глубины 150—200 км для сейсмоактивных регионов характеризуется в среднем более низкими значениями по сравнению с платформенными областями. Землетрясения в верхней мантии происходят большей частью в области контакта низко- и высокоскоростных блоков литосферы [Рябой, Щукин, 1975; Щукин, Люстих, 1981]. Исследования последних лет (например, в Средней Азии) показали более сложные соотношения скоростных параметров среды и уровня высвобождаемой при землетрясениях энергии. Связи между IgE и V_r^M оказались не столь очевидными, как представлялось нами ранее, они носят неоднозначный и дифференцированный характер, отображающий сложные гетерогенные условия структуры и напряженного состояния верхней мантии.

Анализ схем изосейст некоторых сильных глубоких землетрясений и промышленных взрывов показал, что изосейсты, пересекая геологические структуры, отчетливо коррелируются в своих аномальных направлениях (вытянутости, ориентации) с положением областей повышенных значений средней скорости и плотности вещества верхней мантии. Неучет такого влияния глубинных неоднородностей на структуру волнового поля землетрясений, как показали исследования недавних лет, чреват последствиями. Землетрясения 1977 г. в районе Вранча (Восточные Карпаты) лишний раз подчеркнули эту закономерность.

Изучение структуры и состояния среды в пределах верхней мантии, таким образом, приобретает, помимо общетеоретического, также отчетливо практическое направление и конкретный прикладной характер.

Известно, что земная кора каждой тектонической области имеет свои специфические черты, что выражается в особенностях волновых характеристик и скоростных параметров. Показательным в этом отношении является распространенность в составе коры различных регионов слоев с пониженными (волноводы) и повышенными скоростями, в интервалах глубин от первых километров (например, на щитах) до первых десятков километров (в активных областях).

Геологическая природа волноводов, подчеркивающих значительную расслоенность коры и литосферы в целом, видимо, различна. В горноскладчатых, тектонически активных областях они связываются обычно с зонами частичного плавления и разогрева вещества земной коры или же с зонами разуплотнения пород, появления которых обязано действию тангенциальных сил и "проскальзыванию" отдельных пачек слоев земной коры относительно друг друга. В сейсмически активных районах слои с пониженными скоростями могли появиться в разрезе коры в результате разрушения и преобразования пород после землетрясения [Краснопевцева, Щукин, 1978; Егоркина и др., 1980]. Во многих случаях, по всей вероятности, такие изменения носят необратимый характер. На платформах геологическая природа волноводов в земной коре менее определена. Их положение, скорее всего, следует связывать с термодинамическими условиями или фазовыми переходами одних типов пород в другие, а также с петрографическими неоднородностями в составе пород.

Слои с повышенными скоростями в нижних частях коры, наиболее частые в молодых горноскладчатых сооружениях, связываются обычно с развитием базит-эклогитового комплекса и отражают аномальные процессы перехода в зоне кора—мантия.

Статистическая обработка данных о граничных скоростях разделов в земной коре позволяет в средней части консолидированной толщи выделить границу, скоростные параметры и волновые характеристики которой очень изменчивы. Последнее не позволяет провести региональную корреляцию их для территории СССР. По всей видимости, не является случайным тот факт, что именно этому интервалу глубин почти во всех регионах принадлежит основное количество очагов и основная доля энергии землетрясений.

Некоторые сейсмические свойства коры сейсмичных (орогены) и асейсмичных (платформы) зон суммированы нами по данным работы [Сейсмические модели... , 1980].

Сейсмические (орогенные) зоны

Общее утолщение земной коры до 50–60 км, нередко охватывающее и предгорные прогибы

Утолщение коры под горами происходит за счет увеличения мощности промежуточного или верхнего скоростного этапа, что приводит к некоторому уменьшению средней скорости

Несколько меньшие скорости, чем на платформах (менее 6,0 км/с), в верхнем скоростном этапе в пределах центральной части геосинклинали, выполненной мощным осадочно-метаморфическим слоем

Скорость сейсмических волн на границе Мохоровичича несколько понижена (по сравнению с платформами) до 8,0 км/с. Существенно ухудшается прослеживаемость, т.е. устойчивость всех сейсмических границ, увеличивается число крутопадающих площадок, повышается степень неоднородности сейсмических полей

Значительная насыщенность коры высокоскоростными внедрениями с отдельными телами у кровли фундамента со скоростью 7,0–7,8 км/с.

Асейсмичные (платформенные) зоны

Мощность земной коры изменяется незначительно в пределах отдельной плиты; небольшие перепады глубин до границы Мохоровичича в зонах глубинных разломов; средняя мощность коры 40 км;

Скоростные этажи консолидированной коры со средними пластовыми скоростями 5,8–6,0, 6,4–6,5 и 6,8–7,0 км/с имеют примерно одинаковую мощность — около 12–14 км, т.е. составляют в среднем одну треть всей мощности коры. Скорость на поверхности фундамента около 5,8–6,0 км/с; средняя скорость сейсмических волн до границы Мохоровичича выдерживается в узких пределах 6,4–6,5 км/с

Скорость сейсмических волн по поверхности мантии 8,0–8,2 км/с

Для консолидированной части коры характерно большое число протяженных субгоризонтальных границ, особенно на глубинах 15–25 км

Ранее была подмечена закономерная связь между положением в разрезе земной коры глубинных разломов, волноводов и очагов землетрясений. Оказалось, что максимумы на кривых распределения разломов по глубине совпадают с кровлей волноводов, а минимумы — с их подошвой. Таким же образом между собой связаны волноводы и очаги землетрясений. Аналогические соотношения были исследованы для волноводов и очагов в верхней мантии.

Этот обобщенный результат и многочисленные региональные, частные примеры позволяют говорить о том, что в разных участках орогенического пояса (Восточные Карпаты, Кавказ, Копетдаг, Тянь-Шань, Памир, Байкальская зона) современными сейсмогенными движениями захвачены различные глубинные этажи литосферы. Это, в свою очередь, свидетельствует о неравномерности распределения энергии землетрясений в коре и верхней мантии в связи с их расслоенностью, а также позволяет получить представление о глубинах, на которых в разных участках современные тектонические процессы отличаются наибольшей интенсивностью.

Ряд экспериментальных наблюдений и косвенные данные позволяют полагать, что существуют субгоризонтальные сейсмогенные структуры и активные сейсмогенные движения блоков литосферы в горизонтальном направлении по поверхностям дисгармонично развивающихся слоев земной коры, часто совпадающим с волноводами. Областью наиболее вероятных глубин таких процессов и движений может оказаться интервал глубин 10—20 км, наиболее энергоемкий и "продуктивный" для очагов землетрясений, т.е. там, где обычно расположен в коре первый волновод, имеющий, видимо, отчетливое тектоническое происхождение.

Изложенные факты и общие выводы позволяют, таким образом, сформулировать еще одно важное положение.

В земной коре и верхней мантии наряду с геологическими (структурно-вещественными) границами отчетливо выражены границы, отражающие, скорее всего, геодинамическое состояние среды (динамические границы).

Это в наилучшем виде было доказано бурением Кольской сверхглубокой скважины. На глубине ниже 4,5 км обнаружена мощная зона пониженных скоростей упругих волн (волновод), контролирующая интенсивность и характер метаморфических процессов и гранитизации, зональность рудной минерализации и линий теплогенераций, характер поведения газов, минерализованных вод, радиоактивных, редкоземельных и рассеянных элементов. Волновод предопределяет физико-механическое и термодинамическое состояние кристаллических пород глубинных зон земной коры.

Полученная информация имеет принципиальное значение для более правильной, обоснованной интерпретации результатов наземных геофизических наблюдений и для ревизии бытующих схем их геологического истолкования, геодинамических реконструкций.

По всей вероятности, придется пересмотреть или серьезно откорректировать ряд представлений о природе глубинных разделов в литосфере Земли. Последнее обстоятельство имеет непосредственное отношение к вопросам сейсмогенезиса, активную роль в котором играют зоны динамического разупрочнения среды, а с ними тесно связаны, как уже говорилось, очаги землетрясений.

Остановимся еще на одном положении, имеющем важное значение в организации представлений о связи очагов землетрясений с геологической обстановкой, а именно: выяснились сложные взаимодействия глубинных структур с приповерхностными геологическими образованиями; весьма часты несоответствия геофизических (в особенности, скоростных) параметров и вызываемых их аномальных объектов на разных глубинных этапах (срезах), что может быть свидетельством дисгармонии структуры литосферы.

Частично это было показано выше, при обсуждении вопросов пространственного положения в литосфере крупномасштабных скоростных неоднородностей, "подстилающих" на глубинах 100—200 км мелкие неоднородности консолидированной части земной коры и приповерхностных геологических образований. Структурный контроль за сейсмической деятельностью (активностью), осуществляемый этими крупными неоднородностями, в особенности их контактами (границы литосферных блоков и плит), заставляет нас считаться с этим рангом структур и обязательно включать его в региональные геодинамические и сейсмогеологические построения.

Наилучшей иллюстрацией существования глубинных неоднородностей, дискордантных по отношению к верхним горизонтам земной коры, мо-

гут служить глубинные поперечные зоны ослабленной прочности. В ряде регионов — Карпаты, Балканы, Крым, Кавказ, Памир, Тянь-Шань — при объяснении природы сейсмичности этим зонам отводят принципиальную роль [Петрушевский, Щукин, 1978; Макаров, Щукин, 1978].

Некоторые из наиболее крупных поперечных зон (например, Индо-Памирская, Урало-Оманская, линия Шатского на Кавказе, Эгейско-Карпатская и др.) являются общими для соседних территорий континента и океана, складчатой области и платформы, прослеживаясь в достаточно прямолинейном направлении на тысячи километров. Ряд особенностей структуры поперечных зон позволяет утверждать, что эти особенности неизменно проявлялись только на данных определенных участках, не смещаясь никуда в стороны, во всяком случае, в течение фанерозоя [Петрушевский, 1977]. Следовательно, речь идет о гетерогенности глубокого заложения, наблюдающейся в течение длительного геологического времени. Именно в пределах этих узких линейных зон наиболее долго на разных глубинных уровнях сохранялась тектоническая подвижность.

Не трудно заметить, что изложенные представления хорошо увязываются с высказанными выше соображениями о существовании крупномасштабных неоднородностей литосферы, активных зон глубинных деформаций по их границам, а также линейных глубинных сейсмогенных структур на разных срезах коры и верхней мантии.

Завершая оценку региональной сейсмичности, следует сделать ряд общих выводов и наметить основные направления исследований по изучению структуры и геодинамического состояния среди крупных тектонически и сейсмически активных областей.

1. Сейсмогенными движениями, хотя и в разной степени и с разной интенсивностью, охвачены все структурные элементы литосферы Земли, в том числе и относительно спокойные в тектоническом отношении платформенные области.

2. Орогены и примыкающие к ним платформы составляют единую геодинамическую систему, контролирующую пространственно-временные закономерности медленных колебательных и быстрых сейсмических движений этих участков литосферы.

3. Система геодинамического взаимодействия крупных блоков литосферы прослеживается в пределах орогенных зон до глубин 100–200 км и более. Пространственно-временные взаимоотношения блоков литосферы с разными геодинамическими режимами обеспечиваются глубинными неоднородностями и протяженными линеаментами, зонами ослабленной прочности. Последние оказывают влияние на энергетические спектры колебаний верхней части разреза земной коры и дневной поверхности.

4. В разных участках орогенического пояса и прилежащих территорий современными сейсмогенными движениями захвачены различные глубинные этажи литосферы (от первых десятков до сотен километров). Это свидетельствует о различном масштабе и интенсивности современных геодинамических процессов и зональности в расположении блоков литосферы с разной мощностью и глубиной сейсмогенных этажей, которая контролируется системой скрытых глубинных сейсмогенных структур продольного и поперечного к приповерхностным геологическим образованиям направлений.

5. Есть все основания полагать, что существуют субгоризонтальные сейсмогенные структуры и активные сейсмогенные движения блоков литосферы в горизонтальном направлении (тектонические срывы в средней части коры, у ее подошвы, возможно и на больших глубинах).

ЗЕМНАЯ КОРА СЕЙСМООПАСНЫХ ЗОН И ОЧАГИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Вопросы связи очагов землетрясений с особенностями строения, состава, напряженного состояния и другими характеристиками среды разработаны еще недостаточно, хотя проблема долговременного и оперативного прогноза землетрясений требует немедленных теоретических и экспериментальных исследований на эту тему.

Геологическую среду и ее современное физическое состояние следует рассматривать как геодинамическую систему, развивающуюся в пространстве и во времени.

Очаговую зону землетрясений в связи с этим можно рассматривать как структуру разобщения и разупрочнения блоков земной коры и верхней мантии, способствующую восстановлению динамического равновесия, нарушенного вследствие интенсивных современных глубинных процессов. Такое представление очаговых зон позволяет по-новому подойти к их исследованию (возможности трехмерного сопоставления сейсмических и геологических объектов).

Из сказанного следует, что очаг землетрясения в каждом конкретном случае проявляется в конкретных геофизических параметрах своими характерными особенностями. По типу этого проявления можно попытаться найти то общее, что контролирует процесс сейсмичности. Первоочередной задачей в связи с этим является исследование особенностей глубинного строения и состояния среды и необходимость сформулировать те признаки, которые могут быть использованы как прогнозные (диагностические) на современную тектоническую и сейсмическую активность.

В этом разделе следует остановиться на двух важных обстоятельствах:

- 1) на принципиальных (характерных) особенностях структуры и свойств сейсмогенных (активизированных, возбужденных) сред, т.е. на общих признаках подвижности структур;
- 2) на индивидуальности проявления этих свойств в очаговых зонах сильных землетрясений, т.е. возможности типизации очагов по этим признакам.

Первое можно проиллюстрировать следующим кратким описанием региональных качественных признаков сейсмогенных сред земной коры и верхней мантии по сейсмическим данным¹.

Урал (слабосейсмична кора и асейсмична мантия). Характерно: отсутствие обмена упругих волн на границе Мохоровичича и наличие его в более глубоких частях мантии. Нарушенность поверхности Мохоровичича и изменение ее физического состояния [Халевин и др., 1966].

Крым (сейсмична кора и асейсмична мантия). Аномальное поглощение энергии сейсмических волн от взрывов (определяемое нарушением среды) в эпицентральной зоне [Зверев, 1970].

Кавказ (сейсмична кора и слабосейсмична мантия). Резкое усложнение формы записи волн, преломленных на поверхности фундамента, увеличение или резкое ослабление амплитуды, появление разрывов корреляции со смещением фазы, а также "заходов" дифрагированных волн; резкое ослабление волн, связанных с промежуточными границами в земной коре (их "исчезновение" на некоторых участках),

¹ Подробная библиография и упомянутые ниже ссылки см. в работе [Щукин, Люстих, 1981].

и искажение их годографов. Регистрация волн от границ раздела, расположенных ниже границы Мохоровичича [Краснопевцева, Щукин, 1978]. Аномальные величины анизотропии скоростей [Егоркина и др., 1980]. Понижение скорости сейсмических волн в верхней мантии [Винник, 1976]. Отсутствие одной или нескольких границ обмена, обычно регистрируемых в земной коре очаговых зон [Гаретовская, 1975].

Копетдаг (высокосейсмична кора и асейсмична мантия). Изменение во времени пробега и спектров сейсмических волн, возбужденных взрывами. Изменение во времени поля обменных волн далеких землетрясений (исчезновение и появление во времени границ обмена, перемена знака скачка сейсмических скоростей на границах, изменение отклонения во времени, изменение отношения полуосей эллипса поляризации обменных волн и др.) [Безгодков, 1981].

Памир, Тянь-Шань, прилежащие районы Туранской плиты (высокосейсмична кора и асейсмична мантия — Тянь-Шань; высокосейсмичны кора и мантия — Памир). Уменьшение резкости границы Мохоровичича в целом, но часто исключительно резкая выраженность ее в области локальных очагов. Малая резкость границы Мохоровичича в областях с подкоревой сейсмичностью. Слабая прослеживаемость горизонтов земной коры, снижение ее дифференциации с увеличением числа землетрясений средней силы ($K = 10 \div 14$). Минимальная расслоенность в мантии в области подкоровых очагов землетрясений и непрослеживаемость границ непосредственно в очагах глубоких землетрясений [Булин и др., 1975]. Отсутствие или слабая выраженность астеносферного канала пониженной скорости и пониженное значение скоростей продольных волн в верхней мантии; пониженные значения скоростей продольных волн в коре этих районов. Граница 400 км в сейсмоактивных районах выражена хуже, чем в асейсмичных; так же плохо выражена и более глубокая (700-километровая) граница в верхней мантии [Антонова и др., 1978]. Слабая (по сравнению с асейсмичными зонами) прослеживаемость границы Мохоровичича. Аномально пониженные значения пластовых скоростей продольных волн и коэффициента $K_{пл}(V_p^{пл}/V_s^{пл})$ в очаговой зоне [Померанцева, Мозженко, 1977]. Изменение дрейфа скорости упругих волн, возбуждаемых взрывами (дрейф времени регистрации прохождения упругой волны) [Антоненко, Сергеев, 1976]. Заметное понижение скорости V_p и V_s в базальтовом слое и в верхней мантии. Существенные (аномальные) различия отношения V_p/V_s и σ (коэффициента Пуассона) в сейсмоактивных и асейсмичных блоках земной коры. Насыщенность разреза субвертикальными границами раздела (разрывы); сложная форма субгоризонтальных границ и меняющиеся физические свойства [Шацких, 1976]. Отчетливая прослеживаемость промежуточных границ в низах земной коры и резкое уменьшение (выпадение) в структуре волнового поля границы Мохоровичича. Резкая расслоенность границ в подошве земной коры [Тулина, Ярошевская, 1976; Давыдова, 1977].

Байкальская рифтовая зона (высокосейсмична кора и асейсмична мантия). Наличие аномального верхнемантийного слоя, его прерывистость. Изменчивость глубин до раздела Мохоровичича (вкрест и по простиранию рифта) — от 34 до 50 км. Средняя скорость во всей толще земной коры составляет 6,35–6,40 км/с. Граничная скорость по поверхности мантии колеблется от 7,7–7,8 до 8,2–8,3 км/с. В верхней части мантии выявляется преломляющий горизонт с граничной скоростью 8,2–8,3 км/с. Мощность слоя между разделом Мохоровичича и верхнемантийным горизонтом изменяется от 0 до 12–13 км.

Наличие в средней части земной коры слоя с пониженной скоростью. Параметры волноводного слоя непостоянны на разных участках. Глубины до верхней кромки волноводного слоя меняются на 4–6 км, его мощность — на 2–3 км; выклинивание слоя с пониженной скоростью в районе с запада на восток [Крылов и др., 1981]. Волновод имеет сложную внутреннюю структуру [Крылов и др., 1982].

Не характерна (по сравнению с прилежащими районами — Сибирской платформой и Забайкальем) регулярная сейсмическая расслоенность. Контрастные различия в преломляющих свойствах верхней мантии в пририфтовых областях [Винник, 1976]. Наличие региональной низкоскоростной неоднородности (аномалии) в верхней мантии до глубин 400–600 км [Рогожина, Кожевников, 1979] (возможно, до поверхности земного ядра в форме почти вертикального канала [Крылов и др., 1982]).

Курило-Камчатская зона (высокосейсмичны кора и мантия). Для фокальной зоны характерны повышенные значения скорости (более 8,0 км/с) по сравнению с примыкающим блоком (Камчатка), $V_p = 7,0 \div 7,3$ км/с — с активным вулканизмом. Резкое изменение скорости (от 7,5 до 8,5 км/с) и затухания вдоль и поперек фокальной зоны. Анизотропия скоростей в коре и верхах мантии составляет 10–12%. Добротность фокальной зоны выше, чем в примыкающем к ней блоке верхней мантии под сушей. Аномальное изменение V_p/V_s , характеризующее изменчивость прочностных свойств среды в пределах различных участков фокальной зоны [Болдырев, 1976].

Особенности пространственного положения очаговых землетрясений подчиняются общим закономерностям внутреннего строения земной коры и верхней мантии и, по всей вероятности, не одинаковы для разных регионов в связи с различиями их глубинного строения, истории развития и современного тектонического режима. Из этого следует вывод о том, что нет стандартной тектоногеофизической характеристики сейсмогенных зон, а известные качественные признаки сейсмической опасности сами по себе не обеспечивают однозначного решения задачи пространственного предсказания мест будущих сильных землетрясений. При этом вообще не доказано, что существуют какие-то единообразные, общие для всех случаев критерии сейсмичности.

Очевидно, процесс сейсмичности обязан сочетанию общего числа обуславливающих его факторов и определяется как спецификой регионального строения и общим развитием глубинных процессов (о чем говорилось уже в первой части работы), так и локальными особенностями ее строения и динамики.

Возникает настоятельная необходимость классификации очагов землетрясений по типам глубинных сейсмогенных сред, выраженных в индивидуальном сочетании (комбинации) геолого-геофизических параметров, как структурных, так и динамических.

Необходимость выявления и картирования в пределах сейсмоопасных зон очагов определенного в геофизическом отношении типа (а следовательно, типа среды) представляется нам задачей важного практического значения.

Оценка вероятностей возникновения очагов индивидуальных типов и их совокупность является наиболее оправданной при долгосрочном прогнозировании сейсмической опасности, особенно при крупномасштабных построениях, когда имеют дело с конкретными очагами. Такой путь дифференцированного подхода к анализу сейсмичности позволяет избежать формальных решений и расширить представления в области сейсмогенезиса, в вопросах типизации сейсмогенных сред.

Опыт таких исследований и построений, выполненных для сейсмоактивных регионов Туранской плиты (Газлийский район) и Байкальской рифтовой зоны (восточная часть), показан в настоящей работе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании проведенного в книге анализа геолого-геофизических материалов можно сформулировать вопросы, разработка которых может представлять интерес в связи с поисками динамических и структурных признаков сейсмоопасных участков и постановкой комплексных геолого-геофизических работ специального назначения. Это прежде всего: создание региональных комплексных геолого-геофизических моделей земной коры и верхней мантии сейсмичных (сейсмогенных) и асейсмичных сред;

формирование признаков сходства и различия сред с разной палео- и современной сейсмической активностью в данном конкретном регионе, поскольку такие признаки сходства и различия не переносятся из региона в регион с разными геодинамическими режимами развития;

изучение тонких структурных и динамических неоднородностей среды (коры, мантии) и создание комплексных геолого-геофизических моделей очаговых зон сильнейших крупных землетрясений СССР для их типизации, а также для размещения пунктов режимных прогностических наблюдений;

детальный анализ кинематических геофизических признаков (прежде всего, сейсмических) в зонах активизированных и современных "живых" разломного характера;

выявление региональных и локальных признаков подвижности блоков земной коры и их разломных ограничений для оценки масштаба и площади прогностических наблюдений и геолого-геофизических признаков сейсмической опасности;

выяснение региональных геодинамических условий на глубинной геофизической основе для определения стратегии поиска региональных и локальных критериев структурных деформаций среды;

выявление и отбор информативных на сейсмичность методов исследования и соответствующих геофизических признаков для рационализации многолетних комплексных геолого-геофизических исследований;

выяснение пространственно-временных взаимоотношений, вариаций структуры, состояния среды в очаговых зонах, принадлежащих единой сейсмогенной структуре (например: на Кавказе — очаговые зоны Шемахи и Нухи-Варташена; в Туркмении — очаговые зоны Ашхабадских, Казанджикских и, возможно, Красноводских землетрясений; в Северном и Южном Тянь-Шане — очаги вдоль соответствующих разломно-блоковых структур), и особенностей разрушения среды в очагах, скорости сейсмогенных движений земной коры и верхней мантии;

изучение напряженного состояния земной коры и верхней мантии по геологическим и геофизическим данным для выявления роли этого состояния среды на характер пространственных и временных вариаций аномалий физических полей, в особенности скорости упругих волн;

выявление пространственного положения скрытых сейсмогенных структур (в коре и мантии), контролирующих положение очагов на границах крупномасштабных неоднородностей литосферы (очаги в районе Вранча – Восточные Карпаты, в районе Красноводска – в Западной Туркмении, в Памяро-Гиндукушской зоне, Курило-Камчатской зоне);

изучение “исчезающих” структурных и динамических неоднородностей среды как критерия ее напряженного состояния и характеристики времени залечивания деформаций (трещин, разломов);

изучение соотношения пространственных и генетических связей очагов сильных и слабых землетрясений с горизонтальными и вертикальными неоднородностями среды (слоистость, разломы, блоки, флексуры, зоны динамического разупрочнения среды, волноводы в коре и мантии и т.п.) с целью выявления нетривиальных сейсмогеологических связей;

комплексные геолого-геофизические наблюдения (включая повторные) в очаговых зонах, где землетрясения были, не были, будут, т.е. в зонах с закончившейся афтершоковой деятельностью и с залеченной средой, с незавершенной афтершоковой деятельностью и с разрушенной и незалеченной средой;

разработка и совершенствование автоматизированных численных методов комплексной обработки и анализа неограниченного набора геолого-геофизических и сейсмологических параметров с целью опознавания и картирования зон возникновения очагов сильных землетрясений;

типизация очагов по условиям принадлежности их к разным геодинамическим обстановкам, по характеру и физическим свойствам деформированных сред.

Высказанные предположения и рекомендации для последующего развития работ не следует рассматривать как исчерпывающие. Авторы выполняют поисковые исследования регионального содержания, поэтому ряд выводов носит предварительный характер. В главном же остаемся убежденными, а именно: без знания региональных закономерностей строения и динамики среды (коры и мантии) вряд ли возможны прогрессивные решения проблемы прогнозирования сейсмической опасности.

ЛИТЕРАТУРА

- Азбель И.Я., Кондорская Н.В. Об особенностях скоростных разрезов мантии по наблюдениям над землетрясениями СССР. — В кн.: Теоретическая и вычислительная геофизика. М.: Наука, 1974, № 2, с. 122—128.
- Ананьин И.В. Сейсмичность Северного Кавказа. М.: Наука, 1978, 230 с.
- Алексеев А.С. Прямые и обратные задачи теоретической сейсмологии: Автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук М.: ИФЗ АН СССР, 1966, 48 с.
- Алексеев А.С., Лаврентьев М.М., Романов В.Г., Нерсисов И.Л. Результаты изучения горизонтальных неоднородностей мантии по профилю Памир-Байкал. — В кн.: Математические проблемы геофизики. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1971, вып. 2, с. 143—165.
- Андрянова З.С., Кейлис-Борок В.И., Левшин А.Л., Нейгауз М.Г. Поверхностные волны Лява. М.: Наука, 1965, с. 154.
- Антонова Л.Н., Матвеева Н.Н. Кинематика волн в трехмерных блоково-градиентных средах. — В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Л.: Наука, 1975, № 15, с. 78—79.
- Антонова Л.В., Аптикаев Ф.Ф., Курочкина Р.И. и др. Экспериментальные сейсмические исследования недр Земли. М.: Наука, 1978, 156 с.
- Артемов М.Е., Буназ В.И., Камбаров Н.Ш. Использование данных о нарушениях изостатического равновесия для выделения сейсмоопасных зон Крымско-Кавказского региона. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 11, с. 8—27.
- Атлас карт сейсмической сотрясаемости СССР. — В кн.: Сейсмическая сотрясаемость территории СССР/Под ред. Ризниченко Ю.В. М.: Наука, 1979, 190 с.
- Байкальский рифт /Под ред. Флоренсова Н.А. Новосибирск: Наука, 1975, 130 с.
- Беляевский Н.А., Рябой В.З. и др. Средние скорости распространения продольных сейсмических волн в земной коре для территории СССР. — Докл. АН СССР, 1971, 198, № 1, с. 164—168.
- Беляевский Н.А., Рябой В.З. Скорости распространения продольных сейсмических волн вдоль поверхности Мохоровича для территории СССР. — Докл. АН СССР, 1969, 186, № 2, с. 309—312.
- Беляевский Н.А., Краснопецева Г.В., Лопатина Н.П. и др. Некоторые особенности строения и динамики земной коры и верхней мантии территории СССР. — В кн.: Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980, с. 3—19.
- Беляевский Н.А. Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974, 279 с.
- Беляевский Н.А. Строение земной коры континентов по геолого-геофизическим данным. М.: Недра, 1981, 431 с.
- Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1962, 606 с.
- Белоусов В.В. Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1978, 386 с.
- Белоусов В.В. О глубинных источниках эндогенных режимов материков. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1978, № 1, с. 5—12.
- Белоусов В.В., Беляевский Н.А. и др. Строение литосферы по профилю глубинной сейсмического зондирования Тянь-Шань—Каракорум—Гималаи. — Сов. геология., 1979, № 1, с. 11—28.
- Борисов А.А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М.: Недра, 1967, 303 с.
- Борисов А.А. Определение пороговых условий высокой сейсмоопасности путем формализованного анализа геофизических данных. — Геофиз. сб. АН УССР, 1976, № 71, с. 15—20.
- Борисов А.А., Каленик В.Н., Лопатина Н.П., Фирсова Д.Б., Щукин Ю.К. Методические основы комплексного использования данных региональной и разведочной геофизики при сейсми-

- ческом районировании. — В кн.: Результаты комплексных геофизических исследований в сейсмоопасных зонах. М.: Наука, 1978, с. 5—17.
- Борисов А.А., Володарский Р.Ф., Круглякова Г.И., Попатина Н.П.* Анализ природы аномального магнитного поля территории СССР. — В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев: Наук. думка, 1971, с. 136—143.
- Борисов А.А., Попатина Н.П.* Сейсмическое районирование орогенического пояса Юга СССР по комплексу разнородных геофизических данных. — В кн.: Методика и результаты комплексной интерпретации геолого-геофизических данных при изучении сейсмоопасных зон. М.: ВНИИГеофизика, 1976, с. 17—52.
- Бугавский Г.Н., Нерсесов И.Л., Рогожина В.А.* Горизонтальные неоднородности верхней мантии в Центральной Азии. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1971, № 6, с. 21—27.
- Булин Н.К., Афанасьева Н.А., Проняева Е.А., Эрглис Е.И.* Глубинный разрез ЮВ Сибирской платформы и складчатого обрамления по сейсмологическим данным. — Сов. геология, 1972, № 10, с. 134—139.
- Булин Н.К., Эрглис Е.И.* Сейсмичность и годографы Юго-Западного Забайкалья по данным передвижных сейсмических станций. — В кн.: Вопросы сейсмичности Сибири. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1972, ч. 1, с. 13—40.
- Бунз В.И., Кириллова И.В., Ананьев И.В.* и др. Опыт оценки максимальной сейсмической опасности на примере Кавказа. — В кн.: Сейсмические исследования для строительства. М.: Наука, 1971, с. 3—29. (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 14).
- Бунз В.И., Гитис В.Г., Каленик В.Н., Миронов М.А., Щукин Ю.К.* Анализ результатов использования комплекса геолого-геофизических характеристик для оценки M_{max} в регионе Крым—Кавказ—западная Туркмения. — В кн.: Колебания грунта и сейсмический эффект при землетрясениях. М.: Наука, 1982, с. 113—124. (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 23).
- Бурмаков Ю.А., Рябой В.З.* Определение по материалам ГСЗ скоростного разреза верхней части мантии при наличии горизонтальных неоднородностей среды. — В кн.: Вычислительные и статистические методы интерпретации сейсмических данных. Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1973, с. 218—227.
- Бурмаков Ю.А., Винник Л.П., Зуннунов Ф.Х., Рябой В.З., Старобинец Л.Н.* Скоростные вариации в верхней части мантии Средней Азии по данным взрывной сейсмологии. — Докл. АН УзССР, 1980, № 8, с. 49—51.
- Бурмаков Ю.А., Винник Л.П., Зуннунов Ф.Х., Рябой В.З., Старобинец Л.Н.* Скоростные разрезы верхней мантии Тянь-Шаня и прилегающих платформенных областей. — Узб. геол. журн., 1981а, № 6, с. 47—50.
- Бурмаков Ю.А., Винник Л.П., Зуннунов Ф.Х., Рябой В.З., Старобинец Л.Н., Треусов А.В.* Скоростное строение верхней мантии каледонид и герцинид Тянь-Шаня. — ДАН УзССР, 1981б, № 11, с. 47—50.
- Бутовская Е.И., Уломов Б.И.* Годографы сейсмических волн и некоторые особенности строения земной коры в Средней Азии по данным мощных взрывов. — В кн.: ГСЗ земной коры в СССР. Л.: Гостоптехиздат, 1962, с. 309—319.
- Бутовская Е.М., Зуннунов Ф.Х., Суоров В.П.* Методика и результаты интерпретации материалов глубинных сейсмических исследований на примере некоторых геоструктур Востока Средней Азии. — Геофиз. журн., 1981, 3, № 2, с. 89—93.
- Винник Л.П., Ленарович Э.Л.* Горизонтальные скоростные неоднородности верхней мантии и тектоника Карпат и Кавказа. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 11, с. 3—14.
- Винник Л.П.* Исследования мантии Земли сейсмическими методами. М.: Наука, 1976. 198 с.
- Винник Л.П., Егоркин А.В.* Волновые поля и модели литосферы—астеносферы по данным сейсмических наблюдений в Сибири. — Докл. АН СССР, 1980, 250, № 2, с. 318—322.
- Винник Л.П., Рябой В.З., Старобинец Л.Н., Егоркин А.В., Чернышев Н.М.* Скорости Р-волн в верхней мантии Восточно-Европейской платформы. — Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 1, с. 70—73.
- Воларович М.П., Лутц Б.Г., Киреевкова С.М., Сафаров И.Б.* Упругие характеристики мантийных эклогитов при давлениях до 25 килобар. — Физика Земли, 1981, № 1, с. 66—71.
- Вольвовский И.С.* Сейсмические исследования земной коры в СССР. М.: Недра, 1973. 208 с.
- Вольвовский И.С., Вольвовский Б.С.* Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования. М.: Сов. радио. 1975. 266 с.
- Вольвовский И.С., Краснопецева Г.В., Разинкова М.И.* Оценка сопоставимости теоретического и экспериментального волновых полей для некоторых моделей земной коры Европейской части СССР. — В кн.: Тр.

- Междунар. рабочего совещ. по вопр. изуч. земной коры сейсм. методами. Киев: Наук. думка, 1976. 170 с.
- Вопросы сейсмичности Сибири /Под ред. Трескова А.А. Новосибирск, 1972. Ч. I/II. 145 с.
- Воронцова И.Г., Рябой В.З. Пересчет годографов сейсмических волн в нижнее полупространство. — В кн.: Сейсмозащита. М.: ВНИИГеофизика, 1974, № 22. 25 с.
- Гамбурцев Г.А. Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 461 с.
- Гельчинский Б.Я. Постановка задачи на распространение волн в средах с эффективными случайными параметрами. — В кн.: Асимптотические методы и стохастические модели в задачах распространения волн. Л.: Наука, 1968, т. 45.
- Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т. 1. 486 с.
- Гитис В.Г. Алгоритмы прогнозирования и синтеза признаков с использованием одномерных кусочно-линейных функций. — В кн.: Нелинейные и линейные методы в распознавании образов. М.: Наука, 1975, с. 20—30.
- Гитис В.Г., Миронов М.А., Бунз В.И., Вычев В.Т. Построение карты M_{\max} землетрясений на основе метода аппроксимации интервальных экспертных оценок. — Изв. АН СССР. Физика Земли, № 4, с. 31—44.
- Голенецкий С.И., Кругляков М.И., Перевалова Г.И. Годографы сейсмических волн землетрясений Прибайкалья. — В кн.: Сейсмичность и глубинное строение Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1978, с. 30—38.
- Голенецкий С.И., Новомейская Ф.В., Перевалова Г.И. Годографы сейсмических волн и строение земной коры. — В кн.: Геология и геофизика Восточной Сибири. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1971, № 2, с. 68—70.
- Горностеев В.П., Михалевский В.И., Поспеев В.И. Глубинные магнитотеллурические зондирования на юге Сибирской платформы и в зоне Байкальского рифта. — Геология и геофизика, 1970, № 4, с. 111—118.
- Горшков Г.П., Шенкарева Г.А. Некоторые особенности проявления сейсмической активности в альпийском поясе Евразии. — В кн.: Результаты комплексных геофизических исследований в сейсмоопасных зонах. М.: Наука, 1978, с. 234—240.
- Горячев А.В. О строении и структурном положении Урало-Оманской зоны глубинных разломов. — Геотектоника, 1980, № 1, с. 56—77.
- Дикенштейн Г.Х. Карта тектонического районирования Юга СССР м-б 1:2 500 000. М.: ГУГК, 1974.
- Деменницкая Р.М. Кора и мантия Земли. М.: Недра, 1975. 254 с.
- Дружинин В.С., Рыбалка В.М., Соболев И.Д. Связь тектоники и магматизма с глубинным строением Среднего Урала по данным ГСЗ. М.: Недра, 1976. 155 с.
- Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 199 с.
- Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М.: Наука, 1977. 265 с.
- Зеврев С.М. ГСЗ на море. — В кн.: Материалы Междунар. совещ. экспертов по взрывной сейсмологии. Киев: Наук. думка, 1969, с. 147—162.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1978. 307 с.
- Зорин Ю.А. Об аномальной мантии и температурном режиме земной коры в Байкальской рифтовой зоне. — Изв. АН СССР. — Физика Земли, 1979, № 9, с. 37—43.
- Зуннунов Ф.Х. Земная кора Южного и Восточного Узбекистана. — Геофиз. сб. АН УССР, 1976, № 72, с. 65—71.
- Зуннунов Ф.Х., Рябой В.З., Старобинец Л.Н. Строение верхней части мантии по профилю ГСЗ Арысь—Балхаш. — Докл. АН УзССР, 1977, № 11, с. 54—56.
- Карта новейшей тектоники Юга СССР. М-б 1:1 000 000 /Под ред. Полкановой. Л.П. М.: ГУГК, 1972. 28 л.
- Карта геотермического режима земной коры территории СССР. М-б 1:10 000 000 /Под ред. Смыслова А.А. М.: Мингео СССР, 1978.
- Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей. М-б 1:5 000 000 /Под ред. Николаева Н.И. М.: Мингео СССР, 1979. 4л.
- Карта разломов территории СССР и сопредельных стран. М-б 1:2 500 000 /Под ред. Сидоренко А.В. М.: Мингео СССР, 1980. 20 л.
- Кендал М.Г. Ранговые корреляции. М.: Статистика, 1975. 212 с.
- Косминская И.П. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии. М.: Наука, 1968. 227 с.
- Крестников В.Н., Нерсесов И.Л., Штанге Д.В. Четвертичная тектоника и глубинное строение Памира и Тянь-Шаня. — Сов. геол., 1980, № 2, с. 78—96.
- Козьмин Б.М., Ларионов А.Г. Особенности пространственного распределения землетрясений в Якутии. — В кн.: Сейсмическое районирование Якутии и сопредельных районов. Якутск: Кн. изд-во, 1975, с. 20—28.
- Козьмин Б.М. Механизм очагов сильных южноякутских землетрясений. — В кн.: Сейсмические и сейсмологические исследования на центральном

- участке БАМ. Якутск: Якут. фил. СО АН СССР, 1978, с. 58—71.
- Кочетков В.М., Дергачев А.Г., Боровик Н.С., Данциг П.Г.* Результаты сейсмических исследований в Северо-Муйском районе трассы БАМ. — В кн.: Сейсмические и сейсмологические исследования на центральном участке БАМ. Якутск: Кн. изд-во, 1978, с. 18—25.
- Краснопевцева Г.В., Щукин Ю.К.* Характеристика земной коры очаговых зон землетрясений Кавказа по сейсмическим данным. — Геология и разведка, 1978, № 5, с. 126—133.
- Кругляков М.И.* О возможности оценки глубин очагов близких землетрясений в Прибайкалье по волнам *PP* и *SP*. — Геология и геофизика, 1977, № 8, с. 125—129.
- Крылов С.В.* О глубинах байкальских землетрясений и сейсмоконтролирующих факторах. — Геология и геофизика, 1980, № 5, с. 83—97.
- Крылов С.В.* О положении границы Мохоровичича в зонах современного рифтогенеза. — В кн.: Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977, с. 39—45.
- Крылов С.В.* Сейсмический разрез литосферы в зоне Байкальского рифта. — Геология и геофизика, 1975, № 3, с. 72—83.
- Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Пузырев Н.Н.* Сравнительная характеристика глубинного строения Байкальской и других континентальных рифтовых зон. — В кн.: Геофизические исследования земной коры. М.: Недра, 1975, с. 18—25.
- Крылов С.В., Рудницкий А.Л., Суворов В.Д.* и др. Применение площадных систем точечных сейсмических зондирований для изучения внутреннего строения фундамента на юге Западно-Сибирской плиты. — Геология и геофизика, 1974, № 2.
- Кузин И.П.* Скорости упругих волн в фокальной зоне Камчатки. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 12.
- Левшин А.Л.* Поверхностные и каналовые сейсмические волны. М.: Наука, 1973. 186 с.
- Литвиненко И.В., Анкудинов С.А., Платошкова Л.Н.* Строение земной коры восточной части Балтийского щита и Баренцова моря по данным ГСЗ. — В кн.: Тр. 10-й Генерал. ассамблеи Европ. сейсмол. комис. М.: ВИНТИ, 1970, т. 1, с. 324—336.
- Попатина Н.П., Фирсова Д.Б., Щукин Ю.К., Ивановская Л.В., Агапова Г.И.* Прогнозирование сейсмической опасности на территории трассы БАМ по региональным геолого-геофизическим данным. — В кн.: Геофизические условия в очаговых зонах сильных землетрясений. М.: Наука, 1983, с. 180—205.
- Лукк А.А., Нерсесов И.П.* Строение верхней части оболочки земли по наблюдениям над землетрясениями с промежуточной глубиной очага. — Докл. АН СССР, 1965, 162, № 3, с. 559—562.
- Лысак С.В.* Прогнозная карта глубинного теплового потока территории БАМ. — В кн.: Геологические и сейсмические условия района БАМ. Новосибирск: Наука, 1978, с. 94—99.
- Лысак С.В., Зорин Ю.А.* Геотермическое поле Байкальской рифтовой зоны. М.: Наука, 1976. 92 с.
- Макаров В.Н., Щукин Ю.К.* Об активности скрытых разломов земной коры. — Геотектоника, 1979, № 1, с. 96—109.
- Методы детального изучения сейсмичности /Под ред. Ризниченко Ю.В. М.: Наука, 1960. (Тр. ИФЗ АН СССР; № 9 (176)).
- Милютин Е.Н.* Сейсмические исследования верхней мантии. М.: Наука, 1976. 135 с.
- Мишарина Л.А.* Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. М.: Наука, 1967. 135 с.
- Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Селезнев В.С.* Строение земной коры и верхней мантии на юго-западном фланге Байкальского рифта. — Геология и геофизика, 1978, № 12, с. 3—13.
- Мишенькин Б.П.* Глубинные сейсмические исследования на северо-востоке Байкальской рифтовой зоны. — Геология и геофизика, 1975, № 4, с. 71—78.
- Мишенькина З.Р.* Внутрикоровый сейсмический волновод в Байкальской рифтовой зоне. — Геология и геофизика, 1980, № 7, с. 82—90.
- Моисенко Ф.С.* Строение и развитие земной коры южного горного обрамления Сибири. Новосибирск: Наука, 1969. 204 с.
- Мячкин В.И.* Физические основы прогноза землетрясений. — Земля и Вселенная, 1978, № 6, с. 17—25.
- Невский М.В., Ризниченко О.Ю.* Рассеяние сейсмических волн в земной коре по данным наблюдений на площадных группах. — Изв. АН СССР Физика Земли, 1980, № 6, с. 26—37.
- Недра Байкала (по сейсмическим данным) /Под ред. Пузырева Н.Н. Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.
- Непрочнов Ю.П.* Сейсмические исследования земной коры и верхней мантии различных структур океана: Дис. ... д-ра физ.-мат. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1970. 48 с.
- Николаев А.В.* Сейсмика неоднород-

- ных и мутных сред. М.: Наука, 1972. 174 с.
- Николаев В.В., Семенов Р.М., Солоненко В.П.* Сейсмоструктура и сейсмическое районирование Тукуринграджагинской горной области (Верхнее Приамурье). — В кн.: Сейсмоструктура южных районов СССР. М.: Наука, 1978, с. 64—74.
- Николаев А.В., Семенов Р.М., Козьмин Б.М.* Огоронское землетрясение 16 августа 1977 г. — Геология и геофизика, 1979, № 6, с. 60—66.
- Николаев Н.И.* Карта градиентов скорости новейших тектонических движений и ее физическая интерпретация. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1968, № 6, с. 72—81.
- Новоселова М.Р.* Магнитоактивный слой и разогрев земной коры. — В кн.: Очерки по глубинному строению Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, 1977, с. 115—120.
- Новоселова М.Р., Зорин Ю.А.* Строение земной коры и верхней мантии Байкальской рифтовой зоны и возможности прогноза ее сейсмичности. — В кн.: Результаты комплексных геофизических исследований в сейсмоопасных зонах. М.: Наука, 1978, с. 101—126.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР (с древнейших времен до 1975 г.) /Под ред. Кондорской Н.В., Шебалина Н.В. М.: Наука, 1977. 535 с.
- Обратные кинематические задачи взрывной сейсмологии. М.: Наука, 1979. 130 с.
- Очерки по глубинному строению Байкальского рифта. /Под ред. Флоренсова Н.А. Новосибирск: Наука, 1977. 153 с.
- Парфенов Л.М., Бердников Н.В., Воинова И.П.* и др. Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. 273 с.
- Пасечник И.П.* Характеристика сейсмических волн при ядерных взрывах и землетрясениях. М.: Наука, 1970. 197 с.
- Пейве А.В.* Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 1, с. 90—105.
- Пейве А.В.* Разломы и тектонические движения. — Геотектоника, 1967, № 5, с. 8—24.
- Пейве А.В.* Глубинные разломы и мобилизм. — В кн.: Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М.: Наука, 1977, с. 5—12.
- Пейве А.В.* Глубинные разломы. — В кн.: Исследования геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980, с. 95—122.
- Петрашень Г.И., Алексеев А.С., Гельчинский В.Я.* Элементарная теория распространения сейсмических волн. — В кн.: Вопросы теории сейсмических волн. Л.: Изд-во ЛГУ, 1959, вып. 3, с. 7—160.
- Попов В.И., Таль-Вирский Б.Б.* О транс-азиатском рифтовом поясе Наливкина. — В кн.: Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978, с. 41—46.
- Потальев С.В.* Авиасейсмические исследования земной коры. М.: Наука, 1977. 170 с.
- Пузырев Н.Н., Крылов С.В., Мишенькин Б.П.* Методика рекогносцировочных глубинных сейсмических исследований. Новосибирск: Наука, 1975. 158 с.
- Пузырев Н.Н., Мандельбаум М.М.* Глубинное строение Байкальского рифта по данным взрывной сейсмологии. — Геология и геофизика, 1974, № 5, с. 155—167.
- Расцветаев Л.М.* Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенных областей Юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени. — В кн.: Новейшая тектоника, новейшее отложение и человек. М.: Изд-во МГУ, 1973, с. 57—107.
- Резанов И.А.* О связи неоднородностей верхней мантии с тектоникой. — Сов. геология, 1978, № 4, с. 51—64.
- Рингвуд А.Е.* Состав и происхождение Земли. М.: Наука, 1981. 112 с.
- Рогожина В.А., Кожевников В.М.* Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск: Наука, 1979. 104 с.
- Рябой В.З.* Кинематические и динамические характеристики волн, связанных с границами в земной коре и верхней мантии. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1966, № 3, с. 177—184.
- Рябой В.З.* Структура верхней мантии территории СССР по сейсмическим данным. М.: Недра, 1979. 246 с.
- Рябой В.З., Щукин Ю.К.* Скоростные неоднородности верхней мантии и сейсмичность. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 7, с. 30—35.
- Саваренский Е.Ф., Курнос О.П.* Элементы сейсмологии и сейсмометрии. — М.; Л.: Гостоптехиздат, 1955. 545 с.
- Сагалова Е.А.* Глубокие землетрясения Карпат. — В кн.: Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. М.: ВНИИ Геофизика, 1973, с. 102—113.
- Саркисов Ю.М.* Новые представления о структуре земной коры Урала. — Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 6, с. 1444—1447.
- Саркисов Ю.М.* Пологие тектонические контакты в земной коре Украинского щита. — Докл. АН СССР, 1982, т. 262, № 6, с. 1440—1442.

- Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 184 с.
- Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геологогеофизические основы /Под ред. Солоненко В.П. Новосибирск: Наука, 1977. 240 с.
- Сейсмическое районирование территории СССР: Метод. основы и регионал. описание /Под ред. Бунз В.И., Горшкова Г.П. М.: Наука, 1980. 560 с.
- Сейсмичность и глубинное строение Прибайкалья /Под ред. Лысак С.В., М.: Наука, 1978. 168 с.
- Селезнев В.С. Глубинные сейсмические исследования верхов мантии Байкальской рифтовой зоны: Автореф. дис. . . . канд. физ.-мат. наук. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики, 1979. 24 с.
- Семенов Р.М., Авдеев В.А. Зейское землетрясение 2 ноября 1973 г. — Геология и геофизика, 1975, № 4, с. 106—116.
- Семов В.Н. Основные черты строения фундамента Скифско-Туранской плиты Юга СССР. — В кн.: Глубинное строение земной коры. М.: Наука, 1975, с. 34—47.
- Семов В.Н. Закономерности размещения разломов в земной коре. — Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 2, с. 451—453.
- Семов В.Н., Барыкин С.К., Ермаков Б.В. Принципы районирования осадочного чехла молодых плит. — В кн.: Тектоника молодых платформ и их нефтегазоносность. М.: Изд-во МГУ, 1981, с. 6—8.
- Смыслов А.А., Моисеенко У.И., Чадович Т.З. Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л.: Недра, 1979. 189 с.
- Соловьев С.Л. Основные сейсмические зоны Приамурья и Приморья. — Геология и геофизика, 1980, № 9, с. 9—18.
- Соллогуб В.Б., Гринь Н.Е., Гонтовая Л.И. Опыт применения способа ОГТ при изучении глубинного строения земной коры. — Геофиз. сб., 1975, № 64, с. 37—48.
- Соллогуб В.Б., Просен Д., Милитцер Г. Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы (по данным взрывной сейсмологии). Киев: Наук. думка, 1971. 220 с.
- Солоненко В.П., Филько С.Д., Николаев В.В. О сейсмотектонике и морфоструктуре востока Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. — В кн.: Сейсмотектоника, глубинное строение и сейсмичность северо-востока Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1975, с. 4—13.
- Солоненко В.П. Сейсмогеология и сейсмическое районирование трассы БАМ и его экономического влияния. Новосибирск: Наука, 1979, с. 68—82.
- Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 184 с.
- Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев: Наук. думка, 1978. 270 с.
- Суворов А.И. Проблемы пространственной и возрастной корреляции глубинных разломов — В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 238—255.
- Тараканов Р.З., Левый И.В. Полиастеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмическим данным. — Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 3, с. 571—574.
- Тектоническая карта СССР. М-6 1:2 500 000/Под ред. Спичарского Т.Н. М.: Мингео, 1964. 16 л.
- Тектоническая карта Северной Евразии. М-6 1:5 000 000/Под ред. Пейве А.В., Яншина А.Л. М.: ГУГК, 1980. 8 л.
- Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. 95 с.
- Тузов И.К. Строение земной коры северо-западного сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану: Автореф. Дис. . . . д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики, 1972. 48 с.
- Федотов С.А., Матвеева Н.Н., Тараканов Р.З., Яновская Т.П. О скоростях продольных волн в верхней мантии в областях Японских и Курильских островов. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1964, № 8.
- Фирсова Д.Б., Хоменюк Ю.В., Лопатина Н.П., Ивановская Л.В., Щукин Ю.К. Прогнозирование сейсмической опасности по сейсмологическим и геофизическим данным. — В кн.: Геолого-геофизические методы исследования в сейсмоопасных зонах. Фрунзе: Илим, 1981, с. 32—35.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Вневальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 359 с.
- Халевин Н.И. Глубинное строение Урала и сопредельных регионов по геофизическим данным. — Геотектоника, 1972, № 6, с. 65—78.
- Хоменюк Ю.В., Урумбаев Н.А., Урумбаева Л.В., Лебеденко В.Р. Применение метода опознавания образов для прогноза снежных лавин. М.: Изд-во МГУ, 1973. 21 с.
- Хоменюк Ю.В., Фирсова Д.Б., Щукин Ю.К., Филиппова Г.П. Методика оценки вероятности сильнейших землетрясений по комплексу геолого-геофизических данных. — В кн.: Результаты комплексных геофизических исследований в сейсмоопасных зонах. М.: Наука, 1978, с. 86—100.
- Хоменюк Ю.В., Фирсова Д.Б. Методика оценки потенциальной опасности сейсмичных зон по комплексу

- геолого-геофизических данных. — В кн.: Глубинное строение земной коры. М.: Наука, 1975, с. 45—52.
- Хоменюк Ю.В., Исавев В.С., Максимов А.Б.* Статистический анализ и трансформации двумерных полей (ШЛИХ). М.: ВНИИГеофизика, 1980. 26 с.
- Хоменюк Ю.В., Максимов А.Б., Рыженко Л.И.* Аналитическое описание структуры полей в терминах дифференциальной геометрии. — Прикл. геофизика, 1978, № 92, с.140—148.
- Худяков Г.И.* О современных блоковых движениях в центральной части хребта Ям-Алинь. — В кн.: Вопросы геоморфологии и морфотектоники южной части Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1965, с. 151—152.
- Чекунов А.В.* Кризисные явления в ГСЗ. — Геофиз. сб. АН УССР, 1972, № 48, с. 12—18.
- ЩербакOVA Б.Е., Семенова Г.И.* Структуры земной коры ЮВ Сибирской платформы и ее горного обрамления со станций „Земля“. — Сов. геология, 1970, № 9, с. 33—35.
- Шило Н.А., Ващилов Ю.Я.* Глубинное строение Северо-Востока СССР по гравиметрическим данным. — В кн.: Геофизические исследования структуры и геодинамики земной коры и верхней мантии Северо-Востока СССР. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1979, с. 3—29.
- Щукин Ю.К., Каленик В.Н.* Условия и характеристика сейсмичности орогенического пояса Юга СССР. — В кн.: Методика и результаты комплексной интерпретации геолого-геофизических данных при изучении сейсмоопасных зон. М.: ВНИИГеофизика, 1977, с. 6—24.
- Щукин Ю.К., Люстих Т.Е.* Геодинамика и сейсмичность. — В кн.: Итоги науки и техники. М.: ВИНТИ, 1981. 87 с. (Общая геология, № 14).
- Эльсгольц Л.Э.* Дифференциальные уравнения и вариационное исчисление. М.: Наука, 1965. 258 с.
- Юдахин Ф.Н.* Геофизические поля, тектоника и сейсмичность Тянь-Шаня. — В кн.: Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980, с. 101—110.
- Brown L., Krumhansl P., Chapin C.* et al. COCORP seismic reflection studies of the Rio Grande Rift. — In: Rio Grande Rift: Tectonic and magma. Wash. (D. C.), 1979.
- Bune V.I., Gitis V.G., Kalenik V.N.* et al. A method of elaboration of maps for prediction of maximum magnitudes of earthquakes. — Acta geophys. pol., 1980, vol. 28, № 4, p. 273—283.
- Burdic L.I., Helmberger D.V.* The upper P-velocity structure of the western United States. — J. Geophys. Res., 1978, vol. 83, p. 1699—1712.
- Fuchs K.* Structure, physical properties and lateral heterogeneities of the subcrustal lithosphere from longrange deep seismic sounding observations on continents. — Tectonophysics, 1979, vol. 56, N1/2, p. 1—15.
- Gitis V.G., Bune V.I., Shchukin Y.K.* et al. Algorithmic prognosis of M max earthquakes based on geological and geophysical data (Crimea — Caucasus — West Turkmenia). — In: Proc. Simp. analysis of seismicity and on seismic risk, Liblice, 17—22 Oct., 1977. Pr.: Academia, 1978, p. 69—79.
- Jessop A.M., Hobart M.A., Sclater Y.G.* Terrestrial heat flow data. International geodynamics project. Boulder (Col.), 1976.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. (Ю.К. Щукин)	3
Раздел I. Геологическая характеристика и геодинамика земной коры и верхней мантии сейсмоопасных зон	6
Глава 1. Геодинамика земной коры и верхней мантии территории СССР (Б.В. Ермаков)	6
Глава 2. Активные разломы и сейсмогенные движения литосферы Юга СССР (Б.В. Ермаков, В.Н. Семов, Ю.К. Щукин)	11
Глава 3. Некоторые особенности дизъюнктивного процесса в земной коре (Ю.М. Саркисов)	26
Раздел II. Сейсмическая характеристика земной коры и верхней мантии сейсмоопасных зон	36
Глава 1. Методика изучения земной коры сейсмоопасных зон (Н.Л. Баранский, Г.В. Краснопецева, Ю.К. Щукин)	36
Глава 2. Строение земной коры сейсмоопасных зон Юга СССР (Н.Л. Баранский, Л.Г. Зимаков, Г.В. Краснопецева, Ю.К. Щукин)	53
Глава 3. Строение верхней мантии районов Средней Азии и Казахстана по материалам взрывной сейсмологии (Ю.А. Бурмаков, Л.П. Винник, Ф.Х. Зунунов, Л.Н. Никитина, В.Э. Рябой, Л.Н. Старобинец, А.В. Треусов)	70
Глава 4. Горизонтальные неоднородности земной коры и верхней мантии платформенных и орогенных областей по материалам макросейсмических исследований и их геофизические параметры (И.В. Ананьин)	99
Глава 5. Методика и результаты прогноза максимальных магнитуд землетрясений региона Крым — Кавказ — Западная Туркмения (В.И. Бунз, В.Г. Гитис, В.Н. Каленик, М.А. Миронов, Ю.К. Щукин)	105
Раздел III. Геофизические параметры и динамика среды сейсмоопасных зон Юга Сибири и Дальнего Востока СССР	115
Глава 1. Геофизическая характеристика и особенности строения земной коры и верхней мантии Юга Сибири (М.И. Разинкова, Ю.К. Щукин)	115
Глава 2. Количественная оценка сейсмической опасности восточной части региона БАМ и прилегающих территорий (Г.И. Агапова, Л.В. Ивановская, Н.П. Лопатина, Д.Б. Фирсова, Ю.В. Хоменюк, Ю.К. Щукин)	132
Раздел IV. Комплексные геолого-геофизические модели литосферы сейсмоопасных зон в области перехода от континента Евразии к Тихому океану (Б.В. Ермаков, А.А. Николаевский, М.П. Степина, Г.П. Филиппова)	150
Глава 1. Земная кора и верхняя мантия вдоль линий геотраверсов	151
Глава 2. Геофизические поля Курило-Камчатского региона	160

Р а з д е л V. Геофизические исследования в проблемах геодинамики и сейсмичности (Ю.К. Щукин)	176
Г л а в а 1. Глубинная структура территории СССР	180
Г л а в а 2. Земная кора сейсмоопасных зон и очаги сильных землетрясений . .	186
З а к л ю ч е н и е (Ю.К. Щукин)	189
Л и т е р а т у р а	191

**ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ
И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ
СЕЙСМООПАСНЫХ ЗОН
ТЕРРИТОРИИ СССР**

*Утверждено к печати
Межведомственным советом по сейсмологии
и сейсмостойкому строительству
при Президиуме Академии наук СССР*

Редактор

В.К. Белова

Художник

Л.А. Григорян

Художественный редактор

Н.А. Фильчагина

Технический редактор

Н.А. Торгашова

Корректор

В.Н. Пчелкина

Набор выполнен в издательстве
на наборно—печатающих автоматах

ИБ № 27907

Подписано к печати 29.04.84. Т — 09144
Формат 60 X 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Универс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 12,5 + 2,1 вкл. Усл.кр.-отт. 14,8
Уч.-изд.л. 18,4. Тираж 650 экз.
Тип. зак. 1370. Цена. 2р. 80 к.

Издательство "Наука"

117864 ГСП-7, Москва В-485

Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

ОПЕЧАТКИ

<i>Страница</i>	<i>Строка</i>	<i>Напечатано</i>	<i>Должно быть</i>
178	графа I 5—8 св.	Сопоставления данных обработки и интерпретации гра- сейсмического зон- дирования (ГСЗ)	Сопоставление данных обработки и интерпретации грави- тационного поля и результатов метода глубинного сейсми- ческого зондирования (ГСЗ)

Исследования земной коры и верхней мантии сейсмоопасных зон террито-
рии СССР

4184

2р. 80 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО

Издательство	Адрес	Телефон	Ссылка
Издательство "Наука"	Москва, ул. Мясницкая, 25	3-11-11	1-1

