



КАРЕЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ  
НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНЫ  
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ

А. А. ТРИПОЛЬСКИЙ  
Н. В. ШАРОВ

**ЛИТОСФЕРА ДОКЕМБРИЙСКИХ ЩИТОВ  
СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ ЗЕМЛИ  
ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

ПЕТРОЗАВОДСК  
2004

KARELIAN RESEARCH CENTRE  
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
INSTITUTE OF GEOLOGY  
NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF UKRAINE  
INSTITUTE OF GEOPHYSICS

A. A. TRIPOLSKY  
N. V. SHAROV

**STRUCTURE OF THE PRECAMBRIAN SHIELDS  
OF THE NORTHERN HEMISPHERE  
OF THE EARTH LITHOSPHERE BY SEISMIC DATA**

PETROZAVODSK  
2004

УДК 550.834.32/5:551.14

**Литосфера докембрийских щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным** / Трипольский А. А., Шаров Н. В. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. 159 с. Ил. 62. Табл. 2. Библиогр. 510 назв.

В предлагаемой читателям книге на основе анализа и обобщения всей совокупности имеющейся сейсмической информации разработаны наиболее обоснованные современные представления о строении земной коры и верхней мантии, отражающие неоднородно-слоистую, мозаично-гетерогенную структуру литосферы докембрийских щитов северного полушария Земли. На базе новых результатов составлены глубинные разрезы земной коры, рассмотрены сейсмические волновые поля, мощность земной коры, скоростные параметры, граничная скорость на поверхности раздела М, расслоенность, волноводы, переходная зона кора – мантия, глубинные разломы и некоторые специфические структуры. Обсуждаются возможные связи древнейших элементов глубинного строения литосферы с тектоникой, металлогенией и современными мантийными и коровыми границами.

Книга рассчитана на широкий круг исследователей глубинного строения континентальной литосферы, интересующихся докембрийской геологией, а также на студентов – геологов и геофизиков старших курсов.

**Structure of the precambrian shields of the Northern hemisphere of the Earth lithosphere by seismic data** / Tripolsky A. A., Sharov N. V. Petrozavodsk: Karelian Research Centre, RAS, 2004. 159 p. Illustr. 62. Tables 2. Refs. 510.

The monograph presents current conceptions on the structure of the Earth's crust and upper mantle, developed on the basis of analyzed and generalized seismic information available. The book presents an attempt to systematize the main results obtained from seismic model of the lithosphere, reflecting heterogeneous-layered mosaic heterogeneous structure of Precambrian shields of the northern hemisphere of the Earth. The relief map of the M boundary and upper-mantle velocity models were compiled. The lower crust has high-velocity zones that fill in deep depressions in the Moho velocity zones that fill in deep depressions in the Moho relief. The probable links of the ancient elements of the deep lithological structures with tectonics, metallogeny and modern mantle and crust boundaries are discussed in the monograph.

The book is designed for a wide audience of researchers studying deep structure of the continental lithospheric structures and interested in Precambrian geology in non-seismic areas and for students of the geological and geophysical courses as well.

Рецензенты: В. И. Старостенко, Ю. К. Шукин

ISBN 5-9274-0134-1

© Карельский научный центр РАН, 2004  
© Институт геологии КарНЦ РАН, 2004

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Изобилие экспериментальных геолого-геофизических работ регионального и надрегионального уровней, столь радостное для ученых и практиков, требует незамедлительных аналитических решений. Последние, в свою очередь, невозможны без кропотливого сбора и обобщения разнородных и разномасштабных данных.

Зарубежная научная литература геолого-геофизического содержания также переполнена информацией о глубинном строении земной коры и верхней мантии, полученной сейсмическими методами и в их числе — методами отражательной сейсмологии. Особенность этих работ и геологических результатов революционна — поколеблены устоявшиеся представления о среде. В настоящее время ГСЗ—МОВ, ГСЗ—ОГТ считается наиболее оптимальной системой наблюдений за кинематическими и динамическими объектами среды.

Изобилие результатов упомянутых исследований напоминает вал результатов дистанционных аэрокосмических наблюдений в 1970—1980-е годы, стимулировавших геолого-структурные построения. Сейчас геологи с большим воодушевлением дешифрируют временные сейсмические разрезы, в ряде случаев — достаточно успешно.

Вместе с тем следует напомнить о драматических эпизодах геофизических работ в районах бурения глубоких и сверхглубоких скважин. Вывод о том, что мы практически ничего достоверно не знаем о геологическом разрезе даже на сравнительно небольших глубинах, остается в силе.

Заметный след в геологических знаниях оставило после себя «внедрение» гипотезы плитовой тектоники в геологию древних и древнейших комплексов горных пород, слагающих верхнюю часть консолидированной коры, которая обнажена на щитах и массивах. Разработанные подходы отодвинули исследования, основанные на традиционном эволюционном геологическом начале. Возникли трудности с поиском месторождений рудных полезных ископаемых на щитах, где их почти 80 процентов от общего числа. Американские геологи еще в конце 1980-х годов «почуяли» недоброе. Мы — сравнительно недавно.

Сказанное выше в полной мере оправдывает труд авторов книги, известных ученых, сейсморозведчиков, вложивших свои усилия в создание новых подходов к анализу и интерпретации комплекса сейсмических данных. Оба исследователя всю свою творческую жизнь посвятили изучению древних щитов, кстати, живя в геологических контурах этих знаменитых структур. Совмещение усилий и данных по древним щитам правильное и, как увидит читатель, пришло свои плоды.

Авторы владеют мировой информацией о строении и динамике тектонического развития щитов. Хотел бы еще раз повторить — динамики (!) земной коры «немолодых» комплексов среды. В книге правильно оценен вклад динамического фактора в формирование волнового портрета среды. Если угодно, это одна из изюминок книги. Приуроченность сейсмических границ к дислокационным зонам является важным открытием. Оно дает основание по-новому подойти к интерпретации материалов ГСЗ и связывать часть глубинных отражений, включая субгоризонтальные, с областями относительных подвижек отдельных блоков и слоев земной коры. Это также согласуется с идеями тектонической расслоенности коры, ее мобильности в течение всей геологической истории.

Можно согласиться с авторами книги в том, что среди наиболее устойчивых сейсмических границ в земной коре большую роль играют физические границы. На них, вероятно, происходит смена физического состояния вещества, его пористости, флюидонасыщенности. Последнее свойство среды может способствовать физико-механическим преобразованиям пород и превращению физической границы в вещественную. Отсюда всего один шаг к не изученным до сих пор скрытым латеральным минерагеническим структурам.

Сложность принятия единственного решения при изучении природы границ была отмечена не только при региональных наблюдениях, но даже и при анализе материалов сверхглубокого бурения на Балтийском щите. Поэтому следует отнестись философски и с терпением к темным пятнам в истории интерпретации геофизических данных.

Заметно возросшее внимание к роли динамического фактора при формировании палео- и современного облика среды и заставляет искать новые технические средства, включая мониторинг геофизических полей, для выявления структурно-динамических зон, перспективных для нахождения месторождений полезных ископаемых.

Не ослабевает внимание к проблемам становления и эволюции протокры. Возобновляются споры об эволюционном и катастрофическом путях развития ранней Земли (см. обзоры в нашей литературе: В. Е. Хаин, 1995; А. А. Маракушев, 1999; И. А. Резанов, 2003; А. В. Витязев, 2003).

На острие этих споров, кроме способа приобретения новых научных знаний, находятся прагматические вопросы положения и природы глубинных минерагенических процессов. Во всех случаях современные достижения геологии, геофизики, геохимии, астрофизики и планетологии должны быть согласованы. Местом же пересечения интересов большинства специалистов по указанным проблемам стали древние ядра Земли – щиты, по-прежнему загадочно строения и удивительно интересного геологического развития.

Недавно (Геофизический вестник, 2002, № 9) нами были подведены итоги петрозаводской конференции, посвященной, в частности, глубинному строению и геодинамике Фенноскандинавии.

Было отмечено, что для решения повседневных научных и практических задач нам сейчас необходимы:

- объемные геолого-геофизические образы главных морфоструктур докембрийского кристаллического фундамента как элементы современного тектонического каркаса;
- комплексные геолого-геофизические модели корневых систем ареалов вулканоплутонизма и центров эндогенной и магматической активности как перколяционной организации ячеисто-сотового, коро-мантийного тепломассопереноса;
- выявление геолого-геофизических идентификаций поверхности разделов протоплатформенных чехлов в суперструктуре древних комплексов земной коры;
- разработка по комплексу данных геолого-геофизических исследований опорных объектов для методических подходов к структурно-вещественной идентификации неоднородного строения земной коры;
- введение при интерпретации геофизических данных по глубинному строению земной коры управляющего параметра геологического времени;
- определение показателя современного напряженно-деформированного состояния литосферы и связи с рефлексорными явлениями в активных геологических средах;
- учет нелинейной геодинамики, событий диссипативного структурообразования в активных средах докембрийской земной коры;
- знания о величине эрозионного среза древних комплексов: необходимость учета таких данных при глубинных реконструкциях разреза земной коры и верхней мантии, для определения положения и природы физических границ в литосфере;
- определения степени и механизма участия древних геологических образований в последующих тектонических событиях фанерозоя и новейшего этапа; выраженность таких взаимоотношений в геофизических полях на разных глубинных срезах.

Перечисленные вопросы для последующих решений в полной степени можно отправить и к авторам книги. В их руках оказался значительный блок информации о физических и динамических показателях древнейших структурно-вещественных образований. На часть из этих вопросов даны ответы, большая же часть их ждет ответа не только от геофизиков. Есть уверенность в том, что самые неожиданные выводы еще впереди. Подождем.

Предлагаемая же книга – этапная в отечественной геолого-геофизической литературе сравнительного и аналитического содержания. Уверен, читатель не будет разочарован после ее прочтения.

**Дгмн, профессор ВНИИгеофизика Ю. К. Щукин**

## ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия отмечается возрастающий интерес к глубинному строению Земли. Мировое сообщество глубоко понимает свою полную зависимость от наличия природных ресурсов и состояния окружающей среды. Сегодня стало ясно, что только фундаментальные геологические знания позволят удовлетворить потребности в природных ресурсах, найти пути смягчения влияния природных катастроф и осуществить эффективный прогноз глобальных изменений окружающей среды.

С каждым годом увеличивается объем новой информации о геологии и металлогении докембрия. Становится очевидным, что уже в раннем докембрии континентальная земная кора была резко дифференцирована в тектоническом и металлогеническом отношении. История докембрия охватывает более 87% всей деятельности геологического развития Земли. За этот период сформировались основные особенности строения земной коры. В пределах континентов обнаженный докембрий составляет около 20% их территории. Если же к этому добавить площади его развития в фундаменте платформ, то общая территория составит около 75% суши (Синицын, 1990; Тектоника, геодинамика., 2001).

Статистические данные показывают, что в недрах докембрийских структур сосредоточено 80% мировых запасов железных руд, около 70% хромитов, 60% меди, 70% сульфидного никеля, более 90% золота и кобальта, почти половина запасов урана и большая часть запасов платиноидов. Для докембрийских формаций характерны также уникальные месторождения мусковита и флогопита, графита, драгоценных поделочных камней, керамического сырья и других неметаллических полезных ископаемых (Рундквист и др., 1999). В связи с неравномерной, а в ряде случаев недостаточной изученностью докембрий и в дальнейшем остается важнейшим потенциальным источником минерального сырья (Казанский, 1988). Этим объясняется повышенный интерес к геологии и металлогении докембрия, которым отмечены последние десятилетия. Наиболее благоприятными для решения поставленных задач являются обнаженные районы дорифейской консолидации – щиты. Здесь практически нет чехла и на поверхность часто бывают выведены самые древние (2,5–3,8 млрд лет) высокометаморфизованные нижние горизонты земной коры, а возможно, и нижние – гранитизированные верхи мантии.

В последнее десятилетие во всем мире резко возрос объем глубинных исследований литосферы сейсмическими методами ГСЗ (глубинное сейсмическое зондирование) и МОВ–ОГТ (метод отраженных волн – общей глубинной точки). Успешно реализуется ряд национальных и международных программ, направленных на систематическое и планомерное изучение земной коры и верхней мантии. Наиболее крупными из них являются СОСОРР (США), ДЕКОРР (Германия), ВІРРС (Великобритания), ЕСОРС (Франция), АСОРР (Австралия), ЛИТНОПРОБЕ (Канада), ЕУРОПРОБЕ (государства Европы), ГЛИМПСЕ (США, Канада), программы Китайской Народной Республики, рабочей группы по изучению тектоники и ресурсов Восточной Азии (SEATAR).

Ряд международных программ и проектов (EGT, EUGENO-S, BABEL, SVEKALAPKO и др.) к настоящему времени полностью реализован. Получены новые данные, которые расширили и углубили представления исследователей о строении и динамике литосферы. Особенно это касается проекта BABEL, результаты которого оказали значительное влияние на изменение существующих представлений о сейсмической модели кристаллической коры докембрийских щитов по данным МОВ–ОГТ.

Сейсмический метод ГСЗ является надежным и точным инструментом в руках геофизиков, которым они пользуются при изучении глубинного строения земной коры и верхней мантии. Метод позволяет определять скоростные параметры и мощность земной коры, выделять в ее толще сейсмические границы и их фрагменты, глубинные разломы, волноводы, переходные зоны кора – мантия, осуществлять глубинное неотектоническое районирование и т. д.

Перечень геолого-структурных задач, решаемых с применением МОВ–ОГТ, также весьма обширен. Это тектоническое районирование, глубинное картирование сложных структур, исследование внутреннего строения рудоносных районов, выявление и прослеживание на глубину наклонных разломов и надвигов, изучение зон сочленения крупных структур, исследование тонкослоистой структуры консолидированной коры и переходной зоны кора – мантия.

Во многих странах мира ежегодно выполняется большой объем геофизических работ, направленных на изучение глубинного строения докембрийских щитов. К настоящему времени на их территории выполнен значительный объем детальных и региональных сейсмических исследований. В сферу изучения вовлекаются все новые и новые регионы, растет глубинность и разрешающая способность методов. Вместе с тем темпы и масштабы осмысливания и обобщения новых материалов все еще значительно отстают от темпов роста экспериментальных исследований, осуществляемых в различных уголках земного шара. Отдельные попытки обобщения и сопоставления в пределах крупных, но все же ограниченных регионов на современном этапе не могут удовлетворить геолого-геофизическую науку. В то же время не вызывает сомнений необходимость и актуальность глобальных обобщений, результаты которых позволяют верно оценить основные итоги исследований и наметить новые направления развития геолого-геофизических наук, во многом определяемые адекватным осмысливанием пройденного пути.

К сожалению, глобальные обобщения региональных сейсмических материалов ГСЗ и МОВ–ОГТ, полученных на всех континентах Земли, в настоящее время отсутствуют. Поэтому назрела настоятельная необходимость в систематизации и осмыслении этих материалов, что позволит повысить их информативность и правильно наметить перспективы новых исследований. Сравнительный метод позволяет, с одной стороны, приблизиться к пониманию общепланетарных закономерностей развития Земли в докембрии, а с другой, определить закономерности металлогении докембрия.

В настоящей работе предпринята попытка в какой-то мере восполнить этот пробел и на основании анализа и синтеза обширных материалов ГСЗ, с одной стороны, и МОВ–ОГТ, с другой, предложить новые обобщенные сейсмические модели земной коры докембрийских щитов северного полушария Земли. Работа направлена на изучение фундаментальных закономерностей строения земной коры, синтезированных в сейсмических моделях.

В книге обращается внимание на изучение латеральных неоднородностей, на переход от одномерных моделей строения к моделям двумерным и трехмерным, что принципиально изменяет смысл главных направлений научного поиска в исследовании Земли и определяет главную задачу изучения недр – выявление закономерностей в размещении неоднородностей, их иерархии и отображение этих закономерностей в разных параметрах. Нарастание объема сейсмической информации происходит столь быстро, что ее анализ и синтез требуют непрерывного поиска новых путей и новых закономерностей. Читателю предстоит оценить, насколько нам удалось решить эти проблемы.

В процессе проведения исследований авторы тесно сотрудничали с П. М. Горяиновым, В. Г. Загородным, Л. Т. Калюжной, И. П. Косминской, Н. Я. Куниным, Ф. П. Митрофановым, В. Б. Соллогубом, О. М. Харитоновым, А. В. Чекуновым и др. Авторы благодарны официальным рецензентам академику В. И. Старостенко, доктору геолого-минералогических наук Ю. К. Шукину, сделавшим ряд ценных замечаний по рукописи, которые учтены в окончательной ее редакции.

Большой объем работы, связанной с систематизацией и статистической обработкой экспериментальных материалов, проделан В. А. Трипольской. Оформление рисунков, текстовой части монографии и подготовка ее к печати выполнены О. В. Виноградовым, Д. Н. Гринем, О. Л. Кожевниковой, О. О. Лермонтовой, Л. В. Мельниковой, О. А. Соколан, Н. А. Яблоковой. Всем им авторы выражают свою благодарность.



# ГЛАВА 1

## ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ ДОКЕМБРИЯ

Хребтами горбились породы,  
Взрывались, плавилась, кипя.  
И миллионы лет природа  
Лепила самое себя.

*С. Щипачев*

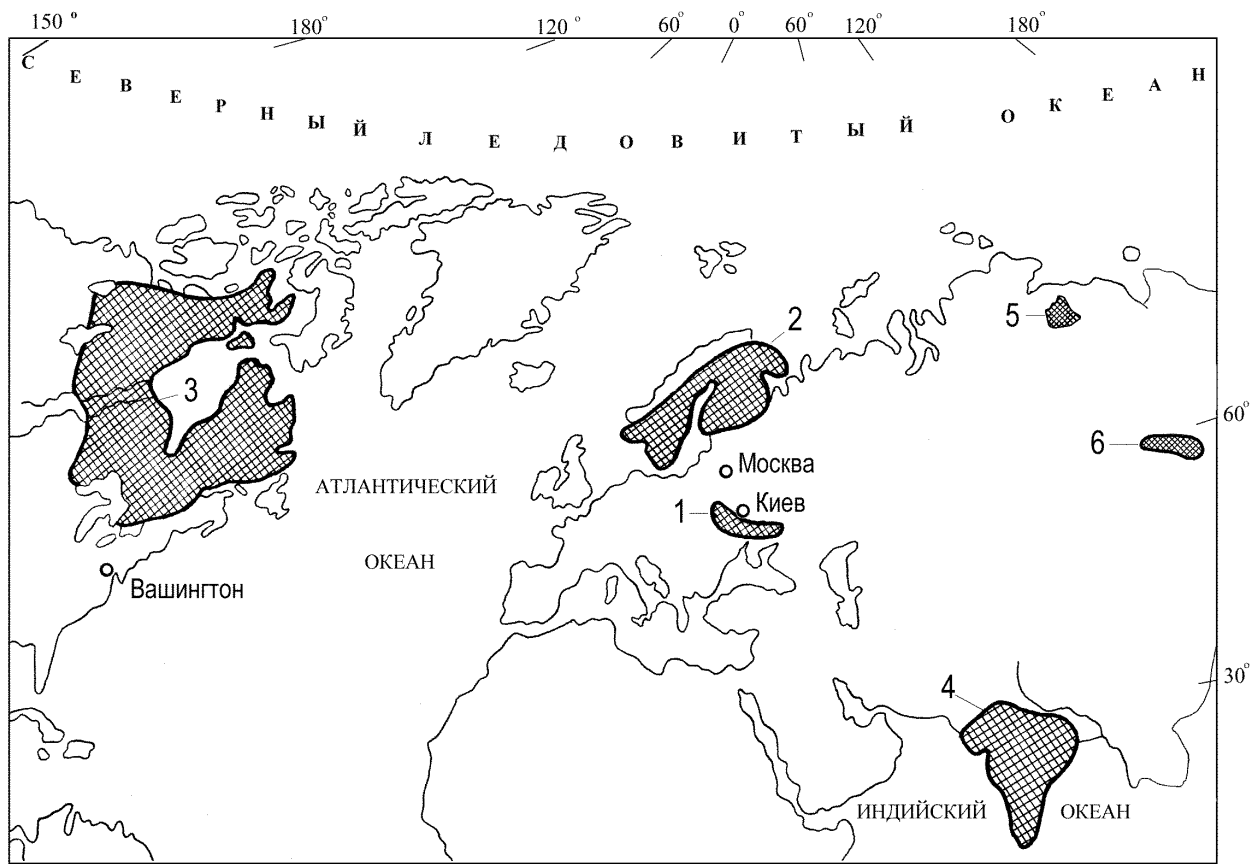
### 1.1. Особенности геофизических полей и глубинное строение щитов

К настоящему времени на территории докембрийских щитов северного полушария Земли (рис. 1) выполнен большой объем региональных геолого-геофизических исследований, результаты которых опубликованы в многочисленных статьях и монографиях (Berry, 1973; Металлогения..., 1974; Вольвовский и др., 1975; Nietanen, 1975; Каляев, 1976; Крутиховская, 1976; Richardson et al., 1979; Solomon, 1980; Jones, 1981; Gaal, 1982; Sprenke, 1982; Загородный и др., 1983; Бурьянов и др., 1985; Свириденко и др., 1985; Кременецкий и др., 1986; Соллогуб, 1986; Строение..., 1986; Brown et al., 1986; Drummond, Collins, 1986; Galson, Mueller, 1986; Meissner, 1986; Ананьин, 1987; Эволюция..., 1987; Gaal, Gorbatshev, 1987; Masse, 1987; Казанский, 1988; Boland et al., 1988; Cook et al., 1988; Кунин, 1989; Тектоносфера..., 1989; Adams, Basham, 1989; CLIMPSE..., 1989; Пашкевич и др., 1990; Сеницын, 1990; Studies..., 1990; Meissner et al., 1990; Чекунов и др., 1992а; BABEL Workin Group..., 1993; Gadomska, 1993; Mitrofanov et al., 1995; Минц и др., 1996; Рундквист и др., 1999; Рыбаков и др., 1999; Korhonen et al., 1999; Казанский и др., 2000; Тектоника..., 2001; Koistinen et al., 2001; Williams et al., 2001; Gorman et al., 2002).

Украинский щит представляет собой крупный структурный элемент Восточно-Европейской платформы площадью около 250 тыс. км<sup>2</sup>. Щит является горстовым поднятием кристаллического фундамента с общим юго-восточным простираанием, вытянутым вдоль правого берега р. Днепр. Небольшая часть щита расположена на левом берегу Днепра и в Приазовье. Контуры и простираание щита определяются разломами, отделяющими его от прилегающих грабенов: Припятско-Днепровско-Донецкого, Причерноморского, Придобруджинского, Предкарпатского, Полесско-Волынского и Львовской впадины.

В строении щита принимают участие кристаллические породы архея и раннего протерозоя возрастом 3,8–1,7 млрд лет. В его пределах широко развиты гранулитовая и амфиболитовая фации метаморфизма. В западной части щита обнажаются чарнокиты, которые представляют собой гранитизированные образования нижних слоев земной коры или даже верхов мантии. Щит имеет сложное мозаично-блоковое строение, глубинные разломы, основными из которых являются Тетеревский, Одесско-Тальновский, Криворожско-Кременчугский и Орехово-Павлоградский, он разделен на Волынский, Подольский, Кировоградский, Приднепровский и Приазовский блоки (Рябенко, 1970; Атлас..., 2001).

Гравитационное поле щита характеризуется мозаичным строением. Выделяется крупный Кировоградский минимум изометричной формы (центральная часть) и весьма контрастный



**Рис. 1. Схема расположения щитов:**

1 – Украинский, 2 – Балтийский (Фенноскандинавский), 3 – Канадский, 4 – Индийский, 5 – Анабарский, 6 – Алданский

**Fig. 1. Scheme of the shields location:**

1 – Ukrainian, 2 – Baltic (Fennoscandian), 3 – Canadian, 4 – Indian, 5 – Anabar, 6 – Aldan

Голованевский максимум силы тяжести, расположенный в юго-западной части щита. При относительно спокойном магнитном поле прослеживаются три цепочки магнитных аномалий субмеридионального простирания, приуроченные к Одесско-Гайсинской, Криворожско-Кременчугской и Орехово-Павлоградской полосам железистых кварцитов (Крутиховская и др., 1986; Пашкевич и др., 1996).

На Украинском щите преобладают низкие тепловые потоки, составляющие 22–45 МВт/м<sup>2</sup> при среднем значении 37 МВт/м<sup>2</sup>. Уверенно выделяются две зоны (Криворожско-Кременчугская и Уманско-Белоцерковская) с тепловыми потоками, не превышающими 36 МВт/м<sup>2</sup>. В Кировоградском блоке и Орехово-Павлоградской зоне тепловые потоки составляют 40–45 МВт/м<sup>2</sup>.

Балтийский щит является наиболее крупным выступом раннедорифейского фундамента Восточно-Европейской платформы площадью около 1,1 млн км<sup>2</sup>. Он состоит из кристаллических пород архея и протерозоя преимущественно кислого состава. В восточной части щита развиты зеленокаменные пояса позднеархейского возраста.

Внутренняя структура Балтийского щита сформирована, главным образом, в свекокарельскую — позднесвекокарельскую тектонические эпохи. В ее составе различают три главные геотектонические провинции: центральную, или Свекофеннскую, западную, Дальсландскую, и восточную, Лапландско-Кольско-Карельскую. Центральная и восточная разделены Ладожско-Ботнической зоной глубинных разломов северо-западного простирания. Провинции отличаются составом и строением слагающих их пород и, прежде всего, геологической историей, образуя в совокупности закономерную асимметричную зональность с разным возрастом событий, завершающих कोरोобразование.

В центральной части Балтийского щита наблюдается значительная отрицательная аномалия силы тяжести, что свидетельствует, по-видимому, о наличии в коре и верхней мантии области дефицита масс. Региональные особенности магнитного поля щита по данным наземных съемок уверенно отождествляются с различными геологическими структурами (Глазнев и др., 1986).

Канадский щит занимает северо-восточную часть континента Северной Америки. По размерам он значительно превосходит щиты других древних платформ, площадь превышает 5 млн км<sup>2</sup>. Щит сложен архейскими гранитами и гнейсами (возраст 2,4–2,7 млрд лет), протерозойскими известняками и сланцами, претерпевшими интенсивный метаморфизм. По особенностям геологического развития щит разделяется на три крупные провинции – Черчилл, Сьюпириор и Гренвиль. Широким развитием пользуются раннепротерозойские складчатые пояса различного простирания, которые, несмотря на значительные удаления друг от друга, характеризуются большим сходством. В южной и северо-западных краевых частях Канадского щита, в областях сочленения с сопредельными структурами, расположены крупные раннепротерозойские рифты широтного и субмеридионального простирания.

Для Канадского щита характерно малодифференцированное поле отрицательных аномалий Буге, вытянутых преимущественно в северо-восточном направлении, в общем, согласно с простиранием ранне- и среднепротерозойских структур фундамента. На общем фоне прослеживаются сравнительно узкие (20–30 км) области относительных максимумов аномалий силы тяжести, ориентированные вдоль зон разломов (Гренвильский и Аппалачский «фронты») и ряда других крупнейших дизъюнктивных нарушений. Положительные аномалии Буге небольших размеров и невысокой интенсивности типичны также для районов распространения крупных базитовых и ультрабазитовых интрузий.

Ориентировка магнитных аномалий на Кандалакшском щите примерно такая же, как и аномалий Буге. Однако поле магнитных аномалий более контрастно и теснее связано с геологической структурой.

Для коллизионных поясов внутри архейских провинций характерны интенсивные полосовые положительные аномалии до +80 мГл, не зависящие от возраста коллизии. На Балтийском щите – это Лапландско-Колвицко-Кандалакшская коллизионная зона между Кольским и Беломорскими блоками. На Канадском щите к ним относится пояс Капучкейсинг между областями Вава и Абитибид в архейской провинции Сьюпириор. Отмечается в гравитационном поле пояс Лимпопо между Родезейским и Каапвальским блоками Африканского кратона. Современными исследователями доказано, что к указанным выше тектоническим поясам в архейских провинциях приурочены эксгумированные из нижней коры гранулиты, а также магматические образования основного и ультраосновного состава из верхней мантии.

В протерозойских провинциях глубокие тектонические зоны, наоборот, выражены интенсивными полосовыми отрицательными аномалиями в среднем до 50 мГл. На Балтийском щите Транскандинавскому поясу гранитоидов, разделяющему Свекофеннский и Свеко-норвежский блоки, соответствует очень интенсивная полосовая отрицательная аномалия до –100 мГл. Подобная отрицательная аномалия проходит вдоль Гренвильского фронта на Канадском щите (Winardhi, Mereu, 1997; White et al., 2000). Это может быть вызвано контаминацией мантийного вещества при внедрении его в протерозойскую земную кору.

Индийский щит представляет собой изолированный и сравнительно высоко поднятый над уровнем моря южный выступ Азиатского континента площадью около 1,5 млн км<sup>2</sup>. В пределах щита выделяются следующие складчатые системы докембрия: дарварская, занимающая большую южную ее часть, восточно-гатская, сутпурская и делейская, а также структурные элементы платформенного чехла (Муратов, 1964).

В области развития пород дарварской системы широко развиты синклиналильные структуры, сложенные кристаллическими сланцами, и последарварские массивы гранитоидов. Пояса дарварской складчатости формационно сходны с породами криворожской серии Украинского щита и карельской серии Балтийского щита (Салоп, 1966). Обширные территории северо-западной части щита занимают породы трапповой формации мезозойского возраста мощностью до нескольких сотен метров. К структурным элементам платформенного чехла относятся впадины, заполненные куддапахскими, виндийскими и гондванскими отложениями, гондванские грабенообразные впадины и др.

Главную роль в формировании магнитного поля Индийского щита играют породы фундамента и особенно основные и ультраосновные образования. В западных районах щита в области развития поясов дарварской складчатости магнитное поле имеет полосчатый характер, а направление магнитных аномалий в целом соответствует северо-западному простиранию дарварских структур.

Для гравитационного поля Индийского щита характерно преобладание отрицательных значений силы тяжести. В большинстве случаев гравитационные аномалии имеют вытянутую форму и совпадают по простиранию с геологическими структурами, обнаруживая уверенную корреляцию с особенностями геологического строения.

Анабарский щит является типичным выступом кристаллического фундамента Сибирской платформы. В строении щита, занимающего примерно 300 км по широте, 200 км по долготе и 50 тыс. км<sup>2</sup> по площади, преобладают породы гранулитовой фации метаморфизма умеренных давлений; однако в его пределах широкое распространение имеют анортозиты, энтербиты, различные плагиогнейсы, а также слоистые толщи, включающие кварцевые и карбонатные породы. Единичные определения возраста дают основание полагать, что гранулитовые парагенезисы формировались ранее чем 3 млрд лет. Вполне достоверно устанавливается возраст амфиболитовых парагенезисов в интервале 1,6–2 млрд лет (Строение земной..., 1986).

Магнитное поле Анабарского щита в целом характеризуется своеобразной, характерной линейностью форм. Эта линейность определяется чередованием полос преимущественно положительного и отрицательного знака интенсивностью  $\pm 10$  мЭ северо-западного простирания. Ширина полос — от 5–10 до 40 км, протяженность — десятки и сотни (до 500) километров (Клименко, 1986).

Гравитационное поле имеет отчетливое полосовое строение, для него характерно преимущественно северо-западное простирание аномалий и чередование относительно повышенных и пониженных зон. Следует отметить, что общий рисунок поля повторяет геологическую карту, причем строение гравитационного и магнитного полей является весьма близким по рисунку (Самков, Потапьев, 1986).

В отличие от большинства других щитов структура земной коры Анабарского щита, отраженная в геофизических полях, имеет ряд специфических черт (Борисов и др., 1972; Гришин и др., 1973).

Алданский щит, располагающийся в бассейне верхнего течения реки Алдан и наименее изученный глубинными геофизическими методами, имеет форму неправильного овала, занимает территорию юго-востока Сибирской платформы. Его площадь превышает 150 тыс. км<sup>2</sup>. На территории Сибирской платформы древнейшие породы обнаружены в пределах Алданского щита, а под чехлом они изучены геофизическими методами и по единичным скважинам.

В региональном поле силы тяжести щит характеризуется пониженными значениями осредненного поля. Отмечается аномально высокая для Сибирской платформы мощность верхнего слоя земной коры — более 20 км и относительно низкие значения мощности промежуточного и нижнего слоев (Эринчек и др., 2000). Глубина залегания поверхности М в пределах Алданского щита 42–45 км. Мощность литосферы составляет 150–200 км, а тепловой поток 30–40 мВт/м<sup>2</sup>.

Интересно, что сопоставление Алданского с Анабарским щитом, проведенное на основе методически тождественных данных по единой системе профилей, показывает заметные его отличия от Анабарского щита: здесь средние скорости более низкие, больше поверхностей раздела и больше мощность коры (Строение..., 1986). Более полное сопоставление с другими щитами позволяет наметить некоторые общие закономерности. Наиболее близким к Анабарскому щиту оказывается Йилганский блок Западно-Австралийского щита, где мощность коры также не велика (40 км), скорость достаточно высока, а отражающая поверхность внутри коры только одна и прослеживается не повсеместно (Finlayson, 1982). Этот блок, по совместным радиохронологическим данным, также относится к числу древнейших сиалических участков поверхности планеты, где сейчас установлены самые древние терригенные цирконы возрастом 4,2 млрд лет, урано-свинцово-ториевый изохронный метод (Froude et al., 1983). В то же время Алданский и Балтийский щиты имеют существенно более сложный разрез с большим количеством отражающих горизонтов. Можно высказать предположение о том, что кора Анабарского щита является реликтовой, имеет примитивное по сравнению с другими щитами строение,

что выражается в слабой горизонтальной расслоенности (Строение..., 1986). Вероятно, это связано с тем, что она формировалась как единое целое на ранних стадиях геологического развития Земли по причине массового отщепления кислых, кварцсодержащих магм из близповерхностного исходного протопланетного субстрата.

## 1.2. Развитие представлений о модели строения кристаллической коры

Изучение глубинного строения щитов и платформ представляет глубокий интерес для понимания структуры и истории формирования континентов. Площади щитов и платформ занимают около 75% территории суши, а их роль в геологической истории лика Земли определяется возрастом более 3 млрд лет. Геологами всех направлений щиты признаются древними ядрами формирования первичной континентальной коры и ее верхнего гранито-гнейсового слоя, отличающего толстую (30–70 км) кору континентов от тонкой (5–15 км) коры океанов. Напомним, что новейшие данные о возрасте океанической коры освещают нам процессы только последних 150–200 млн лет. Таким образом, в эволюции коры и мантии щитов как бы заложена вся история развития континентов до наших дней.

Во многих странах мира ежегодно выполняется большой объем геофизических исследований, направленных на изучение глубинного строения докембрийских щитов. Получены новые данные, которые широко используются при поисково-разведочных работах, геолого-структурных построениях и при разработке закономерностей размещения полезных ископаемых в земной коре.

Особое место среди геофизических методов занимает сейсморазведка. С ее применением определяется пространственное положение сейсмических границ и разломов на глубинах, недоступных прямому наблюдению, изучаются структуры, перспективные на нефть и газ, а также скоростные характеристики горных пород. При работах по системе пересекающихся профилей (площадные исследования) при помощи сейсмического метода разведки проводится картирование глубинных горизонтов, составляются трехмерные модели геологических структур, трассируются глубинные разломы. Данные сейсмических исследований, как правило, лежат в основе интерпретации других геофизических методов.

Геологическое истолкование сейсмических моделей земной коры постоянно изменялось по мере поступления новых данных. Первые геологические модели земной коры, когда изменение сейсмических скоростей и сейсмические границы связывались в основном с изменением состава пород, представлялись в виде «гранитного» (6,0–6,4 км/с) и «базальтового» (6,5–7,0 км/с) слоев. Совещание рабочей группы Международного союза геодезии и геофизики (Федынский, Ризниченко, 1962) рекомендовало отказаться от применения необоснованной терминологии, согласно которой в земной коре выделяются «гранитный» и «базальтовый» слои, и определять слой скоростью распространения в нем продольных волн. Совещание призвало исследователей при интерпретации материалов сейсмических работ по возможности избегать предварительных предположений о горизонтальной слоистости земной коры. Актуальность этих рекомендаций сохраняется и спустя более чем 40 лет после их принятия, так как горизонтально-слоистая модель земной коры в силу ее предельной упрощенности имеет многочисленных сторонников среди геологов и геофизиков до настоящего времени.

Такое примитивное истолкование сейсмических данных было разрушено сверхглубоким бурением. Результаты бурения сверхглубоких скважин на территории бывшего СССР — Кольской (Кольская сверхглубокая..., 1998), Криворожской (Соллогуб, Гринь, 1985), Мурунтауской, а также Гравберг в Швеции (Deep Drilling..., 1988) и КТВ в Германии (Bortfeld et al., 1988) выявили серьезные несоответствия между прогнозными моделями и фактическим строением верхней части континентальной коры. В основу прогнозных моделей были положены классические сейсмические модели, представленные слоисто-блоковыми системами с гладкими границами раздела. Стало совершенно очевидным, что сейсмические скорости в коре зависят не только от химического состава или степени метаморфизма пород, но и от его внутренней текстуры и физического состояния.

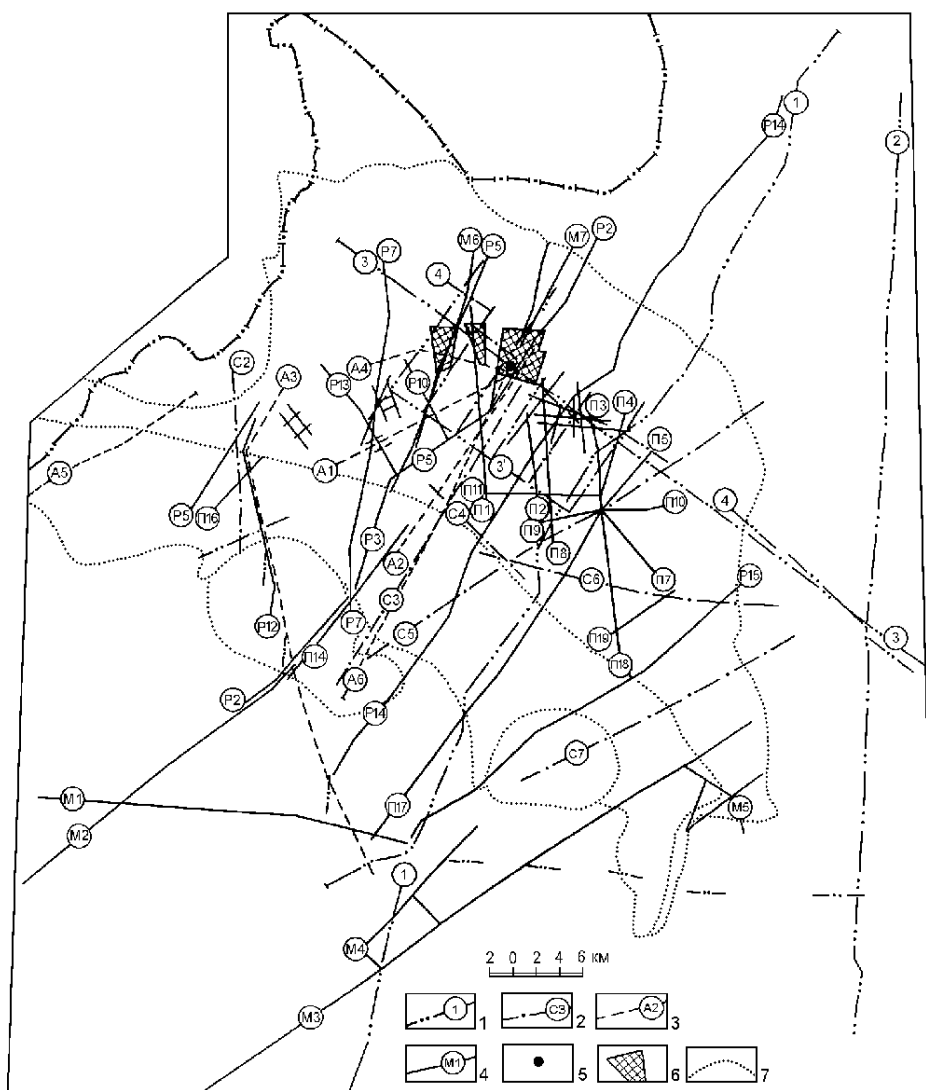
Глубинные сейсмические исследования последних 10–20 лет внесли существенные изменения в представления о структуре литосферы (Шаров, 2000). Это оказалось возможным благодаря общему техническому прогрессу в области аппаратуры и вычислительной техники и использованию новых сейсморазведочных методов, прежде всего метода близвертикальных отражений, в частности, общей глубинной точки (ОГТ). Не меньшую роль сыграло и так называемое многоволновое ГСЗ (глубинное сейсмическое зондирование с трехкомпонентными наблюдениями автономными станциями). При таком зондировании регистрируются поля *P*- и *S*-волн, сформированные преломленными, закритически отраженными, обменными и разного рода комбинированными волнами. Было показано, что наиболее неоднородной является верхняя кора, которая имеет не слоисто-блоковую структуру, а надвигово-пластинчатую, при которой вертикальная расслоенность зачастую постепенно сменяется на субгоризонтальную. Степень расслоенности коррелируется с геологическими объектами и распределением сейсмических скоростей (Шаров и др., 1997; Кузнецов, Галдин, 2000). К протяженным реперным границам земной коры можно отнести границу между осадочным комплексом и кристаллическим фундаментом — поверхность консолидированной коры и границу *M* — между корой и верхней мантией. Внимательное рассмотрение многочисленных сейсмических разрезов ГСЗ Украинского, Балтийского, Индийского и Канадского щитов показало, что в земной коре этих структур, за исключением границы *M*, отсутствуют сейсмические границы, имеющие глобальное распространение. Вместо них прослеживаются отдельные отражающие и преломляющие границы, которые имеют, как правило, локальный характер и не могут быть прокоррелированы одна с другой в пределах всей территории щитов (Шаров, 1991; Трипольский, 1995). Поэтому ни одна из границ в кристаллической коре не может служить основой для выделения отдельных слоев. Работы ОГТ показали, что граница *M* в поле близвертикальных отражений не всегда является таким же четким отражающим горизонтом, как в ГСЗ.

Результаты сверхглубокого бурения и детальная сейсмическая информация, полученные за последние годы, показали, что кристаллическая кора имеет весьма сложное и изменчивое строение с варьирующей по вертикали и латерали степенью дифференциации. Таким образом, реальная сейсмогеологическая среда состоит из трехмерных неоднородностей, является дискретной, иерархически организованной, с признаками самоподобия (Физические основы..., 1991). Ее действительно можно представить в виде разномасштабных блоков, где складчатые узоры, трещины, дайки, жилы и линзы формируют высокоупорядоченный низкосимметричный ансамбль (Горяинов и др., 1997). При этом отражательная способность коры меняется даже в однотипных геологических структурах. Для изучения трехмерных неоднородностей кристаллической коры необходимо применять рациональную схему полевых наблюдений и использовать современную технологию обработки и интерпретации данных сейсмометрии. Результатом исследований должны быть разрезы и схемы не с прослеженными границами между геофизическими слоями, а с выделенными зонами и областями с различными сейсмическими свойствами, при том, что эти объекты могут занимать субгоризонтальное, субвертикальное и любое другое положение.

Таким образом, накопленная новая сейсмическая информация, полученная с использованием метода ОГТ, и данные сверхглубокого бурения не согласуются с привычными представлениями о расслоенности континентальной земной коры (Петрашень, Караев, 1990).

### **1.3. Результаты бурения Кольской сверхглубокой скважины и ее влияние на сейсмические модели**

В районе заложения Кольской скважины СГ-3 (Печенгский прогиб и его обрамление) в большом объеме проведены сейсморазведочные работы, а также профили ГСЗ, МОВЗ—ГСЗ и площадные исследования МОВЗ—ГСЗ (рис. 2). Результаты сейсморазведочных и региональных работ подробно рассматривались в литературе (Земная кора..., 1978; Карус и др., 1982; Литвиненко, 1984; Зверев и др., 1987; Литосфера Центральной..., 1987; Епинатьева, 1989; Смыслов и др., 1989; Галдин, Егоркин, 1991; Проблемы комплексной..., 1991; Архейский..., 1991; Лизинский, Ланев, 1991; Сейсмогеологическая модель..., 1997, 1998; Рабинович, 2003 и др.).



**Рис. 2. Схема сейсмической изученности Печенгского района (Шаров и др., 1997):**

1 – сейсмические профили ГСЗ (1 – Печенга – Ловно, 2 – Печенга – Ковдор – Костомукша, 3 – Никель – Умбозеро – Ручьи, 4 – Никель – Умбозеро); 2, 4 – сейсмические профили МОВ; 3 – сейсмические профили ОГТ; 5 – Кольская сверхглубокая скважина (СГ-3); 6 – участки детальных работ МОВ; 7 – геологические контуры

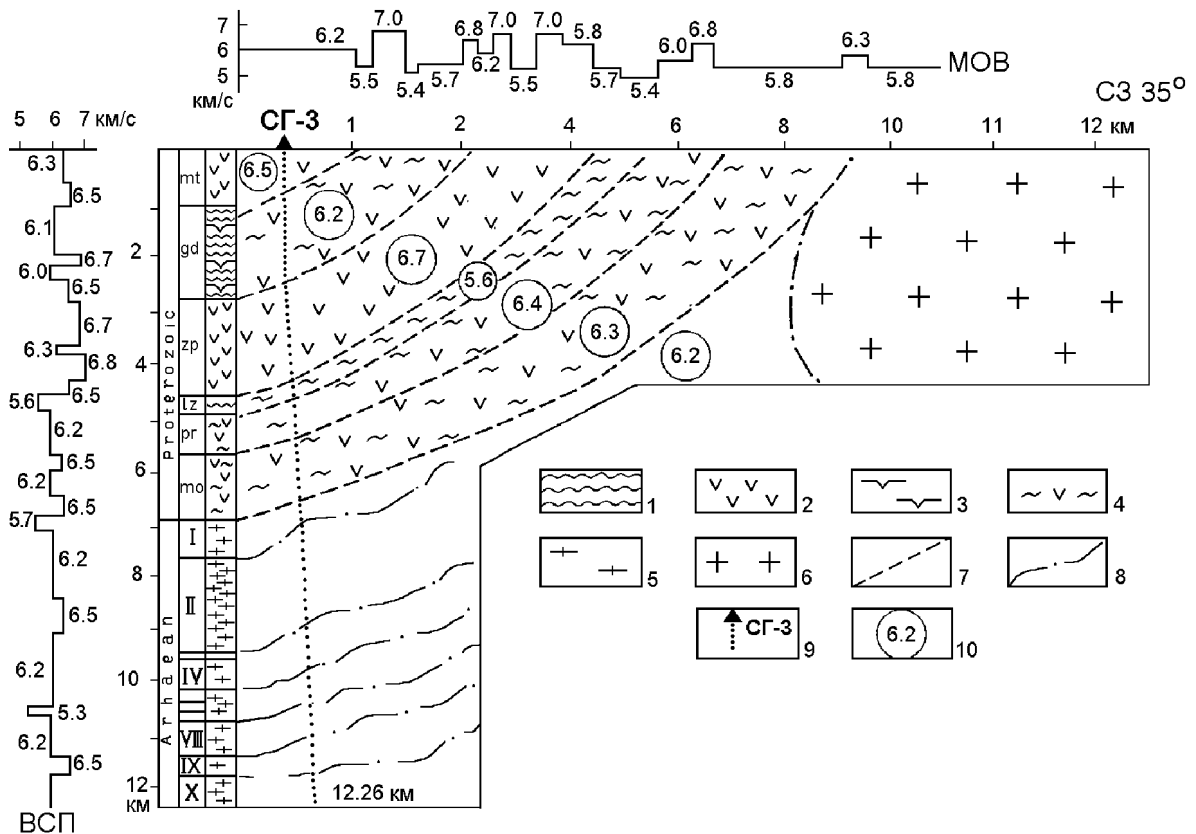
**Fig. 2. Scheme of the seismic studying of the Pechenga region:**

1 – DSS-profiles (1 – Pechenga – Lovno, 2 – Pechenga – Kovdor – Kostomucksha, 3 – Nickel – Umbozero – Rutchiy, 4 – Nickel – Umbozero); 2, 4 – reflection profiling lines; 3 – CDP profiles; 5 – Kola superdeep borehole; 6 – areas of detail reflection profiling; 7 – geological boundaries

Бурение Кольской сверхглубокой скважины, достигшей рекордной глубины 12 262 м, создало уникальную возможность для получения прямой информации о строении древней континентальной земной коры. В комплексных исследованиях керна и околоскважинного пространства участвовали многие организации Министерства геологии, Академии наук СССР и других ведомств, результаты подробно рассмотрены в ряде монографий и статей (Н. Е. Галдин, Ф. Ф. Горбачевич, А. М. Епинатьева, В. И. Казанский, Е. В. Карус, Е. А. Козловский, А. А. Кременецкий, О. А. Кузнецов, Ю. И. Кузнецов, В. С. Ланев, М. Д. Лизинский, И. В. Литвиненко, М. Ш. Магид, Р. В. Медведев, Ф. П. Митрофанов, М. В. Минц, Ф. С. Моисеенко, Э. Б. Наливкина, Л. Н. Овчинников, Н. И. Павленкова, А. А. Смыслов, В. И. Шаров, Н. В. Шаров, Ю. К. Шукин и др.).

Значение Кольской скважины для познания глубинного строения и рудоносности континентальной земной коры выходит далеко за пределы Печенгского района. По данным этой скважины установлено, что наклон слоев сохраняется на всем интервале глубин, а упругие характеристики пород сложным образом связаны с их составом и физическим состоянием. Показано, что сейсмические границы раздела в земной коре могут быть обусловлены разными причинами: изменением вещественного состава, различием в структурно-текстурных особенностях пород, термодинамической обстановкой и другими. Наиболее резкие сейсмические границы возникают тогда, когда происходит наложение разных факторов.

Скорость упругих волн зависит в большей мере от состава и текстуры пород, чем от глубины залегания. На рис. 3 представлен вариант увязки скоростных разрезов по наземному и вертикальному сейсмическим профилям для генерализированной модели разреза СГ-3. Значения скорости  $V_p$ , измеренной на дневной поверхности и в стволе скважины СГ-3, сопоставлены для крупных стратиграфических свит (толщ). Корреляция горизонтального и вертикального разрезов весьма удовлетворительна. В Кольской сверхглубокой скважине наблюдается инверсионный разрез: в его верхней части залегают высокоскоростные (до 6,7 км/с) эффузивы, в нижней — гнейсы с меньшей скоростью (в среднем 6,1–6,2 км/с). Основной причиной значительных понижений скорости являются разрывные нарушения. Например, на глубине 10,5–11 км, где толща кристаллических пород мощностью 0,5 км является трещиноватой, отмечен слой низкой скорости упругих волн 5,3 км/с (Карус и др., 1982; Кольская



**Рис. 3. Сейсмогеологическая модель участка бурения СГ-3; индексы свит и толщ соответствуют работе (Кольская сверхглубокая..., 1998):**

1 – метаморфизованные осадочные породы; 2 – эффузивы; 3 – интрузивы; 4 – аподиабазовые сланцы; 5 – породы гнейсового комплекса; 6 – граниты; 7 – границы слоев скоростной модели; 8 – контакты толщ архейского комплекса по геологическим данным; 9 – схема расположения СГ-3; 10 – значения скорости  $V_p$  в слоях модели, км/с

**Fig. 3. Seismic-geological model of the SD-3 district (Кольская сверхглубокая..., 1998):**

1 – metamorphic sedimentary rocks; 2 – effusive rock; 3 – intrusive rocks; 4 – apodiabasic shales; 5 – gneiss rock; 6 – granites masses; 7 – layers boundaries of velocity models; 8 – contacts of Archean thickness by the geological data; 9 – scheme of SD-3 location; 10 – model velocity of  $V_p$  compression waves, km/s



сверхглубокая., 1984, 1998; Козловский и др., 1987; Минц и др., 1987; Проблемы комплексной., 1991). В подобного инверсионного типа структурах, где с глубиной отмечается уменьшение плотности и мафичности пород, пробурены Саатлинская и Уральская сверхглубокие скважины (Глубинные исследования недр в СССР, 1989; Таврин, Халевин, 1990).

Отсутствие границы Конрада на глубине 7 км считается сенсационным результатом Кольской скважины (Кольская сверхглубокая., 1984; Моисеенко, 1986). Это, главным образом, связано с широко бытовавшей среди геологов и геофизиков идеей двухслойной «гранито-базитовой» коры.

Необходимо учесть, что со времени отработки в 1960–1962 гг. профиля Печенга — Ловно, который прошел в 12 км к востоку от устья скв. СГ-3 (см. рис. 2), сильно изменились представления о природе волн, регистрируемых методом ГСЗ. В начале 1960-х годов сейсмические границы, в частности кровля «базальтового» слоя, строились в предположении, что ГСЗ формирует, главным образом, преломленные волны. Позже теоретически и экспериментально было установлено, что волны, принимаемые за преломленные, во многих случаях являются закритическими отражениями. Благодаря избирательности сейсмических наблюдений на базах ГСЗ прослеживаемые при этом интенсивные волны могут быть сформированы локальными упругими неоднородностями коры, ограниченными как по интервалу глубин залегания, так и по латерали (Литвиненко, 1971; Литвиненко и др., 1989). По обобщенной сейсмической модели коры Восточно-Европейской платформы, предложенной Н. И. Павленковой в середине 1970-х годов (Сейсмические модели., 1980), «базальтовые» скорости выделялись на глубине 25–30 км.

Вертикальная мощность печенгского комплекса в районе скв. СГ-3 составила 6 800 м, а не 4 700, как это определялось ранее (рис. 4, 5) по данным гравirazведочных и сейсмических работ. Для изучения Кольской скважины был задан профиль МОВ через ее устье вкостростирирования основных контактов печенгского комплекса. По этому профилю, работы на котором закончены в 1972 г., был построен сейсмический разрез, который позднее подтвердился скв. в СГ-3. Бурение показывает, что принимаемая на стадии проектирования скважины наклонная сейсмическая граница (МОВ) отражает не подошву печенгского комплекса, а крупный межслоевой разлом. Вертикальная мощность гнейсов Кольской серии по скважине СГ-3 составляет 4 900 м (от 6 800 до 11 700 м). С глубины 7 300 м на всем протяжении разреза степень насыщенности гнейсовых толщ амфиболитами возрастает от 15 до 40%. Под гнейсовыми образованиями в интервале 11 700–12 236 м вскрыт древний фундамент или комплекс архейского основания. Его можно рассматривать или как низы гранитно-метаморфического слоя, или как верхнюю часть нового (диоритового) слоя (Смыслов и др., 1989).

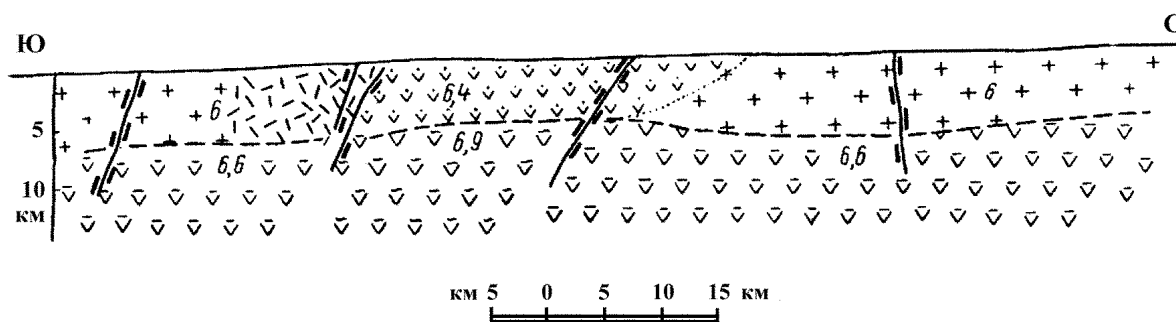


Рис. 4. Схематический глубинный разрез по профилю ГСЗ Печенга — Ловно через Печенгский район (Литвиненко, 1963)

Fig. 4. Two-dimensional model for the upper crust of the seismic profile DSS Pechenga — Lovno of the Pechenga ore district (Литвиненко, 1963)

Другим важным результатом сверхглубокого бурения является доказательство того, что трещиноватость и пористость пород не уменьшаются с глубиной, а, наоборот, до некоторой величины возрастают, и на глубине 5–6 км вместо ожидаемой пористости 0,5–0,8% ее значения составили 2–6%. При этом выяснилось, что часть пор заполнена сильно минерализованным флюидом. Кольская сверхглубокая скважина вскрыла, по крайней мере, три такие зоны (последняя на глубине 11 500 м).

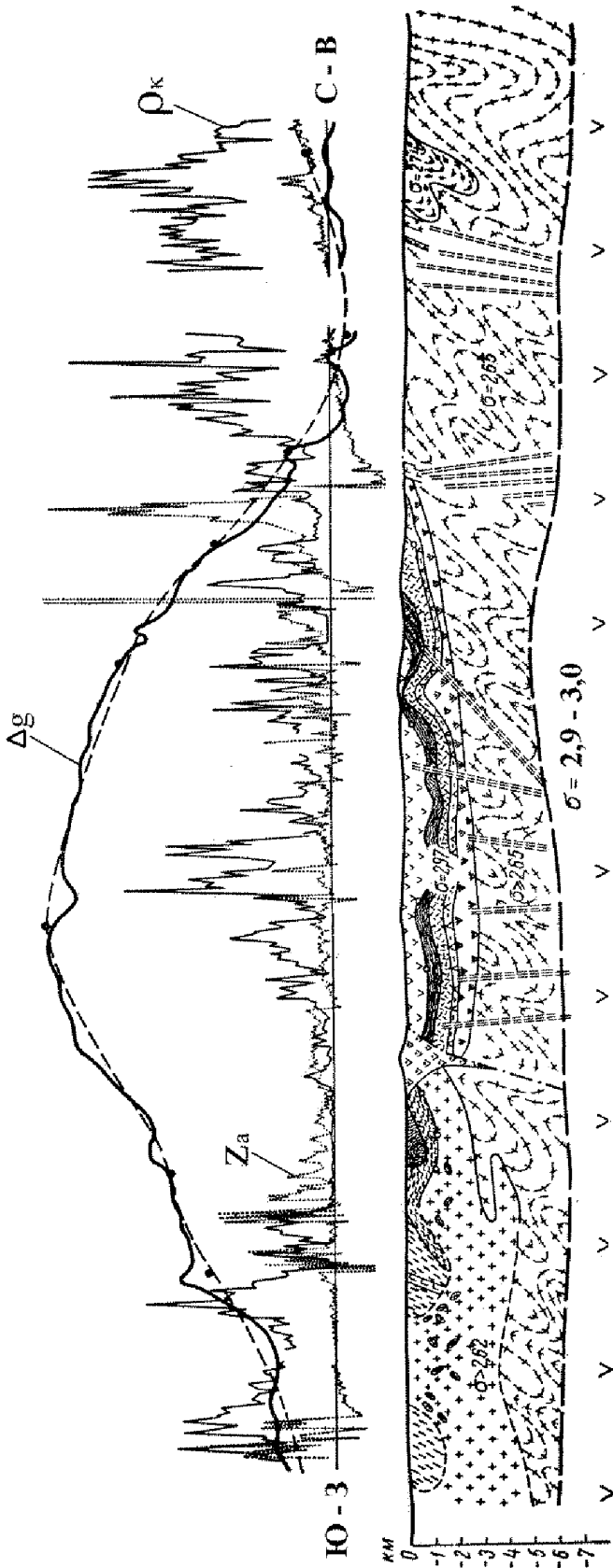


Рис. 5. Геолого-геофизический разрез по профилю ГСЗ Печенга - Ловно через Печенгский район (Цирульников и др., 1963)

Fig. 5. Geological-geophysical model of the seismic profile DSS Pechenga - Lovno of the Pechenga ore district (Цирульников и др., 1963)

При интерпретации геофизических данных используется теоретическое допущение, что с глубиной растут давление и температура и, соответственно, уменьшается количество пор и трещин, а если это так, то начиная с глубины 5 км и ниже пористость перестает влиять на изменение скорости упругих волн, и тогда последняя будет характеризовать только изменения минерального состава глубинных пород. Сверхглубокие скважины доказали, что неоднородности, фиксируемые по геофизическим данным в верхней части кристаллической коры, обусловлены изменениями не только состава глубинных пород, но и их физического состояния. Поэтому определение даже приближенного состава пород по значениям только скорости упругих волн не может быть однозначным. Сверхглубокие скважины показали реальность и природу зон пониженных скоростей упругих волн в верхней части коры. Они не подтвердили усиления гомогенности слоев с глубиной.

Одной из фундаментальных проблем глубинной геологии, на решение которой направлены сверхглубокое бурение и комплексные геолого-геофизические исследования, является выяснение природы внутрикоровых сейсмических границ. Природа таких границ в верхней части кристаллической коры может быть связана с разными причинами: изменением вещественного состава, различием в структурно-текстурных особенностях пород, термодинамической обстановкой и другими (Казанский и др., 1986; Рабинович, Лебедев, 1986а; Глубинные исследования..., 1989; Епинатьева, 1989; Лебедев и др., 1989; Проблемы комплексной..., 1991). Текстуальный тип границ связан с появлением мощных зон трещиноватости и обнаружен в разрезе скважины СГ-3, например, на глубине 10,5 км. Образование таких слоев, по-видимому, связано с изменением напряженного состояния (зоной разгрузки)

и может наблюдаться во многих районах и на разных глубинах. Термобарический тип границ возникает как следствие резкого изменения температуры и давления. Открытое при сверхглубоком бурении явление гидрогенного разуплотнения на больших глубинах имеет большое значение для понимания физических границ и помогает расшифровать природу сейсмических волноводов.

В реальных геологических обстановках происходит наложение различных факторов, влияющих на формирование полигенных по своей природе границ. В одних случаях это может приводить к появлению резких контрастных границ раздела, в других, наоборот, к частичному уничтожению или затушевыванию границ, обусловленных вещественными неоднородностями.

В 1992 г. международным коллективом исследователей (США, Великобритания, Норвегия, Россия) в Печенгском районе пройден профиль КОЛА ОГТ-92 с выходом на Кольскую сверхглубокую скважину СГ-3 (Smythe et al., 1994; Carr et al., 1996). Протяженность профиля около 40 км (рис. 6). По данным бурения скважины СГ-3 удалось уточнить угол падения —  $50^\circ$  Северной зоны Печенгской структуры. Кровля и подошва «продуктивной медно-никелевой толщи», вскрытые скважиной СГ-3 на глубине 1,06 и 2,8 км, уверенно коррелируются на сейсмическом разрезе (см. рис. 6). С глубиной «продуктивная толща» не выклинивается, а моноклинально погружается в сторону Порьиташского разлома, ограничивающего распространение пород к югу. Глубина погружения подошвы этой толщи вблизи Порьиташского разлома достигает 7 км (см. рис. 6). Сверху ее перекрывают вулканиты свиты матер, которая наращивает мощность при движении по профилю на юг от 1 км в районе скв. СГ-3 до 5 км вблизи Порьиташского разлома. На сейсмическом разрезе (см. рис. 6) наблюдается резкое изменение структуры волнового поля при переходе от Северной зоны к Южной. Хорошо коррелируются крутонаклонные сейсмические границы, соответствующие известным тектоническим нарушениям, которые осложняют строение Печенгской структуры.

На мигрированном сейсмическом разрезе (рис. 6, 7) прослеживается непротяженная наклонная отражающая граница, для которой в интервале глубин 4,6–4,9 км в скважине СГ-3 установлено наиболее существенное понижение скорости продольных волн от 6,7 до 5,6 км/с. Этому интервалу разреза скважины СГ-3 соответствует смена типа метаморфизма, а также тектонически ослабленная зона.

Наблюдаемое на разрезе ОГТ на времени 2,2–2,5 с (см. рис. 7) изменение структуры волнового поля соответствует положению в разрезе наклонной сейсмической границы между породами протерозойского и архейского комплексов. Эта граница погружается к югу с 6,8 км в районе скважины СГ-3 (см. рис. 7) до 10 км в районе Порьиташского разлома (см. рис. 6). Карельский (протерозойский) комплекс достигает здесь максимальной мощности, но сама граница не может быть четко опознана на сейсмическом разрезе.

Менее надежно прослеживаются сейсмические границы, расположенные ниже карельского комплекса. Рассмотрим, например, природу отражающих площадок с короткими осями синфазности, фиксируемыми в районе скважины СГ-3 на глубине 8,2–8,8 км (см. рис. 6, 7). Скважиной в этом интервале вскрыта средняя часть второй толщи архейского комплекса, которая характеризуется максимальной насыщенностью амфиболитами (до 40% разреза) (Кольская сверхглубокая., 1984). Для этого интервала мощность около 0,6 км, по данным ВСП, установлена максимальная для гранито-гнейсовых образований скорость продольных волн (6,5 км/с на фоне 6,1–6,2 км/с).

Сложная купольно-блоковая структура архейского комплекса исключает присутствие в разрезе сколько-нибудь протяженных горизонтов. Отражающие площадки на глубине 7–15 км характеризуются короткими осями синфазности и имеют значительный разброс по глубине. Разрез ВСП архейского комплекса скважины СГ-3 содержит два интервала с относительно низкой скоростью на глубине около 7 и 10,5 км (см. рис. 7). Оба они приурочены к зонам разрывных нарушений. Установлено, что часть пор в породах заполнена сильно минерализованным флюидом (Кольская сверхглубокая., 1984). На сейсмическом разрезе для этих интервалов глубин отмечено сгущение отражающих площадок.

Сопоставление сейсмического разреза ОГТ на участке бурения Кольской скв. СГ-3 с результатами ВСП и обобщенной моделью скоростной анизотропии (см. рис. 7) позволяет предположить связь сейсмических границ с тектонически ослабленными зонами, анизотропией и зонами флюидного заполнения.

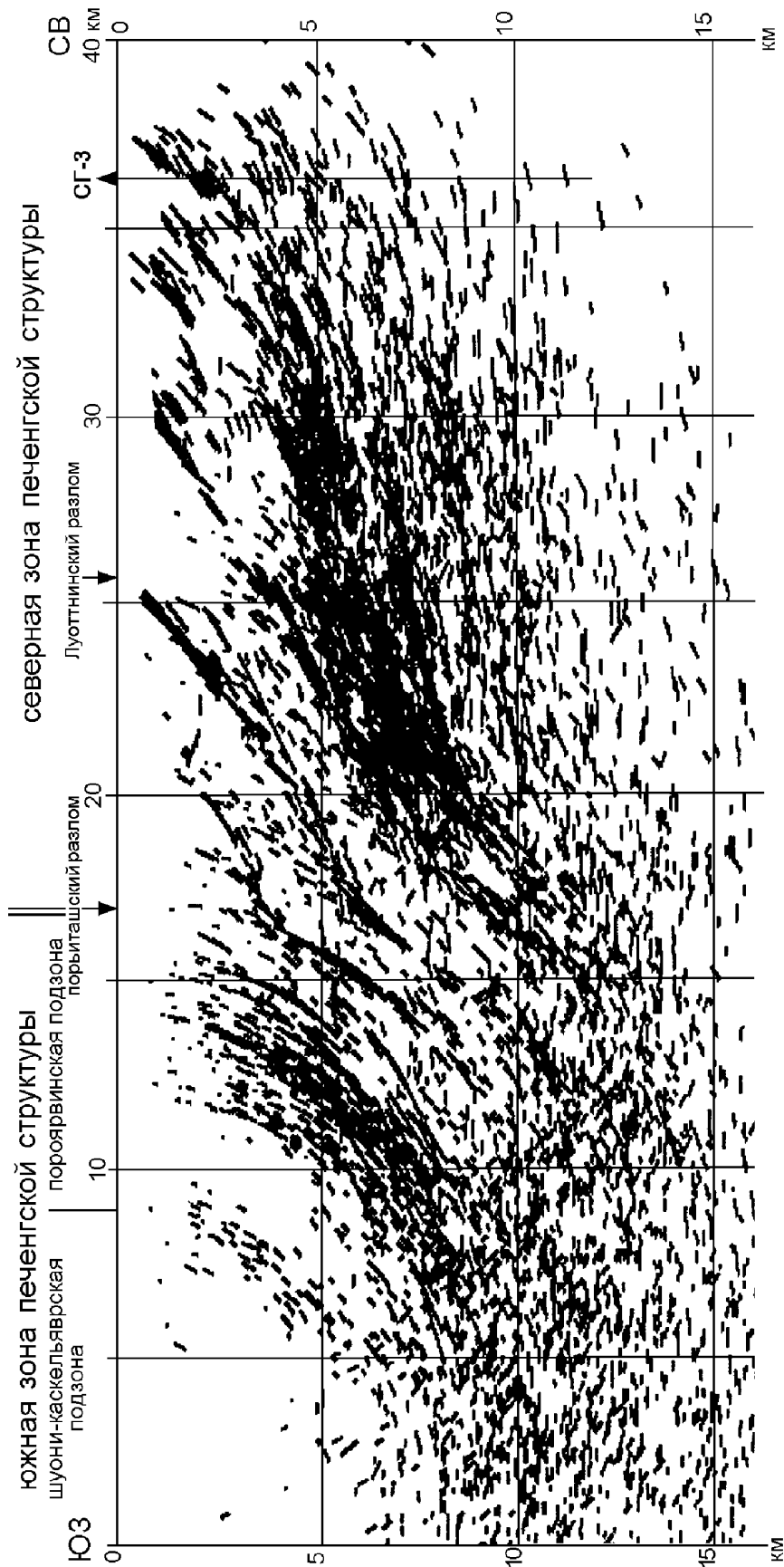


Рис. 6. Мигрированный разрез ОГТ по профилю KOLA-SD (Сейсмогеологическая модель..., 1997)

Fig. 6. Migrated section profile KOLA CDP-92 (Сейсмогеологическая модель..., 1997)

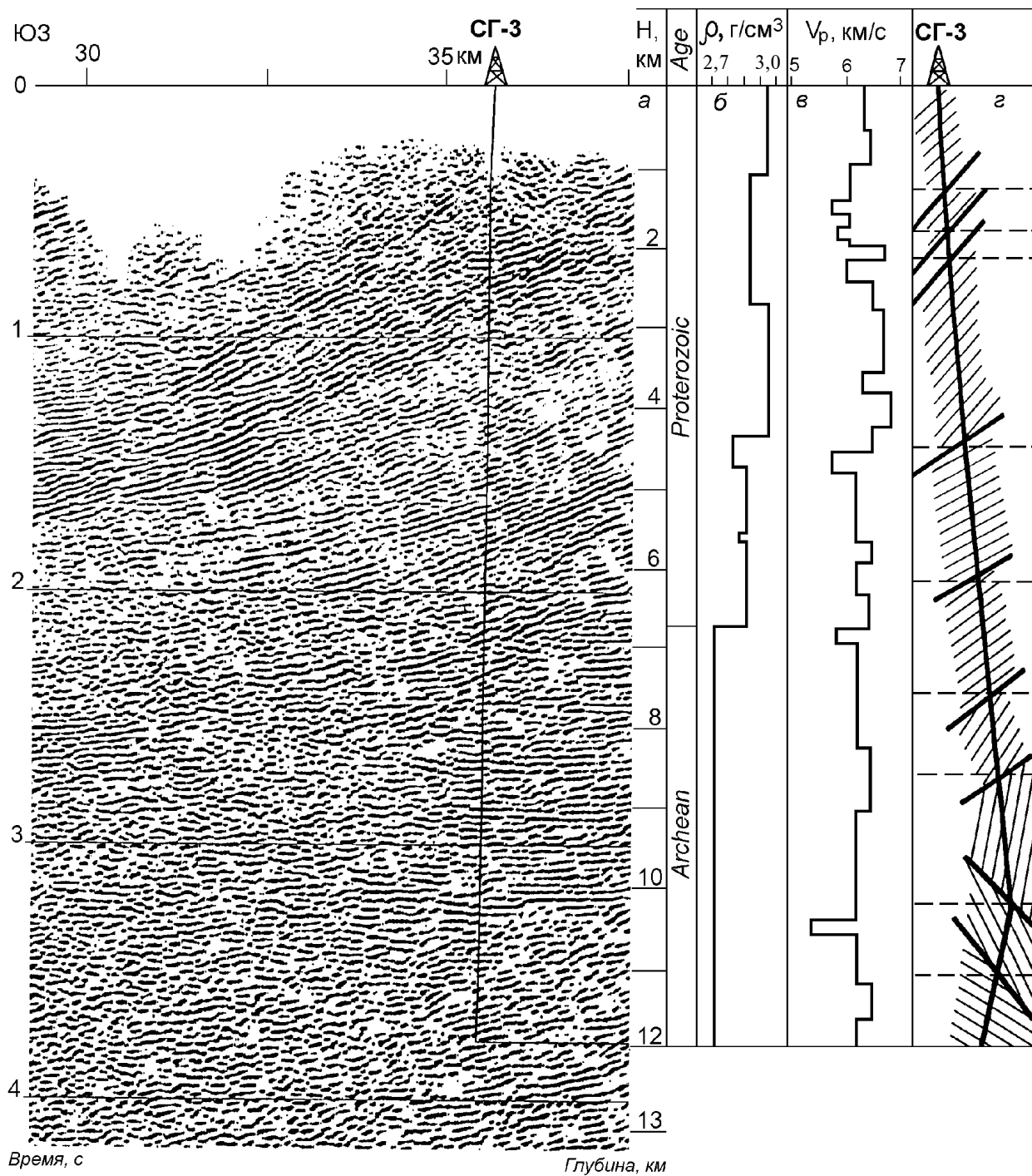


Рис. 7. Сопоставление данных сейсмозаписки, плотностных и упругих свойств горных пород по скв. СГ-3 (Сейсмогеологическая модель..., 1997):

*a* – северная часть мигрированного разреза по профилю KOLA-SD; *б* – график распределения плотности  $\rho$  горных пород; *в* – график скорости продольных волн по данным ВСП; *г* – обобщенная модель скоростной анизотропии

Fig. 7. Comparison of seismic data, densities and elastic properties of rock of Kola Superdeep Borehole (SG-3):

*a* – north part of section along profile Kola CDP-92; *b* – diagram of density of rocks versus depth; *v* – P-wave velocities versus depth by VSP data; *z* – generalized model of elastic anisotropy along section of the SG-3

Модели оказались значительно сложнее, чем представлялись ранее. Мы привыкли иметь дело с субгоризонтальными глубинными сейсмическими границами, и весь аппарат обработки сейсмических материалов приспособлен для этой цели. Созрела необходимость перехода от рассмотрения горизонтально-слоистых упрощенных моделей к более сложным, включающим наклонные слои и вертикальные контакты.

Теперь, когда получено первое представление о модели верхней части консолидированной коры, в районе Кольской скважины целесообразно провести детальные площадные сейсмические наблюдения (Дружинин и др., 1990), разрешающая способность которых была бы сравнима с размерами блоков, выделенных в ходе сверхглубокого бурения. Экстраполяция данных Кольской скважины в районе сверхглубокого бурения в локальном и региональном плане возможна на основе структурно-геологических результатов сейсморазведки.

Сейсморазведке, как подтвердило глубокое бурение, доступны исследования наклонных границ до почти вертикальных. Кроме литологических границ, методом отраженных волн четко очерчиваются зоны нарушения, которые выявляются по данным ГСЗ и прослеживаются до значительных глубин, вплоть до границы М. Используя метод преломленных низкочастотных волн, на профилях ГСЗ можно обнаружить субгоризонтальные границы, которые относятся к некоторому интервалу глубин, характеризующих смену одного скоростного уровня другим. Сравнение данных ГСЗ и сейсморазведки показывает, что сейсмические волны, наблюдаемые методом ГСЗ, сглаживают контуры отдельных контрастных геологических тел. Законы такого сглаживания (осреднения) в настоящее время еще не изучены, поскольку теория распространения сейсмических волн в сложных дискретно-неоднородных, зернисто-линзовидных средах только разрабатывается. Однако мировой опыт ГСЗ подтверждает повсеместное глобальное расслоение коры и мантии по вертикали и наличие в этих слоях разного масштаба неоднородностей по латерали. Выделяются реперные границы, имеющие глобальное распространение, например, граница между осадочным комплексом и кристаллическим фундаментом — поверхность консолидированной коры и граница между корой и мантией.

Таким образом, подробное изучение глубинного строения Балтийского щита к концу 1980-х годов представлялось весьма важным не только в теоретическом отношении — как изучение очень древней структуры Земли, но и в методическом аспекте — как уникальная возможность сопоставления данных геофизических методов и сверхглубокого бурения. Добавим к этому практическую потребность объяснения, как распределены месторождения полезных ископаемых на Балтийском щите.

## ГЛАВА 2

# ИЗУЧЕННОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЩИТОВ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ ЗЕМЛИ СЕЙСМИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

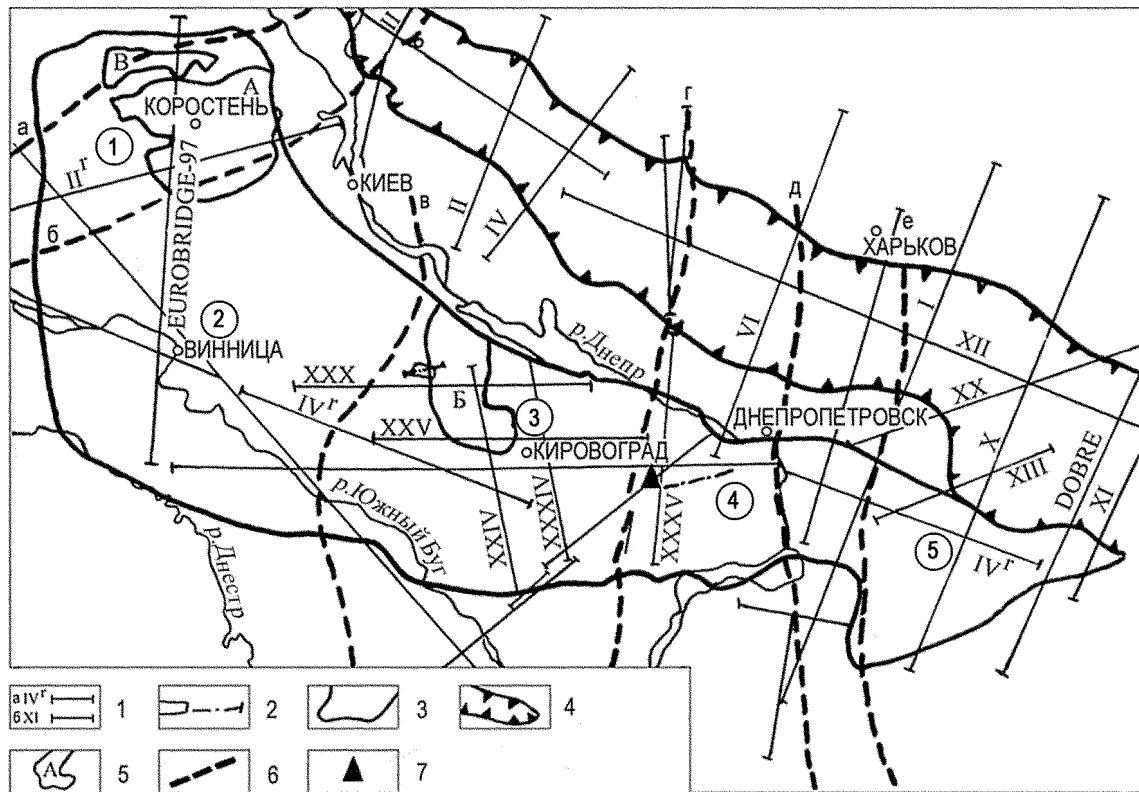
К настоящему времени на территории докембрийских щитов северного полушария Земли выполнен большой объем региональных сейсмических исследований, в том числе ГСЗ, МОВЗ, КМПВ и МОВ—ОГТ, результаты которых опубликованы в многочисленных статьях и монографиях (Геология..., 1968; Чекунов, 1972; Павленкова, 1973; Шустова и др., 1973; Земная кора..., 1978; Строение..., 1978; Pavlenkova, 1979; Литвиненко, 1984; Харитонов, Ильченко, 1985; Kaila et al., 1985; Соллогуб, 1986; Meissner, 1986; Литосфера..., 1987, 1988; Green et al., 1989; Mooney, Braile, 1989; Luosto, 1990; Глубинное..., 1991; Guggisberg et al., 1991; Бородулин, Байсарович, 1992; Kaila, Krishna, 1992; The BABEL Project..., 1992; The European Geotravers..., 1992; Шаров, 1993; Grad, Tripolsky, 1995; Chekunov et al., 1997; Korhonen et al., 1999; Maystrenko et al., 2003). Несмотря на обилие публикаций на десятках различных языков, обобщения, посвященные сравнительному анализу глубинного строения и сейсмических моделей земной коры щитов северного полушария, весьма малочисленны (Соллогуб и др., 1984; Guggisberg et al., 1991; Чекунов и др., 1992а, 1993а). Вместе с тем выяснение различных форм соотношения между крупными геологическими структурами, а также разработка сейсмических моделей земной коры этих структур являются одними из важнейших задач геологии и геофизики.

Для решения одной из задач настоящей монографии — разработать обобщенную сейсмическую модель земной коры докембрийских щитов северного полушария Земли по данным ГСЗ — следует вначале рассмотреть основные черты геологического строения, сейсмическую изученность и основные геолого-геофизические характеристики литосферы докембрийских щитов, мощность земной коры, скоростные параметры, сейсмическую отражательность, переходную зону кора — мантия, волноводы, глубинные разломы и некоторые специфические структуры, с тем чтобы в последующем иметь возможность использовать результаты такого рассмотрения для обоснования своих выводов и обобщений.

### 2.1. Украинский щит

На Украинском щите выполнен большой объем региональных сейсмических исследований методом ГСЗ и КМПВ (рис. 8) (Чекунов, 1972, 1987; Строение..., 1977; Структура..., 1980; Соллогуб, 1982, 1986; Литосфера..., 1987, 1988; Чекунов и др., 1990, 1993а; Grad, Tripolsky, 1995).

Методика полевых наблюдений — непрерывное профилирование, при котором предусматривалось получение системы взаимно увязанных годографов основных волн. Расстояние между пунктами взрыва составляло, как правило, 5–70 км, длина годографов — до 250–320 км, регистрация производилась из 2–12 пунктов взрыва, регистраторы — многоканальные аналоговые сейсмостанции, вначале с прямой, позднее (с 1967 г.) — с магнитной записью. Полученный сейсмический материал характеризовался в основном высоким качеством, что позволило составить ряд кондиционных разрезов литосферы Украинского щита.



**Рис. 8. Система геотрансектов и профилей на Украинском щите:**

1 – региональные сейсмические профили (а – геотрансекты, б – профили ГСЗ); 2 – профиль МОВ в районе Криворожской СГС; 3–5 – контуры: Украинского щита (3), Днепровско-Донецкого палеорифта (4), Коростеньского (5А) и Корсунь-Новомиргородского (5Б) плутонов, Овручского синклиория (5В); 6 – главные глубинные разломы: Сущано-Пержанский (а), Тетеревский (б), Одесско-Тальновский (в), Криворожско-Кременчугский (г), Конкско-Белозерский (д), Орехово-Павлоградский (е); 7 – Криворожско-Кременчугская сверхглубокая скважина (СГС). Цифры в кружках – крупные блоки земной коры в пределах Украинского щита; Волынский (1), Подольский (2), Кировоградский (3), Приднепровский (4), Приазовский (5)

**Fig. 8. The system of geotranssects and DSS-profiles at the territory of Ukrainian shield:**

1 – regional seismic profiles (a – geotranssects; б – DSS-profiles); 2 – profile of MRW (method of reflected wave) situated near Krivoy Rog superdeep borehole; 3–5 – contours: of the Ukrainian shield (3), Dnieper-Donets paleorift (4), Korosten' (5A) and Korsun'-Novomirgorod (5B) plutons, Ovruch Synclinorium (5B); 6 – main deep faults: Suschano-Perga (a), Teterev (б), Odessa-Talnoe (в), Krivoy Rog – Kremenchug (г), Konksko-Belozerskiy (д), Orechovo-Pavlograd (е); 7 – Krivoy Rog superdeep borehole (SDB). Encircled numbers – large blocks of the Ukrainian shield earth's crust: Volyn' (1), Podolian (2), Kirovograd (3), Near-Dnieper (4), Near-Azov (5)

В 1960–1964 гг. проведены работы ГСЗ–КМПВ по региональному профилю Черное море – Воронежский массив, пересекающему в субмеридиональном направлении восточную часть Украинского щита (Структура..., 1980; Соллогуб, 1986). Этими исследованиями впервые было установлено слоисто-блоковое строение земной коры Украинского щита, разделенного глубинными разломами на ряд блоков, характеризующихся индивидуальными различиями, проявляющимися в физических свойствах (скорость упругих колебаний, плотность и т. д.), особенностях внутренней структуры, истории геологического развития, геотектонического режима и т. д.

В толще земной коры Украинского щита на глубинах 8–15 км выявлен горизонт  $K_2$  (поверхность протофундамента) с  $V_T = 6,4–6,5$  км/с, отмечено его воздымание в сторону сопредельных структур – Скифской платформы и Днепровско-Донецкого авлакогена. Та же тенденция характерна и для поверхности М, которая залегает здесь на глубине 40–50 км.

В 1965–1966 гг. выполнены работы ГСЗ по профилю ГСЗ Ногайск – Сватово, который в своей южной части пересекает Приазовский блок Украинского щита (Гаркаленко и др., 1970). В разрезе блока выделено два протяженных отражающих горизонта и большое количество



отражающих площадок. По мнению авторов, это свидетельствует о сложной структуре Приазовского блока, которая не укладывается в обычные понятия двухслойной модели среды, состоящей из «гранитного» и «базальтового» слоев (Гаркаленко и др., 1970).

В 1964–1974 гг. проведены работы на международном региональном профиле ГСЗ VIII Таганрог – Днепропетровск – Голованевск – Рава-Русская (международный геотраверс IV) (Соллогуб, Трипольский, 1969; Соллогуб, 1986; Литосфера..., 1988; Grad, Tripolsky, 1995). В плане изучения глубинного строения литосферы Украинского щита этот профиль является ключевым, так как, располагаясь в пределах всех крупных блоков щита, пересекает в широтном направлении почти поперек простирания такие крупные разломы, как Одесско-Тальновский, Криворожско-Кременчугский и Орехово-Павлоградский, определяющие тектоническое районирование Украинского щита (рис. 8). В этом отношении аналогами рассматриваемому профилю на других щитах являются Феннолора (Балтийский щит) и Кавали-Удипи (Индийский щит).

Первые же результаты сейсмических исследований оказались интересными и довольно неожиданными (рис. 9). Так, было установлено, что, вопреки распространенным в то время представлениям (Хаин, 1968), в пределах современных древних щитов существует разница в толщине земной коры между областями архейской и нижнепротерозойской консолидации (Соллогуб, Трипольский, 1969). В районе Криворожско-Кременчугского разлома глубже поверхности раздела М в верхней мантии выделено несколько довольно протяженных отражающих границ, которые рассматривались как реликты древней поверхности раздела М («пра-Мохо») (Соллогуб, Трипольский, 1969). Этим была показана принципиальная возможность изучения верхней мантии при помощи метода ГСЗ.

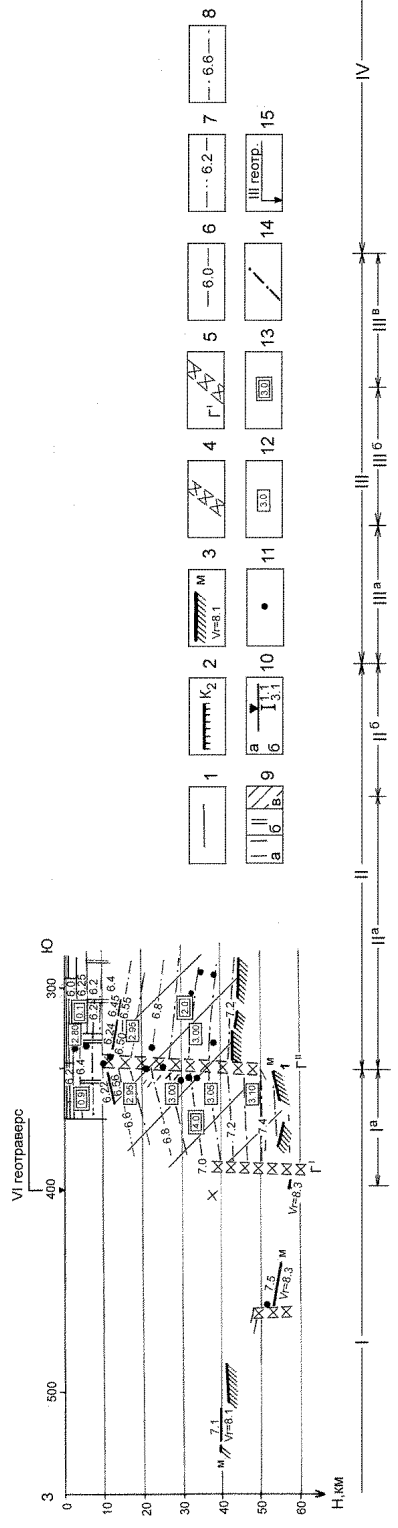
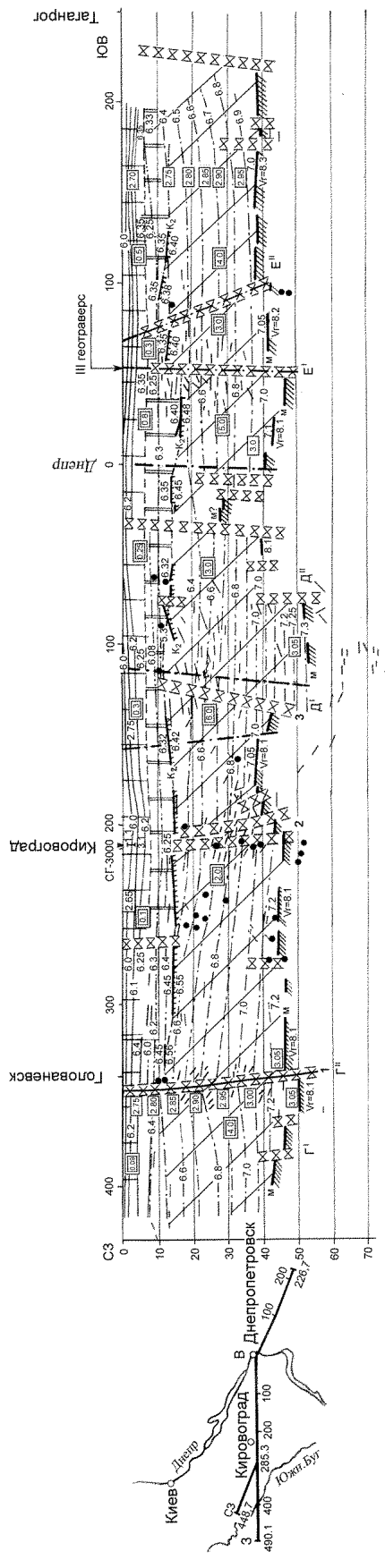
Вместе с тем, на первом этапе геологического осмысливания результатов ГСЗ исследователи еще находились в плену господствовавших представлений о двухслойной модели консолидированной земной коры и делении ее на «гранитный» и «базальтовый» слои. Так, вначале предполагалось, что сейсмическая граница, которая уверенно регистрировалась на протяженных интервалах во многих местах (глубина залегания 11–17 км), представляет собой преломляющую поверхность, характеризующую кровлю «базальтового» слоя (Соллогуб, Трипольский, 1969). Позднее, в результате накопления новых данных и уточнения природы сейсмических волн от поверхности «базальтового» слоя, было установлено, что последняя является отражающей поверхностью. На основании анализа и обобщения большого объема материалов ГСЗ, полученных при изучении глубинного строения Украинского щита к середине 1970-х годов, данная граница предположительно рассматривается как поверхность «лунного» протофундамента (Чекунов, 1976).

В толще литосферы на разрезе вдоль IV геотраверса прослежено две сейсмические поверхности –  $K_2$  и М, залегающие на глубинах 11–17 и 38–57 км соответственно (рис. 9).

По характеру распределения скоростей земная кора разделяется на три основных этажа: верхний, средний и нижний. Верхний этаж имеет мощность 5–8 км, здесь наблюдается монотонное нарастание скорости с глубиной от 5,9–6,0 до 6,2–6,4 км/с. В нижней его части, начиная с глубин 4–6 км, градиент скорости, как правило, уменьшается. Средний этаж ограничен снизу поверхностью  $K_2$  и характеризуется сложным изменением скоростей от 6,0–6,2 до 6,3–6,5 км/с, которые в сравнении с верхним этажом часто имеют пониженные значения. Нижний, наиболее мощный этаж залегает между поверхностями  $K_2$  и М, в его пределах изменения скоростей от 6,2–6,5 до 6,9–7,3 км/с близко к монотонному.

Нарушения с вертикальными смещениями для границы  $K_2$ , в общем, не характерны. В противоположность этому поверхность раздела М нарушена серией разломов с вертикальными смещениями значительной амплитуды. Поверхность М освещена преимущественно критическими отраженными волнами, которые повсеместно прослежены в форме интенсивных и уверенно коррелируемых колебаний. В районе Кировоградского глубинного разлома короткие участки поверхности М отстроены по докритическим субвертикальным отражениям, что является редким исключением и связано, по-видимому, с ее тонкослоистой структурой.

Характер прослеживания поверхности М сильно изменяется вдоль линии геотраверса. На протяженных интервалах она залегает горизонтально, в районах глубинных разломов, главными из которых являются Тальновский, Кировоградский, Криворожско-Кременчугский и Орехово-Павловский – имеет вид коротких ступеней, залегающих, как правило, со значительным вертикальным смещением по отношению друг к другу.



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15



### Рис. 9. Разрез литосферы Украинского щита вдоль IV геотраверса (Соллогуб, 1986):

1 – отражающие площадки в земной коре и верхней мантии; 2 – граница  $K_2$  (поверхность протопонданта); 3 – поверхность раздела М со значениями граничной скорости; 4 – глубинные разломы по данным ГСЗ; 1 – Тальновский, 2 – Кировоградский, 3 – Криворожско-Кременчугский, 4 – Орехово-Павлоградский; 5 – разломы астеносферной генерации; 6 – изолинии истинных скоростей, вычисленных по голограммам преломленно-рефрактированных волн (км/с); 7 – то же по голограммам волн, отраженных от поверхности  $K_2$ ; 8 – то же по голограммам волн, отраженных от поверхности раздела М (показан вариант монотонного возрастания скорости с глубиной); 9 – верхний (а), средний (б) и нижний (в) скоростные этажи; 10 – проекция на линию геотраверса скважины СТ-3000 (а) и интервал глубин (б), на котором выполнен акустический каротаж скважины; 11 – точки дифракции; 12 – значения плотности в земной коре ( $\text{г/см}^3$ ); 13 – значение эффективной намагниченности, А/м; 14 – границы блоков с различной намагниченностью; 15 – точки пересечения с другими геотраверсами

Тектоническое районирование: I – Подольский блок, I<sup>a</sup> – Одесско-Ядловская геосинклинальная зона; II – Кировоградский блок; II<sup>a</sup> – западная часть Кировоградского блока, II<sup>b</sup> – восточная часть Кировоградского блока (Западно-Ингулецкая зона); III – Приднепровский блок; III<sup>a</sup> – Криворожско-Крупецкая (Криворожско-Кременчугская) раннепротерозойская геосинклинальная зона; III<sup>b</sup> – Запорожский срединный массив; III<sup>c</sup> – Орехово-Павлоградская раннепротерозойская геосинклинальная зона; IV – Приазовский блок

### Fig. 9. Deep lithosphere section along IV Geotraverse (Соллогуб, 1986):

1 – reflectors situated in the earth's crust and upper mantle; 2 – boundary  $K_2$  (surface of the protobasement); 3 – M-discontinuity and boundary velocities, km/s; 4 – deep faults by DSS data; 1 – Talnoye, 2 – Kirovograd, 3 – Krivoy Rog – Kremenchug, 4 – Orekhovo-Pavlograd; 5 – faults of asthenosphere generation; 6 – isolines of interval velocities calculated by traveltimes of  $P_g$  waves, km/s; 7 – same by traveltimes of waves reflected from the boundary  $K_2$ , km/s; 8 – same by traveltimes of  $P_M$ ,  $P$  waves (variant of monotonic increasing velocity with depth is shown), km/s; 9 – upper (a), middle (b) and lower (c) velocity stages; 10 – projection on the line of Geotraverse site of borehole SD-3000 (a) and depth interval (b), where acoustic carotage was performed; 11 – diffraction points; 12 – densities within earth's crust, g/Sm<sup>3</sup>; 13 – effective magnetization, A/m; 14 – boundaries of blocks characterized different magnetization; 15 – intersection points with the other geotraverses

Tectonic zoning – I – Podolia block, I<sup>a</sup> – Odessa – Jadlovo early proterozoic geosynclinal zone; II – Kirovograd block, II<sup>a</sup> – west part of the Kirovograd block, II<sup>b</sup> – east part of the Kirovograd block (West Ingulets zone); III – Near Dnieper block; III<sup>a</sup> – Krivoy Rog – Krupets (Krivoy Rog – Kremenchug) early proterozoic geosynclinal zone; III<sup>b</sup> – Zaporozhe median massif; III<sup>c</sup> – Orechov – Pavlograd early proterozoic geosynclinal zone; IV – Near Azov block

Тальновский глубинный разлом представляет собой ступенеобразное нарушение по поверхности М с вертикальной амплитудой смещения около 12 км (на широтном участке Голованевск–Могилев-Подольский) и 4 км (на участке Голованевск–Винница). Опущенным является западное крыло, приподнятым – восточное. В зоне разлома в коре зарегистрировано большое количество точек дифракции и коротких круто наклоненных отражающих элементов.

Кировоградский глубинный разлом представляет собой зону шириной более 20 км, в пределах которой поверхность М ступенеобразно погружается от 37 км на востоке до 46 км на западе. Зона разлома изучена на разных глубинах докембрийскими и закритическими волнами, включая выразительные докритические отражения от поверхности М. Нижняя кора характеризуется высоким уровнем сейсмической расслоенности и значительным количеством точек дифракции. Кировоградский разлом расположен в восточной части обширного Кировоградского минимума силы тяжести изометричной формы.

По Криворожско-Криворожскому глубинному разлому наблюдается значительное вертикальное смещение поверхности М с амплитудой 11 км. В районе опущенного крыла в толще верхней мантии зарегистрирована серия отражающих элементов.

Орехово-Павлоградский глубинный разлом имеет вид ступенеобразного нарушения с приподнятым восточным (глубина 42 км) и опущенным западным (47 км) крыльями. В районе западного крыла средняя и нижняя кора характеризуется повышенной сейсмической расслоенностью.

Особенности залегания поверхности М, нарушение перечисленными разломами, значительные различия в мощностях земной коры между отдельными участками разреза и другие геолого-геофизические признаки позволили осуществить глубинное геотектоническое районирование земной коры по геотраверсу IV, где выделены блоки с нормальной и аномальной корой.

Необходимо подчеркнуть, что районирование проведено по сейсмическим материалам, полученным в благоприятной геологической обстановке. Во-первых, геотраверс расположен на территории Украинского щита, что облегчает изучение глубинного строения и скоростных параметров консолидированной коры ввиду отсутствия осадочного чехла. Во-вторых, основные структуры Украинского

щита пересечены геотраверсом вкрест простирания, что дает возможность уверенно исследовать строение этих структур и зон их сочленения, представленных, как правило, крупными глубинными разломами.

Первые же результаты сейсмических исследований методом ГСЗ на геотраверсе оказались весьма неожиданными и подтвердили целесообразность выбора его местоположения. Так, например, исследованиями, выполненными в 1964–1967 гг. в восточной части Украинского щита, была доказана неверность распространенных в то время представлений, что древние щиты характеризуются умеренной толщиной земной коры, а поверхность М имеет, в общем, сглаженный рельеф. В противоположность этому, впервые при исследованиях ГСЗ на Украинском щите установлено, что поверхность М залегает в широком интервале глубин (28–57 км) и нарушена глубинными разломами с вертикальными смещениями, часто превышающими 8–10 км.

Этот результат явился основополагающим для последующих исследований методом ГСЗ на Украинском щите, так как открыл возможности для осуществления глубинного районирования, одним из критериев которого являлась мощность земной коры той или иной структуры. Кроме того, выяснилось, что рельеф поверхности М, который сформировался на Украинском щите в архее и раннем протерозое, сохранился в значительной степени неизменным до настоящего времени. Это позволяет с использованием данных ГСЗ изучать и воссоздавать историю развития Украинского щита в докембрии.

В результате дальнейших исследований ГСЗ, проведенных вдоль линии геотраверса и на прилегающих к нему территориях (точечные зондирования), было установлено, что области нормальной и аномальной коры распределены по площади не хаотично, а в определенном порядке. Последний состоит в том, что эти области разграничены, как правило, глубинными разломами субмеридионального и близкого к нему простирания, важнейшими из которых являются Орехово-Павлоградский, Криворожско-Кременчугский, Тальновский и др. Наличие границ, какими являются глубинные разломы, позволяет нам рассматривать области в качестве блоков земной коры с определенным характером прослеживания М.

К блокам с нормальной корой отнесены области коры с мощностью 38–46 км и горизонтальным залеганием поверхности М, от которой регистрируются уверенные и хорошо коррелируемые отражения.

Блоки с аномальной корой – это участки или области с увеличенной мощностью коры (до 57 км) и пересеченным рельефом поверхности М, от которой прослежены напряженные волны переменной интенсивности.

С учетом результатов региональных геолого-геофизических исследований вдоль геотраверса IV выделено два блока с нормальной корой (Кировоградский и Приазовский блоки) и два – с аномальной корой (Подольский и Приднепровский блоки). В восточной части Подольского блока выделена Одесско-Ядловская геосинклинальная зона утолщенной коры, в Приднепровском блоке – Криворожско-Кременчугская и Орехово-Павлоградская геосинклинальные зоны утолщенной коры.

В результате последующего более углубленного анализа сейсмических материалов нами было установлено, что на Украинском щите блоки с нормальной корой отличаются от блоков с аномальной корой не только характером залегания поверхности М и мощностью земной коры, но также и особенностями ее сейсмической расслоенности (Трипольский, Харитонов, 1984). Так, в пределах блоков с аномальной корой (Криворожско-Кременчугская и Орехово-Павлоградская зоны) наибольшая расслоенность отмечена в интервале глубин 15–35 км, между поверхностями  $K_2$  и М. В отличие от этого, наибольший уровень расслоенности блоков с нормальной корой пространственно сопоставляется либо с поверхностью М (Приазовский блок), либо с поверхностями  $K_2$  и М (Кировоградский блок).

Результаты сейсмических исследований по IV международному геотраверсу явились основой для создания гравитационной, магнитной и термической моделей земной коры (Лито-сфера..., 1988).

В 1968 г. выполнены работы ГСЗ–КМПВ на международном геотраверсе II на участке Шепетовка – Чернигов в пределах северо-западной части Украинского щита (Соллогуб и др., 1970). К особенностям сейсмического разреза по геотраверсу II следует отнести повышенный уровень расслоенности земной коры и весьма высокую контрастность рельефа поверхности М.

К юго-западу от Днепровско-Донецкого авлакогена геотраверс пересекает область с повышенной мощностью коры (до 53 км), которая является северо-западным продолжением выделенной впервые на IV геотраверсе Одесско-Ядловской раннепротерозойской геосинклинальной зоны. Коростеньский плутон имеет слоисто-блоковое строение и характеризуется, кроме того, весьма высоким уровнем расчлененности земной коры, в верхней части которой зарегистрирован ряд перемежающихся высоко- и низкоскоростных слоев. Это дало основание предположить, что здесь имеет место переслаивание пород основного и кислого составов (Чекунов, 1976). В нижней части земной коры Коростеньского плутона, утоненной до 36–37 км, выделена переходная зона кора – мантия (Чекунов, 1976). Следует отметить, что уменьшенная мощность земной коры (не более 40 км) и ее повышенная сейсмическая расчлененность вообще характерны для многих плутонов Восточно-Европейской платформы – Корсунь-Новомиргородский плутон Украинского щита, Выборгский массив Балтийского щита (Чекунов и др., 1992б).

Выделение большого количества непротяженных сейсмических элементов, характеризующих расчлененность всей толщи консолидированной коры, а также невыразительность промежуточных границ в коре позволили исследователям взять под сомнение обоснованность деления разреза по геотраверсу II на традиционные «гранитный» и «базальтовый» слои (Соллогуб и др., 1970).

В 1977–1980 гг. на территории центральной части Украинского щита проведены площадные работы ГСЗ–КМПВ по системе взаимноувязанных профилей (Ильченко, Крюченко, 1981; Крюченко и др., 1981; Grad, Tripolsky, 1995). По всем профилям были построены сейсмические и скоростные разрезы земной коры, высокая детальность работ позволила составить структурные карты поверхностей  $K_2$  и М (Соллогуб, 1986).

В 1981–1984 гг. выполнены региональные исследования ГСЗ–КМПВ по геотраверсу VI Ялта – Винница – Ровно – Польша (Литосфера., 1988; Соллогуб, 1986), который пересекает в северо-западном направлении центральную и северо-западную части Украинского щита.

Отличительной особенностью сейсмического разреза являлось отсутствие выдержанных сейсмических границ в толще земной коры, повышенная мощность последней (преимущественно более 50 км) и регистрация многочисленных мантийных отражений. Нет в разрезе и отражающей границы  $K_2$ , которая прослеживается в восточных районах Украинского щита.

В пределах Одесско-Ядловской раннепротерозойской геосинклинальной зоны поверхность раздела М погружается до глубины 60–65 км. Погружение происходит по мантийным разломам северо-восточного простирания.

Глубже поверхности раздела М в пределах Новоград-Волынского и Винницкого блоков зафиксированы многочисленные отражения и отдельные слои с пониженной скоростью. Последние, по мнению исследователей, представляют собой неоднородности в верхней мантии и являются кровлей канала для сейсмических волн, возникающих в глубокофокусных очагах землетрясений в зоне Вранча (Соллогуб, 1986).

В 1984–1985 гг. проведены исследования методом ГСЗ по геотраверсу VIII, пересекающему с юго-запада на северо-восток южный склон и центральную часть Украинского щита (Литосфера., 1988; Соллогуб, Ильченко, 1986). В пределах щита выявлены значительные изменения мощности земной коры (35–58 км), что подтверждает обнаруженную ранее контрастность рельефа поверхности М на геотраверсе IV (Соллогуб, Трипольский, 1969). Максимальных значений (до 58 км) мощность коры достигает в районе Одесско-Ядловской геосинклинальной зоны. В низах коры Криворожско-Крупецкой и Одесско-Ядловской геосинклинальных зон отмечаются повышенные значения скоростей (7,4–7,6 км/с).

В 1997 г. проведены исследования методом ГСЗ вдоль международного геотраверса ЕВ-РОБРИДЖ-97, пересекающего в субмеридиальном направлении западную часть Украинского щита (Ильченко, 2002). Установлено, что земная кора Волынского блока и Коростеньского плутона до глубины 15 км характеризуется повышенными скоростями, а также повышенным соотношением  $V_p/V_s$ . В верхней мантии на глубинах 60–80 км выявлена наклоненная на юго-запад отражающая граница, которая, по мнению исследователей, может представлять собой протерозойский шов между Сарматией и Волго-Уральской областью.

## 2.2. Балтийский (Фенноскандинавский) щит

К настоящему времени на территории Скандинавской части Балтийского щита выполнен большой объем региональных сейсмических работ (рис. 10), направленных на изучение глубинного строения литосферы этой крупной структуры Восточно-Европейской платформы (Prodehl, Kaminski, 1984; Husebye, Novland, 1986; Grad, Luosto, 1987; Guggisberg et al., 1987, 1991; Kinck, Husebye, 1988; Grad et al., 1991, 1993; Sharov, 1991; Structure..., 1991).

Первые сейсмические исследования методом преломленных волн были проведены на территории Финляндии в 1958 г. (Sellevoll, 1973). В результате дальнейших исследований обнаружилось, что двухслойная модель коры с «гранитным» и «базальтовым» слоями, разделенными границей Конрада, является очень упрощенной. Тем не менее, данная модель продолжительное время оставалась наиболее распространенной в качестве первого приближения при изучении глубинного строения литосферы Фенноскандии (Sellevoll, 1973).

Методика региональных полевых экспериментов — точечные профильные наблюдения с расстоянием между станциями 3–10 км. Расстояние между пунктами взрыва составляло преимущественно 20–100 км, в некоторых случаях (профиль Феннолора) увеличивалось до 180–370 км. Повсеместно в первых вступлениях регистрировались преломленно-рефрагированные волны в толще кристаллического фундамента (удаления 0–200 км от источника возбуждения), а также отраженные и преломленные волны от поверхности раздела М (удаления свыше 100–150 км от источника возбуждения). На многих профилях регистрировались волны от промежуточных сейсмических границ в толще коры, а также обменные волны от основных границ.

В 1965 г. на территории южной Норвегии выполнены сейсмические исследования по двум региональным профилям Флора — Оснес и Федья — Гримстед (Sellevoll, Warrick, 1971). Обнаружена уверенная корреляция между рельефом местности и мощностью земной коры. Глубина поверхности М увеличивается от 23–30 км на западном побережье Норвегии до 36–38 км под центральной частью Скандинавских гор. Восточнее и юго-восточнее мощность коры снова уменьшается до 33–36 км. На профиле Федья — Гримстед в толще коры зарегистрирована преломляющая граница со скоростью 6,5 км/с, залегающая на глубине 14–17 км.

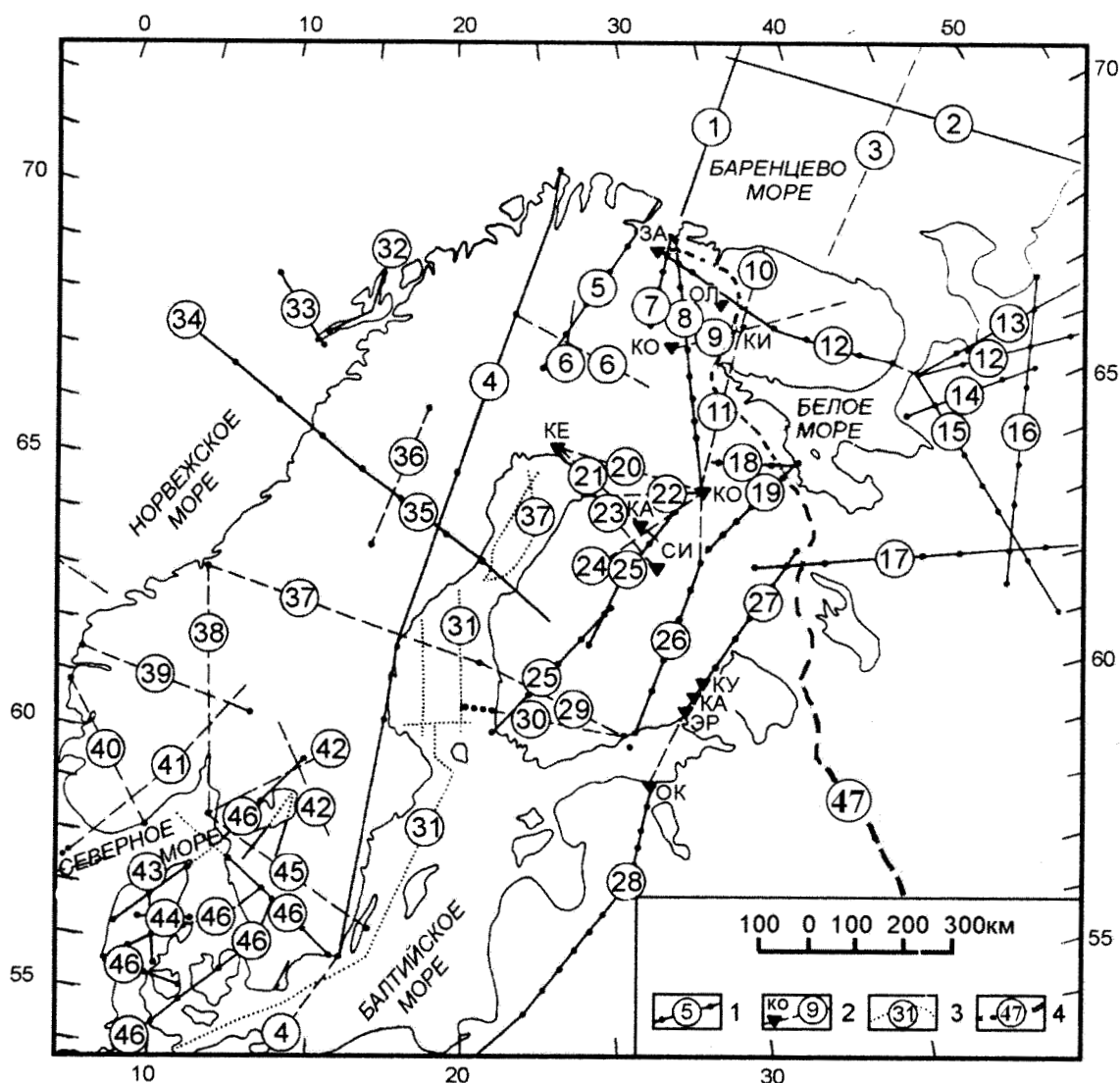
В 1971 г. сейсмическими исследованиями на субмеридиональном профиле (юго-восточная часть Норвегии) выявлено четырехслойное строение земной коры (Kanestrøm, Haugland, 1971). Глубина поверхности раздела М изменяется от 32 км в южной части профиля до 41 км в центральной части под Скандинавскими горами.

В центральной части юго-восточной Норвегии (район Норвежских сейсмических расстановок NORSAR) проведены детальные исследования структуры земной коры (Kanestrøm, 1969). Зарегистрировано локальное наклонное к северу залегание поверхности М с углом падения около 7° и с увеличением ее глубины от 31,5 км на юге до 38 км на севере.

В результате анализа материалов сейсмических исследований по субширотному профилю, расположенному в центральных частях Норвегии и Швеции, выявлена уверенная корреляция между глубиной поверхности раздела М, с одной стороны, и аномалией Буге и высотой поднятия земной поверхности, с другой стороны (Vogel, Lund, 1970).

В 1969 и 1972 гг. Е. Пенттила опубликовал обзоры результатов региональных сейсмических исследований Финляндии и сопредельных регионов (Penttila, 1969, 1972). Отмечены значительные изменения мощности земной коры в южной Финляндии. Наибольшая мощность коры (более 40 км) выявлена в Ботническом заливе (Penttila, 1969). По-видимому, существует поднятие (до 30 км) раздела М между Ботническим и Финским заливами. В пределах последнего мощность коры составляет 35 км. Центральная и северная Финляндия характеризуются корой мощностью около 35 км (Penttila, 1969). Следует отметить, что после проведения последующих сейсмических исследований эти данные подверглись пересмотру и переинтерпретации.

В 1972 г. проведены сейсмические работы по траверсу «Голубая дорога» длиной 600 км, пересекающему в северо-западно—юго-восточном направлении Каледонские (Скандинавские) горы и центральную часть Балтийского щита (Hirschlebur et al., 1975). Методика полевого эксперимента — точечные профильные наблюдения со средним расстоянием между регистрирующими станциями 4 км. Поверхность раздела М в пределах Балтийского щита выявлена на глубине около 40 км, под Скандинавскими горами уверенные корни не обнаружены. Верхняя мантия до глубины 80 км характеризуется постоянной скоростью, отмечаются близкие



**Рис. 10. Схема расположения глубинных сейсмических профилей на Балтийском щите и его склонах:**

1 – профили с системой годографов преломленных и отраженных на поверхности М волн; 2 – профили с системой годографов только отраженных волн; 3 – морские профили с пневмоисточниками; 4 – профиль ОГТ – ГСЗ; 1–47 – профили: Феннолора (4), Финлеп (6), Поляр (5), Рыбачий – Земля Франца-Иосифа (1), Печенга – Ловно (7), Печенга – Ковдор – Костомукша (8), Печенга – Умбозеро – Ручьи (Кварц) (12), Ковдор – Кировск (9), Кемь – Кааяни (23), Кемь – Ухта (18), Кемь – Тулос (19), Лахденпохья – Сегозеро (27), Балтик (26), Свека (25), Трансскандинавский 1–2 (29), Силен – Порво (30), Кохтла-Ярве – Советск (28), «Голубая дорога» (35), профиль в шведской Лапландии (36), Лопотен – Северная Норвегия (33), Лопотен – Вестеролен (32), Трансскандинавские 2–3, 3–4, 2–4, 3–5 и 4–5 (соответственно 37, 38, 42 и 41), Флора – Оснес (39), Федья – Гримстед (40), Канобе (41), Скагеррак – Ютландия (43), Ютландия, профиль ПВ1-ПВ6 (44), ЕУГЕНО-С, пять профилей (46), Костомукша – Нижний Тагил (Рубин) (17), Костомукша – Свека (24), Кемь – Сиилиярви (21), Костомукша – Оулу (22), Кемь – Костомукша (20), Кировск – Дальние Зеленцы (10), Кировск – Костомукша (11), «Голубая дорога» (35), БАБЕЛ (31), Геотраверс 1 ЕВ (47)

**Fig. 10. Deep seismic profiles at the territory of Baltic shield and its slopes:**

1 – profiles carried out by system of traveltimes PMP and PM waves; 2 – profiles carried out only by system of reflected waves; 3 – marine profiles carried out by using of airguns; 4 – profile CDP - DSS; 1–47 – profiles: Fennolora (4), Finlap (6), Polar (5), Rybachiý – Franz-Josyph Land (1), Pechenga – Lovno (7), Pechenga – Kovdor – Kostomuksha (8), Pechenga – Umbozero (12), Kovdor – Kirovsk (9), Kemi – Kayani (23), Kem' – Uchta (18), Kem' – Tulos (19), Lakhdenpokhya – Segozerj (27), Baltic (26), Sveka (25), Transscandinavian 1–2 (29), Silen – Porvo (30), Kokhtla-Yarve – Sovetsk (28), Blue Road (35), profile at the territory of Swedish Lapland (36), Lophoten – North Norway (33), Lophoten – Vesterolen (32), Transscandinavian 2–3, 3–4, 2–4, 3–5 and 4–5 (37, 38, 42, 41 accordingly), Flora – Asnes (39), Fedye – Grimsted (40), Canobe (41), Scagerrak Utland (43), Utland, profile SP1-SP6 (44), EUGENO-S – five profiles (46), Kostomuksha – Nighniy Tagil (17), Kostomuksha – Sveka (24), Kemi – Siilinyarvi (21), Kostomuksha – Oulu (22), Kemi – Kostomuksha (20), Kirovsk – Dal'niye Zelentsy (10), Kirovsk – Kostomuksha (11), Blue Road (35), BABEL (31), Geotravers 1EB (47)

значения скоростей в земной коре каледонид и Балтийского щита. На основании сейсмических данных с записью *P*- и *S*-волн, полученных на профиле «Голубая дорога», установлена тонкослоистая структура верхней мантии, представленная серией перемежающихся высоко- и низкоскоростных зон (Lund, 1979).

В 1979 г. М. Бат, опираясь на большой объем экспериментальных данных, проанализировал частоту распределения глубин фокусов землетрясений на территории Швеции (Båth, 1979). Согласно этому анализу, основная часть землетрясений предположительно ассоциируется с низкоскоростными слоями, которые представляют собой ослабленные зоны. Сейсмические границы пространственно сопоставляются с минимумами кривых распределения землетрясений, что, по мнению автора, свидетельствует, что на этих границах слои горных пород находятся в жестком контакте (Båth, 1979).

В 1979 г. проведены сейсмические работы вдоль Северного сегмента Европейского геотрансекта – профиля Феннолора длиной около 2000 км (рис. 10), который пересекает Балтийский щит в субмеридиональном направлении (Корхонен и др., 1986; Clowes, 1987; Lund, 1990; Luosto, 1990; Guggisberg et al., 1991).

Исследования по профилю проводились по системе точечного профилирования при среднем расстоянии между пунктами взрыва около 300 км и 3–12 км между регистрирующими станциями. Такая система наблюдений позволила в общих чертах изучить скоростные параметры земной коры и верхней мантии и уверенно установить глубины залегания поверхности *M* и вдоль линии профиля.

Сейсмический разрез по профилю Феннолора (рис. 11) имеет две существенные характеристики: общей чертой земной коры является ее уверенное разделение на верхнюю и нижнюю части вдоль всей линии разреза; сейсмические скорости в приповерхностной части земной коры и в переходной зоне кора – мантия подвержены значительным изменением по латерали и по вертикали.

Верхняя кора, в общем, довольно гомогенна (рис. 11). Ее мощность составляет в среднем 20 км, скорость увеличивается с глубиной от 5,75 до 6,4 км/с. Тем не менее, в деталях наблюдаются значительные ратеральные изменения скоростей, в частности, в самых верхних 5–10 км, где местами обнаружены районы, напоминающие бассейны, со сниженной начальной скоростью (5,5–5,8 км/с), а также участки с относительно высокими скоростями (более 6,0 км/с) у дневной поверхности.

Между пунктами взрыва ПВ В, который расположен на берегу Балтийского моря в области развития пород готского комплекса, и ПВ С мощность верхней коры постепенно возрастает к северу от 21 до 29 км.

Между ПВ С и ПВ D верхней части коры характеризуется серией перемежающихся низко- и высокоскоростных слоев. Под тонким двухкилометровым слоем со скоростью 6,0–6,08 км/с залегает наклонный слой с пониженной скоростью, в пределах которого скорости уменьшаются от 5,95 до 5,75 км/с на дневной поверхности южнее ПВ D. Ниже прослеживается также наклонный высокоскоростной слой, который рассекает залегающий выше низкоскоростной слой и несколько севернее ПВ D выходит на дневную поверхность. В свою очередь, этот слой подстилается второй зоной инверсии со скоростью около 6,0 км/с, которая также воздымается к северу и выходит на дневную поверхность между ПВ D и ПВ E. Лишь ниже этого слоя начинается более или менее однородная кора с постоянным нарастанием скорости с глубиной от 6,2 до 6,4 км/с.

Далее к северу, от ПВ E и почти до ПВ F, прослежен низкоскоростной верхнекоровый слой со средней скоростью около 5,8–5,9 км/с и мощностью 8 км, перекрывающий нормальную земную кору, которая здесь характеризуется несколько пониженной скоростью, постепенно возрастающей от 6,1–6,2 км/с на глубине 8 км до 6,3–6,4 км/с на 18–20 км. Верхний низкоскоростной слой резко обрывается южнее ПВ F. Столь сложная структура коры между ПВ С и ПВ F ранее уже была выявлена Проделем и Камински (Prodehl, Kaminsky, 1984).

Верхняя кора архейской провинции от ПВ F и севернее довольно гомогенная, с постоянным увеличением скорости от 6,0 км/с у дневной поверхности до 6,3–6,4 км/с на кровле нижней коры на глубине 17–19 км.

Между ПВ F и ПВ G выявлен еще один приповерхностный низкоскоростной слой (средняя скорость 5,5–5,8 км/с). Кроме того, в низах верхней коры прослеживается еще одна зона низких скоростей, которая четко маркирует начало очень сложной структуры верхней коры к северу от ПВ G.



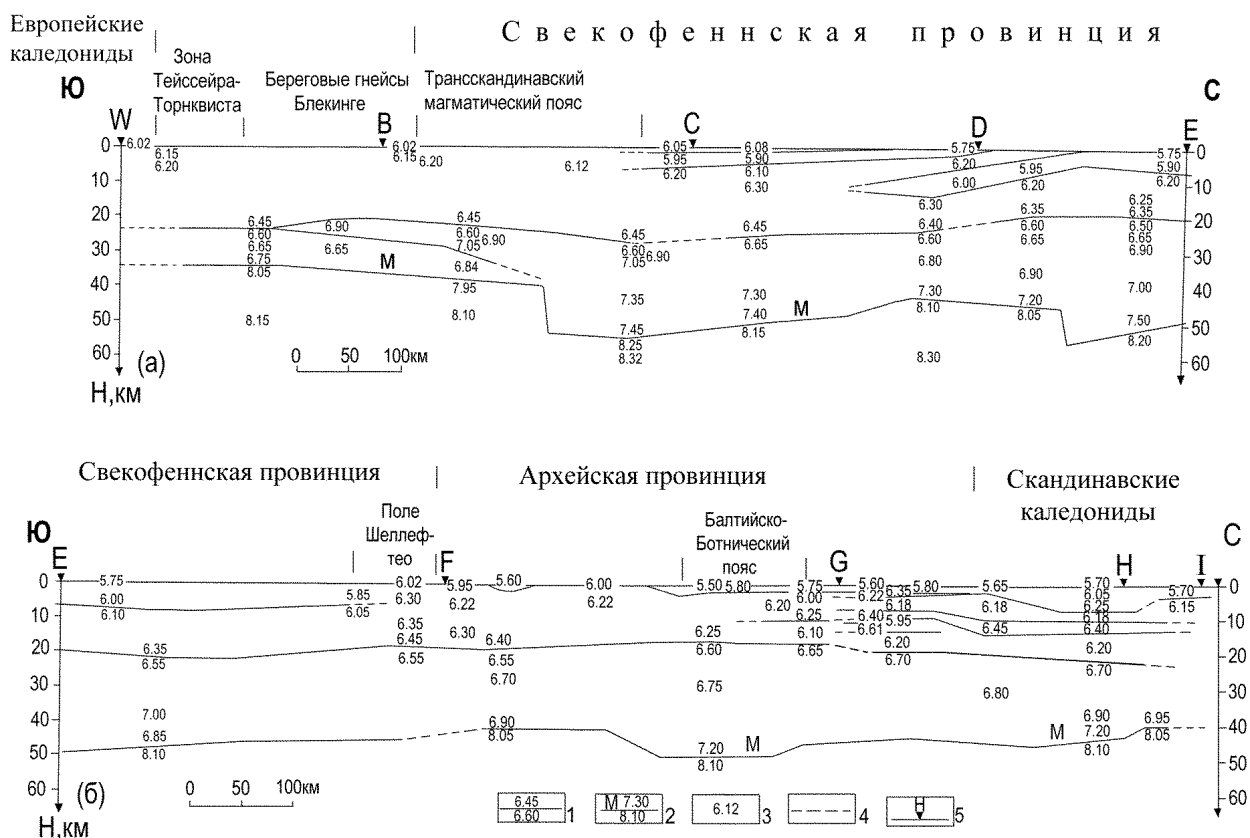


Рис. 11. Двухмерный скоростной разрез земной коры Балтийского щита вдоль профиля Феннолора от Балтийского моря до мыса Нордкап

(а – южная часть от Балтийского моря до Сундсваля, б – северная часть от Сундсваля до мыса Нордкап) (Guggisberg et al., 1991): 1 – сейсмические границы и скорости выше и ниже границы, км/с; 2 – граница раздела М и скорости выше и ниже границы, км/с; 3 – скорости в земной коре и верхней мантии, км/с; 4 – неуверенно прослеженные сейсмические границы; 5 – пункты взрыва

Fig. 11. Two-dimension velocity section of the Baltic shield earth's crust along profile Fennolora from Baltic Sea to Nordcup promontory

(а – south part from Baltic Sea to Sundsvall, б – north part from Sundsvall to Nordcup promontory) (Guggisberg et al., 1991). 1 – seismic boundaries and velocities above and below the boundary, km/s; 2 – M-discontinuity and velocities above and below M-discontinuity, km/s; 3 – velocities in the earth's crust and upper mantle, km/s; 4 – less reliable boundaries; 5 – shot points

Верхняя кора к югу от ПВ G вплоть до кровли ниже коры на глубине 20–22 км характеризуется преимущественно низкими скоростями. Здесь залегают также высокоскоростные слои со скоростями 6,25 км/с на глубинах около 4,8 км и 6,4 км/с на глубинах 10–12 км. Геологическая граница между архейской провинцией Балтийского щита и каледонским орогеном расположена между ПВ G и ПВ H. По-видимому, каледонский ороген оказывал влияние на структуру нижней коры северной оконечности Балтийского щита.

Нижняя кора вдоль профиля Феннолора довольно однородна, скорости в ее толще постепенно увеличиваются от 6,5–6,8 км/с на глубине 20 км до 6,9–7,3 км/с у основания коры (рис. 11). Исключение составляет сама южная часть разреза (готский комплекс и Балтийское море), а также некоторые области, где граница кора – мантия залегает намного глубже, чем на прилегающих участках, и перекрывается мощной переходной зоной, где скорости достигают значений 7,4–7,5 км/с.

В общем, нижняя кора ограничена сверху и снизу прерывистыми скачкообразными изменениями скоростей. В пределах Балтийского щита, на ее верхней границе наблюдаются небольшие перепады скоростей – от 6,3–6,4 км/с до 6,6–6,7 км/с. Только под каледонским орогеном и сопредельной с ним частью щита отмечен резкий скачок скорости от 6,1–6,2 км/с до 6,6–6,7 км/с на глубине 19–21 км.

Скачок скоростей на поверхности М более контрастный. В районах с горизонтальной или слабо наклонной границей кора — мантия к северу от ПВ Е скорость скачкообразно изменяется от 6,9 до 8,0–8,1 км/с. Южнее ПВ Е скорость у основания нижней коры выше и на поверхности М скачкообразно возрастает от 7,2–7,3 км/с до 8,0–8,1 км/с. Исключением являются участки с утолщенной корой. Здесь самая нижняя часть коры ведет себя как мощная переходная зона кора — мантия: с глубиной скорость постепенно увеличивается до 7,4–7,5 км/с и только тогда, в среднем на 10 км ниже прилегающих участков разреза, происходит скачок скоростей до 8,1–8,2 км/с. Под готским комплексом и Балтийским морем (район ПВ В) в самых низах коры выявлен слой с пониженной скоростью, в связи с этим скачок скорости на поверхности М здесь особенно контрастный — от 6,5–6,7 км/с до 8,0 км/с.

В противоположность к Балтийскому щиту, где нижняя кора имеет мощность 20 км и более, под каледонидами Балтийского моря между Швецией и Германией нижняя кора имеет мощность всего 11 км и, по-видимому, более или менее однородна, характеризуясь скоростью около 6,6 км/с. В этом районе линия Тейссейра-Торнквиста пересекает Балтийское море, представляя собой обширную зону сочленения Балтийского щита, с одной стороны, и каледонид Дании и северной Германии, с другой стороны. Севернее, под готским комплексом южной Швеции, нижняя кора постепенно становится толще, достигая мощности 16 км, и приобретает двухслойное строение: слои со скоростью 6,8–7,0 км/с пересекают слой с пониженной скоростью (около 6,5 км/с), который выклинивается между ПВ В и ПВ С (северная граница распространения готского комплекса).

Здесь наблюдается резкое изменение структуры коры, которое выражается в скачкообразном увеличении ее мощности от 40 до более чем 50 км и сопровождается возрастанием скорости на подошве коры до 7,45 км/с. Южнее ПВ С глубина залегания поверхности М достигает максимального значения в 55 км. Севернее мощность коры вначале уменьшается быстро, затем медленнее, до 50 км и менее вблизи ПВ С и южнее ПВ D достигает минимального значения около 42 км.

Следующее резкое увеличение мощности нижней коры отмечается в 80 км к северу от ПВ D. Здесь верхняя кора утоняется до менее чем 20 км, и граница кора — мантия скачкообразно погружается от 47 до 56 км, скорость у подошвы коры достигает 7,5 км/с. В районе ПВ Е мощность коры возвращается к ее средним значениям менее 50 км и к северу ее мощность постепенно уменьшается до 41 км вблизи ПВ F.

В третий раз кора утолщается от 41 до 49 км в 150 км севернее ПВ F, скорость у поверхности М достигает 7,3 км/с. Вблизи ПВ G мощность коры снова снижается до 43–44 км.

В противоположность верхней коре, нижняя кора почти не претерпевает изменений при переходе от Балтийского щита к каледонскому орогену. Небольшое увеличение глубины поверхности М на 1–2 км наблюдается южнее ПВ H. Отсюда кора утоняется к северу до 40 км под Баренцевым морем. При пересечении этой крупной геологической границы (Балтийский щит — Баренцево море) скоростная структура нижней коры не изменяется.

Таким образом, даже при малодетальной системе наблюдений на профиле Феннолора фиксируются значительные изменения скоростей и мощностей земной коры. Можно предположить, что при более детальной системе наблюдений отмечались бы также неравномерная расслоенность и, возможно, надвиговые структуры как на других щитах северного полушария.

Объектом изучения вдоль профиля Феннолора являлась литосфера и верхняя мантия до глубин, превышающих 400 км. В результате исследования установлено, что, за исключением южной Швеции, Балтийский щит характеризуется высокоскоростной корой мощностью 40–50 км, включая толстую (5–10 км) переходную зону кора — мантия. В нижней литосфере зарегистрирована серия, состоящая из 4–6 высоко- и низкоскоростных зон, подошва серии залегает на глубине 110–230 км, возрастающей с юго-запада на северо-восток. В этом же направлении увеличивается и возраст горных пород, слагающих литосферу Балтийского щита. На глубине около 450 км выявлена кровля мантийной переходной зоны.

Следует отметить, что систематическое утолщение литосферы по мере увеличения возраста горных пород выявлено также в результате исследования геометрической дисперсии фазовых скоростей волн Релея (Mueller, Panza, 1984). Дисперсия вызвана, главным образом, физическими свойствами системы литосфера — астеносфера и используется для определения средней мощности литосферы.

В 1980 г. по профилю Северное море – Южная Норвегия длиной свыше 500 км проведены сейсмические исследования методом преломленных волн (Cassel et al., 1983). Вблизи побережья Северного моря поверхность М зарегистрирована на глубине 27 км, на Балтийском щите – 34 км. В районе грабена Осло поверхность М залегает на глубине 25–29 км, в низах земной коры предполагается наличие интрузии пород основного состава с сейсмическими скоростями 7–7,1 км/с. За исключением прибрежного района, структура земной коры Балтийского щита по профилю Северное море – Южная Норвегия является сравнительно однородной. В толще коры не прослежено ни одной сколько-нибудь выразительной сейсмической границы, низы земной коры характеризуются повышенным скоростным градиентом.

В 1982 г. финскими и советскими сейсмологами проведены исследования на профиле Балтик длиной 450 км, расположенном в юго-восточной части Финляндии (Luosto et al., 1985, 1990; Корхонен и др., 1987; Korhonen et al., 1990; Шаров и др., 1990; Азбель и др., 1993). Разрез по профилю характеризуется сложным рельефом поверхности раздела М, наличием на севере в верхней части разреза тел с повышенными, а на юге – с пониженными скоростями. Максимальная толщина коры (до 65 км) отмечается в центральной части профиля (Ладожско-Ботническая зона), к югу и северу мощность коры уменьшается до 40 и 45 км соответственно. В толще коры на глубине 18–22 км прослежена граница С (Luosto, 1990). В области развития гранитов рапакиви (южная часть профиля) по волнам *P* и *S* на глубинах 5, 15 и, возможно, 30 км обнаружены слои с пониженными скоростями. В области перехода от коры к мантии предполагается наличие слоя со скоростью 7,2–7,6 км/с толщиной около 5–10 км, который может быть отнесен либо к аномальной коре, либо к аномальной мантии (Шустова и др., 1991).

В 1984 г., согласно международному проекту EUGENO-S, выполнены региональные сейсмические работы по пяти взаимоувязанным профилям МОВ–МПВ общей длиной 2 100 км (EUGENO-S Working Group, 1988). В проведении полевых экспериментов и обработке сейсмических материалов принимали участие геофизики Дании, Финляндии, Германии, Великобритании, Норвегии, Польши, Швеции и Швейцарии. Задача исследований – изучить глубинное строение и тектоническую эволюцию переходной зоны между Балтийским щитом и северогерманскими каледонидами, которая расположена на северо-западном продолжении достаточно детально изученной в пределах Польши тектонической зоны Торнквиста – Тейссейра, разграничивающей докембрийскую и палеозойскую платформы (Gutersh et al., 1986; Thybo et al., 1990).

В результате проведенных исследований установлено, что, в отличие от Балтийского щита, земная кора переходной зоны характеризуется уменьшенной мощностью коры, не превышающей 26–35 км, причем мощности постепенно уменьшаются к югу, по мере удаления от щита. В пределах изучаемой территории зона Торнквиста–Тейссейра разделяется на несколько веерообразно расходящихся структур, главными из которых (с севера на юг) являются зона Соргенфрея–Торнквиста, разлом Силькеборг–Самсё, каледонский деформационный фронт и трансевропейский разлом. В отличие от территории Польши, северо-западное продолжение зоны Торнквиста–Тейссейра, представленное зоной Соргенфрея–Торнквиста, не является южной границей Балтийского щита, так как докембрийский фундамент прослежен значительно южнее, вплоть до трансевропейского разлома (EUGENO-S Working Group, 1988).

В 1985 г. финскими сейсмологами при участии геофизиков Германии, Швеции, Дании и Норвегии в северной части Балтийского щита проведены региональные исследования методами преломленных и отраженных волн по профилю Поляр (Luosto et al., 1989). Профиль длиной 440 км ориентирован в юго-западном – северо-восточном направлении и пересекает области развития пород архейского и нижнепротерозойского возраста. Методика полевых работ – точечное профилирование со средним расстоянием между регистраторами 2 км. В верхней части земной коры центральной и юго-западной части разреза выявлено несколько высокоскоростных тел, погружающихся до глубины 6–13 км. В пределах Карельской провинции (юго-западная часть разреза) на глубине 8–14 км зарегистрирован слой с пониженной скоростью. Среднекоровая сейсмическая граница обнаружена в интервале глубин 18–21 км. Нижняя кора центральной части разреза (Лапландский гранулитовый пояс) характеризуется пониженными значениями скоростей (6,8–6,9 км/с), поверхность раздела М залегает на глубине 47 км в пределах Карельской провинции, воздымается под Лапландским гранулитовым поясом до 40 км и снова погружается до глубины 46 км в северо-восточной части профиля (Кольская провинция). Граничные скорости на поверхности раздела М изменяются от 8,1 км/с в районе тонкой коры до 8,5 км/с в Карельской провинции.

В 1989 г. на акватории Балтийского моря и Ботнического залива проведены профильные сейсмические исследования МОВ общим объемом 2 268 пог. км при максимальном времени регистрации 18–25 с (The BABEL Project., 1992). Исследования выполнялись геофизиками Великобритании, Дании, Финляндии, Германии, Швеции согласно международному проекту BABEL. Задачи проекта состояли в изучении строения и отражательных характеристик докембрийской литосферы Балтийского щита и области его сочленения с фанерозойскими структурами континентальной Европы. Сейсмические сигналы, возбуждаемые в толще морской воды с применением пневматической пушки, регистрировались как вдоль профилей, так и на суше при помощи 52 станций, расположенных на прилегающей к Балтийскому морю территории Швеции, Финляндии, Дании и Германии.

На сейсмических профилях BABEL при высоких отражательных свойствах литосферы зарегистрированы значительные изменения особенностей волновой картины. На временах 13–15 с (что соответствует глубине 40–50 км) часто наблюдается затухание отражений, связанное предположительно с подошвой поверхности раздела М. Земная кора Балтийского щита и северо-западного шельфа европейского континента характеризуется различной мощностью. В сравнении с фанерозойской корой Европы, кора Балтийского щита по характеру расслоенности менее уверенно разделяется на верхнюю и нижнюю части (The BABEL Project., 1992; Deep seismic., 1993).

Сейсмические исследования российской части Балтийского щита начаты более 45 лет назад (см. рис. 9). В 1958–1962 гг. под руководством и при участии И. В. Литвиненко выполнены исследования методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) вдоль двух профилей: Кемь – Ухта длиной около 200 км и Баренцево море – Печенга – Ловно длиной также около 200 км (Грачев и др., 1960; Литвиненко, 1965). В результате этих работ, проведенных в виде непрерывного продольного профилирования с расстоянием между группами сейсмоприемников 100 м, получены наиболее полные данные о волнах, связанных с поверхностью раздела М. На этих профилях были намечены многочисленные докритические отраженные волны от внутрикоровых границ, что позволило в дальнейшем развить методику изучения сложных структур земной коры.

В результате работ ГСЗ И. В. Литвиненко впервые была доказана слоистость земной коры докембрийских щитов по упругим параметрам. Особенно четко выделена сейсмическая граница на глубинах 30–40 (преимущественно 34–40) км. Она характеризуется выдержанной скоростью распространения упругих волн, равной 8,1 км/с (Литвиненко, 1965). Наряду с волнисто-слоистым характером разреза, по нарушениям вблизи дневной поверхности и крутозалегающим отражающим площадкам в коре выделены зоны глубинных разломов, определяющие блоковое строение консолидированного фундамента щита. В разрезах земной коры прослежены сейсмические границы двух типов – пологие, почти субгоризонтальные и наклонные, с различными углами наклона (Литвиненко, 1971; Восточная., 1975).

Границы первого типа, пологие и субгоризонтальные – повсеместно выделяются в материковой коре различных геологических регионов с применением ГСЗ и сейсмологии. Эти границы связаны с определенными интервалами разреза, имеющими тонкую и сложную структуру, с высокоскоростными, низкоскоростными и градиентными неоднородностями.

Границы второго типа – наклонные, часто круто падающие, соответствующие контактам пород разного состава или зонам разрывных нарушений – доступны изучению преимущественно лишь МОВ. Следует подчеркнуть, что справедливость вывода И. В. Литвиненко, касающегося границ второго типа, подтверждается результатами региональных исследований МОВ–ОГТ по программам COCORP, DEKORP, BIRPS, ECORS, ACORP, LITHOPROBE, BABEL и др., проведенным на различных континентах земного шара (Probing., 1990). Этими исследованиями успешно продемонстрирована возможность выделения крутонаклоненных отражающих границ не только в земной коре, но и в верхней мантии (работы BIRPS) (Warner, McGeany, 1987). Как правило, эти границы отождествляют с различными тектоническими нарушениями, надвигами, зонами сдвиговых деформаций и т. д. (Probing., 1990).

С 1962 г. на территории российской части Балтийского щита для решения вопросов региональной геологии проводятся исследования МОВ. В 1963 г. в Печенгском районе начали выполняться рекогносцировочно-площадные работы, которые продолжались в течение 10 лет. Главная задача работ заключалась в изучении глубинного строения печенгского комплекса и тектонических факторов, контролирующих медно-никелевое оруденение (Литвиненко,

Некрасова, 1962; Литвиненко, 1984). Печенгский район стал первым рудным районом, где были определены разведочные возможности МОВ для условий докембрийских щитов и выработана соответствующая методика изучения кристаллической коры (Земная кора..., 1978).

С целью расширения возможностей сейсмического метода И. В. Литвиненко разработана методика изучения сейсморазведкой МОВ сложных структур верхней части консолидированной коры материков (Литвиненко, 1971). Им было показано, что разведке доступны крутопадающие отражающие границы с углами наклона более  $15^\circ$ , если они достаточно удалены от источника по горизонтали.

Огромный экспериментальный сейсмический материал получен методами ОГТ, МОВ, ГСЗ, МОВЗ в Печенгском районе, где находится Кольская сверхглубокая скважина (Изучение..., 1986; Шаров и др., 1997). К настоящему времени здесь выполнены разномасштабные сейсмические наблюдения: ГСЗ (3 профиля); МОВЗ (9 профилей общей протяженностью 550 км); МОВ с региональными (800 пог. км) и детальными (150 пог. км) задачами; ВСП (свыше 50 скважин глубиной до 2 км). Данные ГСЗ и МОВЗ характеризуют общую структуру земной коры в районе СГ-3. По данным региональных наблюдений МОВ и ОГТ, изучено глубинное строение Печенгско-Аллареченского района, а по детальным исследованиям МОВ и ВСП – структура отдельных участков Печенгского рудного поля, перспективных на поиски медно-никелевых руд.

Осенью 1995 г. в этом районе впервые в мировой практике проведены международные комплексные сейсмические исследования методами ОГТ, ШГСП, ГСЗ, МПВ, МОВЗ участка «суша—море» с вертикальным профилированием в стволе Кольской скважины (Митрофанов и др., 1996). Сейсмический профиль Никель – Кольская СГ-3 – Лиинахамари (100 км, сухопутный участок) – Баренцево море (700 км, морской участок) позволяет впервые построить опорный разрез земной коры в зоне перехода от Балтийского щита в Баренцевоморской плите. Для регистрации сейсмических сигналов от пневмоисточника на суше и море использовались трехкомпонентные цифровые и аналоговые станции с расстояниями между ними 5 км. Длина годографов находится, в основном, в пределах 120–180 км, максимальная длина – 300–350 км.

Сейсмологические исследования методом обменных волн землетрясений (МОВЗ) с регистрацией и интерпретацией не только землетрясений, но и взрывов на различных эпицентральных расстояниях выполняются на российской части Балтийского щита с начала 1960-х годов. Основной целью этих работ являлось получение опорных сведений о глубинном строении земной коры, необходимых при геолого-тектонических построениях, прогнозно-металлогенических исследованиях, составлении моделей строения и эволюции верхних участков литосферы, в том числе в связи с проходкой Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 (Булин и др., 1992). Первый сейсмологический профиль Выборг – Спасская Губа отработан ВСЕГЕИ в 1965–1969 гг. В 1984–1985 гг. СРГЭ НПО «Нефтьгеофизика» методом ГСЗ–МОВЗ пройден профиль Печенга – Умбозеро – Ручьи (Проблемы комплексной..., 1991), а в 1988 г. – профиль Рубин (Егоркин и др., 1989). ПГО «Невскгеология» выполняло сейсмологические исследования в 1981–1987 гг. на Онежско-Ладожском перешейке (Строение литосферы..., 1993), а в 1988–1995 гг. – в Печенгском районе (Сейсмогеологическая..., 1997, 1998).

Для изучения верхнего структурного этажа земной коры в рудных районах российской части Балтийского щита проведены профильные исследования МОВ и ОГТ (Шаров и др., 1997). За период 1985–1992 гг. ГП ЭГГИ выполнило 800 пог. км вибросейсмических исследований МОГТ на Кольском полуострове. Эти работы доказали эффективность сейсморазведки ОГТ при изучении докембрийских структурно-вещественных комплексов и было рекомендовано ее применение для заполнения информационного пробела между детально изученной поверхностью и результатами изучения земной коры методом ГСЗ.

В 1995 г. по линии геотраверса Баренцево море – Лодейное Поле – Геленджик начаты ГПП «Спецгеофизика» профильные вибросейсмические исследования. В северной части профиль прошел от побережья Баренцева моря (Лиинахамари) через Кольскую сверхглубокую скважину СГ-3 до Мурманска и далее на юг: Кандалакша – Кемь – Петрозаводск – Тихвин. Общая длина профиля ОГТ около 1500 пог. км. Вдоль всего профиля построен сейсмический разрез на всю мощность земной коры (Берзин и др., 2001; Минц и др., 2002; Глубинное строение..., 2004).

Новая информация о структуре земной коры, полученная на профилях ОГТ, оказывается иной по сравнению со старыми данными ГСЗ. Эти исследования показали, что земная кора региона имеет сложнодислоцированное строение с наличием различного характера отражающих границ в блоках. Ее эквивалентность определяется масштабными параметрами и составляет величину от первых сотен метров в сейсморазведке до нескольких километров при наблюдениях ГСЗ–МОВЗ.

Необходимо отметить, что постановка задач и методика сейсмических исследований в скандинавской и российской частях Балтийского щита развивались в 1960–1970-е годы по разным направлениям. В Скандинавских странах главное внимание уделялось определению общей мощности земной коры, в связи с чем внутреннее строение коры оказалось менее изученным. Основные методические приемы полевых экспериментов во многом были заимствованы из сейсмологии (Korhonen, Porkka, 1981; Calcagnile, Panza, 1987; Bannister et al., 1991; Calcagnile, 1991). В последние годы при глубинных исследованиях применялся метод регистрации морских «взрывов» (пневматическая пушка) вдоль сухопутных профилей на постоянных и временных сейсмических станциях (проект BABEL). В пределах российской части Балтийского щита сейсмические исследования проводились, как правило, с целью изучения внутрикоровых структур (до глубин 15–20 км), мощность же коры определялась попутно.

В конце 1970-х в 1980-е годы глубинные сейсмические исследования на Балтийском щите получили широкое развитие профили Феннолора, Свека, Балтик, Полар, Финлеп, Кварц, Рубин, геотраверс I, программа BABEL, EUGENO-S и др. (Галдин и др., 1985, 1998; EUGENOS Working Grup, 1988; Luosto, 1990; Guggisberg et al., 1991; The BABEL Project., 1992; Шаров, 1993; Золотов и др., 2000; Глубинное строение..., 2001). От изучения общих черт строения щита исследователи перешли к детальному рассмотрению особенностей отдельных тектонических структур. Изменялась методика работ с применением многоволновой сейсмики: от дискретного до непрерывного профилирования и площадных наблюдений с использованием сейсмических и промышленных взрывов.

### 2.3. Канадский щит

Первыми сейсмическими работами, направленными на изучение структуры земной коры Канадского щита, являются исследования, проведенные в 1946 году на рекогноцировочном профиле в пределах провинции Гринвиль (восточная часть щита). В качестве источника сейсмической энергии использовались взрывы в шахтах. Мощность земной коры определена равной 35 км, граничная скорость вдоль поверхности раздела М – 8,2 км/с.

В результате изучения волн Релея и поверхностных волн Оливер и Юинг (1957–1958 гг.) пришли к заключению о двухслойном строении земной коры Канадского щита, мощность которой равна 35 км.

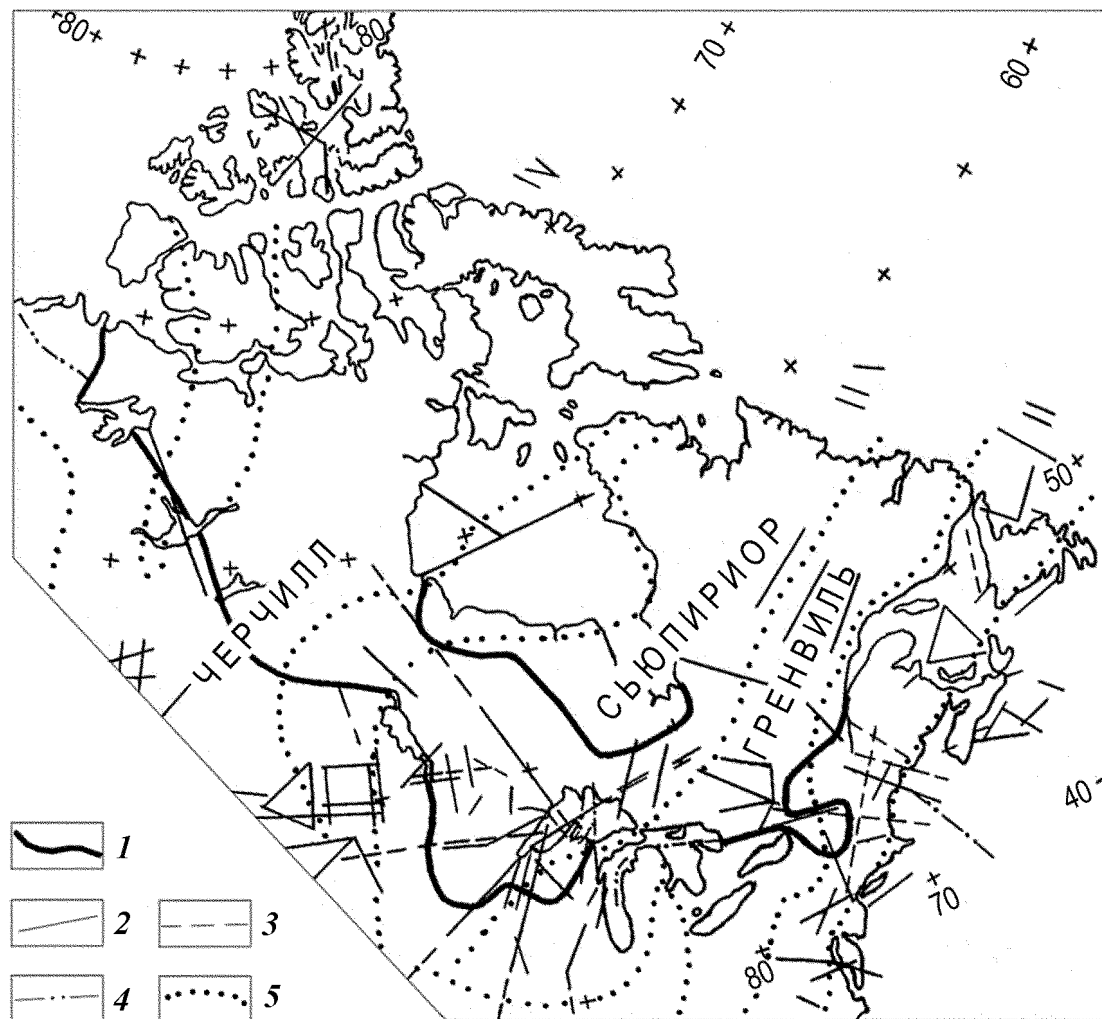
Начиная с 1960-х годов сейсмические исследования методом преломленных волн проводятся десятью университетами, Геологической службой Канады и Канадской обсерваторией. Методика полевых экспериментов – кусочно-непрерывное профилирование с получением встречных и одиночных годографов, а также точечные наблюдения профильного и площадного характера (рис. 12).

С 1962 г. университет Манитоба выполняет программу исследования в северном Манитобе и западном Онтарио. По годографам головных обменных волн от границ Конрада и поверхности раздела М, зарегистрированных по системам точечных наблюдений, вычислены пластовые скорости в коре. Составлен разрез для трехслойной среды и определены глубины границы Конрада (10–15 км) и поверхности раздела М (31–34 км) (Hall, Brisbin, 1965).

В 1963 г. университет в Далхузе проводил исследования вдоль побережья Новой Шотландии. Поверхность раздела М установлена на глубине 34 км, граничная скорость вдоль нее – 8,1 км/с.

Начиная с 1963 г. в районе оз. Верхнее проводятся исследования методом ГСЗ, в которых принимали участие геофизики США и Канады (Берри, 1969; Berry, 1973). В общей сложности зарегистрировано 80 взрывов вдоль трех профилей, расположенных на акватории оз. Верхнее.

Получены результаты, которые свидетельствуют о сложной структуре земной коры региона. Под озером, перекрываясь метаморфизованными отложениями мощностью 4–6 км,



**Рис. 12. Сейсмическая изученность Канадского щита:**

1 – контуры Канадского щита, 2 – профили, отработанные методом преломленных волн, 3 – профили, где зарегистрированы одиночные годографы методом преломленных волн, 4 – профили, отработанные методом отраженных волн, 5 – границы основных геологических провинций

**Fig. 12. State of seismic studying of Canadian shield:**

1 – contours of Canadian shield; 2 – refracting method profiles; 3 – refracting method profiles where single traveltimes were registered; 4 – reflecting method profiles; 5 – boundaries of main geologic provinces

залегают породы с пластовой скоростью 6,67 км/с. Соответствующая их кровле преломляющая граница залегает в краевых частях озера на глубине около 15 км (район полуострова Кьюиноу). Скорость на поверхности М (8,07 км/с) хорошо согласуется со значениями, полученными ранее для смежных районов. Мощность земной коры в восточной части озера равна около 50 км, в рельефе поверхности М отмечается ряд структурных осложнений.

В 1965–1970 гг. университет Альберта проводил профилированные сейсмические исследования МОВ в южной Альберте (Kanasewich, Cumming, 1965; Clowes et al., 1968, 1972; Kanasewich et al., 1969; Chen, Molnar, 1983).

После обработки данных с целью усиления глубинных отражений в толще коры выделен ряд сейсмических границ. Наиболее интенсивные отражения зарегистрированы от границы, которая на участке профиля поверхностью 40 км испытывает перепад глубин, равный 9 км. Поверхность М залегает на глубине 38–47 км. По данным МОВ выделено три круто падающих крупных разлома.

Сброшенный участок сейсмических границ, расположенный между двумя крупными разломами, Канасевич и др. рассматривали как грабен, который, по данным гравиметрии и сеймики МОВ, выполнен низкоплотностными докембрийскими породами. С учетом субширотной линейности гравитационного и магнитного полей, исследователи предполагают, что выделенная рифтовая структура может быть протрассирована, по крайней мере, на протяжении 450 км через Южную Альберту и под более молодым Кордильерским орогеном в юго-восточной части Британской Колумбии.

В 1965 г. на акватории Гудзонова залива были проведены площадные сейсмические исследования с целью уточнения границы между двумя крупными блоками земной коры (северо-западный блок провинции Черчилль, возраст 1700 млн лет, и юго-восточный блок – провинция Сьюпириор, возраст 2500 млн лет). Исследованиями установлено, что поверхность М залегает в северо-западной части залива на глубине около 30–35 км, погружаясь до 42 км к западу от о. Гилмора, ( $V_f = 8,25$  км/с).

Используя дополнительные записи Канадской стандартной сети станций, расположенных вокруг Гудзонова залива, Бэр выделил к северу от залива в верхней мантии зоны со скоростью 8,5 км/с, центральная часть исследований характеризуется скоростью 8,2 км/с (Barr, 1969).

В 1966 г. начал осуществляться проект «Early Rise» (Ранний восход). С этой целью в о. Верхнем в одной точке произведено 39 крупных взрывов по 5 тонн каждый, упругие волны от которых регистрировались на профиле длиной 2500 км, пересекающем Канадский щит в северо-северо-западном направлении. В результате этих работ установлено, что в провинции Сьюпириор поверхность раздела М залегает на глубине 30–35 км, погружаясь в провинции Черчилль до глубины 40 км. Граничная скорость на поверхности раздела М характеризуется постоянным значением (8,05 км/с), на глубине 84 км зарегистрирована преломляющая граница со скоростью 8,3 км/с. Выявленное ранее под о. Верхним утолщение земной коры до 50 км в прилегающих районах не прослеживается и является, по представлениям исследователей, локальной особенностью глубинного строения о. Верхнее.

В 1966 г. в районе Большого Невольничьего озера проведены крупные рекогносцировочные исследования. Мощность коры определена равной 32 км, средняя скорость (на поверхности раздела М) – 8,13 км/с. Промежуточной преломляющей границы в коре не выявлено, верхняя мантия характеризуется однородным строением. Обнаружены значительные изменения строения верхней мантии – скорость изменяется по обе стороны от границ Канадского щита –  $8,23 \pm 0,04$  км/с западнее границы до  $8,10 \pm 0,03$  км/с – восточнее.

В 1968 г. выполнены сейсмические исследования вдоль границы между провинциями Сьюпириор и Гренвиль. Эксперименты проводились по трем основным профилям и на крестовых установках. Установлено, что мощность земной коры изменяется в значительных пределах (36–50 км), при этом отмечается, что район с повышенной мощностью коры совпадает с минимумом силы тяжести, простирающимся вдоль фональной части провинции Гренвиль, западнее г. Лабрадор.

В 1969 г. в одном из регионов провинции Черчилль (в районе Йеллоунайфа) была отработана детальная система наблюдений, в результате чего выяснилось, что структура земной коры более сложная, чем это представлялось ранее согласно результатам малодетальных работ. В верхней части земной коры, на глубине 10–15 км, уверенно выделен слой с пониженной скоростью, с резко выраженными верхней и нижней границами. Зарегистрированный волновой пакет, состоящий из большего количества осей синфазности, со средней кажущейся скоростью 8,2 км/с, рассеян во временном интервале около 2 сек и характеризуется значительными изменениями скоростей отдельных осей. По мнению исследователей, это может свидетельствовать о наличии значительных горизонтальных неоднородностей в нижней коре и о контрастном рельефе поверхности М (Beegu, 1973).

В 1973 г. Халл и Хаджнал обобщили результаты работ ГСЗ, проведенных в 1961–1970 гг. университетом Манитоба на территории одноименной провинции. Полевые эксперименты выполнялись по методике точечного зондирования, регистрация колебаний производилась преимущественно на удалениях 120–350 км от источника возбуждения, точки наблюдений располагались равномерно по площади на удалении около 25 км одна от другой. По результатам зондирования для всей изученной территории принята следующая осредненная сейсмическая



модель: верхний слой –  $h = 18$  км,  $V_p = 6,05$  км/с, нижний слой –  $h = 34$  км,  $V_p = 6,85$  км/с. Составлены карты поверхностей Конрада и М, а также геолого-геофизические разрезы земной коры различных геологических регионов. Установлена корреляционная связь между особенностями структуры земной коры и региональными гравитационными аномалиями (Hall, Hajnal, 1973).

В 1973–1975 гг. университет Манитоба с целью изучения возможностей сейсморазведки МОВ при картировании геологических контактов в породах провел исследования в пределах крупного гранитного батолита и вмещающих вулканогенно-осадочных (зеленокаменных) формаций северо-запада провинции Онтарио (Green, Clowes, 1983; Green et al., 1988).

Зарегистрированы интенсивные отражения от крупного трансформного разлома и от контакта гранитов и зеленокаменных пород. Расчеты угла падения контакта, по данным МОВ, соответствовали расчетам, проведенным на основании высокоточной гравиметрической съемки (Brisbin, Green, 1980). По результатам исследований МОВ составлена трехслойная модель коры, состоящая из слоев с постоянной скоростью, равной (сверху вниз) 6,2, 6,9 и 7,2 км/с. Эта модель, в общем, согласуется с результатами региональных сейсмических исследований методом преломленных волн.

В 1975 г. канадские сейсмологи объединились в консорциум, задачей которого являлось изучение глубинного строения Канады сейсмическими методами преломленных и отраженных волн (SOCRUST).

В 1977, 1979 и 1991 гг. консорциум выполнил сейсмические работы методом преломленных волн на юге центральной Канады. Всего отработано 8 профилей общей протяженностью 2 250 км. Изучалось глубинное строение западной оконечности Сьюпириор, орогена Транс-Гудзон и бассейна Уиллистон (Morel et al., 1987).

Установлено, что западная граница кратона Сьюпириор (разлом Томсон) фиксируется серией падающих к западу отражающих элементов. В пределах всего изучаемого региона в нижней части коры регистрируется высокоскоростной слой ( $V \geq 7,0$  км/с), мощность земной коры варьирует в пределах 41–48 км, в районе бассейна Уиллистон кора утонена на 3–4 км.

С целью изучения глубинного строения, состава и тектонической эволюции континентальной литосферы Канады и сопредельных прибрежных структур в середине 1980-х годов начата реализация канадской геонаучной исследовательской программы LITHOPROBE. Главной составной частью программы является многоканальная сейсморазведка МОВ и МПВ (Cook et al., 1988; Clowes, 1993). На Канадском щите сейсмические исследования по этой программе выполнялись в районе Гренвильского фронта и Гренвильского орогена (1986 г.) и в пределах структурной зоны Капейскейсинг, центральная часть архейского кратона Сьюпириор (Lewgu et al., 1994; Clowes et al., 1996).

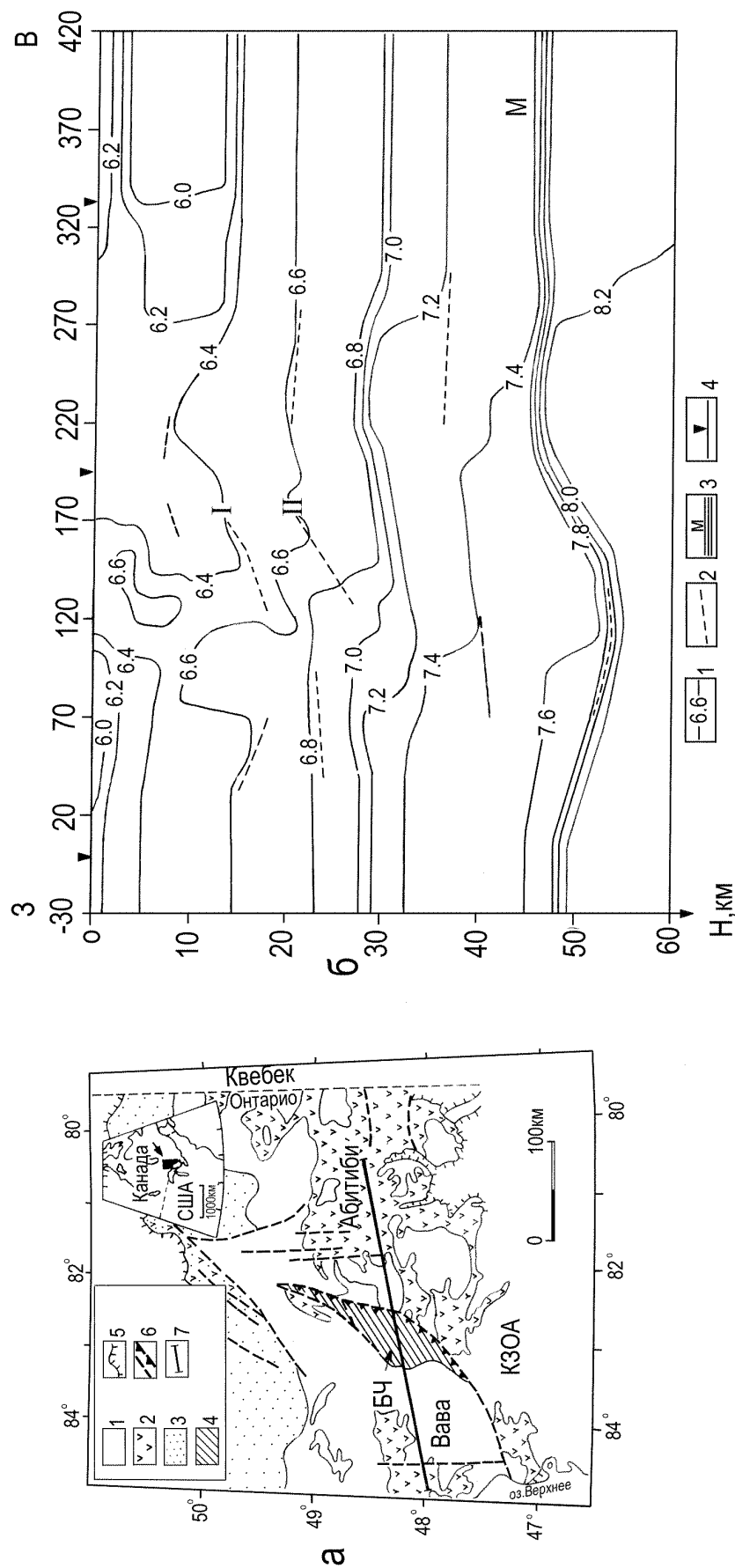
Общей особенностью этих районов, где развиты породы высоких ступеней метаморфизма, явилась регистрация вблизи дневной поверхности многочисленных зон интенсивной сейсмической отражательности. Эти зоны связаны, как правило, со скачками скоростей на сильно деформированных контактах между полосами гнейсов различного литологического состава (Green et al., 1990).

Район структурной зоны Капейскейсинг. Региональные сейсмические исследования по профилю 5 длиной 450 км (архейская провинция Сьюпириор) осуществлялись по методике точечного профилирования при расстоянии между регистрирующими каналами 3–5 км (Boland, Ellis, 1989). Это позволило получить в общих чертах представление о мощности и скоростных параметрах земной коры, выделить в ее толще отражательные зоны (рис. 13).

Линия профиля пересекает в субширотном направлении южную часть (блок Чапли) структурной зоны Капейскейсинг (СЗК). Скорости на поверхности докембрийского фундамента изменяются вдоль разреза в широких пределах – от 5,9 км/с в гнейсах купола Вава до 6,5 км/с в породах гранулитовой фации блока Чапли, снижаясь до 6,0 км/с в метавулканитах зеленокаменного пояса Абитиби. Изолиниями 6,6 и 6,7 км/с (вертикальный скоростной градиент между изолиниями 6,6, 6,7 км/с менее  $0,005$  с<sup>-1</sup>) поднимаются с глубины 20 км под гнейсами блока Вава до глубины всего 4 км под СЗК.

С глубиной наблюдаемая скоростная аномалия уменьшается и полностью сглаживается в средней коре.

В верхней коре пояса Абитиби на глубине 5–12 км выделяется слой с пониженной скоростью, в котором скорости снижены на 0,2 км/с (от 6,2 до 6,0 км/с). В нижней коре скорости изменяются от 7,2–7,7 км/с в западной части разреза до 7,2–7,4 км/с в восточной. Под блоком



**Рис. 13 (а).** Схематическая геологическая карта района Капюкейсинг центральной части провинции Сьюприор (Канадский щит) (Boland, Ellis, 1989): 1 – архейские образования; 2 – метавулканы; 3 – метасадочные магматиты; 4 – породы гранулитовой фации; 5 – граница между породами протерозойского и фанерозойского возраста; 6 – разломы, надвиги; 7 – региональный сейсмический профиль 5. БЧ – блок Чапли, КЗОА – катакластическая зона озера Айванхо. (б). Скоростной разрез земной коры по профилю 5 (Boland, Ellis, 1989): 1 – изолинии скоростей, км/с; 2 – отражающие границы; 3 – граница раздела М; 4 – пункты взрыва

**Fig. 13 (a).** Schematic of geology for the Kapuskasing region in the central Superior Province of the Canadian Precambrian shield: 1 – Archean (1 – plutons, orthogneiss, 2 – metavolcanics, 3 – metasedimentary migmatite, 4 – granulite facies); 5 – Proterozoic, Phanerozoic boundary; 6 – faults, thrusts; 7 – regional seismic line 5. БЧ – Chapleau Block, КЗОА – Ivanhoe Lake cataclastic zone. (b) Line 5 smoothed velocity structure 1 – isovelocity contours, km/s; 2 – reflecting boundaries; 3 – M-discontinuity; 4 – shot points

Чапли и несколько западнее глубина залегания поверхности М увеличивается от 48 до 53 км, граничные скорости на ней изменяются в пределах 8,1–8,2 км/с. В восточной части разреза поверхности М является сильным отражателем, в западной (области утолщенной коры) — генерирует диффузно рассеянные отражения.

Под СЗК регистрируются две отчетливые отражательные зоны (I–II). Кровля этих зон залегает на глубине 15–19 км и 23–27 км соответственно и характеризуется западным падением под углом 6–10°. Местоположение кровли уверенно коррелируется с сильными отражателями, зарегистрированными при детальными работами МОВ по профилю.

В толще коры структурной зоны Капейской синг, которая представляет собой зеленокаменно-гнейсовый пояс, выявлена высокоскоростная аномалия (6,6–6,7 км/с), прослеженная с глубины 20 км почти до дневной поверхности при предлагаемом падении на запад под углом  $15 \pm 2^\circ$ . Аномалия пространственно совпадает с раннепротерозойской горсто-надвиговой структурой, прослеженной в средней и нижней коре (Boland et al., 1988; Geis et al., 1990; Wu, Meren, 1992).

В конце 1985 г. учеными Канады и США начата реализация программы GLIMPCE (Комплексная программа изучения эволюции земной коры района Больших Озер) (CLIMPCE., 1989; Behrendt et al., 1990). Задачи программы — изучение глубинного строения системы Минконтинент (структура центральной части североамериканского континента) сейсмическими методами отраженных и преломленных волн. На акватории озер Верхнее, Мичиган и Гурон отработано 8 профилей МОВ общей длиной 1 350 км.

Сейсмически скоростной разрез по профилю Онтарио — Нью-Йорк — Новая Англия. Региональные сейсмические исследования по профилю длиной 640 км проводились по методике точечного профилирования с получением системы встречных годографов при расстояниях между регистраторами около 1 км. Скоростной разрез земной коры в западной части субширотного профиля длиной около 350 км несет в себе информацию об общих чертах глубинного строения юго-восточной части провинции Гринвиль (рис. 14) (Hughes, Luetgert, 1992). С запада на восток линия профиля пересекает Центральный Метаосадочный Пояс, сложенный мраморами, кварцитами и мигматитовыми гнейсами гринвильской супергруппы, и Центральный Гранулитовый Террейн, сложенный гранито-гнейсами, сиенитами, чарнокитами и мигматитами, переслаивающимися с кварцитами и мраморами.

Верхняя кора Центрального Метаосадочного Пояса представлена тремя субгоризонтальными слоями. Скорости быстро возрастают от 5,4 км/с у дневной поверхности до 6,15 км/с на глубине около 2 км. Верхняя кора, которая простирается до глубины 10 км, характеризуется скоростями порядка 6,35–6,45 км/с. Подошва верхней коры представлена слабой отражающей границей с небольшим скачком скорости (6,45–6,50 км/с). В средней коре мощностью около 15 км скорости с глубиной возрастают от 6,5 до 6,65 км/с. Средняя кора отделена от нижней коры сильной отражающей границей, наклоненной к востоку и залегающей на глубине 24–28 км. В пределах Центрального Гранулитового Террейна эта граница не прослеживается. В нижней коре скорости изменяются в пределах 7,0–7,2 км/с, поверхность М залегает на глубине 44–45 км.

Земная кора Центрального Гранулитового Террейна представлена моделью, состоящей из четырех слоев: приповерхностный слой с кажущимися скоростями порядка 5,4–6,15 км/с; верхнекоровый слой, характеризующийся латеральными изменениями скоростей, связанными с обнажениями анортозитов Марси, скорости изменяются в пределах 6,45–6,65 км/с; среднекоровый слой мощностью 5 км с аномально высокой скоростью — 7,1 км/с (комплекс Тахавус); нижнекоровый слой со скоростями, равными 6,8–7,0 км/с. Поверхность М Центрального Гранулитового Террейна представляет собой мощную переходную зону, в пределах которой скорость постепенно возрастает от 8,05 км/с на глубине 43 км до 8,2 км/с на глубине 62 км. Согласно представлениям исследователей, зона представлена переслаивающимися комплексами гранат-пироксеновых гранулитов, эклогитов и перидотитов.

В верхней мантии залегает слой с аномально высокой скоростью (8,6 км/с), кровля которого погружается к востоку от глубины 50 км под Центральным Поясом до 60 км под Центральным Гранулитовым Террейном. Столь высокая скорость может объясняться наличием эклогитов в верхних мантиях (Fountain, Christensen, 1989). С учетом сохранения изостатического равновесия, исследователи полагают, что высокоскоростной слой не может непрерывно проследиваться на большие глубины (Hughes, Luetgert, 1992).

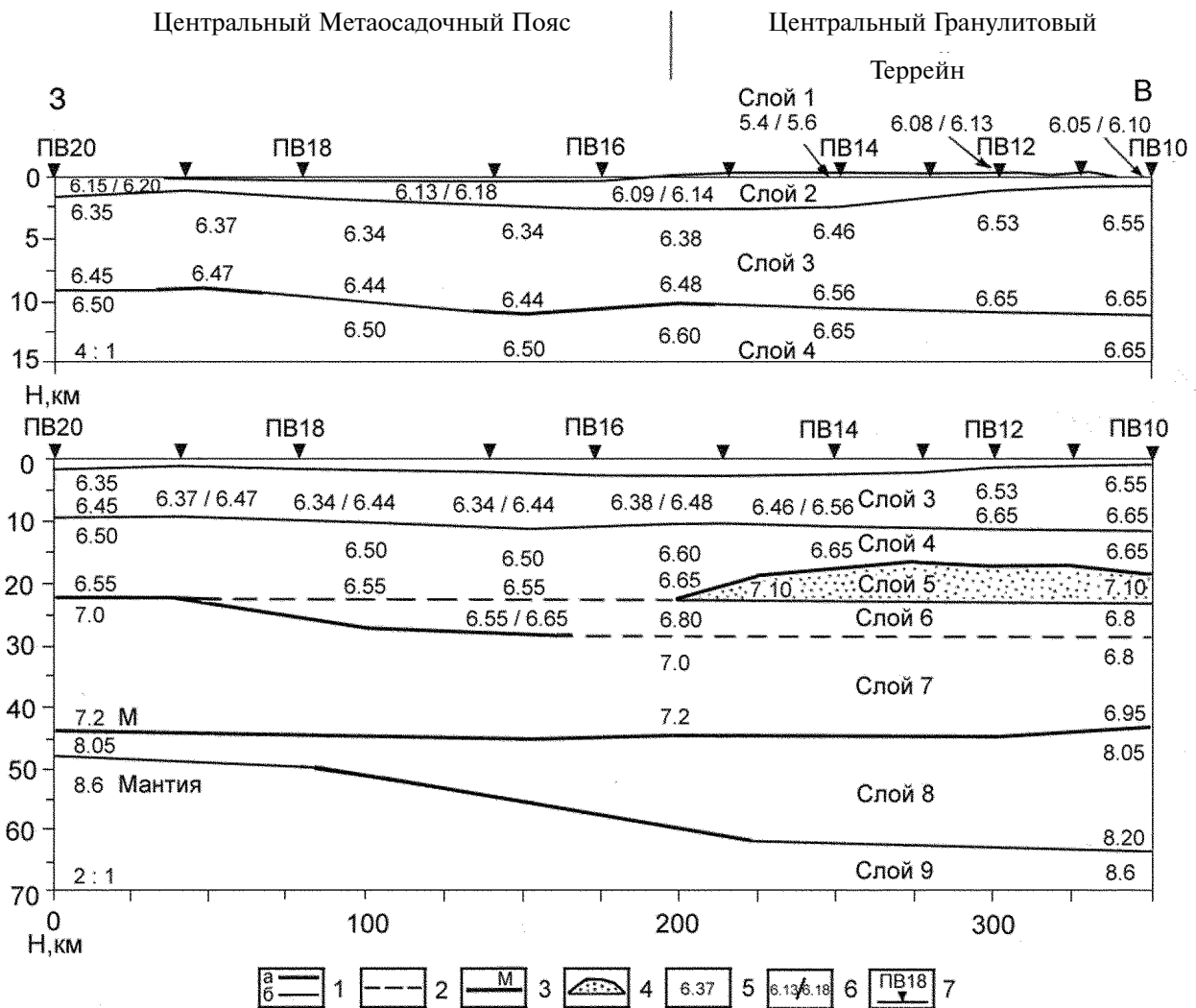


Рис. 14. Сейсмический скоростной разрез земной коры западной части профиля Онтарио – Нью-Йорк – Новая Англия (Hughes, Luetgert, 1992):

1 – отражающие границы: сильные (а) и слабые (б); 2 – модельные границы; 3 – поверхность раздела М; 4 – комплекс Тахавус; 5 – скорости сейсмических волн, км/с; 6 – значения скоростей выше и ниже границы, км/с; 7 – пункты взрыва. 4 : 1, 2 : 1 – соотношение вертикального и горизонтального масштабов

Fig. 14. Seismic velocity model derived from the western portion of the Ontario – New York – New England seismic refraction / wide-angle reflection profile (Hughes, Luetgert, 1992):

1 – reflecting boundaries: prominent (a) and weak (b); 2 – model boundaries; 3 – M-discontinuity; 4 – Tahawus complex; 5 – velocities of seismic waves, km/s; 6 – velocities above and below the interfaces, km/s; 7 – shot points; 4 : 1, 2 : 1 – vertical exaggeration

Комплекс Тахавус характеризуется скоростью продольных волн, равной 7,1 км/с, поперечных волн – 3,9–4,0 км/с и коэффициентом Пуассона, равным  $0,27 \pm 0,02$ . Породами, которые удовлетворяют таким параметрам, являются мифические гранулиты, амфиболиты и анортозиты. Сравнение рассматриваемой скоростной модели с данными МОВ (Brown et al., 1983) показывают, что комплекс Тахавус представляет собой слоистое тело мощностью 5 км, которое имеет форму пологого купола, залегающего на глубине 18–24 км под Центральным Гранулитовым Террейном.

Сейсмическая однородность верхней коры в районе милонитовой зоны Кэртидж-Колтон, разграничивающей Центральный Метаосадочный Пояс и Центральный Гранулитовый Террейн, свидетельствует, что эта зона имеет неглубокое заложение, ограниченное верхними 2–3 км земной коры.

Аномально высокие скорости сейсмических волн в средней коре и верхней мантии исследователи объясняют магматической деятельностью. Согласно таким представлениям, останцы (реликты) магматических интрузий, которые мобилизовали и нарастили кору в процессе гренвильского орогенеза, сохранились в средней коре как слоистое кумулятивное тело (комплекс Тахавус) и в верхней мантии как линзы эклогитов, которые отслоились от утолщенной коры во время поднятия юго-восточной части провинции Гренвиль (Hughes, Luetgert, 1992).

В толще земной коры под оз. Верхнее выявлены северный и центральный рифтовые бассейны. В средней части коры последнего на глубине 18 км зафиксированы высокие скорости (до 7,0 км/с), которые согласуются с наличием мощной серии магматических пород предположительно базальтового состава. Поверхность раздела М залегает на глубине 36 км в южной части озера, погружаясь до 58 км центральным рифтовым бассейном.

В районе северного бассейна поверхность раздела М воздымается до глубины 50 км. В общем, мощность земной коры рифтовой системы Мидконтинент в районе о. Верхнее (46–58 км) больше, чем в областях, прилегающих к озеру (около 36–42 км) (Braile et al., 1989; Behrendt et al., 1990).

Сочленение архейских и протерозойских блоков земной коры бывает осложнено за счет проникновения протерозойского вещества в толщу архейских пород на разных глубинах. Так, в провинции Вайоминг над архейскими породами на глубинах 38–48 км отмечается присутствие высокоскоростных протерозойских пород, возраст которых не более 1,82 млрд лет (Gogman et al., 2002).

## 2.4. Индийский щит

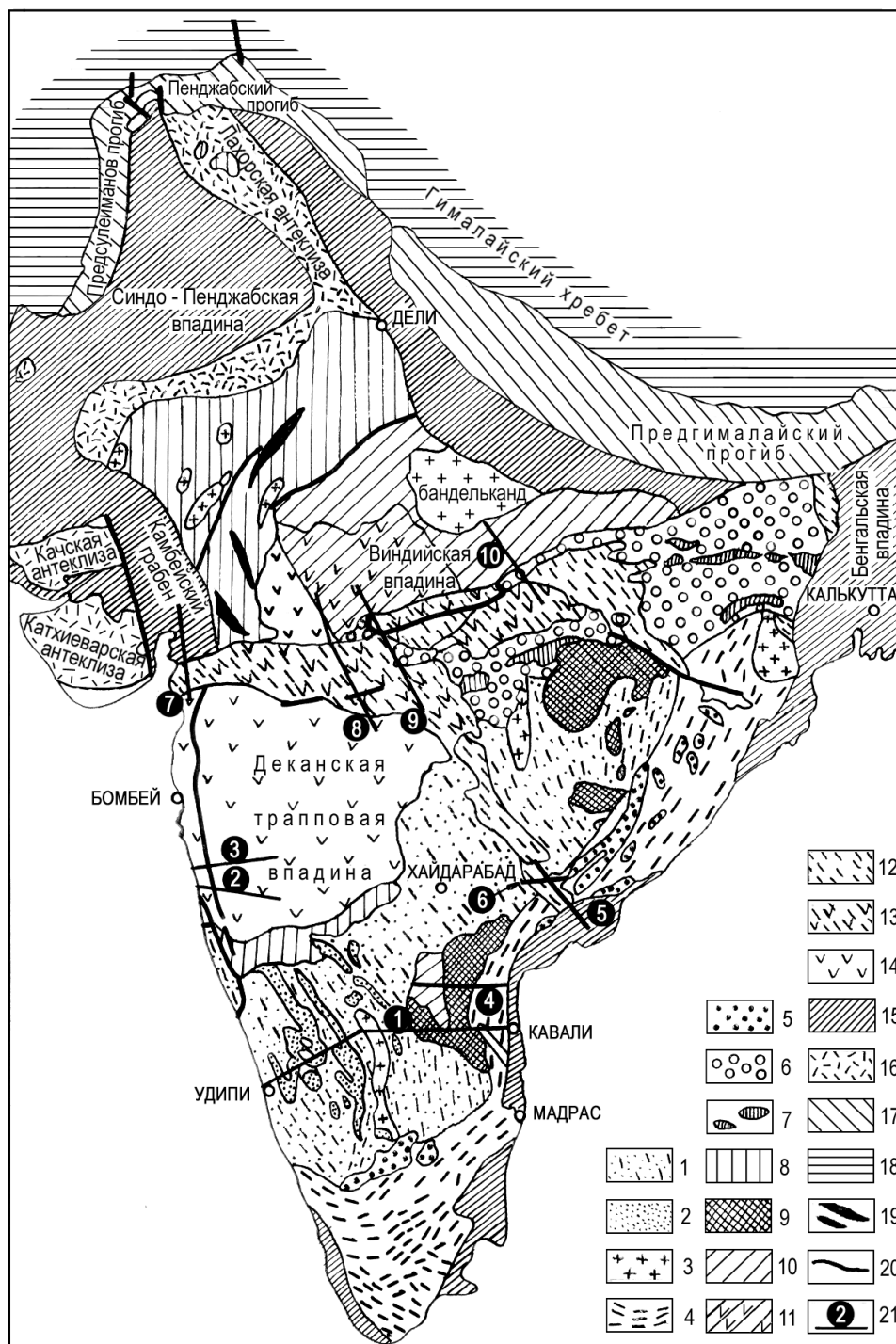
Региональные сейсмические исследования, направленные на изучение глубинного строения литосферы Индийского щита, были начаты в 1972 г. Работы проводились преимущественно в трех районах: южная часть Индийского щита – субширотное сечение в районе 13–15° северной широты (Kaila et al., 1972, 1979, 1981в; 1987; Субботин и др., 1979; Kaila, Bhatia, 1981; Харечко, 1981, 1983; Соллогуб и др., 1984), область развития деканских траппов – западная часть щита, район Койна (Kaila et al., 1981а, 1981в; Харечко, 1983; Behrendt, Hutchinson, 1990) и север щита (рис. 15) (Kaila et al., 1990).

В 1972–1974 гг. совместной индийско-советской экспедицией проведены наблюдения ГСЗ вдоль субширотного профиля Кавали – Удипи длиной 600 км (рис. 15), пересекающего в районе 13–15° северной широты Индостанский полуостров от Бенгальского залива на востоке до Аравийского моря на западе (Kaila et al., 1979, 1981в; Субботин и др., 1979; Соллогуб и др., 1984). Положение профиля было выбрано таким образом, чтобы пересечь такие главные структуры Индийского щита, как область архейских гранито-гнейсов, Куддапахскую впадину позднепротерозойского возраста и раннепротерозойские пояса дарварской складчатости. Методика полевых наблюдений – непрерывное профилирование с расстоянием между регистраторами 200 м, обеспечивающее получение корреляционно увязанной системы годографов от основных границ в земной коре (рис. 16).

Одной из характерных особенностей тектоники юга Индийского щита является широкое развитие поясов дарварской складчатости субмеридионального простирания, которые представляют собой реликты древних архейских геосинклиналей. Пояса представляют собой синклиновые структуры или круто падающие моноклинали (Кришнан, 1954). Широким развитием в пределах дарварских поясов пользуются зеленокаменные, преимущественно метаосадочные и вулканогенные породы, возраст которых моложе, чем у окружающих их образований. Отмечается близкое формационное сходство между дарварскими поясами Индийского щита и аналогичными структурами других древних щитов, сложенных породами криворожской серии Украинского щита, карельской серии Балтийского щита, муйской серии Восточной Сибири и др. (Салоп, 1966). Линией профиля пересечены три крупных дарварских пояса, один из которых – Неллурский – расположен в восточной части щита, а два других – Читрадургский и Шимогский – в западной. В центральной части распространены нерасчлененные полуостровные гранито-гнейсы. Восточнее расположена Куддапахская платформенная впадина позднепротерозойского возраста, являющаяся одной из крупнейших отрицательных структур Индийского щита.

В центральной части щита крупные дарварские пояса не встречаются. Отмечены разрозненные небольшие массивы дарварских пород, которые представляют собой, по-видимому, останцы древних дарварских систем, эродированных в более позднее время.

Для сейсмического разреза по профилю Кавали–Удипи (рис. 16) характерны высокая степень сейсмической расслоенности земной коры и наличие многочисленных, пересекающих всю толщу коры, глубинных разломов (Харечко, 1983). Несмотря на большое количество отражающих границ и элементов, повсеместно прослежена лишь одна выдержанная сейсмическая граница – поверхность М. Остальные фиксируются на отдельных участках разреза в обширном диапазоне глубин – от нескольких км до самых низов коры вблизи поверхности М.



Следует отметить, что как и при исследованиях методом ГСЗ на Украинском щите, наиболее уверенно и надежно прослеживается поверхность М, залегающая на глубине 34–45 км и представленная серией непротяженных отражающих элементов. Максимальная ее глубина (до 45 км) отмечается в восточной части Куддапахского бассейна. Западнее, до самой западной границы бассейна, глубина поверхности М по серии глубинных разломов скачкообразно уменьшается до 34 км. Между Куддапахским бассейном и Читрадургским дарварским поясом поверхность М залегает почти горизонтально на глубине 35–36 км. В пределах развития пород дарварской складчатости она нарушена глубинными разломами, несколько воздымается к западу от 40 до 38 км. Во многих случаях плоскости глубинных разломов не вертикальны, а наклонены под различными углами (рис. 16).

С учетом характера залегания поверхности М и многочисленных глубинных разломов исследователи разделили Индийский щит в сечении профиля на три крупных блока: Куддапахский, Центральный и Читрадургско-Шимогский. В свою очередь, каждый из них может быть разделен на более мелкие блоки, разнящиеся степенью сейсмической расслоенности и толщиной земной коры.

Особенности залегания отражающих элементов в толще коры и верхней мантии характеризуют строение литосферы Индийского щита.

Так, в Куддапахском бассейне при повышенной расслоенности коры его восточная часть — значительная часть таких элементов — воздымается к западу. В пределах блока IX к западу от Куддапахского бассейна большинство отражающих элементов наклонено к западу. Еще западнее (блок X) падения становится восточным, что позволяет выделить в коре между блоками IX и X структуру синклинального типа. Подобные структурные формы прослеживаются также в Читрадургском и Шимогском дарварских поясах.

В средней и верхней частях коры выделено несколько серий наклоненных отражающих элементов, которые группируются в протяженные зоны. Наилучшим образом такие зоны регистрируются в районе восточной границы Куддапахского бассейна и в пределах восточного края Читрадургского пояса. Отражающие элементы Куддапахского бассейна прослежены почти до дневной поверхности, в районе контакта пород бассейна с гранито-гнейсами архейского возраста (рис. 16). Волны, отраженные от этих элементов, характеризуются аномально высокой интенсивностью, что на других участках разреза не прослеживается. В результате идентификации рассматриваемых элементов с наклонным геологическим контактом между породами бассейна и гранито-гнейсами исследователи предполагают существование пологого надвига, по которому архейские гранито-гнейсы и породы Неллорского дарварского пояса надвинуты в западном направлении на позднепротерозойские отложения Куддапахского бассейна (Харечко, 1983).

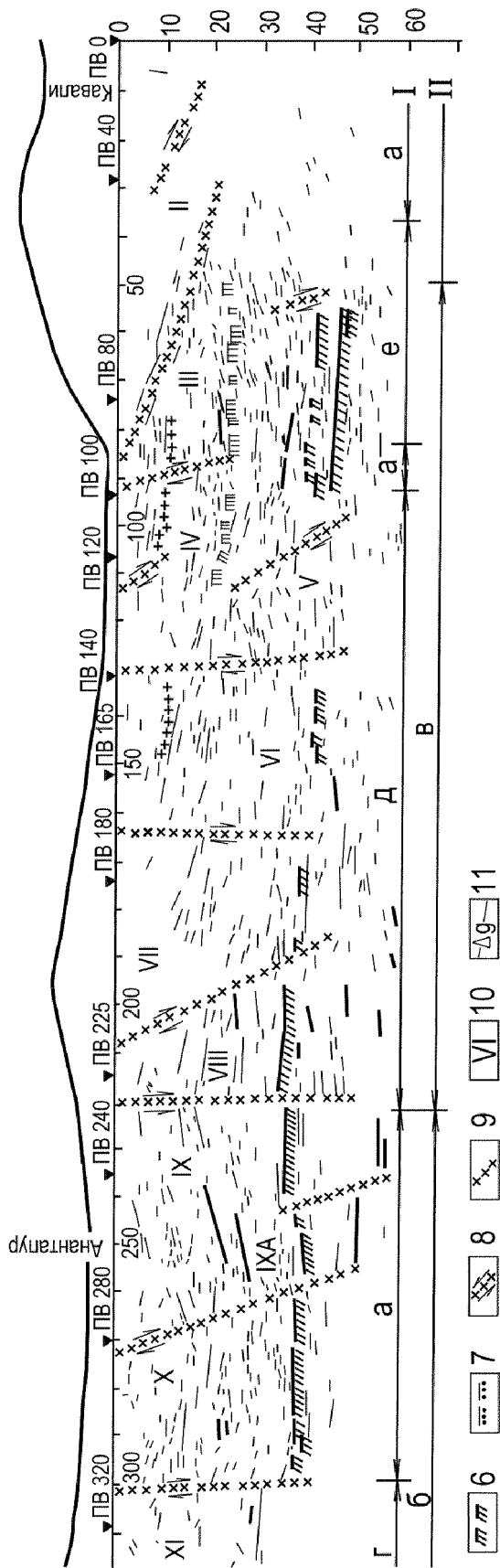
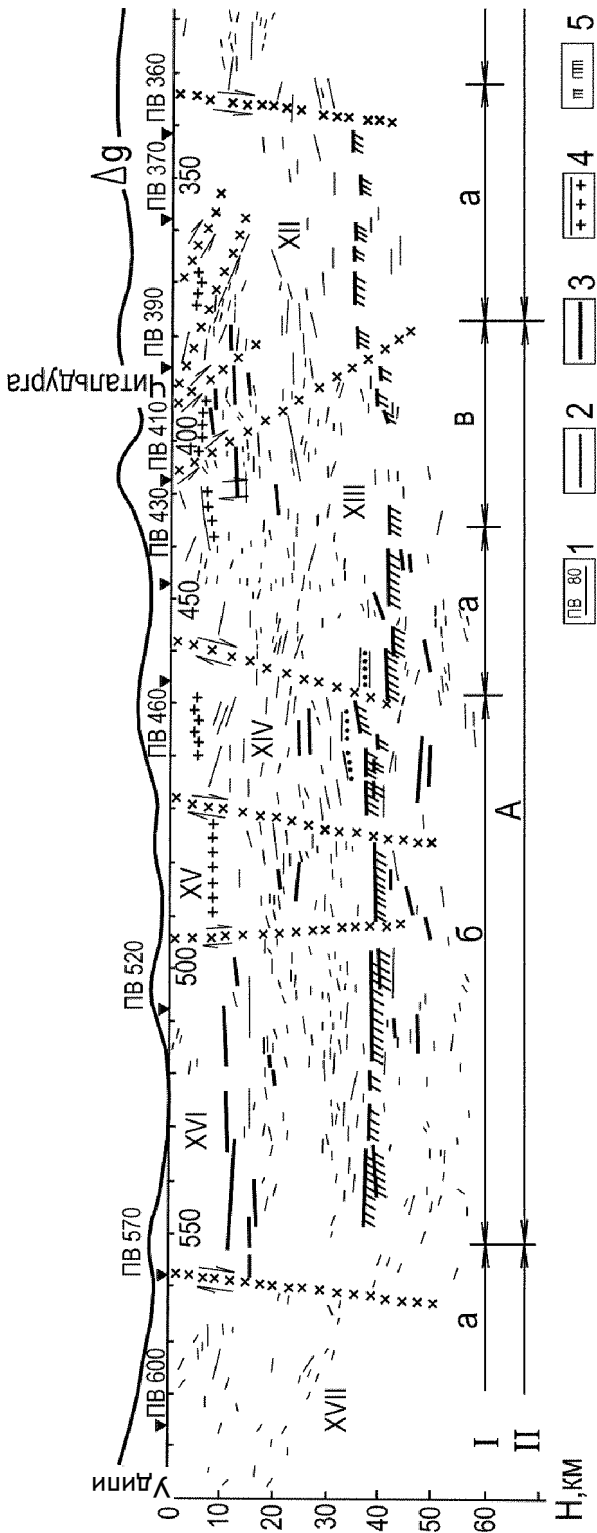
Глубже надвига (20–23 км) зарегистрирована сильная отражающая граница, которая также полого воздымается в западном направлении.

#### Рис. 15. Профили ГСЗ на Индийском щите:

складчатые системы фундамента: 1 — дарварская, 2 — синклинали в дарварской системе, выполненные кристаллическими сланцами, 3 — гранитоидные массивы, 4 — восточногатская, 5 — чарнокитовые массивы, 6 — сатпурская, 7 — антиклинории в сатпурской системе, 8 — делийская; структурные элементы платформенного чехла: 9 — впадины, заполненные куддапахскими отложениями, 10 — то же, виндийскими отложениями, 11 — часть Виндийской впадины под покровом траппов, 12 — гондванские грабенообразные впадины, 13 — гондванские впадины, предполагаемые под трапповым покровом, 14 — деканская впадина, заполненная мощным покровом траппов, 15 — перикратонные впадины, заполненные юрскими, меловыми, палеогеновыми и неогеновыми отложениями, 16 — антеклизы с мезокайнозойским чехлом, 17 — неогеновые краевые прогибы, 18 — Альпийско-Гималайская складчатая система, 19 — главнейшие антиклинории и антиклинории, 20 — главнейшие разломы, 21 — профили ГСЗ (цифры в кружках): 1 — Удипи — Кавали, 2 — Койна-1, 3 — Койна-2, 4 — Аламपुर — Коники, 5 — Палонча — Нарсапур, 6 — Каллур — Полавара, 7 — Мехмадабад — Биллимора, 8 — Уджайн — Махан, 9 — Кхаджурья — Калан-Пулгон, 10 — Хирапур — Мандла

#### Fig. 15. DSS profiles on the Indian shield:

folding systems of basement (1–8): 1 — Dharvar, 2 — Dharvar system synclinales filled by schists, 3 — granitoid massifs, 4 — east ghat, 5 — charnockite massifs, 6 — Sathpur, 7 — Sathpur system anticlinoria, 8 — Delhi; structural elements of platform cover: 9 — depression filled by Cuddapah deposits; 10 — same filled by Windhyan deposits; 11 — part of Windhyan depression situated under trap cover, 12 — Gondvana grabenlike depressions; 13 — Gondvana depressions supposed under trap cover; 14 — Deccan depression filled by thick trap cover; 15 — pericratonic depressions filled by jurassic, cretaceous, paleogene and neogene deposits; 16 — anteklises with mesozoic cover; 17 — neogene foredeeps; 18 — Alps Himalayas fold system; 21 — DSS profiles (encircled numbers): 1 — Kavali — Udipi, 2 — Koyna-1, 3 — Koyna-2, 4 — Alampur — Koniki, 5 — Paloncha — Narsapur, 6 — Kallur — Polavar, 7 — Mehmadaabad — Billimora, 8 — Ujjain — Mahan, 9 — Khajuria — Kalan — Pulgon, 10 — Hirapur — Mandla





**Рис. 16. Глубинный разрез земной коры Индийского щита по профилю ГСЗ Кавали — Удипи (Суботин и др., 1979; Соллогуб и др., 1984):**

*I* — пункты взрыва; *2* — отражающие элементы; *3* — отражающие элементы, построенные по волнам, идентифицированным во взаимных точках; *4* — кристаллический фундамент, предполагаемый по сейсмическим данным; *5* — сильная отражающая граница в Куддапахском бассейне; *6* — раздел Мохо; *7* — сильная отражающая граница в низах коры; *8* — глубинные разломы с предполагаемыми направлениями смещений; *9* — менее уверенные глубинные разломы; *10* — номера блоков земной коры (I–XVII); *11* — кривая силы тяжести. Геологическое и геофизическое районирование: *I* — районирование по геологическим данным; *a* — области развития нерасчлененных, в том числе и архейских гранито-гнейсов, *б* — Шимогский дарварский пояс, *в* — Читрадургский дарварский пояс, *г* — Кулдапахский бассейн, *д* — Кулдапахский бассейн, *е* — Неллорский дарварский пояс. *II* — районирование по данным ГСЗ: *A* — Читрадургско-Шимогский блок, включающий более мелкие блоки с XIII по XVI; *Б* — Центральный блок, включающий более мелкие с IX по XII; *В* — Кулдапахский блок, включающий более мелкие с III по VIII

**Fig. 16. The crustal cross section along Kavali — Udipi profile obtained from DSS studies (Суботин и др., 1979; Соллогуб и др., 1984):**

*I* — Shot points; *2* — reflectors from one sided data; *3* — reflectors from reversed data; *4* — crystalline basement supposed by seismic data; *5* — prominent reflecting boundary at intermediate depth, Cuddapah basin; *6* — M-discontinuity; *7* — prominent reflecting boundary at lower crust; *8* — deep faults with supposed orientation of displacements shown; *9* — less reliable deep faults; *10* — numbers of the earth's crust blocks (I–XVII); *11* — curve of gravity. *Geologic and geophysical zoning*: *I* — zoning by geologic data; *a* — undivided granitogneisses included archaean ones; *б* — Dharvar Belt Shimoga; *в* — Dharvar Belt Chitradurga; *г* — band of intrusive Closepet granites; *д* — Cuddapah Basin; *е* — Dharvar Belt Nelluru. *II* — zoning by DSS data: *A* — block Chitradurga — Shimoga including less blocks from XIII to XVI. *Б* — Central block including less ones from IX to XII, *В* — Cuddapah block including less ones from XII to VIII

В нижней части земной коры Читрадургско-Шимогского блока залегают площадки, от которых регистрируются отраженные волны, соизмеримые по интенсивности с отражениями от поверхности М, что свидетельствует о повышенной расслоенности низов коры блока. Для сравнения отметим, что высокими отражательными свойствами характеризуются также низы платформенных блоков Украинского щита — Приазовского и, особенно, Кировоградского блока. (Трипольский, Харитонов, 1984).

В результате изучения скоростных характеристик верхней части разреза по годографам преломленно-рефрагированных волн отмечено возрастание скоростей в области развития зеленокаменных пород дарварского комплекса и в районе распространения даек и силл основного состава (западная часть Кулдапахской впадины). В областях, где преобладают породы гранито-гнейсового комплекса, скорости снижаются (Соллогуб и др., 1984).

Несмотря на отсутствие в земной коре Индийского щита выдержанной сейсмической границы (в отличие от Украинского щита, где на многих разрезах ГСЗ прослежена граница  $K_2$  — поверхность протофундамент), верхняя и особенно средняя части коры характеризуются, тем не менее, повышенной расслоенностью. С учетом геологического родства Индийского и Украинского щитов, можно по аналогии с Украинским щитом предположить, что рассматриваемый максимум сопоставляется с низкими ограничениями (кромками) источников локальных магнитных аномалий и с максимальной глубиной распространения горных пород, выявленных на дневной поверхности (Трипольский, 1981; Чекунов и др., 1984).

В 1975–1978 гг. национальным Геофизическим Исследовательским Институтом Индии (NGRI) проведены работы ГСЗ в юго-западной части области декканских траппов (Харечко, 1983; Krishna et al., 1989). Задача исследований — изучить глубинное строение земной коры района Койна, подвергшегося 10 декабря 1967 г. разрушительному землетрясению. Работы выполнялись вдоль двух субширотных профилей Койна I и Койна II длиной около 200 км каждый с расстоянием между ними 90–100 км.

Сейсмический разрез по профилю Койна I разделен глубинным разломом, который прослежен на дневной поверхности западнее г. Койна, на два блока — западный и восточный. Последний блок, кроме того, нарушен еще одним глубинным разломом, который смещает лишь глубокие горизонты, включая поверхность раздела М. По мнению исследователей, новейшие движения вдоль разлома западнее г. Койна явились, по-видимому, причиной крупного землетрясения Койна в 1967 г. и последующей повышенной сейсмичности этого района.

В пределах западного блока поверхность раздела М залегает на глубине 40 км, испытывая подъем 30 км на западном побережье Индостанского полуострова. В восточном блоке поверхность раздела М залегает на глубине 36–38 км. В толще земной коры выделено большое количество непротяженных субгоризонтальных отражающих элементов. На глубине около 20, 25 и 30 км прослежено

три отражающих границы. Мощность декканских траппов изменяется по профилю Койна I от 0,4 км на востоке до 1,5 км у западного побережья полуострова. Сравнение результатов ГСЗ по профилям Койна I и Кавали – Удипи позволило индийским геофизикам заключить, что декканские траппы залегают непосредственно на гранитах и гранито-гнейсах при отсутствии в разрезе других промежуточных серий (Kaila et al., 1981).

Широтный профиль Келси – Лони (Койна II) расположен в юго-западной части обширной области распространения декканских траппов в районе Койна (рис. 15). Начиная с глубин 3–4 км, на разрезе прослежено большое количество отражающих элементов и границ (рис. 17). Наиболее выдержанными и интенсивными являются отражения от поверхности М, которая залегает на глубине 31,5–39 км. В толще коры на глубине около 20 и 27 км местами выделяется два уверенных отражающих горизонта. Глубинным разломом восточного падения разрез разделяется на два блока. Индийские исследователи подчеркивают, что разлом выделен с применением прямых и непрямых критериев распознавания глубинных разломов, разработанных украинскими геофизиками при исследованиях ГСЗ на Украине (Соллогуб и др., 1967). Ведущую роль при этом сыграл такой не прямой геофизический критерий, как разные степени сейсмической расслоенности коры по обе стороны от разлома. Так, из разреза видно, что многие отражающие границы и элементы, уверенно прослеженные в толще коры блока I, исчезают в зоне разлома. Вследствие этого степень расслоенности коры вблизи разлома резко изменяется – западнее разлома регистрируется большое количество отражающих элементов, восточнее – их число снижается, а верхняя часть коры вообще становится сейсмически прозрачной.

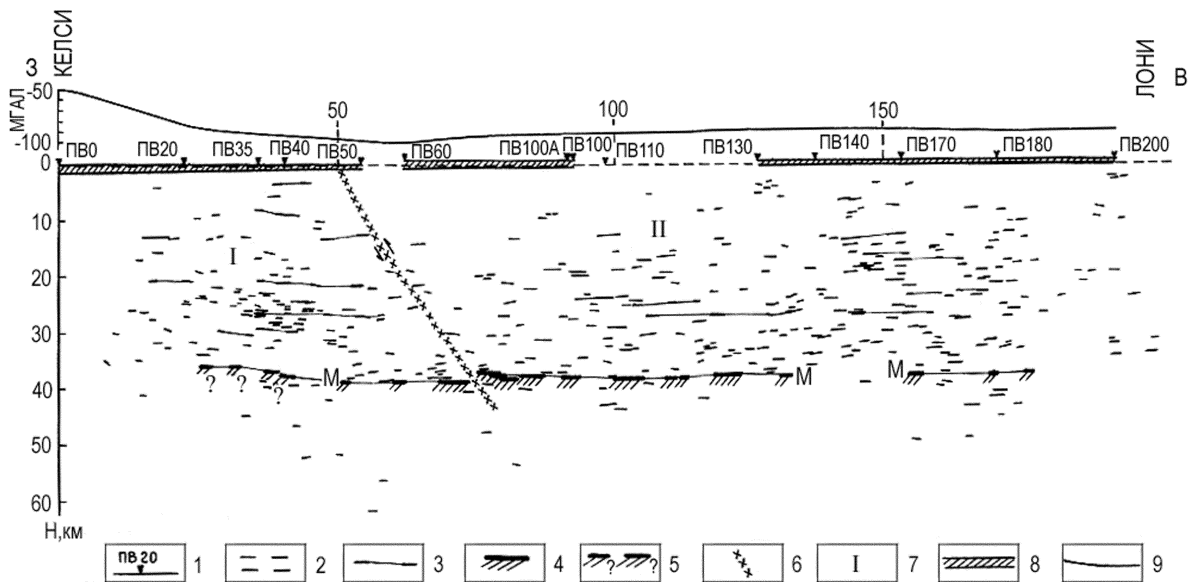


Рис. 17. Разрез земной коры по профилю ГСЗ Койна II (Келси – Лони) (Kaila et al., 1981a):

1 – пункты взрыва; 2 – отражающие элементы; 3 – предполагаемые отражающие горизонты; 4 – раздел М; 5 – раздел М (менее уверенный); 6 – глубокий разлом; 7 – блоки коры; 8 – декканские траппы; 9 – кривая силы тяжести в редукции Буге

Fig. 17. Crustal section of the Indian shield beneath DSS profile Koyana II (Kelsi – Loni) (Kaila et al., 1981a):

1 – Shot points; 2 – reflectors; 3 – assumed reflectors; 4 – M-discontinuity; 5 – M-discontinuity (less reliable); 6 – deep faults; 7 – crustal blocks; 8 – Deccan trapps; 9 – curve of gravity in Bouguer reduction

Индийские ученые полагают, что современные движения вдоль данного глубинного разлома являются, по-видимому, причиной крупного землетрясения Койна в 1967 г. и последующей повышенной сейсмичности этого района.

Многие отражающие элементы блока (рис. 17) воздымаются в сторону западного побережья Индостанского полуострова. Поверхность М испытывает подъем к западу от 39 км в районе глубинного разлома до 31,5 км у западного побережья. В отличие от блока I, отражающие элементы в блоке II залегают практически горизонтально, за исключением слабого подъема к востоку в его восточной части. Глубина залегания поверхности М изменяется весьма незначительно – от 37,5 до 39 км.

Таким образом, при весьма высокой степени расслоенности разреза земной коры по профилю Келси – Лони, единственной выдержанной сейсмической границей является поверхность М. Другие границы прослежены, как правило, фрагментарно, что подтверждается ярко выраженным «штриховым» характером волнового поля.

В итоге совместного анализа результатов ГСЗ по профилям Койна I и Койна II составлена структурная карта поверхности раздела М района Койна и установлено, что глубинный разлом трассируется в ССЗ-ЮЮВ направлении (Kaila et al., 1981a). В 1979–1980 гг. с целью изучения глубинного строения северной части Куддапахской впадины выполнены исследования ГСЗ по широтному профилю Аламपुर–Коники (Kaila et al., 1987). Подтверждено существование пологого надвига в восточной краевой части Куддапахской впадины, выделенного ранее на профиле ГСЗ Кавали – Удипи. Восточнее выделен еще один пологий надвиг, по которому чарнокиты, залегающие на гранитном фундаменте, надвинуты на породы дарварской серии.

Поверхность раздела М залегает на глубине 35–39 км, плавно погружаясь к востоку. Гранитный фундамент также полого погружается к востоку от 0 до 6,8 км в восточной части Куддапахской впадины. Наряду с большим количеством непротяженных отражающих элементов, в толще коры на глубине 14–24 км выделена сильная отражающая граница, которая, согласно представлениям исследователей, может представлять собой поверхность Конрада. Кроме того, в коре регистрируется еще несколько границ, одна из которых прослеживается почти повсеместно на глубине 28–32 км. В совокупности с глубинными разломами различной глубины заложения сейсмической границы определяют слоисто-блоковое строение земной коры. В результате интерпретации гравитационного поля с учетом результатов работ ГСЗ по профилю Кавали – Удипи составлена обобщенная трехслойная модель земной коры (Kaila, Bhatia, 1981). Модель состоит из трех слоев с постоянной скоростью  $V_p$  и плотностью ( $\sigma$ ): верхний (средняя пластовая скорость  $V_p = 6/2$  км/с, плотность  $\sigma = 2,60$  г/см<sup>3</sup>), средний ( $V_p = 6,5$  км/с,  $\sigma = 2,75$  г/см<sup>3</sup>) и нижний ( $V_p = 6/8$  км/с,  $\sigma = 2,85$  г/см<sup>3</sup>). На профиле ГСЗ Аламपुर – Коники (Куддапахская впадина) в низах коры выделен дополнительный высокоскоростной слой ( $V_p = 7,2$  км/с,  $\sigma = 3,05$  г/см<sup>3</sup>), т. е. земная кора представлена четырехслойной моделью.

На основании данных ГСЗ по профилям Кавали – Удипи и Аламपुर – Коники для района Куддапахской впадины составлены структурные карты поверхности кристаллического фундамента и раздела М (Kaila et al., 1992).

## 2.5. Аравийский щит

Сейсмический разрез по профилю Рияд-Фаразанские острова (Аравийский полуостров). Региональные сейсмические исследования осуществлялись по методике точечного профилирования (расстояние между каналами 1–3 км) с регистрацией системы встречных и нагоняющих годографов, увязанных во взаимных точках.

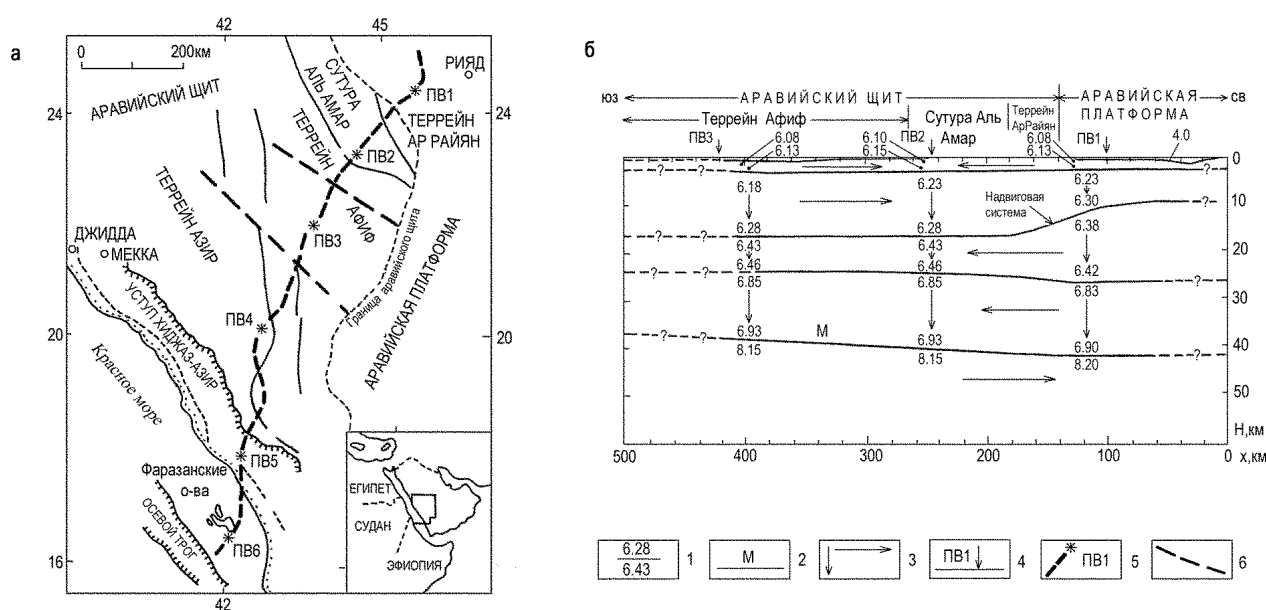
Аравийский полуостров разделяется на две крупные геологические провинции – Аравийский щит на западе и Аравийскую платформу на востоке. Щит занимает около третьей части территории полуострова и сложен преимущественно позднедокембрийскими гнейсами и метаморфизованными осадочными и вулканическими породами, прорванными интрузиями гранитов.

Основные черты скоростного разреза (рис. 18) состоят в следующем (Badri, 1991): консолидированная кора разделяется на четыре слоя.

Верхняя кора состоит из двух слоев. Первый слой характеризуется скоростью Р-волн, равной 6,08 км/с и имеет мощность около 3 км на щите, утоняясь до 1 км на платформе. Скорость во втором слое равна 6,2 км/с, слой имеет мощность около 14 км в пределах щита, которая уменьшается до 7 км на платформе. Оба слоя характеризуются горизонтальными и вертикальными градиентами скоростей. Горизонтальный градиент невелик и его значение не превышает ошибок при определении скоростей.

В пределах щита скорость в промежуточном слое равна 6,43 км/с, мощность слоя – 7,5 км. На платформе скорость уменьшается до 6,38 км/с, а мощность возрастает до 16 км.

Мощность земной коры составляет 42 км на платформе. В юго-западном направлении мощность коры постепенно уменьшается до 38 км в пределах щита.



**Рис. 18. Скоростной разрез земной коры по профилю Рияд-Фаразанские острова (Аравийский полуостров) (Badri, 1991): (а) обзорная карта исследований, (б) скоростной разрез:**

1 – сейсмические границы, скорости выше и ниже границы, км/с; 2 – граница раздела Мохоровичича; 3 – направление горизонтальных и вертикальных градиентов скоростей; 4 – пункты взрыва на разрезе; 5 – линия профиля и пункты взрыва на карте; 6 – основные глубинные разломы

**Fig. 18. Velocity section of the earth's crust along the Riad-Farazan Isle profile (Arabian Peninsula) (Badri, 1991): a – location map, б – velocity section:**

1 – Seismic boundaries, velocities (in km/s) above and below the boundary; 2 – M-discontinuity; 3 – orientation of horizontal and vertical velocity gradients; 4 – shot points; 5 – position of profile and shot points on the location map; 6 – main deep faults

В области сочленения террейна Ар Райян и террейна Афиф в верхней коре выделен надвиг с горизонтальным перемещением пород вдоль границы между верхней и нижней корой. По мнению исследователей, террейн Ар Райян был субдуцирован в юго-западном направлении под террейн Афиф.

Скорость в верхней мантии равна 8,2 км/с на платформе и снижается до 8,15 км/с на щите. Верхняя мантия характеризуется повышенным положительным градиентом скорости, который равен 0,025 1/с на щите и постепенно снижается до 0,012 1/с на платформе.

Мощность коры Аравийского щита и скорости в нижней коре по профилю несколько ниже, чем на других докембрийских щитах. Так, нижнекоровые скорости порядка 7,1–7,8 км/с, типичные для большинства щитов, на Аравийском щите не выявлены.

## 2.6. Алданский щит

Алданский щит до последнего времени характеризовался слабой изученностью сейсмическими методами (Стогний, Стогний, 1997). Под руководством Н. К. Булина в 1968 году отработано 86 пунктов на профиле МОВЗ Джалинда – Улуу протяженностью более 500 км (Булин и др., 1972).

В период с 1990 по 1992 гг. Центром ГЕОН на рассматриваемой территории выполнено два сейсмических профиля Базальт (Рубцовск – мыс Невельского и Тында – Амурзет). Геотраверс Рубцовск – мыс Невельского (рис. 19 а) протяженностью 4000 км в широтном направлении с запада на восток пересекает структуры Алтае-Саянской складчатой области, Сибирской платформы, Байкальской складчатой области, Алдано-Станового щита и Амурской складчатой области. Восточный участок профиля отработан методом ГСЗ с использованием аппаратуры «Тайга-2», трехкомпонентной регистрацией сейсмических волн от контролируемых взрывов различной мощности.

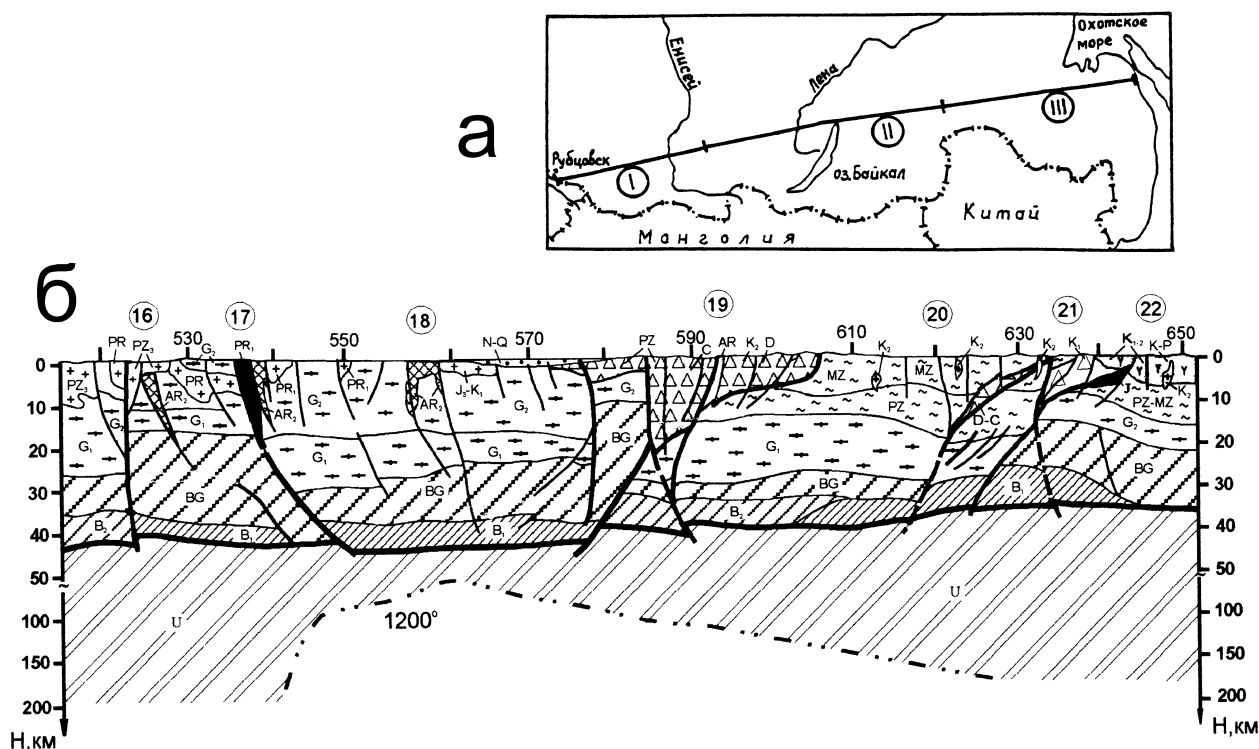


Рис. 19. Схема расположения (а) и глубинный геолого-геофизический разрез литосферы (б) вдоль восточного участка (фрагмент III) геотраверса Рубцовск – мыс Невельского (Егоров и др., 2000):

тектонические подразделения (цифры в кружках) – Байкальская складчатая область: 16 – Олекма-Нерчуганский мегаблок, 17 – Пришилкинский мегаблок, 18 – Джелтулакская мегазона. Сибирская платформа, Алдано-Становой щит: 19 – Становой мегаблок. Амурская складчатая область: 20 – Джагдинско-Приохотская мегазона, 21 – Нимеленский мегаблок, 22 – Амурская мегазона, 23 – Сихотэ-Алинский мегаблок

Fig. 19. Scheme (a) showing the upper crust seismic-geological profile (b) of the Rubcovsk – Nevelskogo cape geotraverse along eastern site (fragment III) (Егоров и др., 2000):

tectonic fractions (numbers in the circles) – Baikalfolded area: 16 – Olekma-Nerchuganskiy megablock, 17 – Prishilkinskiy megablock, 18 – Dzheltulakskaya megazone. Aldano-Stanovoy shield, 19 – Stanovoy megablock. Amurskaya folded area: 20 – Dzhagdinsko-Priohotskaya megazone, 21 – Nimelenskiy megablock, 22 – Amurskaya megazone, 23 – Sihote-Alinskiy megablock

Высокое качество сейсмического разреза, использование данных других геолого-геофизических методов позволили авторам построить глубинный разрез по всему профилю (Егоров и др., 2000), его восточный фрагмент приведен на рис. 19 б. Особенностью глубинного разреза Алдано-Станового щита являются мощный гранито-метаморфический слой (более 25 км); повышенная плотность нижнего слоя земной коры, которая обусловлена развитием кора-мантйной смеси со скоростью  $V_p = 7,4-7,6$  км/с и плотностью  $3,15$  г/см<sup>3</sup>; широкое проявление на всех глубинных уровнях земной коры волноводов, отражающих скорее всего субгоризонтальное относительное перемещение слоев консолидированной коры. Мощность земной коры в пределах профиля Алданского щита составляет 40–45 км.

В течение нескольких месяцев 1990 г. на профиле г. Тында – пос. Амурзет протяженностью 880 км Центром ГЕОН осуществлялась трехкомпонентная регистрация землетрясений и взрывов с помощью 50 автономных сейсмических станций типа черепаха с сейсмоприемниками СК-1П (диапазон частот 1–15 Гц), расположенными примерно через 8–10 км. Расстояние между пунктами взрыва (их было 19) составляло 40–70 км, максимальная длина годографов – 280 км.

Глубинное строение изучено по профилю, пересекающему в субмеридиональном направлении южную часть Сибирской платформы (Алданский щит – точки 1–23) и восточный фрагмент (точки 24–88) Байкало-Монголо-Охотской складчатой области (рис. 20). Последняя представлена Буреинским срединным массивом, перекрытым по западной периферии осадочными толщами, широко развитыми в Зее-Буреинской впадине.

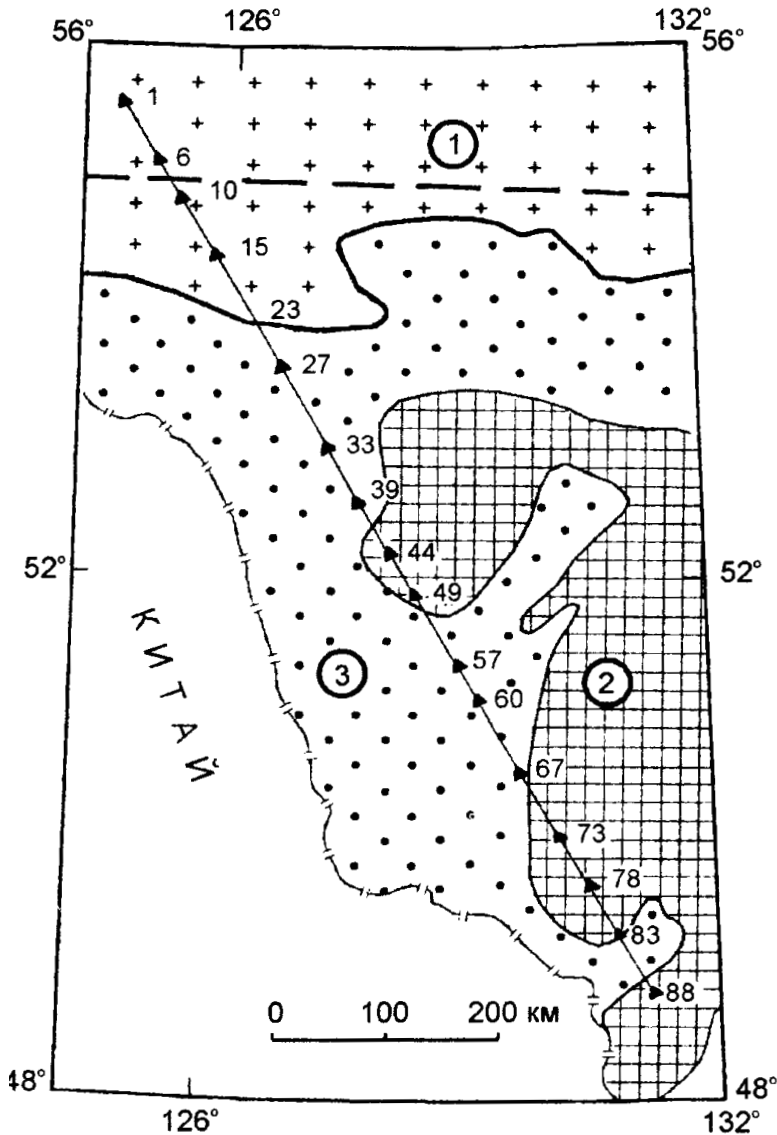


Рис. 20. Схема расположения профиля МОВЗ – ГСЗ г. Тынды – пос. Амурзет. Треугольниками на линии профиля показаны пункты возбуждения колебаний. Пунктиром показано положение фрагмента профиля Рубцовск – мыс Невельского. Цифры в кружках – тектонические элементы региона:

1 – Алданский щит, 2 – Буреинский массив, 3 – Зее-Буреинская впадина

Fig. 20. Scheme showing the seismic study of the Aldan Shield by the DSS and ECWM methods, profile Tinda – Amurzet. Triangle – place of excitation of fluctuations. Dashed line – Rubcovsk–Nevelskogo cape profile. Numbers in the circles – tectonic elements of the region:

1 – Aldanskiy shield, 2 – Bureyskiy block, 3 – Zee-

Алданский щит представляет собой крупный массив архейских образований. Первая сверху преломляющая граница, следящаяся в его пределах с граничной скоростью 6,0–6,2 км/с, залегает на глубине 0–1 км. Наличие этой границы связано, вероятнее всего, с зоной резкого изменения градиента скорости, отделяющей выветренные породы от ненарушенных. При переходе в складчатую область легко видеть, как толща архейских образований протягивается в юго-восточном направлении единым слоем с мало меняющейся по латерали скоростной характеристикой (в среднем 6,0–6,2 км/с). Лишь отдельные блоки характеризуются пониженными значениями скоростей – это краевые зоны Буреинского массива. На них наложены неглубокие (с глубиной залегания фундамента 2,0–2,5 км) Зейский, Буреинский и Бирский прогибы, выполненные образованиями среднепалеозойского возраста (рис. 21).

В результате совместного применения частотного и скоростного фильтров, в последующей части записей ГСЗ выделено до пяти-семи осей синфазности отраженных Р- и S- волн, относящихся к внутрикоровым границам раздела, поверхности Мохоровичича и границам в верхней части верхней мантии. Надежность прослеживания волн, отраженных от внутрикоровых границ, определяется внутренним строением коры, степенью ее раздробленности, соотношением размеров отдельных блоков с длиной взрывного интервала. Наибольшую интенсивность и протяженность годографов имеет волна, отраженная от поверхности Мохоровичича.

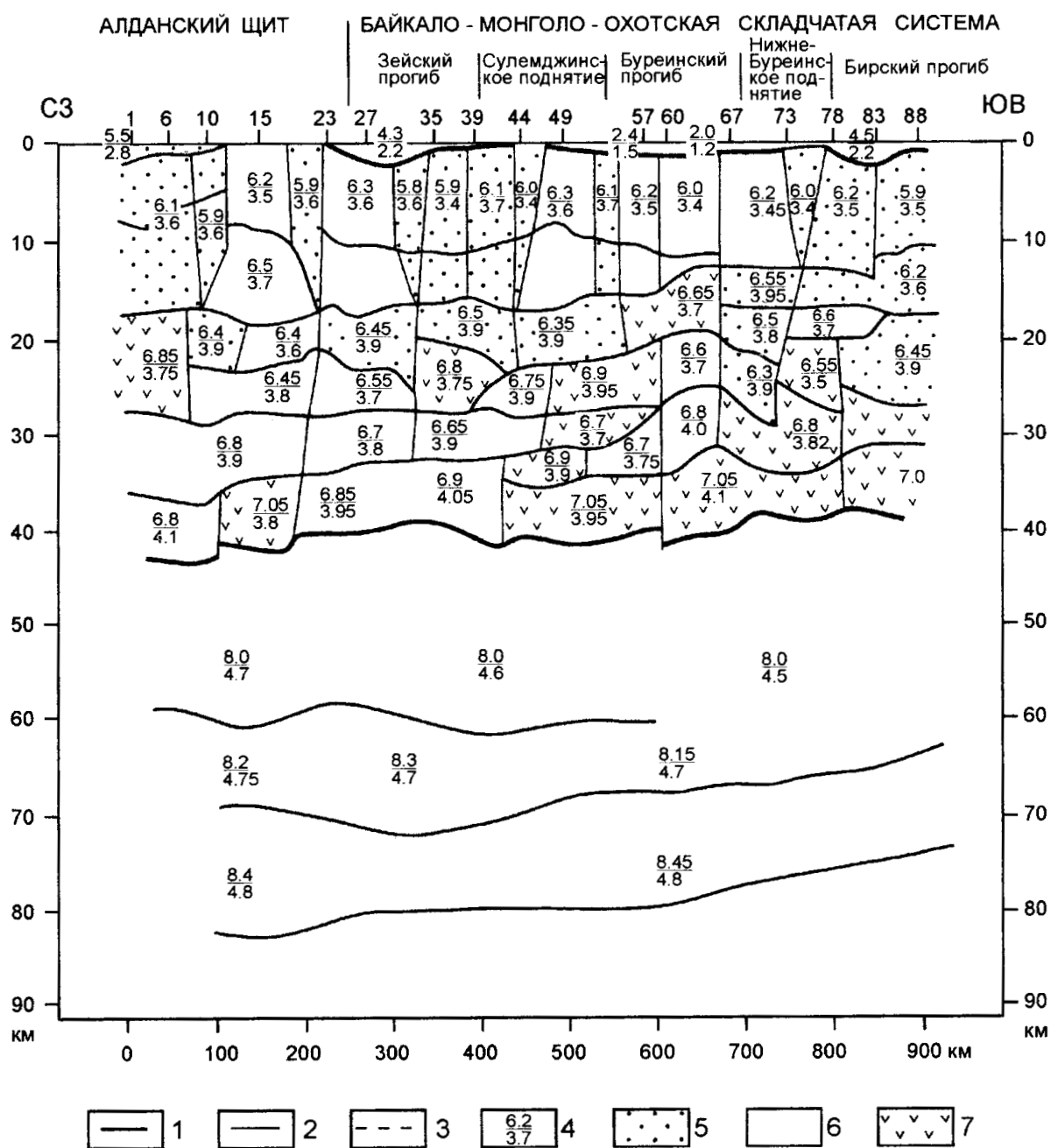


Рис. 21. Глубинный сейсмический разрез по профилю г. Тында – пос. Амурзет (Золотов, Ракитов, 2000):

1 – поверхность фундамента и Мохоровичича; 2 – сейсмические границы; 3 – границы скоростных неоднородностей по результатам математического моделирования; 4 – скорости сейсмических волн – продольных (числитель) и поперечных (знаменатель); 5 – 7 – содержание кремнезема (в вес. %): 5 – более 65, 6 – 65–55, 7 – менее 55

Fig. 21. Deep seismic study along Tynda – Amurzet profile (Золотов, Ракитов, 2000):

1 – Moho boundary; 2 – seismic boundaries; 3 – seismic waves discontinuity by the math. modelling; 4 – seismic waves velocities – P (numerator) and S (denominator); 5–7 – SiO<sub>2</sub> quantity (weighted %): 5 – > 65, 6 – 65–55, 7 – < 55

Глубина залегания последней в пределах Алданского щита составляет 41–44 км, в пределах Байкало-Монголо-Охотской складчатой области – 38–42 км. Средние скорости продольных и поперечных волн в толще кристаллической коры изменяются соответственно с 6,45 до 6,65 и с 3,75 до 3,85 км/с. Результаты изучения скоростных характеристик и положения границ приведены на разрезе (рис. 21).

Средняя часть коры Байкало-Монголо-Охотской складчатой области (глубины 15–30 км) имеет достаточно сложное строение и, по-видимому, несет отголосок геосинклинальной активизации. Сравнительно спокойная структура внутрикоровых границ Алданского щита здесь сменяется усложнением их глубинного строения: выклиниванием границ, смещением блоков относительно друг друга локальными изменениями рельефа границ. Крайняя юго-восточная часть профиля фиксирует наиболее усложненную картину в верхней части коры. Характерно, что в рельефе поверхности Мохоровичича эта наиболее деформированная окраина Буреинского массива отличается наиболее приподнятым гипсометрическим положением (до 38 км); в северо-западном блоке на уровне 39–40 км, в срединной части – 41–42 км.

Используя полученную модель разреза и данные о скоростях продольных и поперечных волн в отдельных блоках, было рассчитано распределение содержания кремнезема в толще консолидированной коры (в вес. %). Среднее содержание кремнезема в ней колеблется от 57–58% (Алданский щит, Буреинский прогиб) до 67% (юго-восточный борт Зейского прогиба), составляет в основном 59–64%, что соответствует поднятию коры среднего состава. Сведения о среднем содержании кремнезема получены не только для консолидированной коры в целом, но и для составляющих ее частей и блоков (рис. 21).

Ниже поверхности Мохоровичича наблюдается субгоризонтальная расслоенность среды. Выделяются две-три границы в интервале глубин 60–80 км с пластовыми скоростями продольных и поперечных волн, возрастающими вниз по разрезу соответственно от 8,0–8,45 и от 4,5 до 4,8 км/с. Отмечается погружением внутриверхнемантийных отражающих границ в северном направлении под Сибирскую платформу.

Таким образом, консолидированная часть коры Приамурья вдоль профиля г. Тында – пос. Амурзет обнаруживает сложное блоково-слоистое строение с латеральной протяженностью блоков в среднем 30–60 км и мозаичным характером распределения скоростей при их закономерном возрастании вниз по разрезу от 5,8 до 7,1 км/с. На отдельных интервалах глубин отмечаются инверсии их величин, но они имеют локальное распространение. Возможность переработки низов коры мантийными процессами в пределах Буреинского прогиба подтверждается расчетами содержания кремнезема (менее 55%) по соотношению скоростей продольных и поперечных волн. Под поверхностью Мохоровичича, залегающей на отметках 38–42 км, скорости продольных волн составляют 8,0 км/с. Контрастных изменений, которые отражали бы ее активное состояние (понижение или повышение скоростей), отмечено не было. Выявленные по разрезу в верхней мантии до глубины 80–85 км сейсмические границы располагаются на отметках 60, 70 и 80 км с воздыманием их к юго-восточному окончанию профиля.

## 2.7. Анабарский щит

Глубинные сейсмические исследования проведены в период с 1976–1983 гг. по периферии Анабарского щита и пересекают его западную и северную части (рис. 22). Работы на профилях выполнены сотрудниками Центра ГЕОН и ИГ ЯНЦ СО РАН. Разрезы земной коры изучены с различной деятельностью, так как методика полевых работ и интерпретация материалов в этих организациях отличались. Все профили пройдены по методике точечных и дифференциальных зондирований (Егоркин, 2003). При изучении верхней толщ земной коры (10–15 км) использовались преломленные слабо рефрагированные продольные волны. Более глубокую часть земной коры и верхнюю мантию изучали отражательными и обменными волнами, и только на отдельных профилях поверхность Мохоровичича изучена по данным преломленных волн (Строение..., 1986).

Анабарский щит по сравнению с окружающими структурами выделяется более гомогенным разрезом с одной (и то не повсеместно) внутрикоровой границей, устойчивым значением граничной скорости вдоль поверхности фундамента (6,3 км/с) и повышенным значением средней скорости до границы Мохоровичича (до 6,6 км/с). Поверхность Мохоровичича на Анабарском щите имеет граничную скорость 8,1 км/с и залегает на глубине 42–46 км (Костюченко, 2000), что значительно превышает глубины ее залегания в прилегающих мезозойских и кайнозойских впадинах (30–36 км).

Анализ этих материалов совместно с другими геофизическими полями позволил создать трехмерную модель глубинного строения Сибирской платформы (Эринчек и др., 2000).



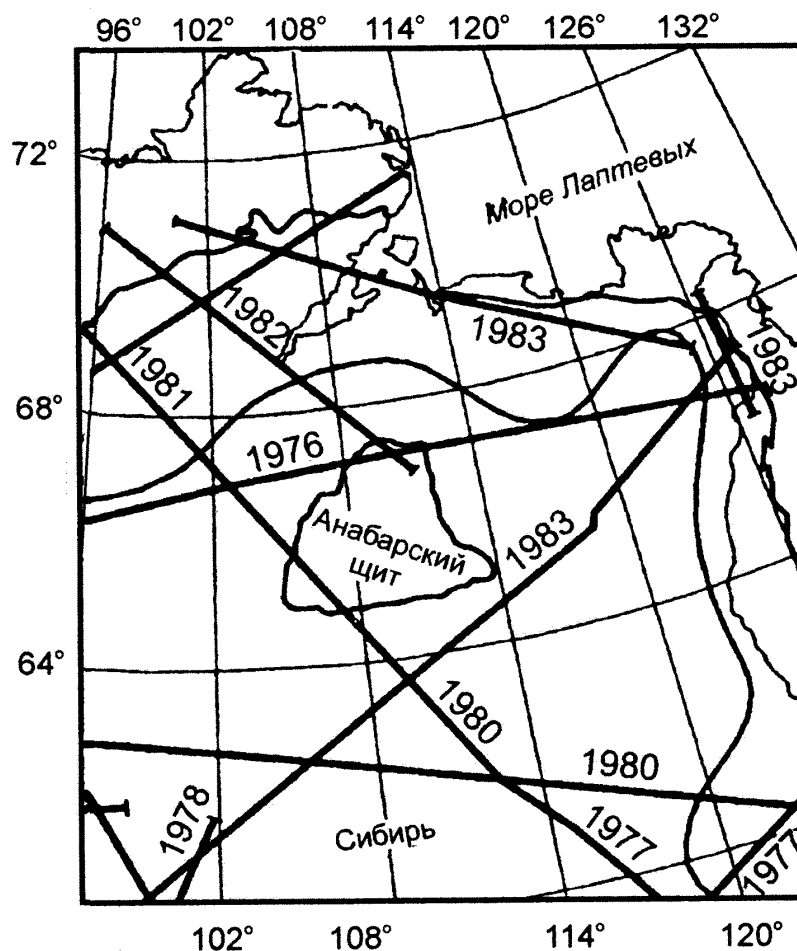


Рис. 22. Схема расположения профилей ГСЗ и МОВЗ, выполненных Центром ГЕОН в районе Анабарского щита (Костюченко, 2000)

Fig. 22. Scheme showing the extent of the seismic study of the Anabar Shield by the DSS and ECWM methods (Костюченко, 2000)

Подтверждена правомочность выделения в кристаллической коре Сибирской платформы двух глубинных границ раздела  $K_1$  и  $K_2$ , при этом граница  $K_2$  по сейсмическим данным фиксируется более уверенно, чем граница  $K_1$ , что связано с незначительной разницей в ряде случаев скорости в верхнем и промежуточном слоях.

Для понимания особенностей строения Анабарской антеклизы представляет определенный интерес сравнение ее с Алданской антеклизой, расположенной на южной окраине Сибирской платформы. Они разделены региональным погружением фундамента – Вилюйской синеклизой и Предверхоянским прогибом. Для выяснения характера сочленения Анабарской и Алданской антеклиз рассмотрим субмеридиональный сейсмический профиль (рис. 23) Муна – Джелинда (Строение..., 1986).

Наряду с определенной общностью глубинного строения рассматриваемые области щитов имеют отчетливые признаки различия. Основными из них являются более широкое развитие впадин фундамента в пределах Алданской антеклизы и большая их глубина (Буатамская впадина глубиной 3 км). Характерен также более низкоскоростной разрез всей толщи земной коры на Алданской антеклизе: эффективная скорость до поверхности Мохоровичича равна 6,5 км/с, тогда как на Анабарской антеклизе она составляет 6,6 км/с. На Анабарской антеклизе скорости в верхнем слое кристаллической коры на 0,2 км/с ниже, чем на Алданской. Из схемы строения фундамента видно, что на Анабарской антеклизе сеть глубинных разломов более насыщена по сравнению с Алданской.

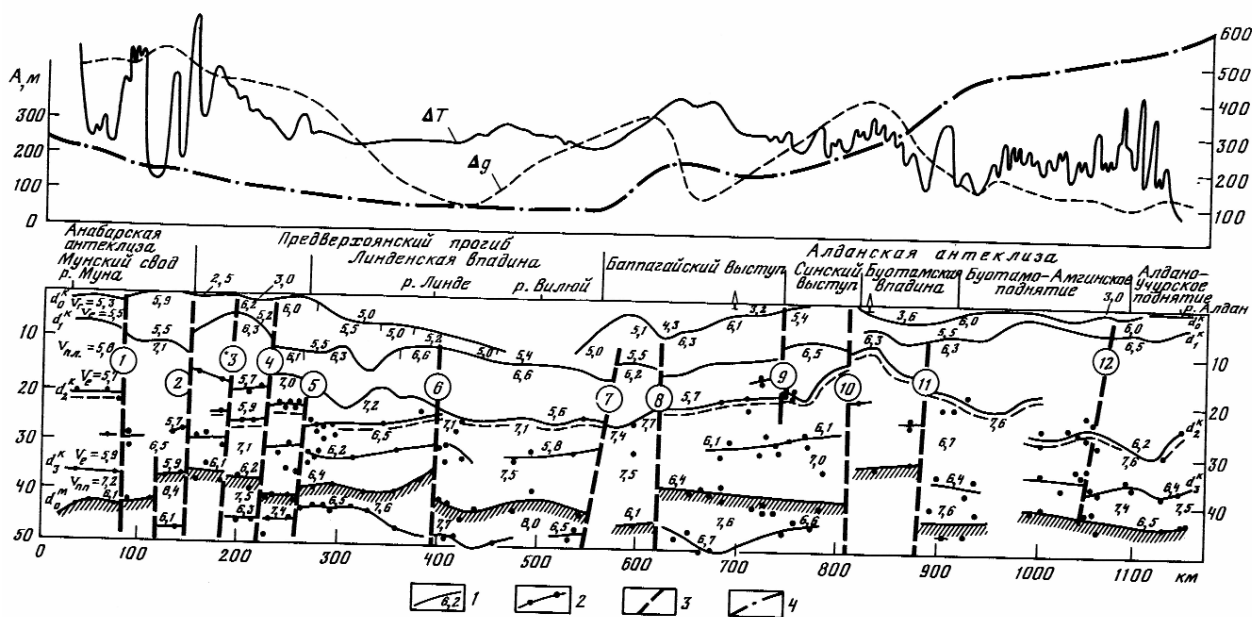


Рис. 23. Сейсмический разрез вдоль профиля Муна – Джелинда (Строение..., 1986):

1 – границы по данным преломления волн; 2 – границы по данным отраженных волн и точки определения глубин; 3 – нарушения; 4 – кривая изменения амплитуды неотектонических движений, м

Fig. 23. Seismic study along Moon – Dzhelinda profile (Строение..., 1986):

1 – boundaries by the seismic waves refraction; 2 – boundaries by the seismic waves reflection and point depth determination; 3 – discontinuities; 4 – amplitude changes of the neotectonic movements, m

Таким образом, из сравнения глубинного строения Анабарского и Алданского щитов следует (Строение..., 1985), что Анабарский погружен в мантию на 2–3 км больше и что эффективная скорость в его консолидированной коре в целом на 0,1 км/с выше, чем на Алданском. Отношение мощностей верхнего и нижнего слоев на Анабарском щите ниже (1,2), чем на Алданском (1,5).

## 2.8. Обсуждение результатов и выводы

Рассмотренные сейсмические разрезы составлены по материалам, полученным с применением систем наблюдений разной деятельности и могут быть разделены на две группы.

К первой группе (разрезы Украинского и Индийского щитов) относятся разрезы, исходным материалом для которых служили сейсмические волновые поля, зарегистрированные по системе непрерывного профилирования, предусматривающей получение системы встречных и нагоняющих годографов основных волн, увязанных во взаимных точках. Расстояние между регистраторами – 100–120 м, между пунктами взрыва – 15–40 км.

Ко второй группе (разрезы Балтийского, Канадского, Аравийского, Алданского и Анабарского щитов) отнесены разрезы, для которых исходным материалом являлись сейсмические волновые поля, зарегистрированные по системе точечного профилирования, при которой далеко не всегда предусматривалось получение полной системы годографов. Расстояние между регистраторами 1–12 (чаще всего, 1–3) км, между пунктами взрыва – 20–300 км. Детальность систем наблюдений определила и детальность изображения строения верхней литосферы на разрезах.

Исходным материалом для разрезов первой группы явились годографы сейсмических волн, выделенных на сейсмограммах по принципу фазовой корреляции. При частотах регистрации преимущественно 10–20 гц и пределах изменения скоростей в земной коре около 6,0–7,0 км/с средняя длина регистрируемых волн составляет 300–700 м. Расстояние между

регистраторами 100–200 м (чаще всего, менее  $S$  длины волны) создает благоприятные возможности для уверенной фазовой корреляции и для выделения коротких осей синфазности длиной 2–4 км и менее.

Основой для разрезов второй группы явились годографы, при составлении которых фазовая корреляция невозможна ввиду большого расстояния между регистраторами (1–3 км и более), превышающего длину сейсмической волны. Используемая в этом случае групповая корреляция генерирует и осредняет годографы, что приводит к выделению волн-фантомов, так как нет никаких гарантий, что на соседних регистраторах записана одна и та же волна. Отметим, что в результате сравнения групповой и фазовой корреляции на одном и том же материале (IV геотраверс, Украинский щит) нами установлено, что при фазовой корреляции подобные волны-фантомы распадаются, как правило, на ряд коротких, не связанных между собой осей синфазности.

При малодетальных работах по системе точечного профилирования возможности для такого сравнения, естественно, отсутствуют, и годографы волн-фантомов при переводе в разрез трансформируются в протяженные сейсмические границы, определяющие  $n$ -слойное строение среды. В зависимости от особенностей волновой картины, выделяется 1–3 сейсмические границы, которые разделяют кору на два (разрез по профилю Феннолора) или четыре (разрезы по профилям Онтарио – Новая Англия и Рияд-Фаразанские острова) слоя.

Таким образом,  $n$ -слойное строение коры является в этих случаях, по всей вероятности, следствием генерализации волновой картины при отсутствии уверенных и неоднозначных критериев фазовой корреляции.

С применением систем наблюдений, как правило, уверенно выделяются закритические отраженные и преломленные волны от поверхности М. Нарушение корреляции этих волн (преимущественно, закритически отраженных) часто сопровождается смещениями годографов во времени и характеризует нарушения или глубинные разломы поверхности М. Разломы разделяют сейсмические разрезы на блоки, разнящиеся мощностями коры. Вместе с выделенными слоями, глубинные разломы определяют слоисто-блоковое строение коры.

С другой стороны, детальные системы наблюдений позволяют выделить и после определения скоростей перевести в разрез большое количество коротких отражающих элементов и точек дифракции, которые в совокупности с основными сейсмическими границами и глубинными разломами определяют структуру верхней литосферы. Это мы и видим на разрезах ГСЗ Украинского (геотраверс IV) и Индийского (профили Кавали – Удипи и Койна 2) щитов. При высоком насыщении разрезов отражающими элементами и сейсмическими границами, в толще верхней литосферы докембрийских щитов выделена единственная граница, возможность корреляции которой от разреза к разрезу не вызывает сомнений, – это поверхность разреза М. Поверхность докембрийского фундамента мы не принимаем в расчет, так как и при работах ГСЗ на щитах задача выявления и прослеживания этой поверхности перед исследователями не ставится. Все другие границы следятся преимущественно фрагментарно, формируя вместе с многочисленными отражающими элементами неоднородно-слоистое, мозаично-гетерогенное строение земной коры.

В сравнении со слоисто-блоковым строением земной коры это представляет собой новый шаг вперед в сторону более детального изображения среды. При таком изображении границы отдельными блоками часто оказываются нерезкими, размытыми вследствие регистрации большого числа отражающих элементов и точек дифракции при переходе от одного блока к другому. Точно так же границы между блоками пересекают серии наклонных отражателей, непрерывно прослеживаясь в пределах двух и более блоков.

Все это вместе взятое свидетельствует, что при более детальных системах наблюдений границы блоков в толще коры часто приобретают расплывчатые очертания, обусловленные выделением в коре многих дополнительных черт ее строения, невидимых при точечных и других малодетальных системах наблюдений. Иными словами, от представления земной коры слоисто-блоковой моделью с резкими границами между отдельными блоками исследователи переходят к неоднородно-слоистой, мозаично-гетерогенной модели земной коры.

Сопоставление двух групп разрезов приводит к мысли, что при выполнении детальных работ ГСЗ на Балтийском и Канадском щитах результаты не будут принципиально отличаться от тех, что получены на Украинском и Индийском щитах.

В результате рассмотрения основных сейсмических разрезов ГСЗ верхней литосферы докембрийских щитов северного полушария можно сформулировать следующие выводы.

1. Степень детальности систем наблюдений определяет детальность отражения структуры верхней литосферы на разрезах по профилям ГСЗ.

2. При малодетальных системах наблюдений на сейсмических разрезах, как правило, изображается n-слойное строение коры, что обусловлено генерализацией годографов основных волн при осуществлении групповой корреляции. Эта операция часто приводит к выделению волн-фантомов, которые при переводе вразрез упрощают строение среды. Нарушение корреляции закритических отраженных волн от поверхности М, часто сопровождаемое смещением годографов во времени, характеризует глубинные разломы. Вместе с выделенными слоями, глубинные разломы, разделяющие разрез на отдельные блоки, определяют слоисто-блоковое строение земной коры по данным малодетальных исследований ГСЗ.

3. Детальные системы наблюдений позволяют дополнительно выделить и после определения скоростей перевести в разрез большое количество коротких отражающих элементов и точек дифракции, которые, в совокупности с другими сейсмическими границами разной протяженности и с глубинными разломами, формируют неоднородно-слоистую, мозаично-гетерогенную модель земной коры по данным детальным исследованиям ГСЗ.

## ГЛАВА 3

### СОПОСТАВЛЕНИЕ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЩИТОВ

СЕЙСМОС:

В конце концов признать пора  
Мои труды, толчки и встряски.  
Без них могла ль земли кора

Такой прекрасной быть, как в сказке?

*И. В. Гете «Фауст», II часть*

Сейсмические волновые поля щитов северного полушария Земли, при всем своем многообразии имеют много общих черт, обусловленных геологическим родством этих структур. Данное обстоятельство позволяет привести обобщенную характеристику волновых полей всех щитов.

В связи с тем, что кристаллические породы, слагающие щиты, имеют в основном слабую скоростную дифференциацию, многие волны, особенно прослеженные в первых вступлениях, имеют близкие кажущиеся скорости и значительно перекрывающиеся области прослеживания, что приводит к интерференционным явлениям, осложняя процесс интерпретации.

Повсеместно в первых вступлениях, независимо от системы наблюдений (непрерывное профилирование, точечные наблюдения или кусочно-непрерывное профилирование), на удалениях  $5 \div 120$  км от источника возбуждения регистрируются преломленно-рефрагированные волны, распространяющиеся в верхней части коры. Кажущиеся скорости изменяются в широких пределах —  $5,5 - 6,5$  км/с и постепенно возрастают по мере удаления от источника возбуждения. Как правило, непрерывная фазовая корреляция возможна на протяжении нескольких десятков км. Кинематические характеристики этих волн широко используются при определении скоростных параметров верхней части коры.

В некоторых случаях аномальное затухание преломленно-рефрагированных волн вызвано резким изменением скоростного разреза по вертикали. Наиболее часто подобное явление наблюдается, когда у дневной поверхности залегают высокоскоростные породы, перекрывающие менее скоростные породы (Коростеньский и Корсунь-Новомиргородский плутонии Украинского щита, структура Капейсейсинг Канадского щита).

Временами затухание преломленно-рефрагированных волн сопровождается регистрацией последующих волн с теми же кажущимися скоростями и со значительным смещением по времени. Это является критерием для выделения в разрезе слоев с пониженной скоростью (волноводов).

На больших удалениях ( $120 \div 170$  км) в первых вступлениях прослеживаются также преломленно-рефрагированные волны, распространяющиеся в более глубоких горизонтах коры ( $V = 6,5 - 7,6$  км/с).

Начиная со  $170 - 280$  км в первых вступлениях до удалений  $300 - 500$  км регистрируются преимущественно малоинтенсивные преломленные волны от поверхности раздела М ( $V = 7,8 - 8,5$  км/с). Значительные колебания удалений ( $170 - 280$  км) свидетельствуют об изменениях глубин поверхности раздела М и о латеральных вариациях скоростных параметров нижней части коры.

Далее в первых вступлениях до удалений, определяющихся системами наблюдений (800–1000 и более км), регистрируются преломленно-рефрагированные волны, распространяющиеся в более глубоких горизонтах верхней мантии ( $V = 8,2–9,0$  км/с).

Из волн, прослеженных в последующей части записи, наиболее выдержанными и интенсивными являются волны, отраженные от поверхности раздела М. Область прослеживания – 80–320 км,  $V = 6,7–8,5$  км/с, годографы имеют четко выраженную гиперболическую форму. Для этих волн характерна неустойчивая форма записи, часто осложненная интерференцией между отдельными фазами. Во многих случаях отмечается многофазовая запись, что свидетельствует о сложном строении переходной зоны кора – мантия. В результате анализа особенностей прослеживания этих волн (разрывы в корреляции, часто осложненные смещения осей синфазности во времени) выделен ряд глубинных разломов по границе раздела М, определяющих геотектоническую зональность щитов.

Значительное место в волновых полях занимают волны, отраженные от промежуточных границ в коре. Волны регистрируются в обширном временном интервале, заключенном между первыми вступлениями и волнами, отраженными от поверхности раздела М. Области прослеживания (10–200 км), интенсивность, кажущиеся скорости ( $V = 6,2–9,6$  км/с) и другие характеристики рассматриваемых волн варьируют в весьма широких пределах. В некоторых случаях прослеживаются интенсивные и выдержанные отраженные волны от границ в коре (например, граница  $K_2$  на Украинском щите, глубины 10–19 км, граница в Куддапахской впадине, Индийский щит, глубина 8–12 км и др.), в основном же области прослеживания таких волн составляют первые километры (5–8 км) и не превышают 10–15 км. В совокупности непротяженные волны от границ или, точнее, от отражающих элементов формируют «штриховое» поле, которое характеризует ту или иную степень сейсмической расслоенности коры и регистрируется, как правило, при непрерывном профилировании с расстоянием 100–200 м между регистраторами (Украинский, Индийский и отчасти Балтийский щиты).

На удалениях свыше 150–200 км в последующей части записи регистрируются также волны, отраженные от границ в верхней мантии ( $V = 8,3–10,0$  км/с). В зонах глубинных разломов фиксируются дифрагированные волны, которые образуются в результате рассеяния сейсмических волн на различных физических неоднородностях в толще коры. Регистрация дифрагированных волн возможна при расстоянии между регистраторами не более 100–200 м.

### 3.1. ОСНОВНЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Сейсмический метод ГСЗ является надежным и точным инструментом в руках геофизиков, которым они пользуются при изучении глубинного строения земной коры и верхней мантии. Характеристики литосферы, определяемые при помощи ГСЗ, могут быть условно разделены на две группы – геометрические (структурные) и физические. К геометрическим характеристикам относятся сейсмические границы и такие элементы их залегания, как глубина, угол наклона, выдержанность вдоль линии наблюдения и др., глубинные разломы, для которых могут быть определены угол падения, глубина заложения и амплитуда смещения крыльев, а также общая мощность земной коры и отдаленных слоев. К физическим характеристикам относятся законы распределения скоростей и их градиентов, микронеоднородность или мутность среды, коэффициенты затухания и Пуассона, добротность и т. д.

Фактическим материалом или основой для изучения этих характеристик, или особенностей литосферы является сейсмическое волновое поле, зарегистрированное с той или иной степенью деятельности. С целью более полного извлечения необходимой информации исследователю необходимо обращать внимание не только на главные, уверенно регистрируемые особенности волнового поля (например, прослеживание основных волн), но и на те его отчасти скрытые черты, которые не проявляются в явном виде, а могут быть установлены лишь в результате статистической обработки.

Главным результатом региональных сейсмических исследований является глубинный сейсмический разрез верхней литосферы (преимущественно, земной коры) изучаемого региона. На разрезе изображены, как правило, такие важные ее параметры, как мощность

и скоростные характеристики, главные и второстепенные сейсмические границы, глубинные разломы, волноводы, переходная зона кора — мантия и т. д.

К настоящему времени с различной степенью деятельности составлено большое число глубинных разрезов верхней литосферы докембрийских щитов северного полушария. Несмотря на то, что разрезы составлены по материалам, полученным при разных системах наблюдений (Украинский и Индийский щиты — непрерывное профилирование с расстоянием между сейсмоприемниками 100–120 м, Балтийский, Канадский, Аравийский, Алданский и Анабарский щиты — преимущественно точечное профилирование при расстоянии между регистраторами 1–3 и более км), на них, в общем, отражены основные параметры земной коры (сейсмические границы, мощности коры, скорости, главные глубинные разломы).

### 3.1.1. СКОРОСТНЫЕ ПАРАМЕТРЫ

Осредненные закономерности скоростей распространения сейсмических волн в земной коре докембрийских щитов северного полушария изучены на основании анализа сводных графиков  $V=f(H)$ . Для этой цели использовано 353 графика, из них 100 графиков для Украинского, 141 — для Балтийского и 112 — для Канадского щитов.

Сопоставление сводных графиков или кривых  $V=f(H)$ , составленных отдельно для перечисленных щитов, показывает, что щиты характеризуются близкими осредненными скоростными параметрами (рис. 24, табл. 1). Несколько повышенные скорости Украинского щита по сравнению с Балтийским щитом объясняются, по-видимому, более заметным вкладом пород высокоскоростных Коростеньского и Корсунь-Новомиргородского плутонов гранитов рапакиви и основных пород.

В табл. 1 сведены основные скоростные параметры земной коры Украинского, Балтийского и Канадского щитов ( $V$  — истинная скорость,  $\bar{V}$  — средняя скорость и  $G$  — скоростной градиент). На всех глубинных уровнях значения  $V$  и  $\bar{V}$  для разных щитов либо близки друг к другу, либо совпадают. В то же время скоростные градиенты для соответствующих интервалов глубин заметно разнятся. Несмотря на это, скоростные градиенты разных щитов имеют две общие черты: 1) в интервале глубин 5–10 км наблюдается резкое снижение  $G$  (в 2–3 раза), что пространственно соответствует средней глубине залегания волновода (6–12 км); 2) в интервале глубин 0–40 км скоростные градиенты всех щитов практически одни и те же и равны приблизительно  $0,0280 \text{ с}^{-1}$ .

Средние скорости в интервале 0–40 км (около 90% всей мощности земной коры докембрийских щитов) равны 6,54–6,57 км/с, что выше чем для коры земного шара в целом — 6,45 км/с (Christensen, Mooney, 1995). Следует отметить, что ранее в работе (Smithson et al., 1981) приведено явно заниженное значение средней скорости в земной коре Балтийского щита — 6,10 км/с. По-видимому, авторы располагали либо неполными, либо неточными данными.

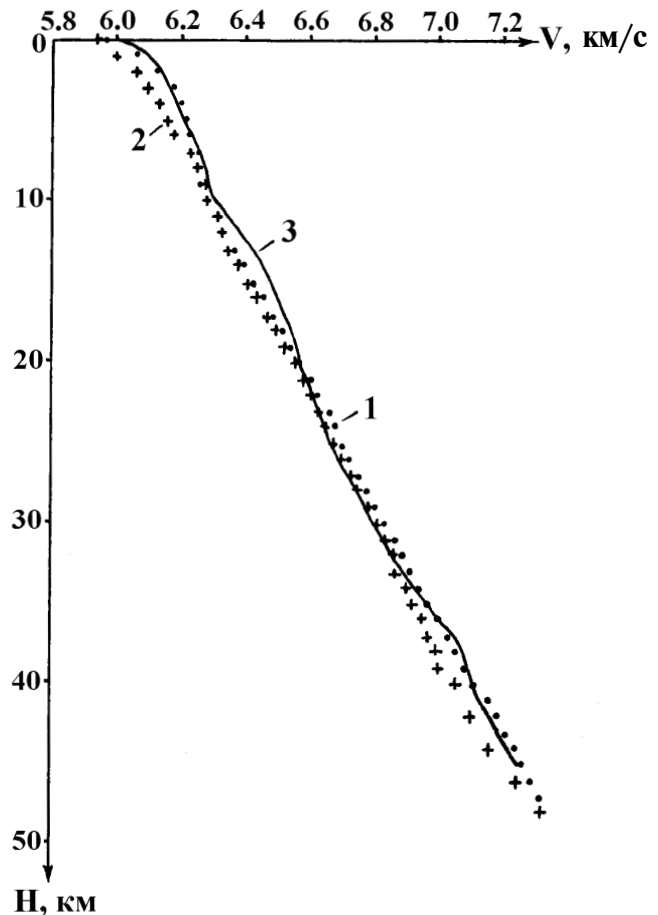


Рис. 24. Осредненные графики  $V=f(H)$  Украинского (1), Балтийского (2) и Канадского (3) щитов

Fig. 24. Averaged velocity-depth functions  $V=f(H)$  for Ukrainian (1), Baltic (2) and Canadian (3) Shields

Для сравнения в табл. 2 приведены основные скоростные параметры земной коры Аравийского щита (Mooney et al., 1985; Al-Amri, 1999) и Северо-Австралийского кратона (Goncharov et al., 1996, 1998; Харитонов и др., 1998). Если Аравийский щит характеризуется несколько повышенными скоростями по сравнению с докембрийскими щитами северного полушария Земли, то Северо-Австралийский кратон — пониженными. Окончательные выводы из такого сравнения делать еще рано, так как, в отличие от Украинского, Балтийского и Канадского щитов, рассматриваемые структуры пересечены всего лишь одним региональным профилем каждая. Но все же позволим себе некоторые предварительные замечания.

Таблица 1  
Скорость и скоростные градиенты земной коры Украинского, Балтийского и Канадского щитов

Скорость – градиент/ / H, км	Украинский щит			Балтийский щит			Канадский щит		
	V, км/с	$\bar{V}$ , км/с	Градиент G, с <sup>-1</sup>	V, км/с	$\bar{V}$ , км/с	Градиент G, с <sup>-1</sup>	V, км/с	$\bar{V}$ , км/с	Градиент G, с <sup>-1</sup>
0	5,967	5,967	0,0478	5,931	5,931	0,0458	5,976	5,976	0,0438
5	6,206	6,119	0,0164	6,160	6,062	0,0246	6,195	6,112	0,0206
10	6,288	6,179	0,0279	6,283	6,143	0,0266	6,298	6,181	0,0279
20	6,567	6,302	0,0261	6,554	6,276	0,0254	6,577	6,322	0,0216
30	6,828	6,433	0,0275	6,808	6,409	0,0240	6,793	6,438	0,0317
40	7,103	6,566		7,048	6,537		7,110	6,568	

$$G_{10-40 \text{ км}} = 0,0272$$

$$G_{0-40 \text{ км}} = 0,0284$$

$$G_{10-40 \text{ км}} = 0,0255$$

$$G_{0-40 \text{ км}} = 0,0279$$

$$G_{10-40 \text{ км}} = 0,0271$$

$$G_{0-40 \text{ км}} = 0,0283$$

Во-первых, в интервале глубин 5–10 км скоростной градиент (как и для Украинского, Балтийского и Канадского щитов) резко уменьшается (в 3,5–4 раза). По-видимому, это вызвано также наличием в земной коре волновода. Следовательно, можно предполагать, что волновод в докембрийских щитах прослеживается в глобальном масштабе в интервалах глубин 6–12 км.

Таблица 2  
Скорость и скоростные градиенты земной коры Аравийского щита и Северо-Австралийского кратона

Скорость – градиент/ / H, км	Аравийский щит			Северо-Австралийский кратон		
	V, км/с	$\bar{V}$ , км/с	Градиент G, с <sup>-1</sup>	V, км/с	$\bar{V}$ , км/с	Градиент G, с <sup>-1</sup>
0	6,060	6,060	0,0390	5,954	5,954	0,0252
5	6,255	6,182	0,0110	6,080	6,020	0,0060
10	6,310	6,230	0,0320	6,110	6,060	0,0340
20	6,630	6,352	0,0220	6,450	6,162	0,0240
30	6,850	6,494	0,0310	6,690	6,253	0,0310
40	7,160	6,624		7,000	6,400	

$$G_{10-40 \text{ км}} = 0,0283$$

$$G_{0-40 \text{ км}} = 0,0275$$

$$G_{10-40 \text{ км}} = 0,0297$$

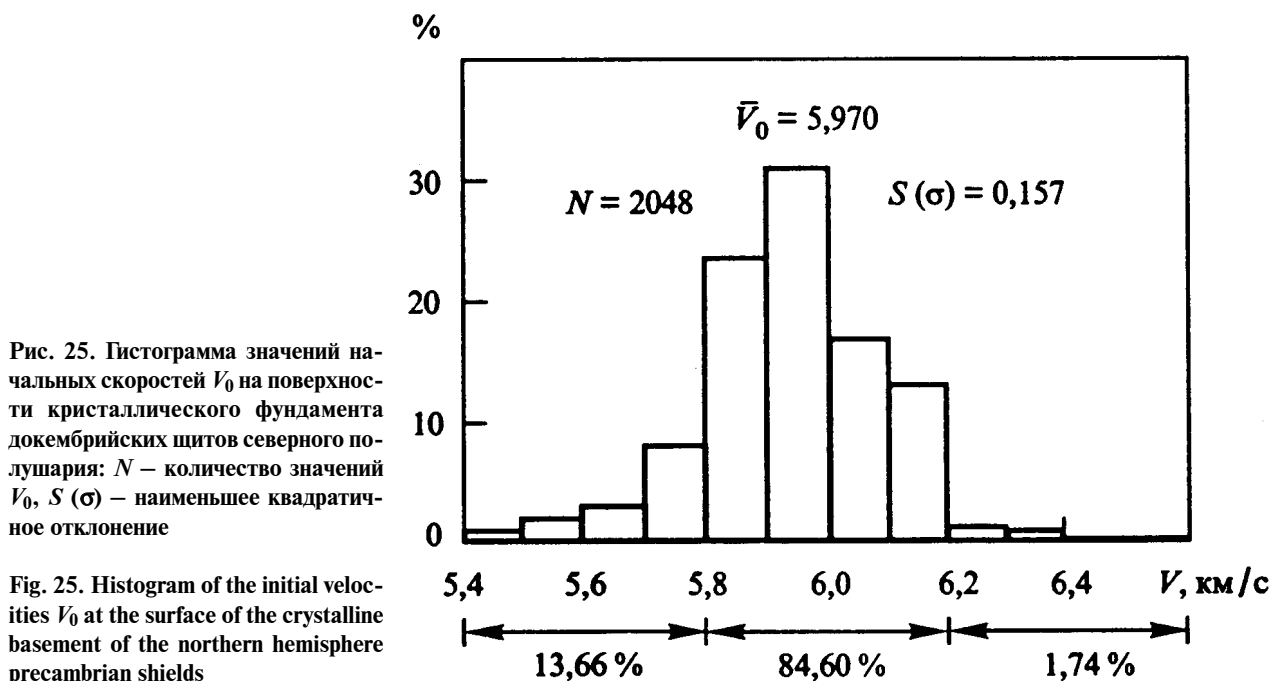
$$G_{0-40 \text{ км}} = 0,0262$$

Во-вторых, пониженные скорости в земной коре Северо-Австралийского кратона, вместе с пониженными скоростями в коре Южно-Африканских щитов (Smithson et al., 1981), позволяют предположить, что земная кора южного полушария более низкоскоростная по сравнению с северным полушарием. Подтвердить или опровергнуть это предположение можно лишь после получения и обработки новых экспериментальных данных.

С целью изучения особенностей распределения начальной скорости  $V_0$  (скорость на поверхности кристаллического фундамента), рассмотрено более 20 000 погонных километров сейсмических разрезов ГСЗ в пределах Украинского, Балтийского, Канадского и Индийского щитов. С интервалом 10 км по горизонтали с разрезов было снято свыше 2000 значений  $V_0$ , по совокупности которых составлена гистограмма (рис. 25). Согласно гистограмме среднее значение  $V_0$  равно 5,97 км/с, наименьшее квадратичное отклонение  $S(\sigma)$  – 0,157 км/с. Начальные скорости  $V_0$  изменяются в широких пределах (5,4–6,6 км/с), что отражает, по-видимому, значительные различия в химическом составе и состоянии (различная степень выветренности



и трещиноватости) пород, обнажающихся на дневной поверхности. При столь значительных колебаниях начальных скоростей 84,60 % всех значений укладывается в три раза более узкий интервал (5,8–6,2 км/с), а в интервале  $5,97 \pm 0,157$  км/с расположено свыше 70 % всех значений  $V_0$  (Трипільський, Трипільська, 2000).



Сравнение особенностей распределения начальных скоростей со скоростями в различных по вещественному составу горных породах показывает, что верхний слой кристаллической земной коры докембрийских щитов сложен преимущественно кислыми породами (разнообразные граниты, гнейсы, гранитогнейсы, кристаллические сланцы, мигматиты и т. д.). Средние и основные породы со скоростями свыше 6,2 км/с составляют всего лишь 1,74% всех горных пород, формирующих приповерхностный слой кристаллической земной коры щитов.

В верхней части разрезов до глубины 5 км скорости возрастают с максимальным градиентом  $G$  ( $+0,0438$ – $+0,0478$  с $^{-1}$ ) (см. табл. 1), далее (глубина 5–10 км) градиент снижается в 2–3 раза ( $+0,0164$ – $+0,0246$  с $^{-1}$ ). Местами отмечается отрицательный градиент, обусловленный наличием волноводов, располагающихся, как правило, в верхней части коры. Начиная с 10 км скорости непрерывно возрастают до самых низов коры. Следует подчеркнуть, что для всех щитов скоростной градиент в интервале глубин 0–40 км практически один и тот же ( $+0,0279$ – $+0,0284$  с $^{-1}$ ) (см. табл. 1). Увеличение скорости с глубиной объясняется изменением состава пород, различными ступенями метаморфизма, закрытием пор и трещин в породах и другими причинами.

В нижней части земной коры Украинского, Балтийского и Канадского щитов выделяются слои с высокими скоростями (7,1–7,8 км/с). Прослеживаются эти слои в областях утолщенной коры (Ладожско-Ботническая зона Балтийского щита), в низах коры Выборгского (Балтийский щит) и Коростеньского (Украинский щит) плутонов, а также в некоторых районах развития гранулитовой фации метаморфизма (структурная зона Капейсейсинг Канадского щита).

В областях утолщенной коры скорости в среднем на 0,05–0,10 км/с выше, чем в областях с нормальной корой (рис. 26). Этот результат является новым и довольно неожиданным, так как противоречит существующим представлениям, согласно которым скорости в верхней коре щитов не связаны с ее мощностью, а повышенные значения скоростей приурочены исключительно к нижней части утолщенной коры (Drummond, Collins, 1986). В областях развития гранитов рапакиви (Коростеньский и Корсунь-Новомиргородский плутоны Украинского щита, Выборгский массив Балтийского щита) скорости сейсмических волн несколько повышены, в верхней и средней коре выделяются волноводы.

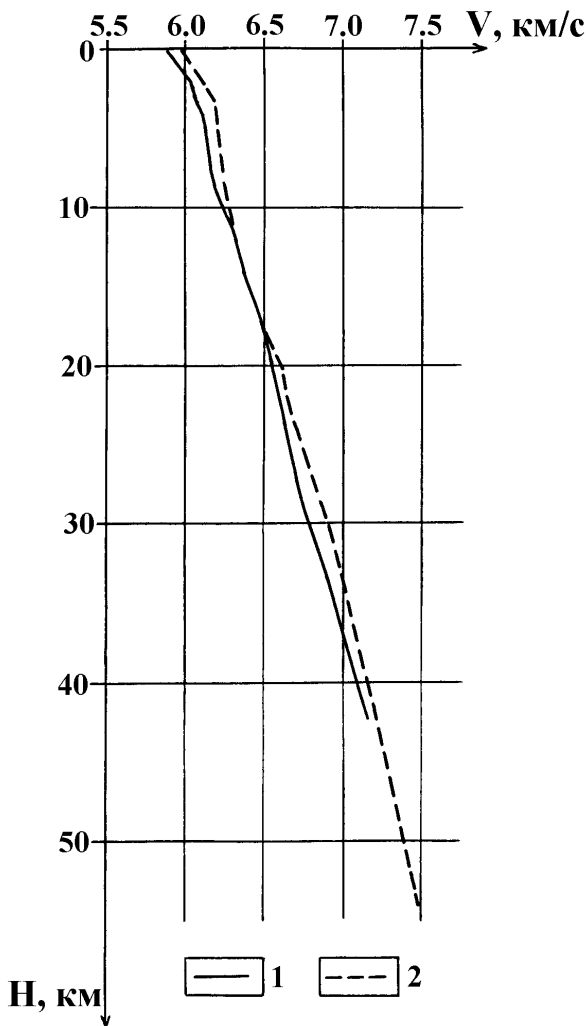


Рис. 26. Сопоставление осредненных графиков  $V=f(H)$  в областях с нормальной (1) и утолщенной (2) корой

Fig. 26. Superposition of the averaged velocity-depth functions  $V=f(H)$  for areals of the normal (1) and

плавно возрастать до самых низов коры, при этом градиент изменяется в весьма ограниченных пределах (+0,0261—+0,0279 с<sup>-1</sup>). Средняя величина градиента в интервале 0—44,6 км (где 44,6 км — средняя мощность земной коры Украинского щита) равна +0,0284 с<sup>-1</sup>, т. е., по существу, равна скоростному градиенту докембрийских щитов (+0,0280 с<sup>-1</sup>) (Трипільський, Трипільська, 2000).

Средняя скорость ( $\bar{V}$ ) в интервале 0—44,6 км равна 6,620 км/с (рис. 28, а, 2), что на 0,20 км/с выше, чем средняя скорость в земной коре всех щитов и платформ Земли, вместе взятых (Christensen, Mooney, 1995). Средняя мощность земной коры Украинского щита (44,6 км) также на 3,1 км больше, чем в среднем у всех видов щитов и платформ Земли (41,5) (Christensen, Mooney, 1995). Скоростной градиент графика  $V=f(H)$  (см. рис. 28, а, 2) в интервале глубин 10—45 км изменяется в незначительных пределах — +0,0116—+0,0136 с<sup>-1</sup>. В интервале 0—44,6 км градиент равен +0,0146 с<sup>-1</sup>, что мало отличается от такого же градиента для коры всех щитов (+0,0150 с<sup>-1</sup>).

На осредненной кривой  $V=f(H)$  для земной коры Украинского щита (см. рис. 28, а, 1) не зафиксировано скачкообразное изменение скорости. Следовательно, в земной коре Украинского щита сейсмические границы регионального масштаба не прослеживаются. Таким

На территории Украинского щита выполнен большой объем региональных геофизических исследований земной коры методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) (рис. 27) (Калужная, 1972; Чекунов, 1972; Ильченко, Крюченко, 1981; Крюченко и др., 1981; Соллогуб, 1982, 1986; Литосфера Центральной..., 1987, 1988; Чекунов и др., 1993а; Tripolsky, 1997).

Составлены кондиционные сейсмические разрезы вдоль международных геотравверсов и региональных профилей, что создало благоприятные предпосылки для изучения скоростных параметров земной коры. В настоящей работе рассмотрены и проанализированы скоростные характеристики блоков земной коры Украинского щита.

Фактическим материалом для анализа послужили вертикальные скоростные графики (колонки  $V=f(H)$ ), снятые со скоростных разрезов с интервалом по горизонтали, равным 20 км. Всего было составлено 100 колонок  $V=f(H)$ , которые распределены по блокам Украинского щита следующим образом: Кировоградский — 40, Подольский — 20, Волынский — 20, Приднепровский — 13 и Приазовский — 7.

В результате осреднения всех 100 колонок получена скоростная кривая  $V=f(H)$ , для земной коры Украинского щита (рис. 28, а, 1), которая характеризуется почти теми же закономерностями, что и подобная кривая для докембрийских щитов (Трипільський, Трипільська, 2000). В верхней части разреза скорости быстро нарастают от 5,97 км/с у дневной поверхности до 6,22 км/с на глубине 4 км. Скоростной градиент  $G$  при этом является максимальным для всей кривой и равен +0,0578 с<sup>-1</sup> (рис. 28, б). Начиная с 4 км, возрастание скорости резко замедляется — в интервале 4—10 км (область преимущественной регистрации волновода в земной коре докембрийских щитов) градиент уменьшается почти в 4 раза (+0,0150 с<sup>-1</sup>). Глубже 10 км скорости продолжают

образом, окончательно установлено, что распространенное представление о земной коре Украинского щита как о горизонтально-слоистой среде, где прослеживаются устойчивые и выдержанные сейсмические границы, данными метода ГСЗ не подтверждается, и его следует пересмотреть.

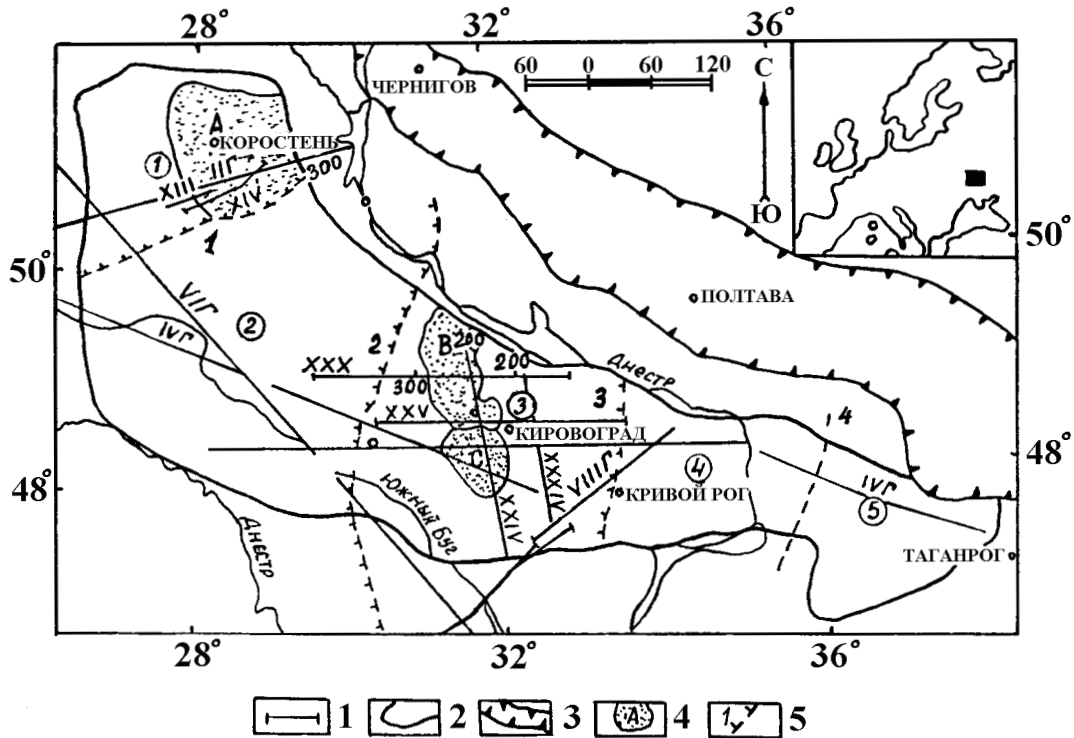


Рис. 27. Схематическая тектоническая карта Украинского щита и система профилей ГСЗ:

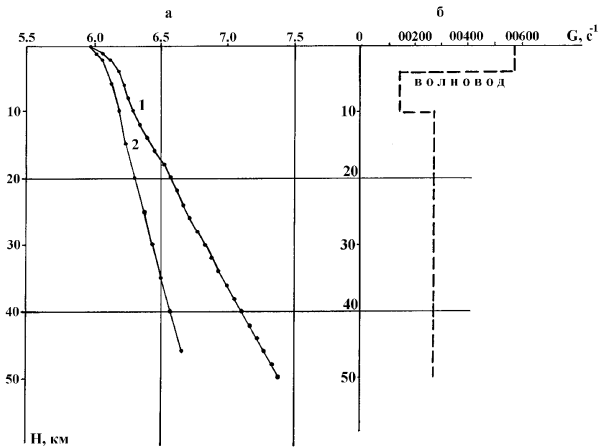
1 – сейсмические профили и геотраверсы (Г); 2 – контуры Украинского щита; 3 – контуры Днепровско-Донецкого палеорифта; 4 – Коростеньский (А) и Корсунь-Новомиргородский (Б) плутоны, Новоукраинский массив (В); 5 – разломы: 1 – Тетереvский, 2 – Одесско-Тальновский, 3 – Криворожско-Кременчугский, 4 – Орехово-Павлоградский. Крупные блоки Украинского щита (цифры в кружках): 1 – Волынский, 2 – Подольский, 3 – Кировоградский, 4 – Приднепровский, 5 – Приазовский. Врезка – районы исследований

Fig. 27. Location of seismic profiles on the background of the major tectonic units of the Ukrainian Shield:

1 – seismic profiles; 2 – contours of the Ukrainian Shield; 3 – contours of Dnieper-Donets paleorift; 4 – Korosten' (A) and Korsun'-Novomirgorod (B) plutons, Novoukrainka massif (B); 5 – main deep faults of: 1 – Teterev, 2 – Odessa-Talne, 3 – Kryvyi Rog-Kremenchuck, 4 – Orikhov-Pavlograd. Encircled numbers show major crustal blocks of the Ukrainian Shield: 1 – Volyn', 2 – Podolian, 3 – Kirovograd, 4 – Near Dnieper, 5 – Near Azov. The full rectangle in the inset indicates the region studied

При сопоставлении осредненных скоростных кривых  $V = f(H)$  для каждого из блоков в отдельности (рис. 29) выявлена принципиально важная закономерность – чем толще земная кора блока, тем скорости в ней выше, за исключением иногда самой верхней части коры, и наоборот, при утонении земной коры скорости снижаются. Так, скорости в Приазовском ( $H_{\text{сред}}^M = 39,3$  км) и Кировоградском ( $H_{\text{сред}}^M = 41,1$  км) блоках характеризуются утоненной корой, ниже, чем для Украинского щита в целом ( $H_{\text{сред}}^M = 44,6$  км). И наоборот, скорости в Подольском блоке с утолщенной корой ( $H_{\text{сред}}^M = 54,3$  км) выше, чем на Украинском щите. Волынский ( $H_{\text{сред}}^M = 45,6$  км) и Приднепровский ( $H_{\text{сред}}^M = 45,8$  км) блоки занимают в этом отношении промежуточное положение.

Обнаруженная разность скоростных характеристик между блоками Украинского щита может быть вызвана различиями вещественного состава каждого из блоков. Причем эти различия каким-то образом связаны с мощностью земной коры, что в настоящее время еще не нашло своего объяснения.

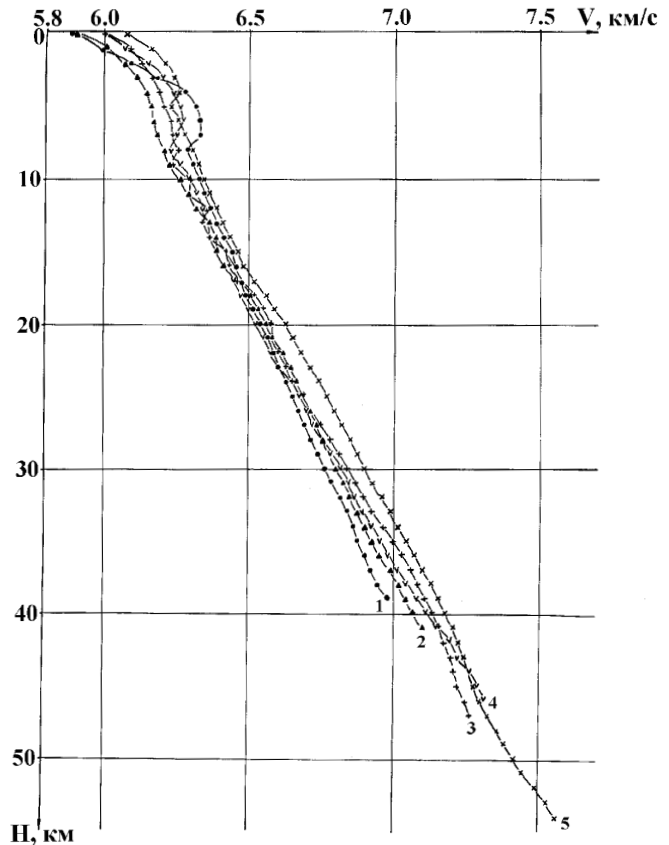


**Рис. 28. Скоростные характеристики земной коры Украинского щита:**

*a* – осредненные графики  $V=f(H)$  (1) и  $V=f(H)$  (2);  
*б* – скоростной градиент  $G$ ,  $c^{-1}$

**Fig. 28. Velocity characteristics of the Ukrainian Shield earth's crust:**

*a* – averaged velocity-depth functions  $V=f(H)$  (1) and  $V=f(H)$  (2); *b* – velocity gradient  $G$ ,  $c^{-1}$



**Рис. 29. Скоростные характеристики  $V=f(H)$  земной коры блоков Украинского щита:**

1 – Приазовский, 2 – Кировоградский, 3 – Волынский, 4 – Приднепровский, 5 – Подольский блок

**Fig. 29. Velocity-depth functions  $V=f(H)$  of the Ukrainian Shield earth's crust blocks:**

1 – Near Azov, 2 – Kirovograd, 3 – Volyn', 4 – Near Dnieper, 5 – Podolian

В верхней части земной коры в пределах Коростеньского и Корсунь-Новомиргородского плутонов фиксируется локальное отклонение от обнаруженной нами закономерности. Несмотря на умеренную и даже несколько пониженную среднюю мощность земной коры (41–42 км), скорости здесь значительно выше нормальных скоростей Украинского щита. Как известно по геологическим данным, это вызвано внедрением интрузий основного состава в верхние этажи коры.

Для количественной оценки выявленной закономерности нами составлен график (рис. 30) соотношения между  $\Delta H$  (разность между средними мощностями земной коры отдельного блока и Украинского щита) и  $\Delta V$  (сумма разностей между осредненными скоростями в каждом из блоков и в Украинском щите), снятых с кривых  $V=f(H)$  с интервалом по глубине в 1 км.

Из рис. 30 следует, что между  $\Delta H$  и  $\Sigma \Delta V$  существует прямо пропорциональная зависимость – т. е., чем больше разнятся средние мощности земной коры каждого блока и Украинского щита, тем больше величина  $\Sigma \Delta V$  – суммарное отклонение скоростей в блоке от нормальных значений. В количественном отношении эта зависимость формулируется следующим образом – одному километру отклонения от нормальной мощности земной коры Украинского щита соответствует суммарное отклонение от нормальных скоростей, равное 0,280 км/с.

Характер изменения скоростного градиента  $G$  с глубиной в отдельных блоках, в общем, тот же, что и для Украинского щита в целом. В верхней части земной коры до глубины 4 км градиент приобретает максимальные значения, в области регистрации волновода градиент уменьшается в несколько раз, глубже (до самых низов коры) — снова возрастает, но лишь до величин, которые в 2–3 раза меньше, чем в верхах коры. Глубже волновода абсолютные величины градиента так же, как и на Украинском щите, изменяются в весьма ограниченных пределах. В общем, изменение величины градиента на разных глубинах пространственно очень точно соответствует разделению земной коры Украинского щита на три скоростных этажа — верхний (надволноводный), средний (волновод) и нижний (волновод — низы коры), проведенному 16 лет назад по материалам исследований ГСЗ (Чекунов и др., 1986).

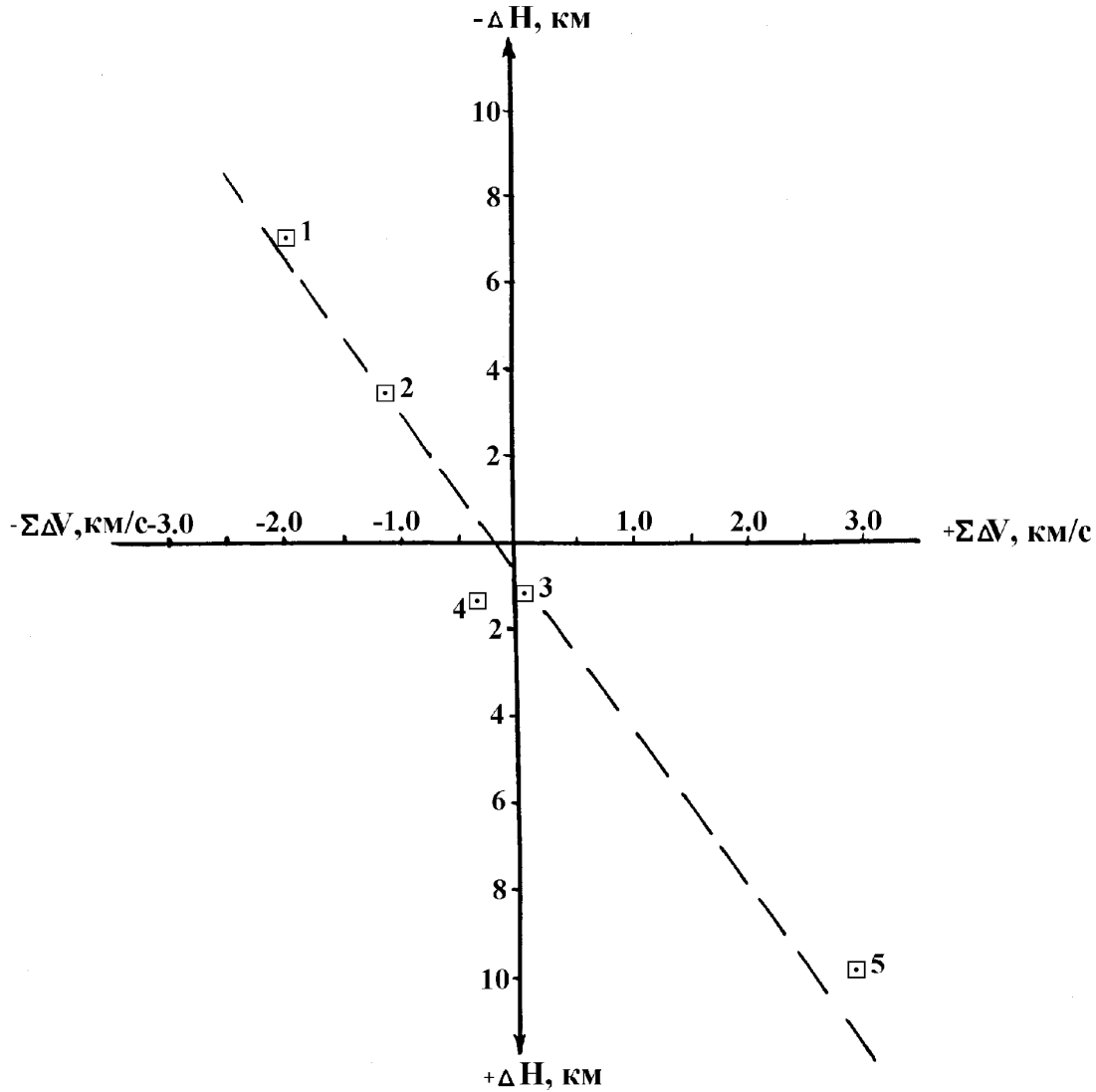


Рис. 30. График соотношения между  $\Delta H$  (разность между средними мощностями земной коры отдельного блока и Украинского щита) и  $\Sigma\Delta V$  (сумма разностей между осредненными скоростями в каждом из блоков и в Украинском щите, снятых с графиков  $V=f(H)$  с интервалом по глубине в 1 км).

Цифрами обозначены блоки: 1 – Приазовский, 2 – Кировоградский, 3 – Волынский, 4 – Приднепровский, 5 – Подольский

Fig. 30. Relation between  $\Delta H$  (difference between the averaged earth's crust thicknesses of the separate blocks and Ukrainian Shield) and  $\Sigma\Delta V$  (amount of the differences between Ukrainian Shield and separate blocks averaged velocities taken from velocity-depth functions  $V=f(H)$  with one kilometer depth interval).

Numbers are the blocks of the Ukrainian Shield: 1 – Near Azov, 2 – Kirovograd, 3 – Volyn', 4 – Near Dnieper, 5 – Podolian

В отдельных блоках отмечаются особенности изменения рассматриваемого градиента. Там, где отмечены минимальные значения начальных скоростей  $V_0$  (Приазовский и Кировоградский блоки), градиенты в верхах коры (0–4 км) имеют максимальные величины (+0,0620–+0,0755 с<sup>-1</sup>). В то же время, в Подольском блоке, где наблюдается повышенная начальная скорость, градиент в верхах коры является минимальным (+0,0440 с<sup>-1</sup>). Наиболее значительное снижение градиента в области волновода (в 7,5 раза) отмечено в Подольском блоке и, напротив, в Волынском блоке градиент в волноводе снижается всего в 3 раза. Следует отметить, что для Волынского блока вообще характерны умеренные значения градиента на всех глубинах, а в Коростеньском и Корсунь-Новомиргородском плутонах градиент в интервале 3–11 км равен нулю.

Осредненные скоростные градиенты, определенные в интервале глубин 0– $H_{\text{сред}}^M$  (т. е., во всей толще земной коры) для каждого из блоков в отдельности, мало отличаются и друг от друга (+0,0272–+0,0292 с<sup>-1</sup>), и от осредненного скоростного градиента Украинского щита (0,0284 с<sup>-1</sup>).

Таким образом, в результате сопоставления скоростных кривых  $V = f(H)$  для каждого из блоков Украинского щита в отдельности выявлена принципиально важная закономерность – чем толще земная кора блока, тем скорости в ней выше, за исключением временами самой верхней части коры, и наоборот, при утонении земной коры скорости снижаются.

### 3.1.2. ВОЛНОВОДЫ

Во многих районах щитов, преимущественно в верхней и средней коре, регистрируются слои с пониженными скоростями (волноводы). В этих же интервалах глубин вместо волноводов временами фиксируется значительное снижение скоростного градиента до + 0,005–0,01 1/км (Литосфера Центральной..., 1988).

Анализ скоростных функций  $V = f(H)$  с волноводом для Украинского, Балтийского и Канадского щитов показывает, что кровля волновода залегает в широком диапазоне глубин (Båth, 1979; Николаевский, 1980; Харечко, 1983; Chen, Molnar, 1983; Кольская сверхглубокая..., 1984, 1998; Grad, Luosto, 1987; Morel et al., 1987; Литосфера Центральной..., 1988; Трипольский и др., 1988; Boland, Ellis, 1989; Krishna et al., 1989; Luosto et al., 1989; Guggisberg et al., 1991; Hughes, Luetgert, 1992) преимущественно, 4–15 км (рис. 31). Очень мелкое залегание кровли волновода характерно для северной части профиля Феннолора и для многих регионов Индийского щита (район Койна, грабен Маанади и Бенгальский бассейн). В большинстве случаев (32 из 40) этот диапазон сокращен более чем вдвое – кровля волновода залегает на глубинах 4–8 км при среднем значении 6 км. Подобным образом характеризуется и подошва волновода – в 33 случаях из 40 (82,5 %) она залегает на глубине 10–15 км (средняя глубина – 12,3 км) при общем разбросе глубин от 5 до 17 км. Мощность волновода колеблется в пределах 2–13 км, чаще всего – 5–9 км и составляет в среднем около 6 км. Скорости распространения сейсмических волн в волноводах снижены на 0,1–0,7 км/с, преимущественно на 0,1–0,2 км/с.

Нами исследовано соотношение между глубинами залегания волноводов, с одной стороны, и мощностью земной коры, с другой стороны. С этой целью области, где прослежены волноводы, условно разделены на три части с учетом мощности коры. К первой отнесены участки с нормальной корой (мощность 38–48 км), ко второй – с толстой корой (мощность свыше 48 км) и к третьей – с тонкой корой (мощность менее 38 км). После этого в каждой из выделенных частей отдельно определены средние глубины залегания кровли и подошвы волновода.

Проведенный анализ показывает, что с изменением мощности коры средние глубины залегания волноводов мало изменяются (не более, чем на 0,5–1,0 км между участками с разной мощностью коры). Следовательно, глубина залегания волновода не имеет прямой связи с мощностью коры. По-видимому, постоянная средняя глубина волновода может иметь следующие объяснения.

Во-первых, при незначительных колебаниях величины теплового потока докембрийских щитов приблизительно в этом интервале глубин может находиться зона повышенной пористости и трещиноватости, для которой характерны пониженные скорости и плотности пород. Предположение основано на результатах бурения Кольской СГС (Балтийский щит), где на глубине 4,5–11,0 км обнаружена такая зона (Кольская сверхглубокая..., 1984, 1998), и на геологическом родстве докембрийских щитов.



**Fig. 31. Position of low velocity layers in the earth's crust of the Ukrainian, Baltic, Indian and Canadian shields (sections along the profiles and DSS-geotraverses):**

**Ukrainian Shields (1–17):** 1, 2 – profile XXIV Nikolaev – Kanev; 3, 4 – profile XXX Man'kovka – Pavlysh; 5–14 – IV Geotraverse, district Taganrog – Dnepropetrovsk – Mogilev-Podolskiy; 15–17 – II Geotraverse, district Shepetovka – Chernigov.

**Baltic Shield (18–32):** 18, 19 – profile Sveka; 20, 21 – profile Polar; 22–24 – profile Flora – Asnes; 25, 26 – profile Fedja – Grimsted; 27–32 – profile Fennolora.

**Indian Shield (33):** profile Kavali – Udipi.

**Canadian Shield (34–40):** 34, 35 – profiles 3 and 5 at the territory of structural zone Kapuskasing; 36 – profile Superior – Grenvil; 37–40 – system of profiles at the territory of Trans-Hudson orogen.

6, 0, 12, 3 – average depths of roof and bottom of low velocity layer (LVL), respectively, km

Во-вторых, снижение скорости в рассматриваемом диапазоне глубин может объясняться дилатансионными явлениями (Николаевский, 1980). Известно, что дилатансия характеризует поведение реальных горных пород под нагрузкой, в результате чего при напряжениях выше предела упругости происходят неупругие изменения системы трещин, определяющие деформации горных пород. Деформации приводят к увеличению трещинной пустотности, а следовательно, и к снижению скорости сейсмических волн (Николаевский, 1980).

В третьих, формирование волноводов может быть связано с геодинамическими процессами в верхней части коры, активность которых подтверждается многочисленными фокусами землетрясений в верхней и средней коре, о чем будет сказано позднее.

Волноводы обычно фиксируются на интервалах протяженностью 20–250 км, чаще – 60–150 км. Отношение длины этих интервалов к общей длине разрезов характеризует меру или степень распространенности волноводов. За исключением Канадского щита (31,3%), величина степени незначительно изменяется от щита к щиту: Украинский (68,1%), Индийский (60,0%) и Балтийский (56,6%). Сниженная величина для Канадского щита может объясняться, на наш взгляд, малодетальной системой наблюдений (2–5 км между регистраторами), осложняющей выделение волноводов на сейсмограммах.

Отмечены отдельные случаи регистрации волноводов в средней и даже нижней коре — юго-западная окраина Балтийского щита (Guggisberg et al., 1991), Индийский щит, район Койна (Krishna et al., 1989) и Канадский щит, Транс-Гудзонов ороген (Morel et al., 1987). Интересно, что при этом часто на протяженных интервалах разрезов прослеживаются одновременно два волновода. Так, в районе Койна вдоль двух профилей ГСЗ, протяженностью около 200 км каждый, верхний волновод выделен на глубине 6,0–11,5 км, а нижний — на глубине 26–28 км (Krishna et al., 1989). В Транс-Гудзоновом орогене верхний волновод выделен на глубине 4–10 км, а нижний — 16–24 км, причем последний, как и в районе Койна, прослежен на протяженных интервалах — 120–170 км (Morel et al., 1987). За исключением Транс-Гудзонова орогена, в первых двух случаях нижнекоревые волноводы прослежены в областях с тонкой корой.

Представляет интерес сопоставление средних глубин залегания волновода с областями фокусов землетрясений на щитах. При разбросе глубин фокусов от 0 до 30 км (Chen, Molnar, 1983) средние их значения равны 6,3 км (верхний предел областей) и 18,0 км (нижний предел). Очевидно, что верхний предел областей фокусов землетрясений совпадает по глубине с осредненной кровлей волновода (6,0 км), а нижний залегает почти на 6 км глубже осредненной подошвы волновода 12,3 км. С учетом того, что глубины залегания волновода колеблются в пределах 4–15 км, можно заключить, что большинство волноводов на щитах располагается в области регистрации верхне- и среднекоревых землетрясений.

Следует отметить, что пространственное соответствие между волноводами и фокусами землетрясений установлено много лет назад на Балтийском щите. Согласно анализу частоты распределения глубин фокусов землетрясений на территории Швеции, основная часть землетрясений ассоциируется с низкоскоростными слоями, которые, по мнению исследователей, представляют собой ослабленные зоны (Báth, 1979).

Природа слоев с пониженными скоростями трактуется в настоящее время неоднозначно. Слои рассматривают как следствие смены состава слагающих пород, результат латерального перекрытия более высокоскоростными тектоническими пластинами менее скоростных, зоны разуплотнения и повышенной трещиноватости пород (дилатансия) с возможным заполнением флюидами и т. д. Не исключено, что в различных геологических регионах природа волновода может быть разной, однозначно установить ее можно лишь с помощью бурения.

Рассмотрим строение волновода в разрезе Кольской сверхглубокой скважины. Сейсмические исследования геологического пространства и скоростей упругих волн в разрезе скважины СГ-3 привели ряд ученых к выводу о наличии волноводов и флюидонасыщенных зон в архейском комплексе пород (Шаров, 1984; Минц и др., 1987; Галдин и др., 1988; Епинатьева, 1989; Архейский..., 1991; Проблемы..., 1991; Шаров, 1993; Кузнецов, Галдин, 2000). Изучение субгоризонтальных флюидонасыщенных рефлекторов было одной из главных целей международного проекта КОЛА–ОГТ 92 (Smythe et al., 1994; Ganchin et al., 1998). Следует, однако, заметить, что данные о строении самого волновода были и остаются отрывочными и противоречивыми. Н. Е. Галдин отметил (Сейсмогеологическая..., 1997), что в интервале глубин 9,2–11,2 км архейские породы в максимальной степени затронуты диафторезом, трещиноватостью и дроблением, которые приводят к снижению скорости упругих волн, т. е. появлению волновода. На скоростной модели разреза скважины СГ-3, по результатам АК и ВСП (Рабинович, 2003) отметили два интервала понижения скорости продольных и поперечных волн. Верхний из них располагается на глубине 7,0–7,7 км, а нижний на глубине 10,1–11,5 км и характеризуется понижением скорости  $V_p$  на 0,4–0,5 км/с и  $V_s$  на 0,2–0,3 км/с.

Глубинный сейсмический разрез по профилю Заполярный–Лиинахамари (рис. 32) убедительно свидетельствует о существовании под Печенгской структурой почти горизонтальной зоны пониженных скоростей  $V_p$ , осевая поверхность которой пересечена скважиной СГ-3 на глубине около 10 км. Общая мощность этой зоны составляет порядка 5 км.

Возникает естественный вопрос: чем вызвано это понижение скоростей? Результаты изучения опорных образцов керна (Казанский и др., 2002) доказывают, что на глубинах 8,7–11,4 присутствуют гнейсы со средней скоростью  $V_p = 5,57$  км/с и амфиболиты со средней скоростью  $V_p = 6,29$  км/с. Именно они создают тот каркас волновода, в котором развиваются более поздние процессы. В качестве возможных причин возникновения волновода можно исключить насыщенность разреза метабазитами и мигматизацию метаморфических пород, поскольку последняя зависит прежде всего от литологического состава архейских пород и не обнаруживает закономерных вариаций по глубине.



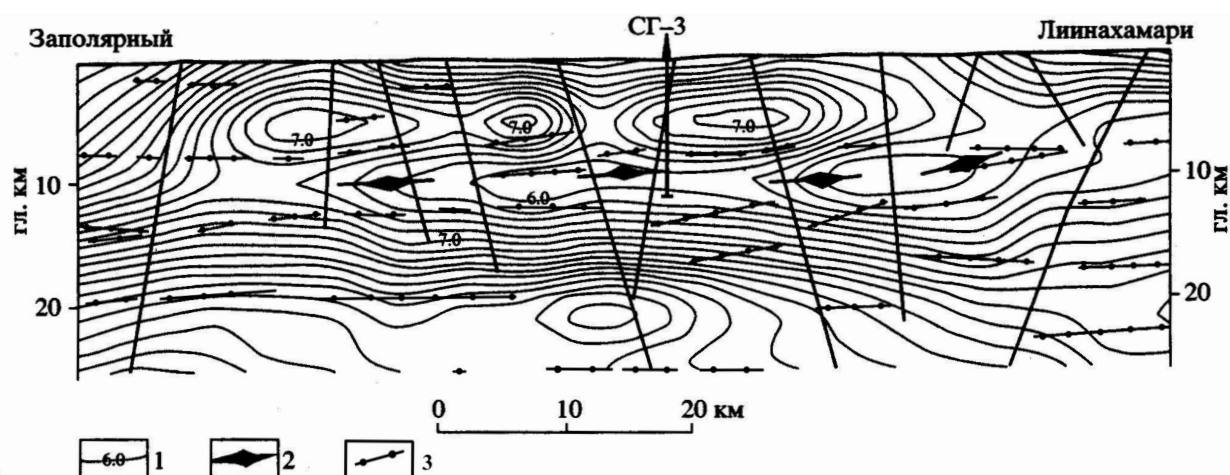


Рис. 32. Сейсмомографический (скорость  $V_p$ ) и глубинный разрез (МОВЗ—МРС) через Печенгскую структуру: 1 — изолинии скорости  $V_p$  в км/с (до глубины 25 км в изолиниях); 2 — ось волновода; 3 — границы, установленные по МОВЗ

Fig. 32. Seismological ( $V_p$ ) and seismic (earthquake converted waves method plus method of prospecting seismology) section across the Pechenga structure (isolines are shown up to the depth of 25 km):

(1)  $V_p$  isolines (km/s); (2) waveguide axis; (3) boundaries established by the earthquake converted waves method

Самостоятельным структурным элементом зоны волновода в разрезе скважины СГ-3 являются зоны катаклаза регрессивного метаморфизма. Существует предположение, что именно они могут являться флюидонасыщенными рефлекторами. Однако статистические данные (Казанский и др., 2002) показывают, что регрессивные изменения архейских пород приводят к увеличению скоростей  $V_p$  и  $V_s$  и уменьшению пористости. Следовательно, их также нельзя рассматривать в качестве флюидонасыщенных сейсмических границ.

Остается еще одна альтернатива — зоны открытой трещиноватости, заполненные флюидами. В пользу этой альтернативы говорят продолжение предполагаемого волновода в акваторию Баренцева моря на расстоянии 110–115 км от берега и однотипная инверсия скоростей S- и P-волн на глубине 8–10 км там и здесь (см. рис. 32). Однако распознать такие флюидонасыщенные зоны открытой трещиноватости в скважине СГ-3 на сегодня практически невозможно по нескольким причинам.

Во-первых, при отборе керна способом магазинирования и интенсивном дисковании керна оценить интенсивность трещиноватости архейских пород на количественном уровне не удастся.

Во-вторых, на глубинах 9–12 км и при температурах 100–200°C, ныне фиксируемых в стволе скважины, буровой раствор, прежде всего вода, является поверхностно-активным компонентом и приводит к раскрытию межзерновых границ, т. е. к возникновению техногенной трещиноватости.

В третьих, в таких трещинах возникают необычные минеральные ассоциации с графитом, сульфидами, самородными элементами и баритом, которые первоначально считались природными, но в действительности частично оказались техногенными, свидетельствующими о контаминации керна рудными и рассеянными элементами (Казанский и др., 1986).

Наконец, до настоящего времени не созданы приборы, которые бы позволили отбирать на больших глубинах пробы флюидов и газов, поступающих из окружающих пород в скважины.

В этой ситуации идея о связи пологих сейсмических рефлекторов с флюидонасыщенными зонами открытой трещиноватости остается гипотезой. Но она позволяет предложить трехкомпонентную модель строения предполагаемого волновода в разрезе Кольской сверхглубокой скважины (Казанский и др., 2002). Ее составными элементами являются:

I — архейские метаморфические породы кольской серии, обладающие тем же минеральным составом и петрофизическими свойствами, что и на поверхности; II — наложенные на них зоны катаклаза и регрессивного метаморфизма, которые некогда служили каналами миграции низкотемпературных растворов; III — еще более молодые флюидонасыщенные зоны открытой

трещиноватости, возникшие в глубинных зонах Балтийского щита под воздействием процессов формирования шельфа Баренцева моря. Фактические данные о строении таких флюидонасыщенных зон могут быть получены путем сравнительного изучения трещиноватости рифейских пород на полуостровах Среднем и Рыбачьем и наиболее молодых трещинных систем в докембрийских породах на Мурманском побережье.

### **3.1.3. СЕЙСМИЧЕСКАЯ ОТРАЖАТЕЛЬНОСТЬ И ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ**

Отражательность определяет, в общем, характер волновых полей, которые при переходе от щита к щиту не претерпевают принципиальных изменений. Повсеместно прослеживаются лишь волны, связанные с кровлей (преломленно-рефрагированные волны в толще кристаллического фундамента) и подошвой консолидированной коры (закритические отраженные и преломленные волны от поверхности раздела М). Волны от промежуточных границ в коре регистрируются, как правило, фрагментарно. Сейсмические границы, которые можно было бы непрерывно проследить от региона к региону и идентифицировать от щита к щиту, в земной коре щитов не выделяются. Это является важной чертой внутренней структуры щитов.

Все же в пределах отдельных регионов есть протяженные, но локализованные границы. Так, в центральной и восточной частях Украинского щита прослежены волны, отраженные от поверхности  $K_2$ , представляющей собой, по мнению некоторых исследователей, древний протофундамент (Крюченко и др., 1981; Литосфера Центральной., 1988). В центральной части щита, где отработана система взаимопересекающихся профилей ГСЗ—КМПВ (Соллогуб, 1986; Соллогуб, Ильченко, 1986; Литосфера Центральной., 1988), В. Б. Соллогубом составлена схема поверхности  $K_2$  (Соллогуб, 1982). По материалам геотраверса IV, изучена тонкослоистая структура этой поверхности — горизонта  $K_2$  (Трипольский, Харитонов, 1984), причем инверсно-неоднородные модели горизонта  $K_2$ , составленные для Кировоградского и Приазовского блоков, сильно отличаются друг от друга. С учетом того, что участки горизонта  $K_2$  в Кировоградском и Приазовском блоках на геотраверсе IV корреляционно не увязаны друг с другом, идентификация горизонта  $K_2$  по обе стороны от р. Днепр вызывает сомнение. В этом случае можно предположить, что в верхней коре Украинского щита прослежены участки разных сейсмических границ.

На протяжении ряда лет исследователи предпринимали неоднократные попытки выделения и идентификации единой сейсмической границы в земной коре Канадского щита. Около 40 лет назад в средней коре (Южная Альберта) была выявлена отражающая граница, ниже которой располагался слой с пластовой скоростью выше 7,0 км/с (Kanasewich, Cumming, 1965). С тем, чтобы избежать путаницы с разделом Конрада, выделенным в то время во многих регионах Европы, граница получила название «граница Риэл» (Clowes et al., 1968). Одновременно с этим подобная граница со скачком скорости на ней от 6,1 до 6,6 км/с выделена также в Манитобе (Hall, Brisbin, 1965), которая позднее была идентифицирована с уже известной границей Риэл (Hall, Najnal, 1973). Значительно позднее, в результате последующих исследований инверсии гравитационных данных в Западной Канаде установлено, что границы Риэл в Южной Альберте и Манитобе представляют собой разные горизонты (Sprenke, 1982), которые получили названия «Риэл А» и «Риэл Б». Таким образом, в земной коре Канадского щита не удалось идентифицировать единую сейсмическую границу.

В отдельных районах Балтийского (Лапландско-Кольско-Карельская провинция) и Индийского (Куддапахская впадина) щитов регистрировались протяженные, но невыдержанные по амплитудной выразительности, внутрикоровые отражающие границы (Субботин и др., 1979; Литосфера Центральной., 1987; Kaila et al., 1987; Guggisberg et al., 1991; Grad, Luosto, 1993).

В целом же для волнового поля на щитах характерна интерференционная запись и «штриховой» рисунок, создаваемый множеством различно ориентированных непротяженных отражающих элементов в толще коры.

На наш взгляд, такому характеру отражательности наилучшим образом отвечает неравномерно-слоистая мозаично-гетерогенная модель земной коры.

Степень насыщения земной коры непротяженными отражающими элементами или мера ее сейсмической отражательности на разных участках щитов неодинакова. Наиболее полно «штриховая» структура волнового поля изучена нами на Украинском и Индийском щитах, где применялись весьма детальные системы наблюдений при расстояниях между регистраторами 100–200 м.

Статистический анализ волнового поля на Украинском щите показал, что, помимо общих закономерностей пространственного расположения отражающих элементов (максимальное их количество приходится на интервалы залегания поверхностей  $K_2$  и  $M$ ), такие, например, структуры, как Корсунь-Новомиргородский плутон и Новоукраинский массив, имеют свои характерные особенности. Так, плотность распределения отражающих элементов в средней коре Новоукраинского массива в несколько раз выше, чем в том же интервале глубин Корсунь-Новомиргородского плутона, причем отражения регистрировались как в докритической, так и в докритической области (Харитонов и др., 1993). Следует отметить, что отражающие элементы, построенные по докритическим отражениям, пространственно не коррелируются с поверхностями  $K_2$  и  $M$  – максимальное их количество приходится на среднюю и нижнюю кору, причем максимумы имеют расплывчатую форму и растянуты по глубине (Харитонов и др., 1993).

Г л у б и н н ы е р а з л о м ы щитов определяют их тектоническое районирование, деление на блоки различного строения, вещественного состава, метаморфической переработки и истории развития. Критерии выделения разломов по данным ГСЗ разработаны более 30 лет назад по материалам изучения Украинского щита и сопредельных с ним структур (Соллогуб и др., 1967). Руководствуясь этими критериями, исследователи выделили в литосфере Украинского и Индийского щитов ряд разломов различной глубинности (Чекунов, 1972; Kaila et al., 1981a, 1981b; 1990; Харечко, 1983; Соллогуб, 1986).

На Балтийском и Канадском щитах методика непрерывного профилирования применялась ограниченно, поэтому такие признаки выявления нарушений, как точки дифракции или круто наклоненные отражающие элементы, не могли быть использованы. Разломы распознавались, главным образом, по нарушению непрерывности глубинных границ и по значительным и резким изменениям мощности.

Большинство глубинных разломов наклонено, однако углы падения изменяются в широких пределах, от субвертикальных до субгоризонтальных. Примерами субвертикальных нарушений могут быть Кировоградский разлом на Украинском щите и разлом в районе гранитного пояса Смоланд – Вюрмланд на Балтийском щите.

Кировоградский разлом образует широкую (до 20 км) зону, в которой поверхность раздела  $M$  ступенями погружается от глубины 37 на востоке и до 46 км на западе (Соллогуб и др., 1972; Литосфера Центральной..., 1988) (рис. 33, а). Все ступени уверенно освещены докритическими, а также докритическими субвертикальными отражениями, что в пределах докембрийских щитов встречается довольно редко. В нижней и средней коре в зоне разлома прослежено большое количество непротяженных отражателей и точек дифракции (Литосфера Центральной..., 1988).

Глубинный разлом в районе гранитного пояса Смоланд – Вюрмланд Балтийского щита выделен на субмеридиональном литосферном профиле Феннолора (Clowes et al., 1987). Разлом представляет собой зону шириной около 50 км, разделяющую различные по строению литосферные блоки. Севернее разлома, в пределах свекофеннид, поверхность раздела  $M$  прослежена докритическими отражениями на глубине около 50 км. В низах коры отмечена переходная зона кора – мантия мощностью около 10 км ( $V = 7,4–7,5$  км/с). Южнее разлома (гранитный пояс Смоланд – Вюрмланд) мощность коры скачкообразно уменьшается до 37 км, однако переходная зона кора – мантия исчезает. Глубже, в верхней мантии, на глубинах 50–80 км появляется слой с пониженной скоростью. Столь значительные изменения в строении литосферы позволяют рассматривать этот разлом как важный тектонический рубеж в зоне сочленения гранитного пояса Смоланд – Вюрмланд и свекофеннид (Clowes et al., 1987).

Пологие и сублатеральные разрывные нарушения выявлены сейсмикой на Украинском, Индийском и Канадском щитах. В верхних этажах земной коры с ними, как правило, связаны надвиги.

В центральной части Украинского щита крупные пологие разломы пересекают всю толщу коры на обоих флангах Кировоградского блока (Соллогуб, 1982) (рис. 33, б). Эти разломы протрассированы по наклонным отражающим площадкам и точкам дифракции (Харитонов, 1988).

У К Р А И Н С К И Й Ш И Т

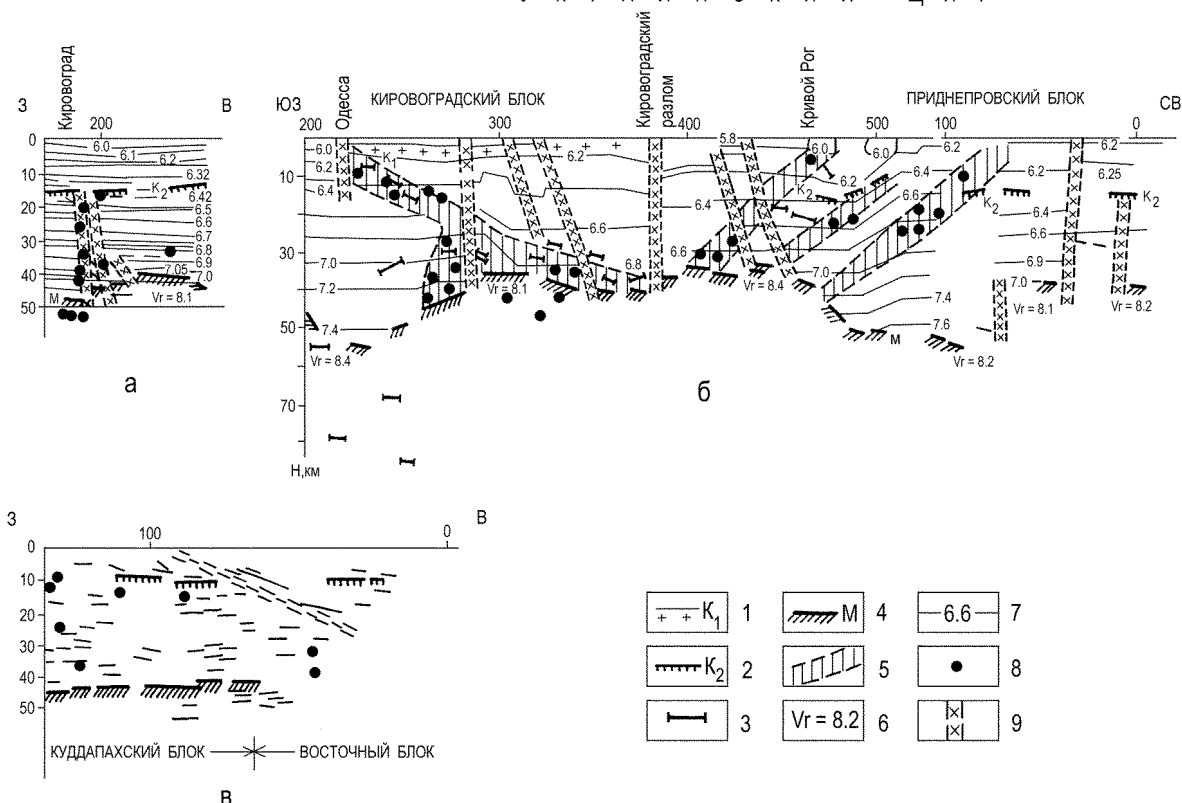


Рис. 33. Выделение субвертикальных и пологих разломов по данным ГСЗ. Разрез ГСЗ через зону Кировоградского разлома (VIII) (Литосфера Центральной..., 1988) (а) – пологие сублатеральные разломы на флангах Кировоградского блока (VIII) (Литосфера Центральной..., 1988) (б) и в восточной части Куддапахского бассейна (Индийский щит) (Харечко, 1983) (в):

1 – поверхность дорифейского фундамента; 2 – граница K<sub>2</sub> (VIII) и сейсмическая граница в верхней части земной коры Индийского щита; 3 – отражающие элементы; 4 – граница раздела М; 5 – наклонные разломные зоны; 6 – граничная скорость; 7 – изолинии скорости, км/с; 8 – точки дифракции; 9 – глубинные разломы

Fig. 33. Subvertical and gently sloping deep faults by DSS-data. Deep section across zone of Kirovograd fault, Ukrainian shield (а), gently sloping sublatéral faults at the flanks of Kirovograd block (б) and at the east of Cuddapah basin Indian shield (в):

1 – surface of preperiphean basement; 2 – seismic boundary K<sub>2</sub>, Ukrainian shield, and the same, possibly, in the upper earth's crust of Indian shield; 3 – reflecting elements; 4 – M-discontinuity; 5 – inclined fault zones; 6 – boundary velocity, km/s; 7 – isovelocity contours, km/s; 8 – points of diffraction; 9 – deep faults

В краевой части Куддапахской впадины на Индийском щите прослежена серия наклонных на восток границ, от которых регистрируются очень сильные отражения. Геологические данные показывают, что эти границы трассируют подошву надвига пород дарварской серии на запад, на верхнепротерозойские отложения Куддапахской впадины. При этом восточное крыло впадины надвигом срезано (Субботин и др., 1979; Харечко, 1983) (рис. 33, в). Подобный надвиг отмечен на восточном краю Читрадургского дарварского пояса (Харечко, 1983).

Структурная зона Капейсейсинг на Канадском щите имеет длину около 500 км при ширине до 50 км. Зона пересекает с юго-запада на северо-восток геологические структуры провинции Сьюпириор и сложена зеленокаменно-гнейсовыми породами. В разрезе коры с глубины 20 км и почти до дневной поверхности прослежена высокоскоростная (6,6–6,7 км/с) аномалия. Она падает на запад под углом  $15 \pm 2^\circ$  (рис. 13). Пространственно аномалия сопоставляется с горсто-надвиговой структурой, которая образовалась в результате горизонтального сжатия архейской коры в раннем протерозое (Boland, Ellis, 1989; Wu, Meren, 1992). Плотная высокоскоростная архейская кора выведена вдоль надвига на дневную поверхность. В верхней части разреза наблюдениями МОВ выявлены три параллельных субгоризонтальных надвига (Geis et al., 1990).

### 3.1.4. ШОВНЫЕ ЗОНЫ

Проведено сопоставление данных глубинной геофизики и геологии шовных зон, разделяющих области архейской и раннепротерозойской консолидации Украинского и Балтийского щитов. Обнаружено большое сходство их глубинного строения и геологии, позволяющее рассматривать эти зоны как геотектонические эквиваленты. На этом основании предложена единая геодинамическая модель, в которой определяющим является действие раннепротерозойского глубинного астенолита, переработавшего континентальный субстрат архея с образованием по периферии шовных зон с утолщенной корой и в центре — габброидных плутонов с гранитами рапакиви. Полученные результаты существенны для решения как региональных, так и общих вопросов тектогенеза и геодинамики.

Проблема согласования данных приповерхностной геологии и глубинной геофизики является одной из наиболее актуальных и важных в современной геологии. Какая между ними существует структурная и генетическая связь, что представляют собой геофизические границы, какова их природа, как эволюционировали глубины и как это проявлялось в верхних этажах тектоносферы — вопросы ключевые для геотектоники и геодинамики.

Везде, где проводятся глубинные сейсмические исследования, в литосфере обнаруживаются границы. Их количество, свойства, распределение в разрезе, образуемые структуры неодинаковы как по вертикали, так и по горизонтали. Столь же различны закономерности изменения скоростей распространения упругих волн. Аналогичная ситуация и с другими физическими параметрами в литосфере. Все эти особенности и различия, несомненно, связаны с историей геологических регионов, их эндогенными режимами прошлого и настоящего, тектоническими движениями, магматизмом, метаморфизмом и т. д. Но как? Сейчас лишь начинается распутывание этого сложного клубка связей и взаимозависимостей.

Основой представлений о строении литосферы являются данные сейсмометрии в ее глубинных модификациях (ГСЗ, МОВ—ОГТ, МОВЗ, сейсмология). В зависимости от применяемых методик обычно получают неодинаковую картину. Это связано не с недостоверностью данных, а прежде всего с избирательностью изучаемых каждой модификацией параметров. Таким образом, каждый метод не исключает, а дополняет друг друга.

Возможности геологического истолкования физических картин неодинаковы при использовании данных, полученных по разным классам сейсмических волн. Широко применяемые системы ГСЗ — КМПВ на длинных годографах с преимущественно субгоризонтальными лучами распространения сейсмических волн дают, как правило, структурно сглаженные, но насыщенные скоростными параметрами разрезы, благоприятные для петрологических оценок. Преломляющие границы при этом не выходят на дневную поверхность, что делает истолкование их геологической природы очень неопределенным. Отсюда многозначность предлагаемых вариантов: границы структурно-вещественных комплексов, сублатеральные разломы — поверхности срыва литосферных пластин, зоны трещиноватости в полях тектонических напряжений, фронты метаморфизма, границы фазовых переходов и т. д.

Системы ГСЗ — МОГТ при коротких годографах на субвертикальных лучах распространения сейсмических волн гораздо информативнее и детальнее структурно, но мало что дают в изучении скоростей. Они, однако, выигрышны для геологических интерпретаций в том плане, что некоторые зоны отражений прослеживаются практически до дневной поверхности, где во многих случаях они определенно совпадают с конкретными геологическими границами. Примеры таких совпадений известны сейчас в Аппалачах, Парижском бассейне, Саксо-Тюрингии, Западных Альпах, Западных Карпатах, Криворожском бассейне и других регионах. Это сразу привлекло внимание и увеличило энтузиазм геологов, ибо они получили реальную опору для обоснованных экстраполяций на глубину.

Для увязки приповерхностной геологии с глубинными геофизическими границами важен выбор оптимального района. Территории с мощным осадочным покровом, сложно дислоцированными складчато-шарьяжными комплексами и т. п. не очень для этого пригодны, поскольку чехольные образования создают трудности в выделении полезной сейсмической информации (волны—помехи, кратные волны, поглощение энергии, рассеивание и т. д.). Кроме того, сами глубокие границы скрыты под чехлом и их выход на поверхность консолидированного субстрата недоступен непосредственному наблюдению.

Наиболее благоприятны для решения поставленных задач обнаженные районы дорифейской консолидации — щиты. Здесь практически нет чехла и на поверхность выведены зачастую самые древние (2,5–3,8 млрд лет) высокометаморфизованные нижние горизонты земной коры, а возможно, и ныне гранитизированные верхи мантии, как, скажем, применительно к чарнокитам, считают некоторые геологи (Слензак, 1960).

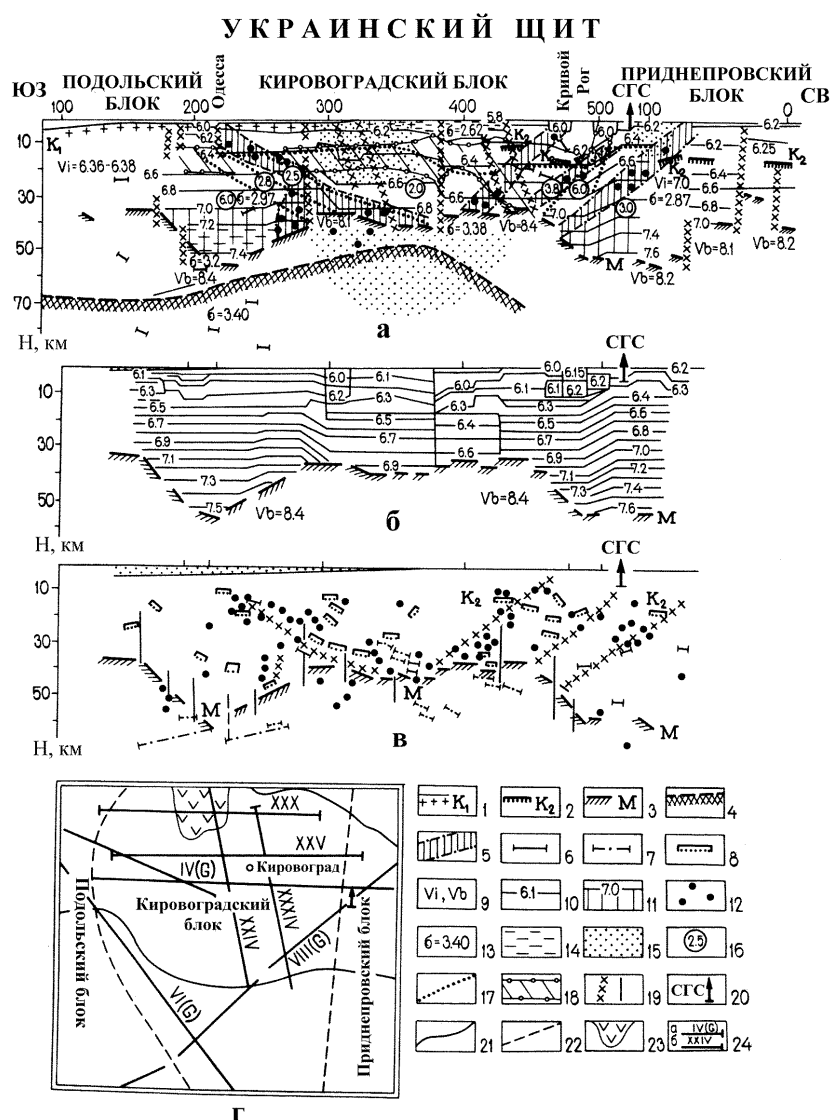
В пределах Восточно-Европейской платформы таких щитов два: Украинский и Балтийский. Они представляют собой выступы фундамента платформы и могут рассматриваться как характеризующие его в целом. Щиты интенсивно изучались в последние годы глубинной геофизикой, в частности, сейсмикой ГСЗ–КМПВ и МОВ. Сопоставление результатов этих исследований с данными геологии позволяет наметить некоторые общие закономерности строения и динамики развития швов между сегментами разновозрастной консолидации, протоастенолитов, субплатформенных массивов габброанортозитов и гранитов рапакиви и др. (Чекунов и др., 1992а).

Глубинное строение литосферы в шовных зонах и разделяемых ими сегментах архейской и раннепротерозойской консолидации Украинского и Балтийского щитов изучено весьма детально по сходным системам наблюдений вдоль серии сейсмических профилей (Соллогуб и др., 1963; Калужная и др., 1968; Земная кора., 1978; Трипольский и др., 1984; Корхонен и др., 1986; Соллогуб, 1986; Чекунов и др., 1986; Зверев и др., 1987; Литосфера Центральной., 1987, 1989; Трипольский, 1987; Grad, Luosto, 1987; Guggisberg, Berthelsen, 1987; Трипольский, Харитонов, 1989; Шаров и др., 1990; Luosto, 1990, 1991). На Украинском щите это Одесская (Головяневская) и Криворожско-Кременчугская (Криворожско-Крупецкая) шовные зоны, отделяющие Кировоградский раннепротерозойский массив от древних архейских блоков — Подольского на западе и Приднепровского на востоке (Каляев и др., 1972; Тектоническая карта., 1988). На Балтийском щите — это Ладожско-Ботническая шовная зона между Лапландско-Карельской архейской провинцией на северо-востоке и Свекофеннской раннепротерозойской на юго-западе (Земная кора., 1978; Загородный, Радченко, 1988). Роль названных швов исключительно велика. Они определяют основное тектоническое районирование, являются средоточием деформационных процессов, дробления, магматизма, минерагении и др., т. е. несут в себе все характерные черты контактных зон между крупными неоднородностями тектоносферы (Чекунов, 1987). Швы не являются, однако, самодовлеющими изолированными структурами. Как будет видно дальше, они располагаются по краям глубинных астенолитов и в сочетании с ними и производными от астенолитов массивами габброанортозитов и рапакиви образуют единые геодинамические ансамбли.

Для раннего протерозоя Украинского щита такой ансамбль образует активный Кировоградский протоастенолит с сопутствующим ему Корсунь-Новомиргородским плутоном и ограничительные швы, за которыми располагаются пассивные Подольский и Приднепровский древние блоки.

Сопоставление геофизических особенностей строения литосферы этих структур (рис. 34 и 35) с их геологией позволило предложить геодинамическую модель развития, которая изложена в работе (Чекунов, 1988; Чекунов и др., 1989 и др.). Кратко она сводится к тому, что первоначально близкая по строению и составу архейская кора Подолии, Кировоградщины и Приднепровья была активно переработана в раннем протерозое. Под действием поднимавшегося из астеносферы Кировоградского протоастенолита она была подвергнута дроблению, прогреву, растяжению и утонению с насыщением глубинным магматическим материалом и рудоносными флюидами. В результате глубинной эрозии весь комплекс пород основания коры со скоростями распространения упругих волн 7 км/с и более был перемещен в периферические шовные зоны, над астенолитом их не осталось. Кора была разуплотнена, существенно понизилась намагниченность ее пород, в ней образовались расходящиеся веером от центра астенолита пологие разломы, по которым древние комплексы Кировоградского массива центробежно надвинулись на шовные зоны обрамления. В Криворожско-Кременчугской зоне эти построения подтверждаются бурением сверхглубокой скважины (Чекунов и др., 1989).

Глубокие преобразования, которым подвергалась кора в пределах Кировоградского массива и шовных зон, отразились, в частности, на ее расслоенности, распределении в разрезе скоростей и внутренних особенностях сейсмических границ (Трипольский и др., 1984; Трипольский, 1987; Трипольский, Харитонов, 1989). Из рис. 35 хорошо видно, насколько разрез коры массива, включая переход к мантии в зоне раздела М, сложнее, расчлененнее, чем в соседних районах. Это и понятно, ведь при рассредоточенных дифференцированных



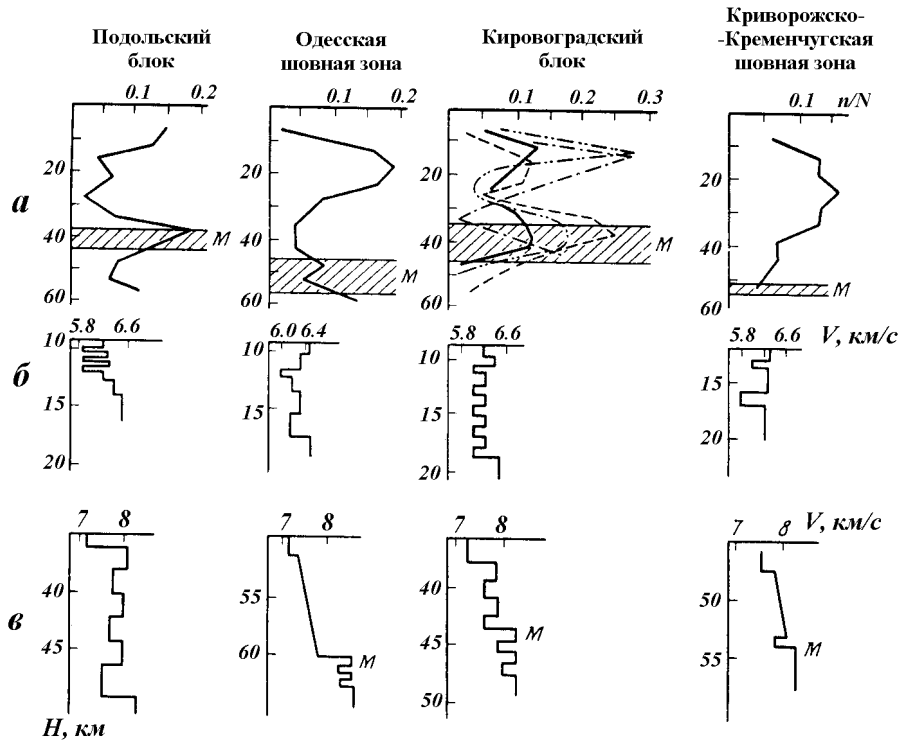
**Рис. 34. Структура литосферы центральной части Украинского щита. Геотраверс VIII: а – комплексная геофизическая модель, б – скоростная модель, в – сейсмический разрез, г – обзорная схема расположения профилей ГЦЗ:**

1 – поверхность кристаллического субстрата; 2 – поверхность древнего протобазальта (?); 3 – раздел М; 4 – протостенолит (?); 5 – сейсмические неоднородности – пологие нарушенные зоны в земной коре; 6 – отражающие площадки в земной коре; 7 – отражающие элементы в верхней мантии; 8 – отражающие площадки в земной коре и доверительные интервалы их построения; 9 – пластовые и граничные скорости, км/с; 10 – изоскорости, км/с; 11 – комплекс в низах коры со скоростью 7 км/с и более («базальт»); 12 – точки дифракции; 13 – плотность, г/см<sup>3</sup>; 14 – уплотненные зоны; 15 – разуплотненные зоны; 16 – эффективная намагниченность, А/м; 17 – границы блоков с разной намагниченностью; 18 – зона повышенной электрической проводимости; 19 – разломы; 20 – Криворожская сверхглубокая скважина; 21 – границы блоков земной коры; 22 – контур Украинского щита; 23 – Корсунь-Новомиргородский плутон; 24 – геотравверсы (а) и профили ГЦЗ (б)

**Fig. 34. Structure of lithosphere of the Central Ukrainian Shield (Geotraverse VIII): а – complex geophysical model, б – velocity model, в – seismic profile, г – reviewed DSS profiles:**

1 – surface of crystalline substratum; 2 – surface of ancient protobasement (?); 3 – M-discontinuity; 4 – protoasthenosphere (?); 5 – seismic inhomogeneities – gently dipping disturbed zones in Earth's crust; 6 – reflectors in earth's crust; 7 – reflectors in upper mantle; 8 – reflectors in upper mantle and confident intervals of their construction; 9 – layer and boundary velocities, km/s; 10 – isovelocities, km/s; 11 – a complex in lower crust with velocity of 7,0 km/s or more («basalt»); 12 – diffraction points; 13 – density, g/cm<sup>3</sup>; 14 – compact zones; 15 – discompact zones; 16 – effective magnetization, A/m; 17 – boundaries of differently magnetized blocks; 18 – high electric conductivity zone; 19 – faults; 20 – Krivoy Rog extra-deep borehole; 21 – boundaries of crustal blocks; 22 – contour of Ukrainian Shield; 23 – Korsun'-Novomirgorod pluton; 24 – geotravvers (a) and profiles GSS (b)

перемещениях материала по латерали должно было происходить его разлинзование, расслоение, которое, по-видимому, усугубилось внедрением магматических силлоподобных интрузий глубинного происхождения.



**Рис. 35.** Характер расслоенности земной коры (а), акустические модели ее верхнего этажа (б) и зоны перехода коры – мантия (в) в центральной части Украинского щита:

$N$  – суммарная длина всех отражающих элементов в разрезе блока,  $n$  – то же, для определенного интервала глубин,  $M$  – раздел Мохо,  $H$  – глубина,  $V$  – скорость распространения продольных сейсмических волн. Заштрихованы интервалы глубин залегания раздела  $M$ . На графиках  $n/N$  Кировоградского блока совмещены данные нескольких профилей ГСЗ

**Fig. 35.** Character of crustal layering (а), acoustic models of upper crustal stage (б) and crust – mantle transition zone (в) in Central Ukrainian Shield:

$N$  – total length of all reflecting elements in block profile,  $n$  – the same for a definite depth interval,  $M$  – discontinuity,  $H$  – depth,  $V$  – velocities of longitudinal seismic waves. Dashed are  $M$ -discontinuity depth intervals. The  $n/N$  curves of the Kirovograd block represent data of the several DSS profiles separately

На контакте с древними архейскими блоками обрамления деформации приняли своеобразный характер. Перемещаясь к этим блокам от центра астенолита, земная кора как бы расщеплялась: находящиеся вверху древние гранитные серии надвигались на более молодые образования шовных зон (Чекунов и др., 1989), а нижние, «базальтовые» (скорость 7,0–7,5 км/с), уходили вниз, утолщая в совокупности кору до значения 55–60 км. В вертикальном сечении структурно-кинематический рисунок приобретал « $\nabla$ »-образный вид, который можно было бы назвать поддвиго-надвиговым или, прибегая при желании к терминологии тектоники плит, субдукционно-обдукционным. Заметим, что подобный характер сочленения, видимо, вообще довольно широко распространен, вспомним хотя бы каледониды Скандинавии, западную краевую часть Восточно-Европейской платформы в зоне Торнквиста – Тейссейра, Горный Крым и др.

Строение литосферы вулканогенно-флишоидной Ладожско-Ботнической шовной зоны и сопредельных с ней структур Балтийского щита (рис. 36) (Литосфера Центральной..., 1989; Чекунов и др., 1992а и др.) подобно украинским. Мощность коры под Лапландско-Карельской архейской провинцией, как и под древними Подольским и Приднепровским блоками Украинского щита, меняется мало и, за исключением отдельных аномальных участков, составляет



около 40 км. Скорости на разделе М – 8,1 км/с. Под Ладожско-Ботнической шовной зоной, подобно Одесской и Криворожско-Кременчугской, мощность коры увеличивается до 55–60 км, скорость в кровле мантии возрастает до 8,4–8,5 км/с. Утолщение коры во всех названных шовных зонах происходит за счет высокоскоростной нижней части коры со значениями  $V = 7,0–7,5$  км/с. На профиле Балтик, где глубокие корни Ладожско-Ботнической зоны проявлены наиболее отчетливо, мощность этой части коры, как и в украинских шовных зонах, достигает 20–30 км (рис. 36). Так же и в области увеличения мощности коры в ее верхах наблюдается подъем изолиний скорости. Аналогично представлен и переход от архейской Лапландско-Карельской к Свекофеннской провинции – это ступенеобразное погружение земной коры с северо-востока на юго-запад с амплитудой, меняющейся от 15–20 (профили Свека и Балтик) до 3–5 км (Приладожский профиль).

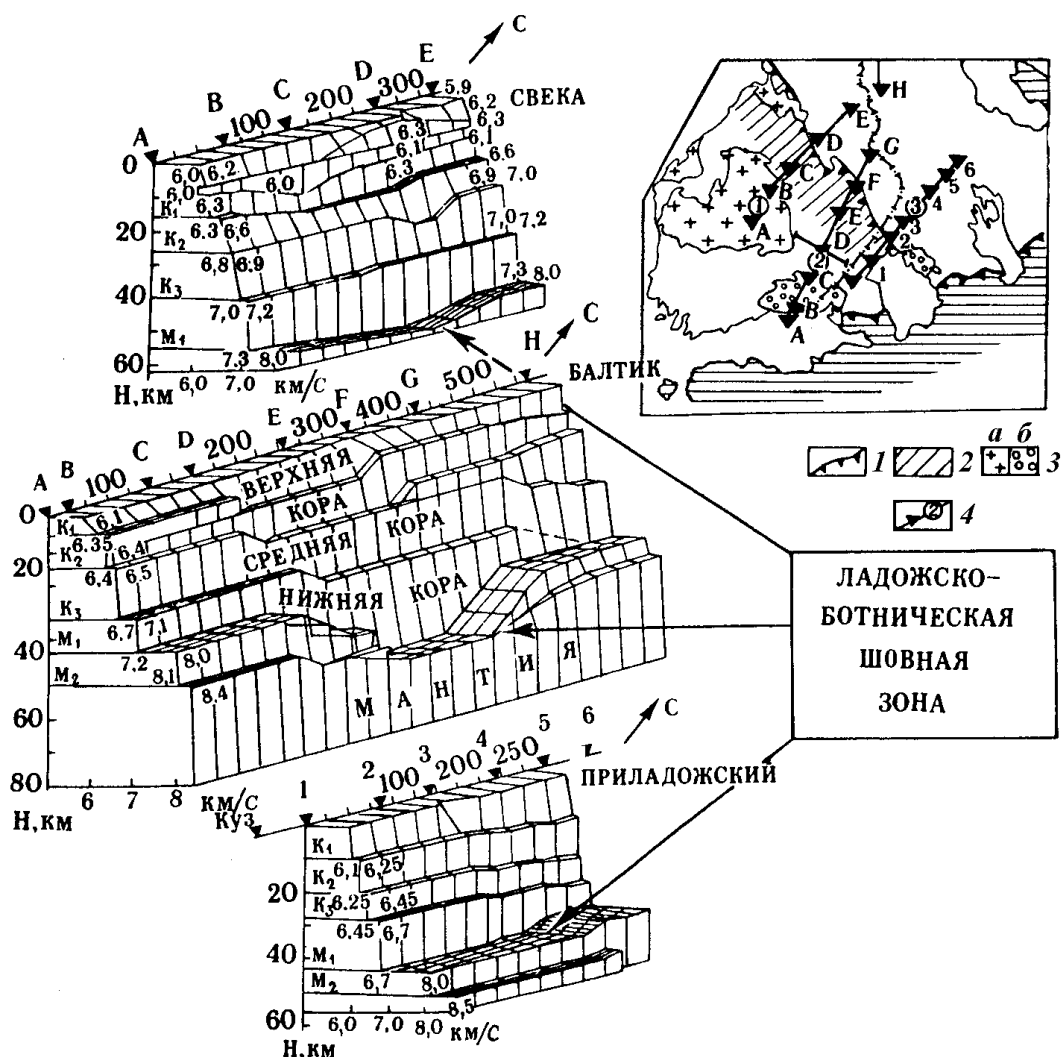


Рис. 36. Скоростные разрезы литосферы в Ладожско-Ботнической шовной зоне Балтийского щита (профили ГСЗ Свека, Балтик, Приладожский):

1 – границы главных провинций; 2 – сланцевая Ладожско-Ботническая зона; 3 – протерозойские граниты возраста 1900–1800 млн лет (а). 1700–1500 млн лет (б); 4 – профили ГСЗ и пункты взрыва (обозначены буквами или цифрами)

Fig. 36. Deep lithosphere velocity sections of the Ladoga-Bothnian zone, Baltic Shield (DSS profiles Sveka, Baltic and Near-Ladoga):

1 – boundaries of the main provinces; 2 – schist Ladoga-Bothnian zone; 3 – proterozoic granites 1900–1800 Ma old (a), 1700–1500 Ma old (b); 4 – DSS profile and shot points (denoted by letters or figures)

В Свекофеннской провинции юго-западнее Ладожско-Ботнической зоны мощность коры уменьшается в среднем до 45 км (под Кировоградским массивом Украинского щита 35–40 км). При этом в районе гранитных массивов, в том числе рапакиви (Выборгский и др.), как и на участке Корсунь-Новомиргородского плутона Кировоградщины (рис. 35), скоростная дифференциация и расслоенность коры во всем диапазоне глубин от 4 до 40 км (т. е. до Мохо) резко возрастают (рис. 37). В верхах коры, подобно Коростеньскому и Корсунь-Новомиргородскому плутонам Украинского щита (Соллгуб и др., 1963; Калюжная и др., 1968; Чекунов и др., 1986; Литосфера Центральной..., 1987), на глубинах до 10–15 км выделяются высокоскоростные (6,6–6,8 км/с) выклинивающиеся слои небольшой мощности, как бы внедренные в менее скоростной вмещающий субстрат. Наиболее вероятно, что это глубинные силлообразные интрузии пород основного состава, использующие субгоризонтальные ослабленные зоны.

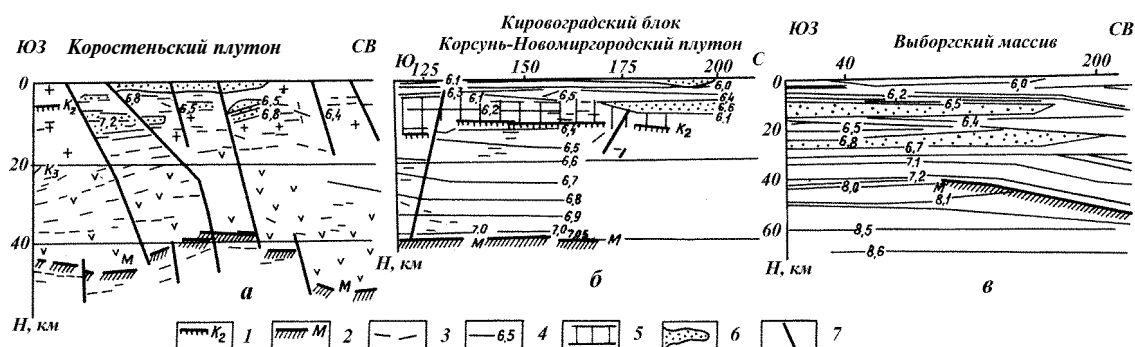


Рис. 37. Сейсмические разрезы земной коры массивов габбро-лабрадоритов и гранитов рапакиви Украинского и Балтийского щитов (а – Коростеньского (Литосфера Центральной..., 1987), б – Корсунь-Новомиргородского (Чекунов и др., 1986), в – Выборгского (Luosto, 1990):

1 – поверхность древнего протофундамента (?); 2 – раздел М; 3 –отражающие площадки в земной коре и верхней мантии; 4 – изолинии скоростей, км/с; 5 – слой с пониженной скоростью; 6 – высокоскоростные слои в верхней и средней части земной коры; 7 – разломы

Fig. 37. Deep seismic sections of the gabbro-labradorite and granite rapakivi massifs of the Ukrainian and Baltic Shields (а – Korosten', б – Korsun'-Novomirgorod, в – Vyborg:

1 – surface of the old protobasement (?); 2 – M-discontinuity; 3 – reflecting elements of the earth's crust and upper mantle; 4 – velocity isolines, km/s; 5 – low velocity layer; 6 – high velocity layers of the upper and middle earth's crust; 7 – deep faults

Подобие шовных зон и сопредельных с ними структур Украинского и Балтийского щитов прослеживается и в данных других методов. Так, Ладожско-Ботнической шовной зоне свойственны гравитационные минимумы; Выборгский массив рапакиви, как и Корсунь-Новомиргородский, при положительных формах рельефа сейсмических границ сопровождается минимумом значений силы тяжести. Вдоль Ладожско-Ботнической зоны протянулась коровая аномалия электропроводности, подобная Кировоградской (рис. 34) (Ковтун и др., 2002).

Такие, не часто встречающиеся в геологии подобия геофизических и геологических признаков удаленных друг от друга объектов позволяют считать их тектоническими эквивалентами единой генетической природы. Это дает основание использовать для объяснения образования и эволюции Ладожско-Ботнической зоны и разделяемых ею провинций Балтийского щита астенолитную геодинамическую модель, применяемую для структур Украинского щита.

Согласно этой модели, в раннем протерозое, в позднесвекокарельское время, архейская континентальная кора Свекофеннской провинции была реоморфизована, подвергнута кардинальной переработке, деструкции и гранитизации. Основными носителями переработки были магматические диапиры – крупные порции разогретого разуплотненного материала, поднимающиеся из глубины и внедрявшиеся в кору в виде многочисленных гранитных куполов и плутонов кварц-диоритового и гранодиоритового состава с сопутствующими габброидами. Возможно, что эти диапиры были производными от крупного мегаастенолита, охватывавшего всю Свекофеннскую провинцию. На это указывает, в частности, ее субизометричная замкнутая или полузамкнутая форма в центре Балтийского щита, на которую обращалось внимание в работе (Милановский, 1987).

На первом этапе деструкции в Свекофеннской провинции происходило опускание с накоплением вулканогенно-осадочного комплекса, впоследствии гранитизированного. Пластичность разогретой коры и форма носителей деформации — магматических диапиров — определяли хаотический, извилисто-петельчатый рисунок возникавших складчатых структур без какой-либо выдержанной ориентировки. Лишь вблизи периферических шовных зон «рамы» эти структуры приобретают упорядоченность простираний.

В глубоких зонах коры произошло латеральное перемещение материала от центральных частей мантийного астенолита к его периферии, вследствие чего высокоскоростные породы (7,0–7,5 км/с) скопились в Ладожско-Ботнической шовной зоне с соответствующим погружением раздела М. Это напоминает субдукционные явления на контактах сталкивающихся плит, как трактуется в работах (Bowes, 1980; Park, 1984; Gaal, 1986).

В заключительную стадию при кратонизации в Свекофеннской провинции сформировалась серия производных от глубинных диапиров крупных посторогенных массивов рапакиви, одним из которых является Выборгский. Как показывают сейсмические данные, эти массивы, как и аналогичные структуры Украинского щита, имеют ярусное строение и уплощенную форму (рис. 37).

Геологическая интерпретация глубинных геофизических данных и их осмысливание наиболее оптимальны в благоприятной ситуации хорошо изученных областей, каковыми, в частности, являются Украинский и Балтийский щиты, существенны для решения не только региональных, но и общих вопросов тектогенеза и геодинамики.

### **3.1.5. НЕКОТОРЫЕ СПЕЦИФИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ: КОРОСТЕНЬСКИЙ И КОРСУНЬ-НОВОМИРГОРОДСКИЙ ПЛУТОНЫ, ВЫБОРГСКИЙ МАССИВ**

К настоящему времени на территории некоторых плутонов гранитов рапакиви и габбро-анортозитов Восточно-Европейской платформы (Корсунь-Новомиргородский, Коростеньский, Выборгский и массив Аланд) выполнен значительный объем региональных геофизических и, в частности, сейсмических исследований (Крюченко и др., 1981; Соллогуб, 1986; Оровецкий и др., 1985; Чекунов и др., 1986; Дрогицкая, 1987; Литосфера Центральной..., 1987, 1988; Luosto et al., 1989; Шаров и др., 1990; The BABEL..., 1992), что позволило изучить основные черты глубинного строения земной коры этих структур.

Исследования глубинного строения подобных плутонов проводятся для поиска возможных путей разработки и решения проблемы гранитов рапакиви, основные вопросы которых заключаются в следующем. Что является причиной появления анортозит-рапакивигранитной формации в глобальном масштабе на одной из стадий эволюции земной коры в докембрии? Каков генезис гранитов рапакиви — магматическая кристаллизация или метасоматические процессы? В чем заключается механизм формирования плутонов гранитов рапакиви и габбро-анортозитов и в каких тектонических условиях происходит их становление?

На основании анализа результатов региональных геофизических исследований и, прежде всего, глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) в пределах некоторых крупных плутонов гранитов рапакиви и габбро-анортозитов Восточно-Европейской платформы (рис. 38) нами предложены, возможно, новые пути дальнейшей разработки проблемы (Трипольский и др., 2000).

Корсунь-Новомиргородский плутон гранитов рапакиви и габбро-анортозитов площадью 7 800 км<sup>2</sup> расположен в центральной части Украинского щита (Кировоградский блок) и представляет собой сложное многофазное интрузивное тело, которое прорывает гнейсы и мигматиты нижнепротерозойской метаморфической ингуло-ингулецкой серии и одновозрастные с ней гранитоиды новоукраинского комплекса (рис. 38, I). Формирование плутона происходило в условиях консолидированной платформы. Он сложен породами анортозит-рапакивигранитной формации, включающей основные, кислые, щелочные и гибридные разновидности. Граниты рапакиви и их фациальные разновидности занимают около 75% его площади, габбро-анортозиты и гибридные породы монцититового ряда — 25% площади. Породы основного состава залегают, в основном, в периферических частях плутона и контактируют непосредственно с вмещающими породами. Контакты гранитов с породами рамы имеют интрузивный характер без признаков ассимиляции (см. рис. 38, I).

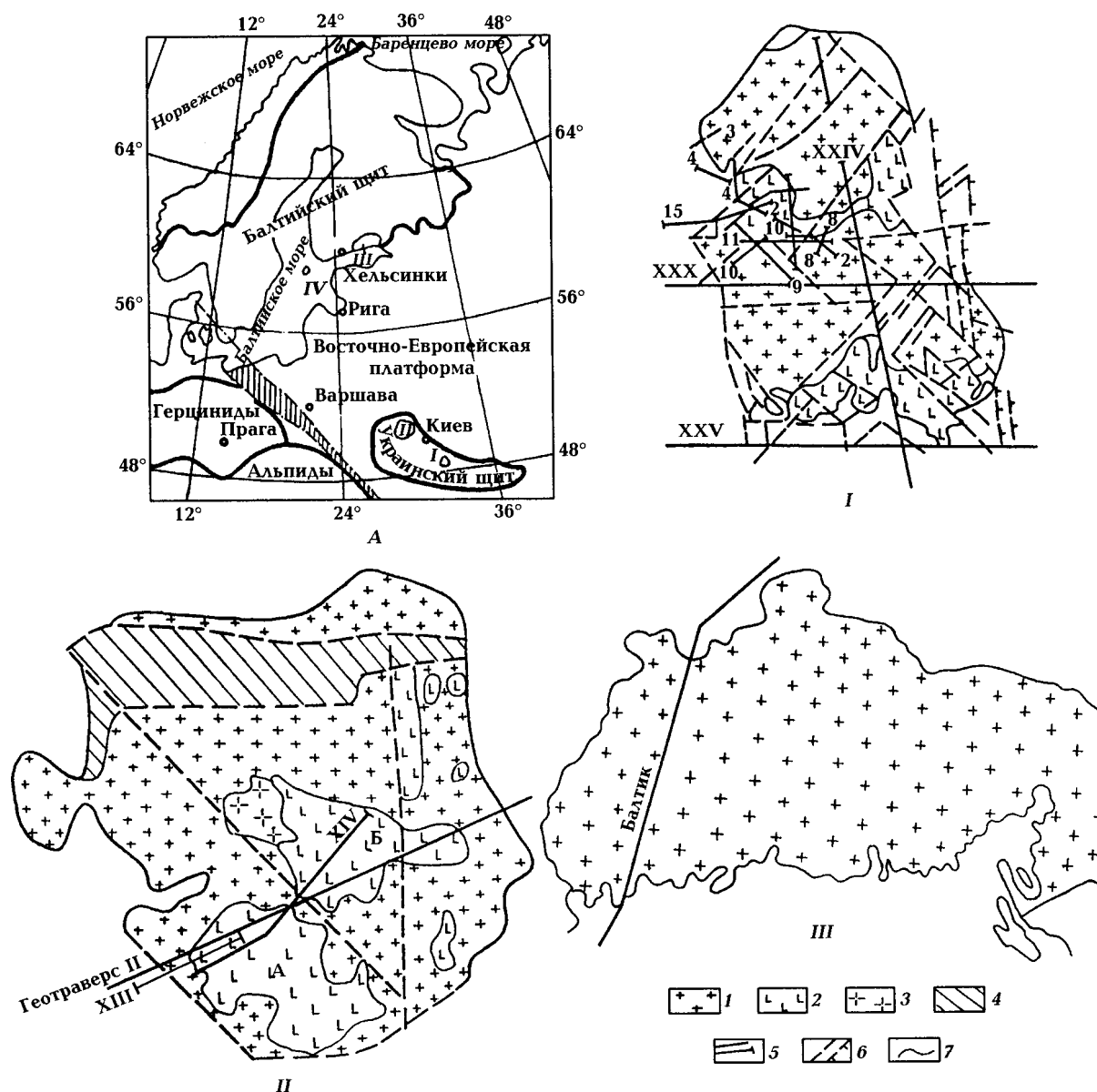


Рис. 38. Карта расположения плутонов гранитов рапакиви и габбро-анортозитов Восточно-Европейской платформы (А):

I – Корсунь-Новомиргородский; II – Коростеньский; III – Выборгский. Условные обозначения: 1 – граниты рапакиви; 2 – основные породы; 3 – токовские граниты; 4 – Овручский синклиний; 5 – сейсмические профили; 6 – разрывные нарушения; 7 – контуры массивов

Fig. 38. Rapakivi-granite and gabbroic-anorthosite plutons of the East European platform (A):

I – Korsun'-Novomirgorod; II – Korosten'; III – Vyborg. Legend: 1 – rapakivi-granite; 2 – mafics; 3 – tokov's granite; 4 – Ovruch synclinorium; 5 – seismic profiles; 6 – fractures; 7 – pluton contours

В тектоническом отношении Корсунь-Новомиргородский плутон представляет собой опущенный участок земной коры Украинского щита, ограниченный кольцевыми разломами (Гинтов, 1978). Плутон расположен в пределах регионального Кировоградского гравитационного минимума, вытянутого в северо-западном направлении. Диапазон изменений значений  $\Delta g$  равен 60 мГл. По характеру локального гравитационного поля территорию плутона можно разделить на три области: северную, центральную и южную. Интенсивные положительные аномалии силы тяжести северной области в целом располагаются по его периферии и приурочены к интрузивам основного состава. Гравитационное поле центральной области характеризуется

отрицательными значениями силы тяжести. В южной области наблюдается сложнодифференцированное гравитационное поле, представленное группой положительных и отрицательных аномалий в районе Новомиргорода. Положительные аномалии приурочены к интрузивным телам основного состава, отрицательные — к областям развития гранитов рапакиви. Магнитное поле плутона по своему характеру преимущественно отвечает сложнодифференцированному аномальному гравитационному полю. Положительное поле аномалий силы тяжести отвечает участкам аномального магнитного поля, отрицательным гравитационным аномалиям соответствуют безаномальные поля вертикальной составляющей  $Z_a$ .

Коростеньский плутон — один из крупнейших плутонов Украинского щита — сформировался в северо-западной части щита в среднем протерозое в период неустойчивого платформенного развития (рис. 38, II). Он имеет хорошо выраженную изометрическую форму, общая площадь плутона свыше 12 000 км<sup>2</sup>. Основные породы типа анортозитов, габбро-анортозитов, габбро-норитов, габбро-лабрадоритов, габбро-монзонитов образуют Волынский и Чеповичский массивы в центральной части плутона, более молодые коростеньские граниты типа рапакиви окружают их. На юге и западе граниты рапакиви контактируют с архейскими гранитогнейсами и мигматитами житомирского комплекса, на севере — с породами овручской эффузивноосадочной толщи, на востоке плутон перекрыт осадочными образованиями мезокайнозоя.

Возраст пород Коростеньского комплекса 1 750 млн лет, вмещающих пород нижнего архея — 1 900 ÷ 2 150 млн лет (Семененко, 1964). Породы, слагающие многофазный Коростеньский интрузив, внедрялись по сложной системе разрывных нарушений. Интрузии основного состава разделены региональными разломами северо-западного, северо-восточного и субширотного простираний, первые из которых преобладают.

Коростеньский плутон окружен кольцевой системой сбросов, причем блок пород, расположенный внутри кольца, является наиболее опущенным участком земной коры относительно окружающей рамы (Гинтов, 1978). Гравитационное поле Коростеньского плутона имеет отрицательное значение в его северо-восточной части и положительное — на всей остальной территории. На участке перехода от положительных к отрицательным значениям прослеживаются линейные зоны больших градиентов силы тяжести, обусловленные глубинными разломами, разделяющими блоки земной коры. В области положительного поля (Волынский массив) выделяется несколько полосовых аномальных зон, имеющих хорошо выраженное простирание и максимальное значение силы тяжести. В области довольно сложного отрицательного поля наибольший минимум силы тяжести наблюдается в центральной части Чеповичского массива.

В результате анализа гравитационного поля Коростеньского плутона В. М. Егоров пришел к заключению, что «области максимальных значений силы тяжести соответствуют положению ядра или части интрузива с повышенной вертикальной мощностью, а основные породы в нормальном поле имеют уплощенную форму залегания и образовались в результате межпластового проникновения интрузирующей магмы. В эпицентрах максимумов силы тяжести мощность основных пород достигает нескольких километров (возможно, до 6 км), а за их пределами снижается местами до нескольких сот метров» (Егоров, 1964).

Магнитное поле плутона довольно сложное. Отмечается большое число положительных и отрицательных аномалий, имеющих различную форму, интенсивность и размеры. Общий региональный фон магнитного поля соответствует гравитационному: положительные значения над Волынским массивом к северо-востоку меняются на отрицательные. В области перехода наблюдается интенсивная отрицательная аномалия, линейно вытянутая на северо-запад (Орлюк, 2000).

Выборгский плутон расположен в восточной части Балтийского щита на северном побережье Финского залива (рис. 38, III). Его южная часть находится под водной поверхностью залива, юго-восточная перекрыта вендскими отложениями верхнего протерозоя. Площадь плутона около 22 000 км<sup>2</sup>. В состав структуры входят граниты рапакиви, а также порфиридные граниты, гранодиориты, кварцевые сиенито-диориты, лабрадориты, основные габбро-нориты и диабазы.

Выборгский плутон представляет собой дискордантный лакколит, образовавшийся в результате внедрения гранитной магмы по вертикальному разлому посередине плутона и последующего ее распространения вдоль горизонтального разлома среди вмещающих пород (Wahl, 1925). Некоторые исследователи считают, что массив является сложной недифференцированной интрузией небольшой мощности (Великославинский, 1953).

Плутон характеризуется крутопадающими контактами с вмещающими породами. Анализ геолого-геофизических данных показывает, что по периферии он обрамляется кольцевым разломом. Результаты изучения современных тектонических движений на территории плутона свидетельствуют, что он является округлым блоком гранитного слоя коры, отличающимся отчетливой тенденцией к опусканию относительно рамы со скоростью до 0,5 мм/год в его центральной части (Tuominen et al., 1973).

В гравитационном поле рассматриваемая структура четко выражается интенсивным минимумом (преимущественно 40–50 мГл). Это соответствует контрасту плотности гранитов рапакиви (2,64 г/см<sup>3</sup>) и вмещающих гнейсов свекофеннского возраста (2,74 г/см<sup>3</sup>). Поскольку рапакиви менее магнитны, чем вмещающие гнейсы, плутон характеризуется пониженным магнитным полем. Контакты рапакиви с гнейсами рамы выражены зоной повышенных градиентов в гравитационном поле и сменой характера магнитного поля. Полный контур Выборгского плутона установлен по геофизическим (преимущественно гравиметрическим) данным. Согласно этим данным, в целом он имеет вид пластины толщиной около 5 км. Самые глубокие части гравитационного минимума интерпретируются исследователями как «корни» плутона, уходящие на глубину 15–20 км. Интенсивность гравитационного минимума настолько велика, что исследователи вынуждены предполагать разуплотнение пород земной коры под плутоном, которое может быть представлено как чередование пластов с более или менее высокой плотностью, что не исключает также возможного разуплотнения или какого-либо другого преобразования пород нижнего слоя земной коры (от 20 до 35–40 км) (Анортозит-рапакивигранитная..., 1978).

Описанные плутоны имеют ряд общих черт своего строения, основными из которых являются следующие (Левковский, 1975):

- по отношению к структурам вмещающих пород залегание плутонов является интрузивным и дискордантным;
- плутоны характеризуются полицентральным и многофазным строением;
- эти структуры, ограниченные кольцевыми разломами, отличаются в настоящее время независимыми вертикальными движениями относительно окружающей рамы.

Глубинное строение Корсунь-Новомиргородского и Коростеньского плутонов изучено сейсмическими исследованиями методом ГСЗ и корреляционным методом преломленных волн (КМПВ). В частности, Корсунь-Новомиргородский плутон пересечен двумя профилями ГСЗ в субмеридиональном (Канев – Николаев, профиль XXIV) и широтном (Маньковка – Болтышка, профиль XXX) (см. рис. 38, I) направлениях, Коростеньский – профилями КМПВ (XIII и XIV) и профилем ГСЗ (Шепетовка – Чернигов) (геотраверс II) (см. рис. 38, II). Все профили через Коростеньский плутон имеют северо-восточное направление.

С целью наиболее полного изучения строения земной коры в верхней части разреза и по глубинным горизонтам, включая переходную зону кора – мантия, отрабатывались две взаимно дополняющие друг друга системы встречных и нагоняющих годографов КМПВ – ГСЗ. Согласно системе КМПВ, пункты взрыва располагались на расстоянии 10–20 км друг от друга, при ГСЗ – в среднем через 40 км. Колебания регистрировались с интервалом 100 м в частотном диапазоне 8–20 Гц, преимущественно начиная от пункта взрыва. При такой системе наблюдений интервал между соседними каналами составлял менее половины длины волны, что позволяло уверенно осуществлять позиционную корреляцию и выделять не только выдержанные волны, но и короткие оси синфазности, обусловленные «штриховым» характером волнового поля. Длина годографов достигала 220–280 км, для уверенности структурных построений задавались детальные системы встречных и нагоняющих годографов. Высокая степень детальности исследований позволила получить сейсмические материалы, обеспечившие фактически однозначные результаты даже при использовании разных приемов и методов интерпретации.

Глубинное строение Выборгского плутона изучалось вдоль профиля Балтик (см. рис. 38, III) с применением менее детальной методики дискретного профилирования ГСЗ (расстояние между пунктами взрыва составляло 50–80, между регистраторами – 1,5 ÷ 4,0 км). По данным профильных исследований ГСЗ и точечных регистраций промышленных взрывов в пределах Финляндии и сопредельных территорий, включая Выборгский плутон, составлены горизонтальные скоростные сечения земной коры на глубинах 10, 20, 30 и 40 км (Burmakov et al., 1991).

Сейсмическое волновое поле, зарегистрированное при исследованиях КМПВ и ГСЗ в пределах Корсунь-Новомиргородского и Коростеньского плутонов, является в общих чертах типичным для Украинского щита. Отмечены некоторые характерные его особенности, на которых остановимся при рассмотрении этих плутонов.

Повсеместно прослежены основные волны, связанные с кровлей и подошвой консолидированной коры, — преломленно-рефрагированные от поверхности кристаллического фундамента, характеризующиеся постепенным нарастанием кажущихся скоростей по мере удаления от пункта взрыва, до- и закритические отраженные волны от границы раздела Мохоровичича (границы М)  $P_{отр}^M$ . Эти волны использованы при определении скоростных параметров земной коры и при изучении тонкослоистой структуры основных сейсмических границ.

Волны, отраженные от промежуточных границ в консолидированной коре, прослеживаются, как правило, нерегулярно (за исключением отдельных участков и районов плутонов), формируя «штриховое» поле, представленное множеством непротяженных, хотя временами и довольно интенсивных, осей синфазности. Такой характер волнового поля отражает дискретно-слоистую структуру земной коры Корсунь-Новомиргородского и Коростеньского плутонов.

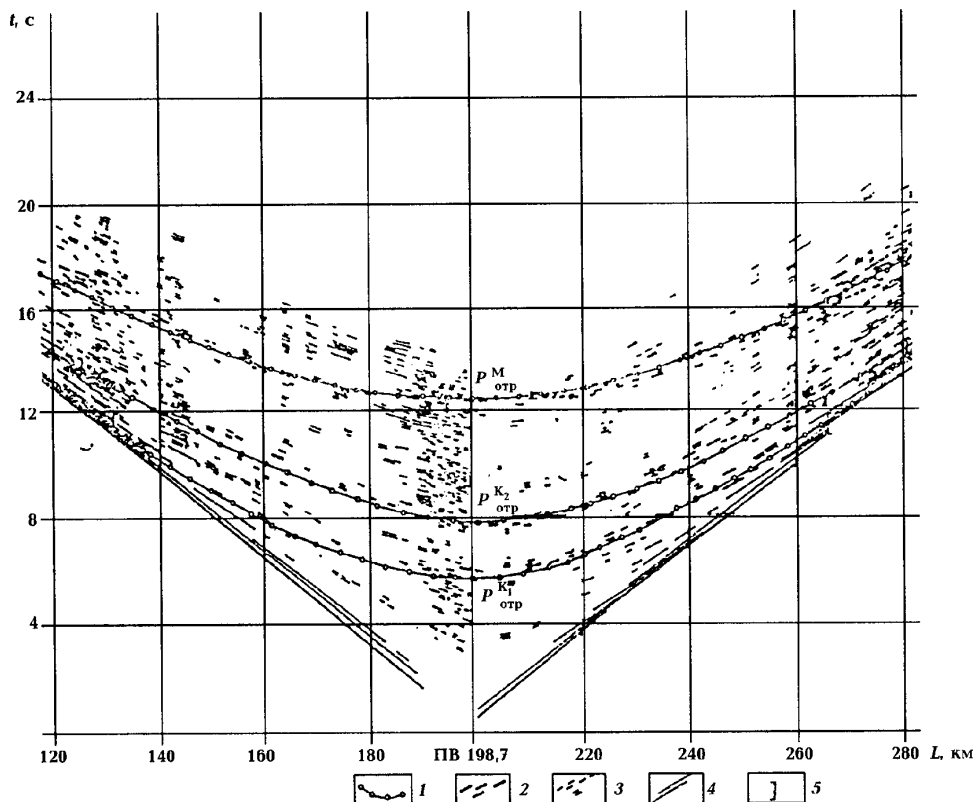
Помимо основных волн почти повсеместно зарегистрированы интенсивные обменные (практически поперечные рефрагированные S-волны) от поверхности кристаллического фундамента и границы М. Эти волны характеризуются пониженными скоростями распространения ( $V_S$  меньше  $V_P$  примерно в 1,7 раза) и более контрастным по сравнению с продольными волнами изменением градиента функции расхождения при пересечении крутонаклонных границ раздела. Они также более чувствительны к различного рода разрывным нарушениям и неоднородностям в кристаллическом фундаменте. Обменные волны использовались при изучении верхней части консолидированной земной коры. Годографы этих волн на участках тектонических нарушений имеют сложный и прерывистый характер. В результате анализа кинематических и динамических особенностей данного типа волн выделен ряд осложняющих поверхность фундамента контактов, которые уверенно коррелируются с геологическими данными.

Характерной особенностью сейсмического материала, особенно в пределах Коростеньского плутона, является большое количество докритических глубинных отраженных волн, прослеженных в последующей части записи в интервале от 4–5 до 20 с и более ( $P_{отр}^{K_1}$ ,  $P_{отр}^{K_2}$ ,  $P_{отр}^M$ ) (рис. 39). Из них наиболее уверенно выделяются субвертикальные отражения от границы М ( $P_{отр}^M$ ), которые наблюдаются в непосредственной близости от источника возбуждения на временах 12–13 с (Коростеньский плутон). В некоторых случаях отражения от границы М прослеживаются без разрыва при переходе от до- к закритической области регистрации. Докритические отраженные волны наряду с основными волнами использовались для определения скоростей распространения сейсмических волн в земной коре и верхней мантии.

Структурные построения, выполненные по докритическим отражениям от границы М, и акустический анализ волн, отраженных от основных сейсмических границ, согласуются с результатами, полученными по закритическим волнам, и подтверждают существование в низах коры сложной и неоднородной по своему строению переходной зоны от земной коры к верхней мантии. В результате интерпретации докритических отражений выявлены новые особенности глубинного строения земной коры, подтверждены «штриховой» характер и тонкая слоистость сейсмического разреза (Соллогуб и др., 1971).

Особенности волнового поля, зарегистрированного при наблюдениях на профиле Балтик в районе Выборгского плутона, заключаются в следующем. Общей закономерностью волн, прослеженных в первых вступлениях, является систематическое возрастание кажущейся скорости по мере удаления от пункта взрыва. По средней величине кажущейся скорости эти коровые волны разделяются на три группы:  $P_1 = 6,2 \div 6,3$ ;  $P_2 = 6,4 \div 6,6$ ;  $P_3 = 6,9 \div 7,3$  км/с. Для волн, отраженных от внутрикоровых границ, характерно неустойчивое прослеживание. Годографы указанных волн использованы для построения серии отражающих площадок, показывающих степень расслоенности коры.

Мантийные волны со скоростями 8,0 км/с и более регистрируются в первых вступлениях на удалениях, превышающих 200 км. Регистрируются также поперечные волны, причем отношения времен прихода поперечных и продольных волн достигают в районе плутона максимальных значений (1,88). Все прослеженные в первых вступлениях волны использованы для определения скоростей сейсмических волн (Азбель и др., 1993).



**Рис. 39. Сопоставление наблюдаемых и теоретических годографов волн в докритической и за критической областях (профиль ГСЗ Шепетовка – Чернигов):**

1 – теоретические годографы; 2 – наблюдаемые годографы, уверенно коррелирующиеся на значительных удалениях; 3 – менее протяженные наблюдаемые годографы; 4 – годографы первых волн; 5 – начальные точки

**Fig. 39. Comparison the experimental and theoretical traveltime curves at pre- and overcritical distance (DSS-profile Shepetovka – Chernigov):**

1 – theoretical traveltime curves; 2 – experimental traveltime curves correlated with confidence at the long distance; 3 – more short experimental traveltime curves; 4 – first arrivals; 5 – initial points

В верхней литосфере Корсунь-Новомиргородского плутона на разрезе по профилю ХХХ прослежено две основные сейсмические границы:  $K_2$  и М, которые характеризуются преимущественно субгоризонтальным залеганием в интервале глубин соответственно 10–12 и 40–46 км. В западной части плутона граница М погружается до глубин 44–46 км, в восточной краевой части плутона граница  $K_2$  залегает на глубине 15–16 км (рис. 40, а). На разрезе по профилю ХХIV Канев – Николаев граница  $K_2$  залегает преимущественно на глубине 10–12 км, а граница М – на глубине 39–40 км. На небольшом участке разреза протяженностью около 20 км в области сочленения Корсунь-Новомиргородского плутона и Новоукраинского массива границы  $K_2$  и М погружаются вдоль разломов до глубин 15–16 и 43–44 км соответственно (см. рис. 40, б).

В верхней части земной коры плутона на глубине преимущественно 4–10 км прослежен слой с пониженной скоростью. Средняя мощность земной коры Корсунь-Новомиргородского плутона, по данным ГСЗ, составляет 42,0 км, что несколько меньше, чем для Украинского щита в целом (44,6 км) (Tripolsky, 1997). Отметим, что уменьшенная по сравнению со средней для щитов мощность коры, в общем, характерна для плутонов гранитов рапакиви и анортозит-рапакивигранитной формации.

Земная кора плутона характеризуется невысоким уровнем расслоенности, за исключением интервалов залегания границ  $K_2$  и М, где фиксируется повышенное количество отражающих элементов. В результате анализа тонкослоистой структуры границ  $K_2$  и М составлена их слоисто-инверсионная модель. В частности, акустическая модель перехода кора – мантия



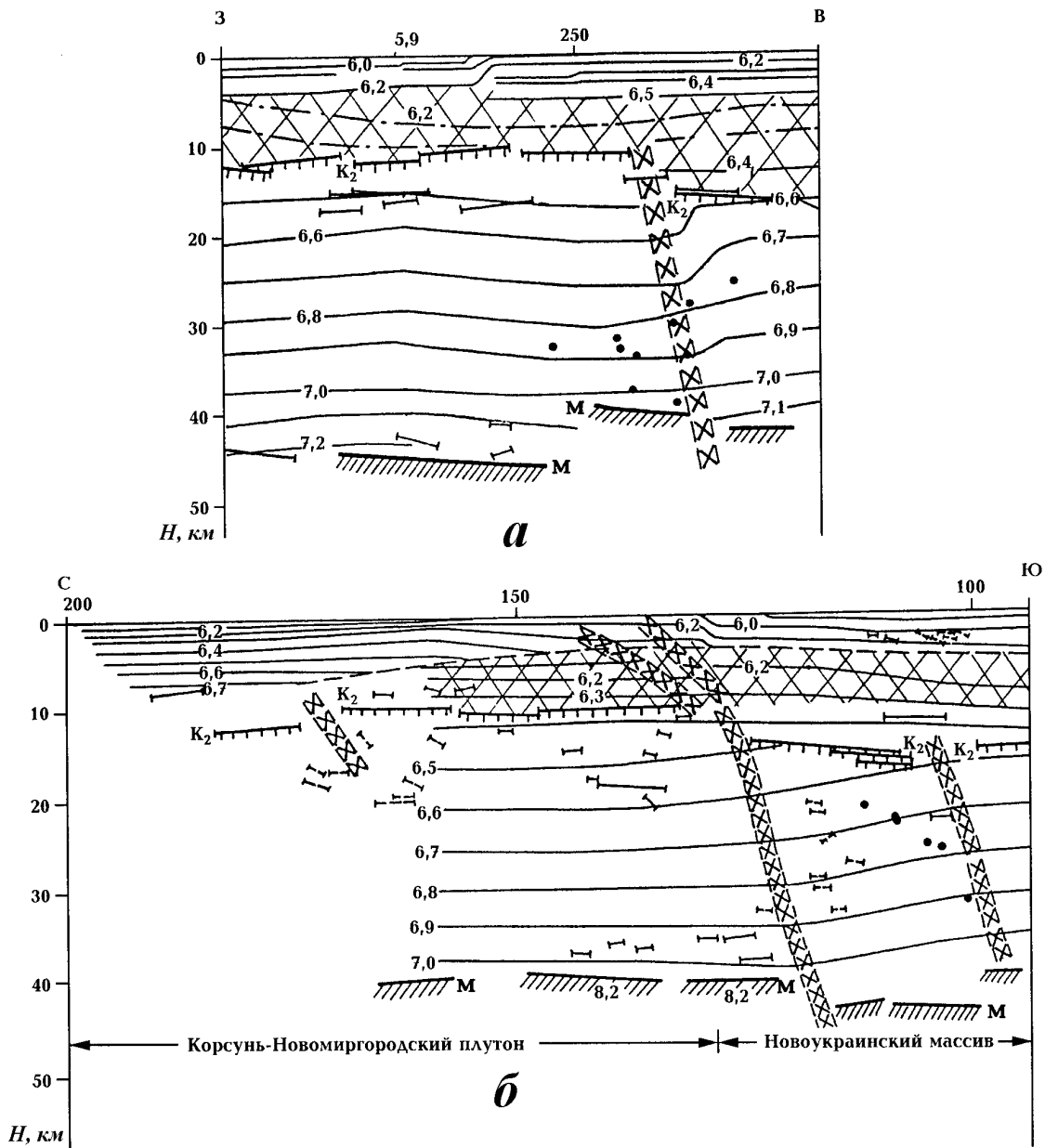
мощностью 6–8 км представлена в пределах Корсунь-Новомиргородского плутона слоисто-инверсионной нижней корой, залегающей на тонкослоистой мантии. В областях нарушения корреляции границы М нижняя кора плутона характеризуется повышенной расслоенностью, что можно объяснить внедрением межпластовых интрузий из верхней мантии.

Скорости распространения сейсмических волн возрастают от 5,9–6,0 у дневной поверхности до 7,0–7,2 км/с в низах коры. Граничная скорость на поверхности раздела М равна 8,1–8,2 км/с. Соотношение скоростей  $P$ - и  $S$ -волн ( $k = V_P/V_S$ ) в верхней части коры равно 1,73, в нижней – 1,75 ÷ 1,77 (Gdad, Tripolsky, 1995). На осредненной кривой  $V = f(H)$  земной коры Корсунь-Новомиргородского плутона, составленной на основании скоростных разрезов по профилям ГСЗ XXIV и XXX (рис. 41, кривая 1), в интервале 0,5–4,5 км выделяется один высокоскоростной слой (в его пределах превышения над значениями осредненных нормальных скоростей в коре докембрийских щитов северного полушария (см. рис. 41, кривая 4) (Tripolsky, 1997) достигают 0,15–0,20 км/с). Глубже превышения плавно снижаются от 0,06–0,07 км/с (интервал 10–20 км) до нулевых величин в низах коры.

Коростеньский плутон пересечен сейсмическими профилями КМПВ (XIII и XIV), а также профилем ГСЗ Шепетовка – Чернигов (геотраверс II). В результате детальных работ КМПВ составлены сейсмические разрезы, освещающие строение земной коры юго-западного и центрального участков плутона до глубины 15 км. Полученные материалы показали, что земная кора в районе Коростеньского плутона слоиста, в интервале глубин 0–15 км зарегистрировано несколько почти горизонтальных границ, характеризующихся высокими скоростями распространения упругих колебаний (рис. 42). Расчеты определения средних и пластовых скоростей, тщательное изучение закономерностей их изменения вдоль профилей и совместная интерпретация сейсмических и гравиметрических данных показали, что высокие скорости порядка 6,8–7,0 км/с характеризуют не сплошные многокилометровые толщи, а пластины основных пород сравнительно небольшой мощности (не более 1–3 км). Между этими пластинами залегают кислые породы гранитного состава со скоростями 6,0–6,2 км/с (см. рис. 42). Интрузии основного состава в целом контролируются региональными разломами северо-западного простирания (Калюжная, 1976). Как показали расчеты скоростных характеристик разреза, для района в целом характерно весьма быстрое нарастание скорости в верхней части разреза, примерно до глубины 3–4 км, а затем это нарастание происходит сравнительно медленно (от 6,4 км/с на глубине 3 км до 6,5–6,7 на глубине 15 км).

Наиболее информативные данные о строении Коростеньского плутона были получены в результате исследований ГСЗ вдоль геотраверса II, пересекающего все основные контакты пород различного состава и все структурные элементы плутона (Литосфера Центральной..., 1987). Проведенные исследования показали, что в пределах Коростеньского плутона мощность земной коры изменяется от 47 до 36 км (см. рис. 40, в). Рельеф границы М сильно изрезан тектоническими нарушениями различной амплитуды, достигающей 5–6 км в краевых частях плутона. Минимальная глубина залегания границы М (36–38 км) зарегистрирована под Чеповичским массивом основных пород, где она образует очень пологий антиклинальный перегиб, осложненный двумя четкими нарушениями в районе ПК 255 – ПК 275. Последнее протрассировано по всем промежуточным границам, а также по поверхности фундамента. Это, несомненно, крупный глубинный разлом, который нашел отражение во всех геофизических полях и уверенно констатирован геологическими данными. Разлом разделяет два массива основных пород (Волинский и Чеповичский) и, по-видимому, к этому глубинному разлому был приурочен главный подводящий канал анортозитов, габбро-норитов, габбро-лабрадоритов и других разновидностей основных пород. Граница  $K_2$  в пределах Коростеньского блока не прослеживается.

Сопоставление сейсмоскоростного разреза с геологическими данными в районе развития пород Коростеньского плутона (см. рис. 40, в) показало хорошую корреляционную связь между скоростями и геологическими характеристиками среды. Так, на участке геотраверса II, пересекающего Волинский габбро-лабрадоритовый массив, вблизи его центральной части (ПК 220 – ПК 250) наблюдается четкое переслаивание высокоскоростных ( $V = 6,4 \div 6,5$  км/с) и низкоскоростных ( $V = 5,9 \div 6,0$  км/с) слоев различной мощности (от 1 до 3–4 км). Далее скорости плавно возрастают с глубиной от 6,5 км/с до значений, равных в среднем 7,1 км/с и более вблизи поверхности М, что соответствует характеру изменения скорости в других районах Украинского щита.



На участке профиля, пересекающего Чеповичский массив основных пород в его южной краевой части (ПК 260 – ПК 300), наблюдается иная картина – переслаивание слоев с пониженными и повышенными скоростями небольшой мощности (не более 1–2 км) зарегистрировано в небольшом интервале глубин – всего 0–3 км. Глубже (8–11 км) выделяется протяженный слой пониженной скорости ( $V = 6,35$  км/с) мощностью 2–3 км. В интервале глубин 10–25 км скорости по сравнению с Волынским массивом возрастают с более высоким градиентом, достигая значений 6,8 км/с в нижней части разреза, характеризующейся, напротив, более низким градиентом. У поверхности М скорость сейсмических волн, как и в Волынском массиве, равна 7,1 км/с.

Проведенные исследования показали, что строение земной коры района развития пород сложного Коростеньского плутона существенно отличается в пределах разных его участков. Это устанавливается по скоростям и по другим параметрам. Так, Волынский и Чеповичский блоки земной коры различаются не только по количеству и мощностям выделяемых слоев, но и толщиной консолидированной коры в целом не менее чем на 10 км. Средняя мощность земной коры Коростеньского плутона по данным ГСЗ составляет 41,3 км, что меньше чем для Украинского щита в целом (44,6 км) (Tripolsky, 1997).

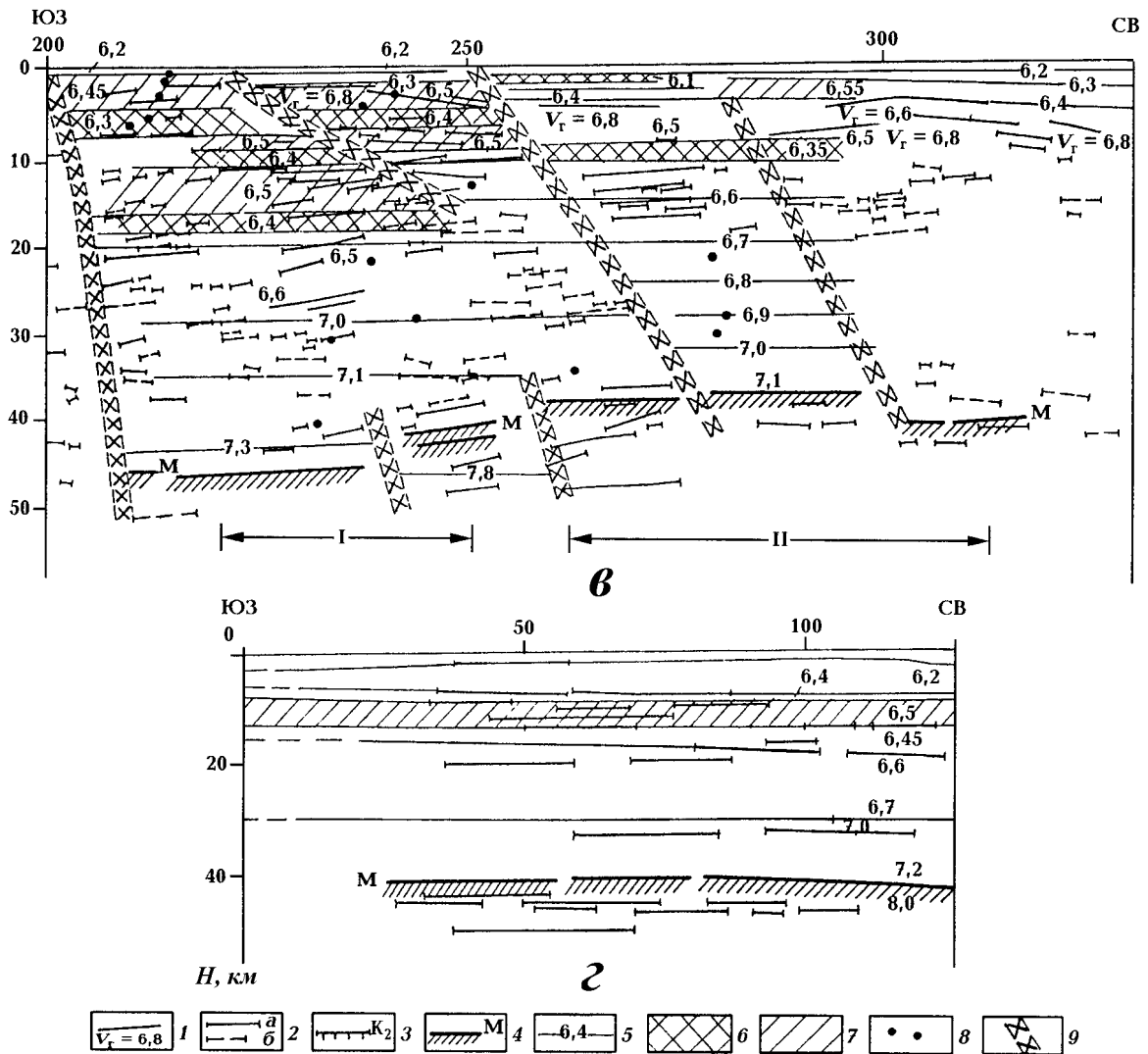


Рис. 40. Глубинные сейсмические разрезы плутонов Украинского и Балтийского щитов:

*a* – разрезы Корсунь-Новомиргородского плутона по профилю XXX Маньковка – Болтышка; *б* – по профилю XXIV Канев – Николаев; *в* – разрез Коростеньского плутона по профилю Шепетовка – Чернигов (геотраверс II); *г* – разрез Выборгского плутона по профилю Балтик (Vurmakov et al., 1991); 1 – преломляющие границы с указанием значений граничной скорости, км/с,  $V_r$ ; 2 – отражающие границы и элементы, построенные по закритическим (*a*) и докритическим (*б*) волнам; 3 – отражающая граница  $K_2$  в земной коре Корсунь-Новомиргородского плутона; 4 – поверхность раздела Мохоровичича (М); 5 – изолинии скорости, км/с; 6 – слой с пониженной скоростью; 7 – слой с повышенной скоростью; 8 – точки дифракции; 9 – глубинные разломы по данным ГСЗ; I и II – Волынский и Чеповичский массивы основных пород

Fig. 40. Deep seismic sections of the Ukrainian and Baltic shield plutons:

*a* – section of the Korsun'-Novomirgorod pluton along DSS-profile XXX Man'kovka – Boltshka; *б* – the same along DSS-profile XXIV Kanev – Nikolaev; *в* – section of the Korosten' pluton along profile Shepetovka – Chernigov (geotraverse II); *г* – section of the Vyborg pluton along profile Baltic; 1 – refracted boundaries and boundary velocities, km/s; 2 – reflected boundaries and elements (fragments) constructed by overcritical (*a*) and precritical (*б*) waves; 3 – reflected boundary  $K_2$ , earth's crust of the Korsun'-Novomirgorod pluton; 4 – M-discontinuity (M); 5 – velocity isolines, km/s; 6 – low velocity layer; 7 – high velocity layer; 8 – diffraction points; 9 – deep faults by DSS data; I and II – Volyn' and Chepovichy massifs of the mafic rocks accordingly

Выполненные работы ГСЗ–КМПВ подтвердили представления исследователей о том, что Коростеньский плутон является многоэтажным интрузивным образованием, распространяющимся до глубин 10–15 км. С учетом глубинного строения Волынского и Чеповичского массивов можно предположить, что они имеют различную мощность, которая уменьшается в направлении от центра массивов к их краевым частям.

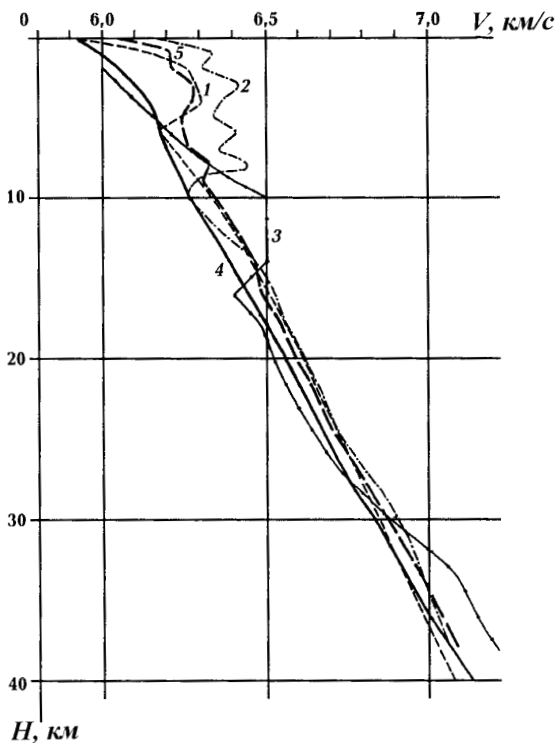


Рис. 41. Осредненные скоростные кривые  $V = f(H)$  земной коры Корсунь-Новомиргородского (1), Коростеньского (2), Выборгского (3) плутонов, докембрийских щитов северного полушария (4) и всех вместе взятых рассмороженных плутонов (5)

Fig. 41. Averaged velocity-depth relations  $V = f(H)$  for the earth's crust of Korsun'-Novomirgorod (1), Korosten' (2), Vyborg (3) plutons, precambrian shields of the north hemisphere (4) and all plutons considered (5)

дробная расслоенность всей коры с наличием многочисленных отражающих элементов по  $P$ - и  $S$ -волнам, начиная с глубин 4 км и до границы  $M$  на глубине 40–43 км. В верхней и средней коре на глубине 10–14 км выделен высокоскоростной слой (6,5 км/с), характеризующийся некоторым увеличением намагниченности слагающих его пород. Слой выклинивается в 40 км к северо-востоку от северной границы Выборгского плутона. И этот слой, и переходная зона кора – мантия характеризуются тонкой структурой, которая выражается в концентрации отражающих элементов, построенных разными независимыми способами по фрагментам географов отраженных  $P$ - и  $S$ -волн. Средняя мощность земной коры плутона в разрезе по профилю ГСЗ Балтик равна 41,2 км, что меньше чем для Балтийского щита в целом (43,8 км) (Tripolsky, 1997).

Высокоскоростной слой, по мнению исследователей, представляет собой главный элемент интрузивного тела Выборгского плутона (Шаров и др., 1990). Поле скоростей  $S$ -волн в его разрезе резко отличается от поля скоростей  $P$ -волн. В верхах коры скорости  $S$ -волн являются нормальными, отношение  $V_P/V_S = 1,73$  или несколько меньше. Глубже 10 км это отношение увеличивается в пределах 1,80–1,88, при этом скорость  $S$ -волн очень слабо увеличивается с глубиной – от 3,71 на глубине 10 км до всего лишь 3,73 км/с на глубине 40 км. При таком малом градиенте интервал 10–40 км может рассматриваться как область постоянных скоростей  $S$ -волн. Глубже, в верхней мантии, отношения  $V_P/V_S$  являются нормальными (1,73). Анализ скоростей продольных и поперечных волн показывает, что аномально малые значения  $V_S$  вызваны слабой дифференциацией пород по скоростям  $S$ -волн (Перхуц, Корхонен, 1989).

Рассмотренные особенности глубинного строения Коростеньского плутона могут быть также обусловлены наклонным положением разломов – подводящих каналов для интрузивных магм. Возможно, неоднозначность интерпретации будет устранена после получения материалов исследований по международному профилю «Евробридж», пересекающему плутон в другом направлении – с севера на юг (Егорова и др., 2003).

Учитывая общность основных черт строения Коростеньского и Корсунь-Новомиргородского плутонов, можно с определенной степенью обоснованности предполагать, что нижняя литосфера Корсунь-Новомиргородского плутона, по аналогии с Коростеньским, также имеет тонкослоистую структуру. В свою очередь, граница  $M$  Коростеньского плутона, как и Корсунь-Новомиргородского, характеризуется слоисто-инверсионной моделью. Это предположение подтверждается повышенной расслоенностью переходной зоны кора – мантия по данным геотраверса II (см. рис. 40, в).

На осредненной кривой  $V = f(H)$  земной коры Коростеньского плутона, составленной на основании скоростного разреза по геотраверсу II (см. рис. 41, кривая 2), в интервале 1–9 км выделяется контрастный скоростной максимум, представленный несколькими слоями с повышенной и относительно пониженной скоростями. Глубже наблюдается плавное сближение с нормальными скоростями  $V = f(H)$  (см. рис. 41, кривая 4) докембрийских щитов северного полушария.

Глубинное строение Выборгского плутона представлено разрезом по профилю ГСЗ Балтик (см. рис. 40, г) (Luosto et al., 1989, 1990; Шаров и др., 1990; Burmakov et al., 1991; Азбель и др., 1993). Отличительной особенностью разреза является

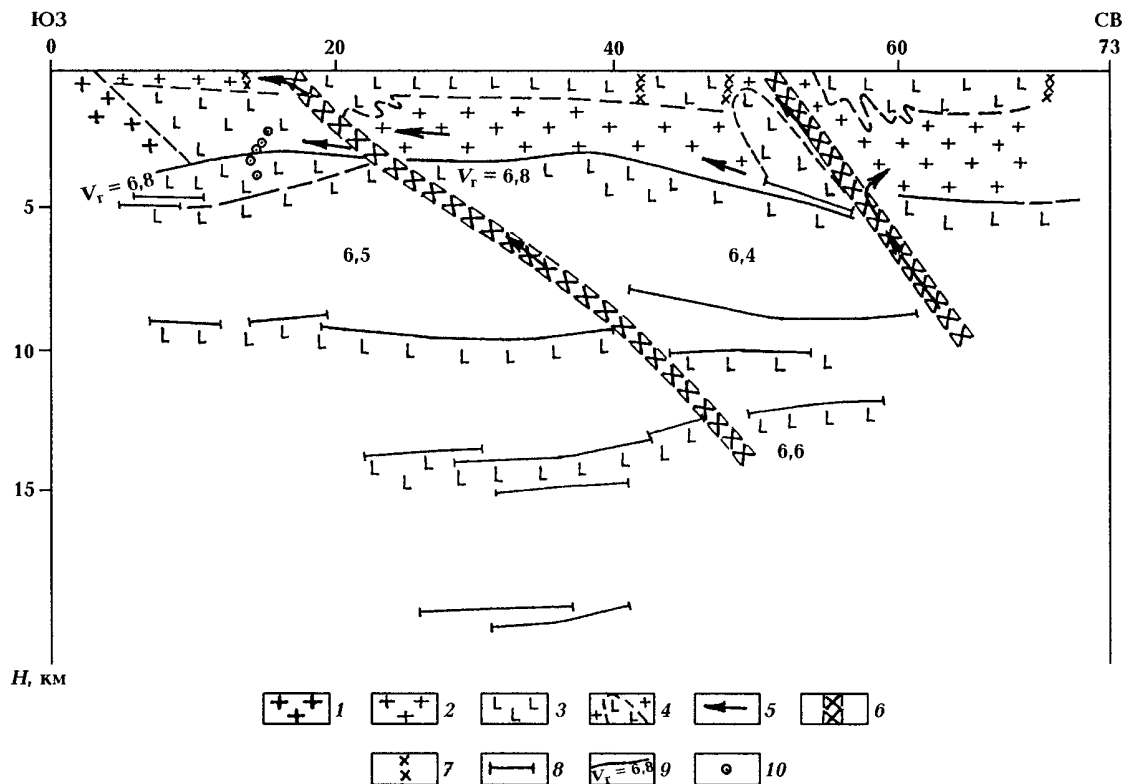


Рис. 42. Геолого-геофизический разрез верхней части земной коры Коростеньского плутона:

1 – гранито-гнейсы и мигматиты Кировоградско-Житомирского комплекса; 2 – граниты Коростеньского интрузивного комплекса; 3 – габбро-лабрадориты Коростеньского интрузивного комплекса; 4 – контакты основных и кислых пород Коростеньского комплекса по данным грави- и магнитометрии; 5 – предполагаемые направления внедрения кислой магмы при образовании коростеньских гранитов; 6 – зоны крупных разломов; 7 – мелкие разломы; 8 – отражающие площадки; 9 – преломляющие границы с указанием граничных скоростей  $V_r$ ; 10 – точки дифракции

Fig. 42. Geologo-geophysical section of the Korosten' pluton upper crust:

1 – granite-gneiss and migmatites of the Kirovograd-Zhytomir complex; 2 – granites of the Korosten' intrusive complex; 3 – gabbro-labradorite of the Korosten' intrusive complex; 4 – contacts of mafic and granitoid rocks of the Korosten' complex by gravi- and magnitometric data; 5 – supposed directions of granitoid magma intrusions accompanied korosten' granites formation; 6 – major deep faults; 7 – minor faults; 8 – reflected boundaries; 9 – refracted boundaries and boundary velocities, km/s; 10 – diffraction points

Горизонтальные сечения земной коры Выборгского плутона на глубинах 10, 20, 30 и 40 км фиксируют в основном повышенные значения скорости продольных волн (Вурмаков et al., 1991). С возрастанием глубины превышения скоростей над их нормальными значениями возрастают – на глубине 10 км они равны 0,03 км/с, на глубине 20 – 0,08 км/с, на глубине 30 км – 0,14 ÷ 0,24 км/с и на глубине 40 км – 0,11 ÷ 0,31 км/с. В общем, это согласуется со скоростным разрезом по профилю Балтик (см. рис. 40, з), за исключением уровня  $H = 10$  км, где в горизонтальном сечении не отражен высокоскоростной слой (6,5 км/с). Такое несоответствие исследователи объясняют тем, что первые вступления, использованные для расчета скоростей по горизонтальным сечениям, на удалениях 60–100 км не всегда характеризуются удовлетворительным качеством (Вурмаков et al., 1991).

На осредненной кривой  $V=f(H)$  земной коры Выборгского плутона, составленной на основании скоростного разреза по профилю Балтик (см. рис. 41, кривая 3), уверенно фиксирует высокоскоростной слой на глубине 10–14 км. Глубже (интервал 16–26 км) скорости  $P$ -волн несколько ниже ( $-0,02 \div -0,04$  км/с) осредненных (нормальных) в коре докембрийских щитов северного полушария (см. рис. 41, кривая 4), с глубиной скорости  $P$ -волн в коре Выборгского массива уже превышают нормальные, причем по нарастающей – от 0,05 до 0,15 км/с в низах коры (34–38 км).

Здесь же (см. рис. 41, кривая 5) приведены осредненные скоростные параметры земной коры всех рассмотренных плутонов. Из сопоставления кривых 4 и 5 видно, что земная кора

всех вместе взятых плутонов является более высокоскоростной по сравнению с корой докембрийских щитов. Максимальная разность скорости отмечается в интервале 1–3 км (0,25–0,40 км/с), после чего она плавно уменьшается до 0,05 км/с на глубине 16 км, оставаясь далее постоянной до самых низов коры.

На акватории Балтийского моря и Ботнического залива проведены глубинные сейсмические исследования методом отраженных волн (МОВ). В районе плутона Аланд, сложенного гранитами рапакиви, габбро и кварцевыми диабазами, разрезы по профилям 1 и 7 проекта BABEL характеризуются повышенными значениями сейсмических скоростей (выше нормальных значений на 0,1–0,2 км/с) и умеренной мощностью земной коры (The BABEL..., 1992), что фиксируется также в пределах других однотипных структур.

Таким образом, для всех рассмотренных плутонов характерны повышенные скорости, особенно в верхней части земной коры, иногда в ее низах (Выборгский плутон). Это хорошо видно на рис. 43, где осью абсцисс является осредненная кривая  $V = f(H)$  для докембрийских щитов (нормальные скорости), а осью ординат – превышение  $\Delta V$  относительно нормальных скоростей для каждого плутона в отдельности (кривые 1–3). Интересно, что амплитуды и области прослеживания  $\Delta V$  в разных плутонах различны:

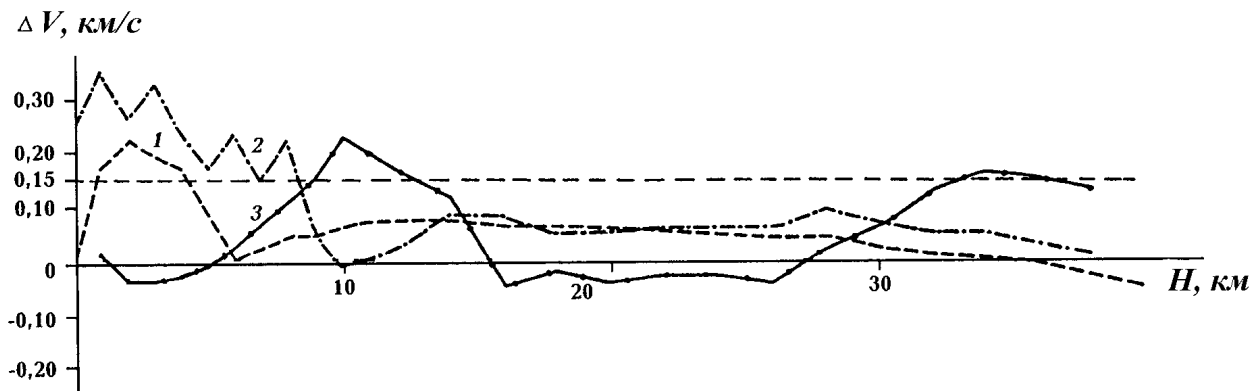


Рис. 43. Кривые превышений  $\Delta V$  сейсмических скоростей в земной коре Корсунь-Новомиргородского (1), Коростеньского (2), Выборгского (3) плутонов относительно осредненных скоростей в земной коре докембрийских щитов (0,15 – среднее квадратичное отклонение, км/с, вычисленное при осреднении скоростей в земной коре докембрийских щитов)

Fig. 43. Relations of seismic velocity exceeding in the Korsun'-Novomirgorod (1), Korosten' (2) and Vyborg (3) plutons concerning averaging velocities of the precambrian shields earth's crust (0,15 – standard deviation, km/s, calculated in process of velocity averaging for the precambrian shields earth's crust)

1. Корсунь-Новомиргородский – контрастный максимум  $\Delta V$  (кривая 1) фиксируется в интервале глубин 1–5 км, небольшой максимум приурочен к интервалу 10–16 км, глубже которого до самых низов коры наблюдается плавное сближение кривой 1 с осью абсцисс.

2. Коростеньский – контрастный максимум  $\Delta V$  (кривая 2) в интервале 0–9 км, минимум превышений скоростей в интервале 10–11 км, далее, в общем, плавное снижение значений  $\Delta V$  почти до нулевых значений в низах коры.

3. Выборгский – незначительный дефицит скоростей  $\Delta V$  (кривая 3) до  $-0,05$  км/с в интервалах 1,5–5 и 16–26 км, контрастный, как и в пределах других плутонов, максимум  $\Delta V$  в интервале 7–15 км и характерный лишь для Выборгского плутона максимум  $\Delta V$  в низах коры.

Известно, что среднее квадратичное отклонение при осреднении скорости  $P$ -волн в земной коре докембрийских щитов равно  $\pm 0,15$  км/с (Tripolsky, 1997). С учетом этого следует отметить, что для всех рассмотренных структур абсолютная величина максимального превышения  $\Delta V$  превосходит среднее квадратичное отклонение, причем это наблюдается в разных интервалах глубин: 1–4 км (Корсунь-Новомиргородский), 0–8 км (Коростеньский) и 9–12 км (Выборгский). Интересно, что глубина, на которой фиксируется максимум  $\Delta V$ , возрастает от Корсунь-Новомиргородского плутона к Выборгскому или от самого малого по площади плутона к самому крупному, а также и с севера на юг.

Просуммировав  $\Delta V$  по всей толще земной коры с интервалом 1 км для каждого из плутонов в отдельности, имеем следующие результаты: 0,276 км/с — Коростеньский плутон; 0,143 км/с — Корсунь-Новомиргородский; 0,120 км/с — Выборгский. По-видимому, эти суммы превышений каким-то образом могут характеризовать общий объем интрузий основной и ультраосновной магмы и/или глубину ее внедрения в земную кору. Максимальная сумма превышений Коростеньского плутона качественно согласуется с полем силы тяжести, где его значения преимущественно положительные.

Исходя из анализа рассмотренных скоростных параметров, можно предположить, что интрузивный материал внедрялся в земную кору плутонов на различных глубинных уровнях и характер этого внедрения был различен. Так, наиболее мелкое залегание нерасслоенных (массивных) интрузий (1–4 км) фиксируется в пределах Корсунь-Новомиргородского плутона (на кривой  $\Delta V = f(H)$  выделяется один высокоскоростной слой). Межпластовые интрузии, для которых характерно чередование высоко- и низкоскоростных слоев (об этом можно судить по особенностям кривой 2 на рис. 43), внедрились в земную кору Коростеньского плутона в интервале 1–10 км. И, наконец, в коре Выборгского плутона на глубине 10–14 км установлено довольно мощное интрузивное тело. Следовательно, можно предположительно заключить, что характер и особенности интрузивной активности изменяются от плутона к плутону, причем глубина внедрения высокоскоростных пород возрастает от Корсунь-Новомиргородского плутона к Коростеньскому и далее к Выборгскому.

Необходимо отметить, что наши выводы согласуются с результатами количественной интерпретации гравиметрических данных. Так, мощность интрузий пород основного состава Корсунь-Новомиргородского плутона (анортозиты, габбро-анортозиты), обнажающихся на дневной поверхности, не превышает согласно расчетам 2–3 км. На Коростеньском плутоне уровень нижних границ интрузивов габбро и габбро-анортозитов залегает на глубине не более 6–8 км (Егоров, 1964). Это хорошо согласуется со скоростной кривой  $V = f(H)$ , полученной по данным ГСЗ (см. рис. 41, кривая 2).

Следует отметить, что для уверенного определения пространственного положения нижних границ интрузивов основных пород в пределах Корсунь-Новомиргородского и Коростеньского плутонов желательно провести глубинные сейсмические исследования методом общей глубины точки (МОГТ) — МОВ. Применение этого метода принесло положительные результаты при решении подобных задач в пределах Канадского и Балтийского щитов (Lewry et al., 1994; Clowes et al., 1996; Ganchin et al., 1998; Глубинное..., 2004).

Исследованиями КМПВ в районе Овручского синклиория также было выявлено сравнительно неглубокое (около 5 км) залегание сейсмического горизонта с высокими скоростями распространения упругих колебаний (6,8–7,0 км/с). Это дало возможность предположить, что основные породы Коростеньского комплекса прослеживаются также в пределах Овручского синклиория, который по отношению к Коростеньскому плутону является наложенной структурой.

Сейсмические модели земной коры Корсунь-Новомиргородского, Коростеньского и Выборгского плутонов (рис. 44) характеризуются как общими, так и индивидуальными чертами строения. Общими для всех плутонов являются следующие: умеренная средняя мощность земной коры (41,2–42,0 км), высокий уровень сейсмической расслоенности переходной зоны кора — мантия, наличие в верхней и средней коре слоев с повышенными или пониженными скоростями распространения сейсмических волн, (преимущественно повышенными). При этом средняя глубина залегания слоя с повышенной скоростью изменяется от плутона к плутону: от минимальной 2–5 (в Корсунь-Новомиргородском) до 8–14 км (в Выборгском). В пределах Коростеньского плутона в интервале глубин 2–17 км устанавливается сложное чередование слоев с повышенной и пониженной скоростями с преобладанием повышенных.

Повышенные скорости в земной коре рассмотренных плутонов отражают повышенную плотность горных пород, слагающих земную кору. Однако гравитационное поле Корсунь-Новомиргородского и Выборгского плутонов характеризуется, как отмечено ранее, преимущественно отрицательными значениями. Столь необычное сочетание повышенных скоростей и пониженных значений силы тяжести может объясняться, на наш взгляд, разуплотнением пород верхней мантии данных плутонов. Выявление и изучение масштабов и особенностей разуплотнения представляет собой предмет дальнейших комплексных сейсмогравитационных исследований.

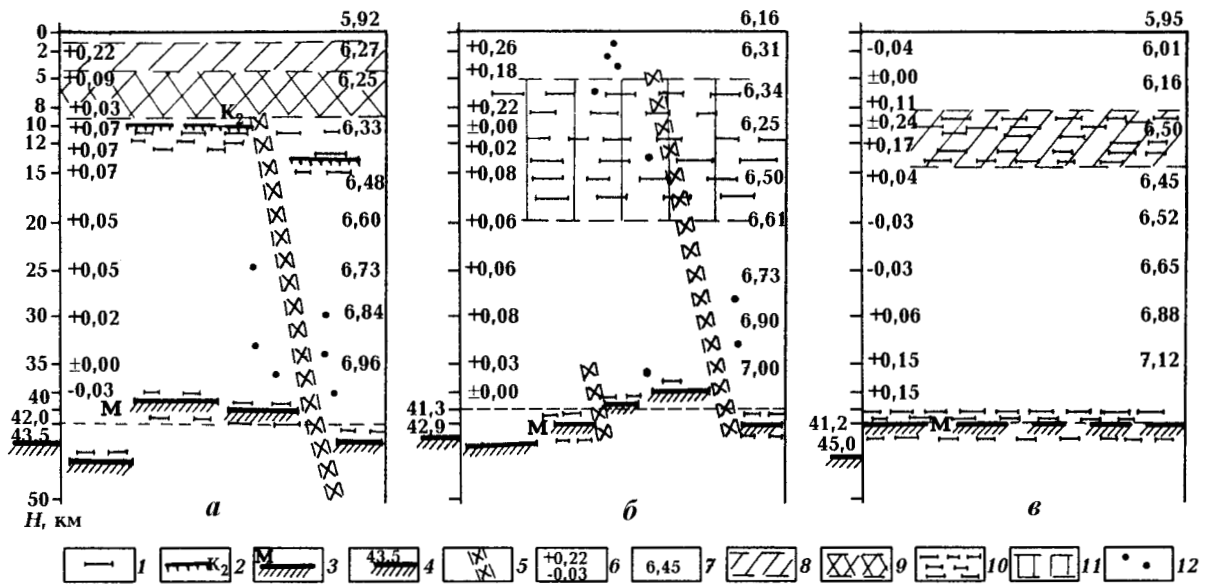


Рис. 44. Сейсмические модели земной коры Корсунь-Новомиргородского (а), Коростеньского (б), Выборгского (в) плутонов:

1 — отражающие площадки в земной коре и верхней мантии; 2 — граница  $K_2$  в верхней части земной коры Корсунь-Новомиргородского плутона; 3 — граница раздела Мохоровичича (граница М); 4 — средняя глубина залегания границы М (средняя мощность земной коры) в пределах прилегающих структур, км; 5 — глубинные разломы; 6 — абсолютные величины  $\Delta V$  (превышения скоростей распространения сейсмических волн по отношению к нормальным скоростям в земной коре докембрийских щитов северного полушария), км/с; 7 — значения скоростей сейсмических волн, км/с; 8 — слой с повышенной скоростью; 9 — слой с пониженной скоростью; 10 — область повышенной расслоенности; 11 — область перемежающихся высоко- и низкоскоростных слоев, характеризующаяся повышенной расслоенностью (Коростеньский плутон); 12 — точки дифракции (42,0, 41,3, 41,2 — средняя мощность земной коры соответственно Корсунь-Новомиргородского, Коростеньского и Выборгского плутонов, км)

Fig. 44. Seismic models of the Korsun'-Novomirgorod (a), Korosten' (b) and Vyborg (c) plutons earth's crust:

1 — reflected boundaries and fragments, earth's crust and upper mantle; 2 — reflected boundary  $K_2$ , upper crust of the Korsun'-Novomirgorod pluton; 3 — M-discontinuity; 4 — average M-discontinuity depth (average thickness of the earth's crust) of the nearby structures; 5 — deep faults; 6 — values of  $\Delta V$  (seismic velocity exceeding of averaging velocities of the northern hemisphere precambrian shield earth's crust), km/s; 7 — seismic wave velocities, km/s; 8 — high velocity layer; 9 — low velocity layer; 10 — higher layering zone; 11 — zone of alternating high and low velocity layers with higher layering (Korosten' pluton); 12 — diffraction points (42,0, 41,3, 41,2 — average earth's crust thickness of the Korsun'-Novomirgorod, Korosten' and Vyborg plutons accordingly, km)

Следует отметить, что средняя мощность земной коры всех рассмотренных плутонов несколько ниже чем в прилегающих структурах докембрийских щитов в радиусе 50–60 км. Так, средняя мощность земной коры Корсунь-Новомиргородского плутона составляет 42,0 км, в пределах прилегающих структур — 43,5 км, Коростеньского — соответственно 41,3 и 43,0 км и Выборгского — 41,2 и 45,0 км. Наряду с повышенными скоростями и наличием в земной коре слоев с повышенными и пониженными скоростями отмеченная особенность плутонов является, по-видимому, одной из важных характеристик этих структур.

Сопоставление особенностей строения и скоростных характеристик земной коры Корсунь-Новомиргородского, Коростеньского и Выборгского плутонов позволяет сформулировать следующие выводы.

1. Все плутоны — обособленные геологические структуры, обладающие рядом характерных черт.
2. Плутоны характеризуются умеренной мощностью земной коры (41,2–42,0 км), что меньше чем для докембрийских щитов северного полушария (в среднем 44,0 км).
3. Повышенная расслоенность земной коры характерна для Коростеньского и Выборгского плутонов, переходная зона кора — мантия всех плутонов представлена областью повышенной расслоенности мощностью от 1–2 до 6–8 км.
4. По сравнению с земной корой докембрийских щитов земная кора плутонов является более высокоскоростной, особенно в верхней части (в интервале глубин до 15–17 км).



5. На основании анализа скоростных параметров высказано предположение, что каждый плутон имеет свои особенности внедрения интрузивов в земную кору. Нерасслоенные (массивные) приповерхностные интрузии фиксируются в пределах Корсунь-Новомиргородского плутона, межпластовые интрузии с чередованием высоко- и низкоскоростных слоев характерны для Коростеньского плутона. Мощное интрузивное тело с горизонтальными размерами более 100 км залегает в средней коре Выборгского плутона.

6. Следовательно, можно предположительно заключить, что характер и особенности интрузивной активности изменяются от массива к массиву, причем глубина внедрения высокоскоростных пород возрастает от Корсунь-Новомиргородского плутона (1–5 км) к Коростеньскому (0–9 км) и далее к Выборгскому (7–15 км).

7. Верхняя мантия Корсунь-Новомиргородского и Выборгского плутонов находится, по-видимому, в разуплотненном состоянии.

### **3.1.6. ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГРАНИЧНОЙ СКОРОСТИ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН РАЗДЕЛА МОХОРОВИЧИЧА**

Граничная скорость продольных преломленных волн на поверхности раздела Мохоровичича ( $V_T^M$ ) характеризует особенности приповерхностной части верхней мантии. Значения  $V_T$ , равные преимущественно 8,0–8,2 км/с, являются основным признаком и свойством границы между земной корой и верхней мантией.

К настоящему времени на территории Украинского, Балтийского, Канадского и Индийского щитов выполнен большой объем региональных сейсмических исследований (Литосфера Центральной..., 1988; Guggisberg et al., 1991; Kaila et al., 1992; Чекунов и др., 1993а; Шаров, 1993; Winardhi, Mereu, 1997), что обеспечило получение обширной информации о распределении граничных скоростей продольных волн на поверхности М. В данной главе рассмотрены результаты проведенных нами обобщений новых данных о  $V_T$  в пределах указанных щитов.

Для решения поставленной задачи с глубинных сейсмических разрезов верхней литосферы Украинского, Балтийского, Канадского и Индийского щитов были сняты значения  $V_T$  с шагом по горизонтали 5 км. Всего получено определений ( $N$ ) 2421, которые распределены по щитам следующим образом: Украинский – 130, Балтийский – 1552, Канадский – 724 и Индийский – 15. Составленные гистограммы  $V_T$  (рис. 45) показывают, что граничные скорости на поверхности М изменяются в широких пределах – от 7,7 до 8,5 км/с. В то же время на интервал 7,9–8,3 км/с приходится 92,04% всех определений, а на вдвое более узкий интервал (8,0–8,2 км/с) – 64,57% всех определений. Среднее значение  $V_T$  равно 8,10 км/с.

Следует отметить, что наши результаты очень близки или совпадают с данными изучения особенностей граничных скоростей в Евразии (Кунин, Шейх-Заде, 1985, 1988). Так, анализ 1085 определений показал, что общий диапазон изменений  $V_T$  в Евразии составляет 7,7–8,7 км/с, среднее значение  $V_T$  – 8,10 км/с (Кунин, Шейх-Заде, 1988). Заслуживает внимания также сходный характер распределения значений  $V_T$  в интервале от 8,0 до 8,2 км/с в пределах разных крупных регионов; сюда входят 65% определений  $V_T$  на территории бывшего СССР (Глубинное строение..., 1987) и 69,8% – в Евразии (Кунин, Шейх-Заде, 1988).

Для сравнения результатов, вычисленных нами, с опубликованными в литературе, на рис. 46, а приведена гистограмма по континентам земного шара (Christensen, Mooney, 1995). При почти полном совпадении средних значений  $V_T$  (8,10 км/с – скорость, определенная нами, 8,09 км/с – для континентов земного шара) диапазон изменений граничной скорости на поверхности М в глобальном масштабе (7,6–8,9 км/с) по сравнению с докембрийскими щитами (7,7–8,5 км/с) значительно шире. Низкие значения  $V_T$  (7,6–7,7 км/с) характерны для активных рифтовых зон (Кенийский и Байкальский рифты), высокие – для самых разных структур – от докембрийских щитов до островных дуг (Christensen, Mooney, 1995).

Бликий характер по отношению к гистограмме по континентам имеет также гистограмма граничных скоростей океанов (Кунин и др., 1984) (рис. 46, б). Прежде всего бросается в глаза поразительное совпадение среднего значения  $V_T$  (8,09 км/с) этой гистограммы, гистограмм докембрийских щитов (8,10 км/с) и континентов (8,09 км/с). Такое совпадение позволяет нам высказать предположение о близком осредненном вещественном составе и плотности верхов мантии океанов, некоторых докембрийских щитов (Украинского, Балтийского, Канадского и Индийского) и континентов земного шара в целом.

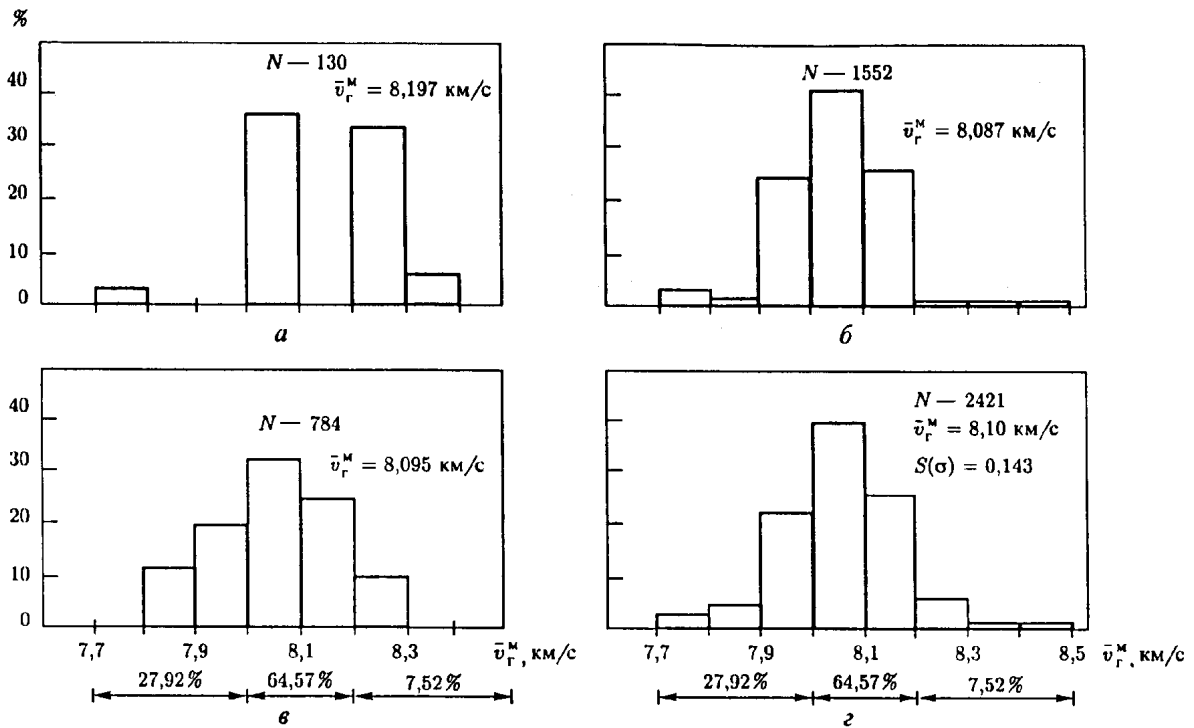


Рис. 45. Гистограмма граничной скорости докембрийских щитов: Украинского (а), Балтийского (б) и Канадского (в) щитов; суммарная гистограмма для данных щитов (г);  $S(\sigma)$  – нормальное отклонение

Fig. 45. Histograms of precambrian shields M-discontinuity boundary velocity: Ukrainian (a), Baltic (б) and Canadian (в) shields; summary histogram (г),  $S(\sigma)$  – standard deviation

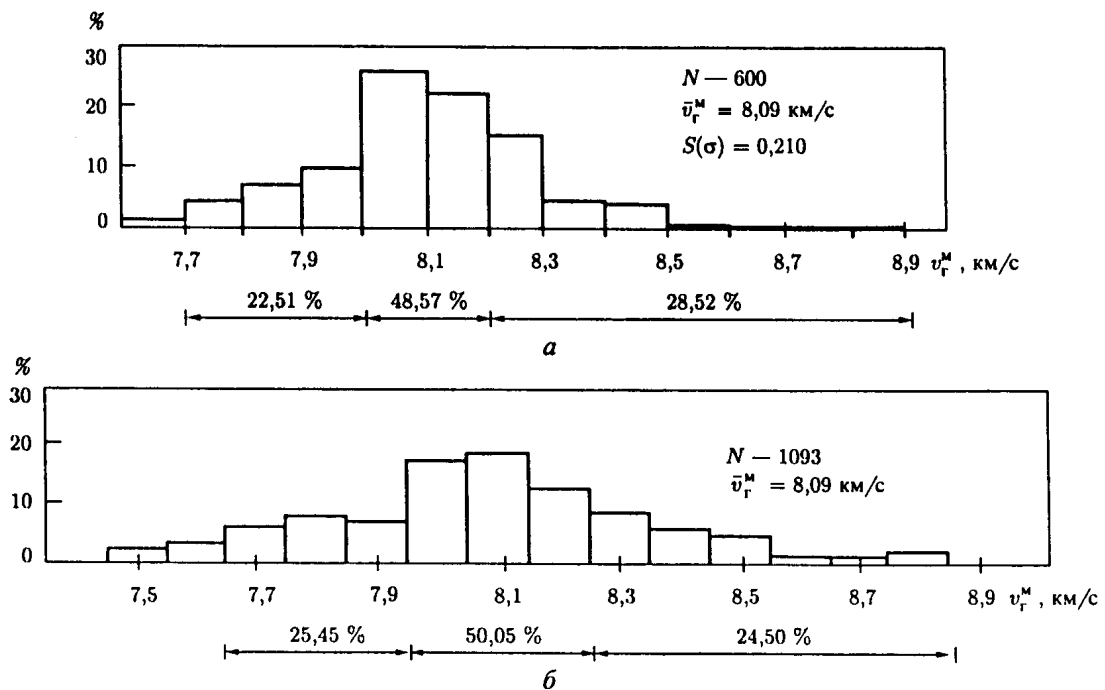


Рис. 46. Гистограмма граничной скорости континентов (а) (Christensen, Mooney, 1995) и океанов (б) (Кунин и др., 1984) земного шара

Fig. 46. Histograms of the continents (а) and oceans (б) M-discontinuity boundary velocity:  $S(\sigma)$  – standard deviation (Кунин и др., 1984)

В то же время характер гистограмм Украинского, Балтийского и Канадского щитов (см. рис. 45, а, б) несколько различен. Наибольший разброс скоростей фиксируется на Балтийском щите (от 7,7 до 8,5 км/с), наименьший — на Канадском (от 7,8 до 8,3 км/с). Средние значения  $V_T$  на Балтийском (8,087 км/с) и Канадском (8,095 км/с) щитах практически совпадают. Украинский щит характеризуется повышенным средним значением  $V_T$  (8,197 км/с). Это, по-видимому, объясняется тем, что при исследованиях методом ГСЗ на Украинском щите особое внимание уделялось областям с аномально мощной корой и высокой граничной скоростью, что в конечном итоге привело к завышению средней величины  $V_T$ . Необходимо подчеркнуть, что среднее значение  $V_T$  на Канадском щите (8,08 км/с), вычисленное ранее в результате обобщения данных региональных сейсмических исследований (Black, Braille, 1982), почти не отличается от среднего значения, определенного нами (8,095 км/с).

В процессе исследования проанализирована зависимость  $V_T$  от глубины залегания поверхности М в пределах докембрийских щитов. С этой целью обработано и осреднено 2 282 значения, которые распределены в довольно широком интервале глубин (от 32 до 64 км), но при явном преобладании глубин 40–45 км ( $H_{\text{сред}}^M = 43,6$  км), где сосредоточена половина (1 126) всех значений  $V_T$ . Из графика  $V_T = f(H_{\text{сред}}^M)$  (рис. 47) следует, что на небольших глубинах фиксируется возрастание осредненных значений  $V_T$  от 7,95 км/с на глубине 33 км до 8,10 км/с на глубине 38 км. Средняя величина  $V_T$  в интервале от 33 до 38 км составляет 8,024 км/с.

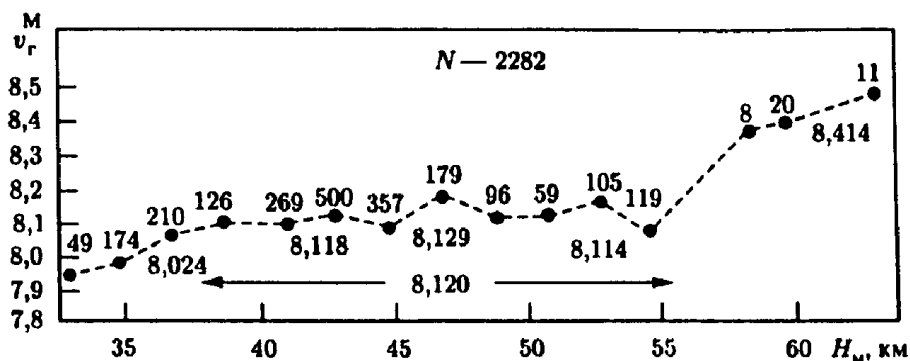


Рис. 47. График зависимости граничной скорости от глубины залегания ( $H$ ) поверхности М и пределах докембрийских щитов:

Цифры на кривой — количество определений, использованных при осреднении в данной точке; составляет 8,024, 8,118, 8,129, 8,114, 8,414 км/с в интервалах глубин, км: 33–38, 38–44, 44–50, 50–56, 56–63 соответственно; — 8,120 км/с в диапазоне 38–56 км

Fig. 47. Relation M-discontinuity boundary velocity-depth for precambrian shields

Глубже, на отметках 38–56 км, граничная скорость остается почти постоянной (с незначительными экстремумами) амплитудой  $+0,05 - 0,04$  км/с на глубине 47 и 53 км соответственно. Разделение диапазона 38–56 км на три равновеликих интервала: 38–44, 44–50 и 50–56 км показывает, что с глубиной величина  $V_T$  в пределах рассматриваемого диапазона не возрастает. Так, на глубинах 38–44 км  $V_T$  равна 8,118 км/с, на 44–50 км — 8,129 км/с и на 50–56 км — 8,114 км/с. В общем, значение  $V_T$  в диапазоне глубин от 38 до 56 км равно 8,120 км/с, что на 0,10 км/с выше чем в пределах 33–38 (8,024 км/с). Глубже, на отметках 56–63 км, граничная скорость резко возрастает. Достаточно отметить, что значение  $V_T$  равно здесь 8,414 км/с, т. е. на 0,30 км/с выше чем на 38–56 км (8,120 км/с).

С учетом того, что изучение зависимости  $V_T$  от глубины на докембрийских щитах ранее не проводилось, наш график мы можем сопоставить с результатами подобного изучения лишь в пределах других геологических структур или крупных регионов и территорий.

Так, на основании анализа и обобщения большого объема материалов региональных сейсмических работ, проведенных на территории Евразии (Кунин, Шейх-Заде, 1988) и Восточно-Европейской платформы (Литосфера Центральной..., 1988), исследователи заключают, что распределение  $V_T$  не контролируется глубинами залегания поверхности М. Отсутствие прямой связи между изменениями мощности коры и величиной  $V_T$  установлено также для

Балтийского щита и сопредельных территорий (Ryaboy, 1990). Несколько иные результаты получены при обобщении материалов региональных исследований в пределах слабо сейсмичных районов бывшего СССР (Глубинное строение..., 1987). Здесь до отметки 45 км зависимость  $V_T$  от глубины в явном виде не отмечается. Однако глубже 45 км граничная скорость начинает возрастать. Авторы объясняют это тем, что с определенных «пороговых» значений глубин поверхности  $M$  проявляется зависимость  $V_T(H)$  (Глубинное строение..., 1987). Как следует из краткого обзора, наш график отчасти может быть сопоставим с приведенными результатами;  $V_T$  не зависит от глубины в интервале от 38 до 56 км и возрастает с глубиной в интервалах от 33 до 38 и от 58 до 63 км. Следует отметить, что в пределах глубин 58–63 км на некоторых участках Балтийского щита (профиль Балтик), согласно предположениям исследователей, фиксируется не поверхность  $M$ , а (вследствие разрыва верхних слоев мантии) одна из более глубоких мантийных границ со скоростью 8,4–8,5 км/с (Шаров и др., 1990). Свое предположение авторы аргументируют тем, что на многих участках профиля Феннолора (Балтийский щит) в верхах мантии на глубинах 65–70 км (близких к глубинам 58–63 км) обнаружена скорость 8,5 км/с (Guggisberg, Berthelsen, 1987).

Предположительно, такая же внутримантийная граница наблюдается и на Украинском щите, где на глубинах 55 км и более регистрируется, как полагают исследователи, поверхность  $M$  с повышенными значениями граничных скоростей 8,3–8,5 км/с (Соллогуб, Ильченко, 1986; Литосфера Центральной..., 1988). Возможен также иной вариант интерпретации, согласно которому резкое возрастание  $V_T$  на глубинах, превышающих 58 км, так же, как и на территории слабосейсмичных регионов бывшего СССР (Глубинное строение..., 1987) может предположительно объясняться тем, что зависимость  $V_T(H)$  начинает проявляться с определенных «пороговых» значений глубин поверхности  $M$ , но не с 45, а с 58 км.

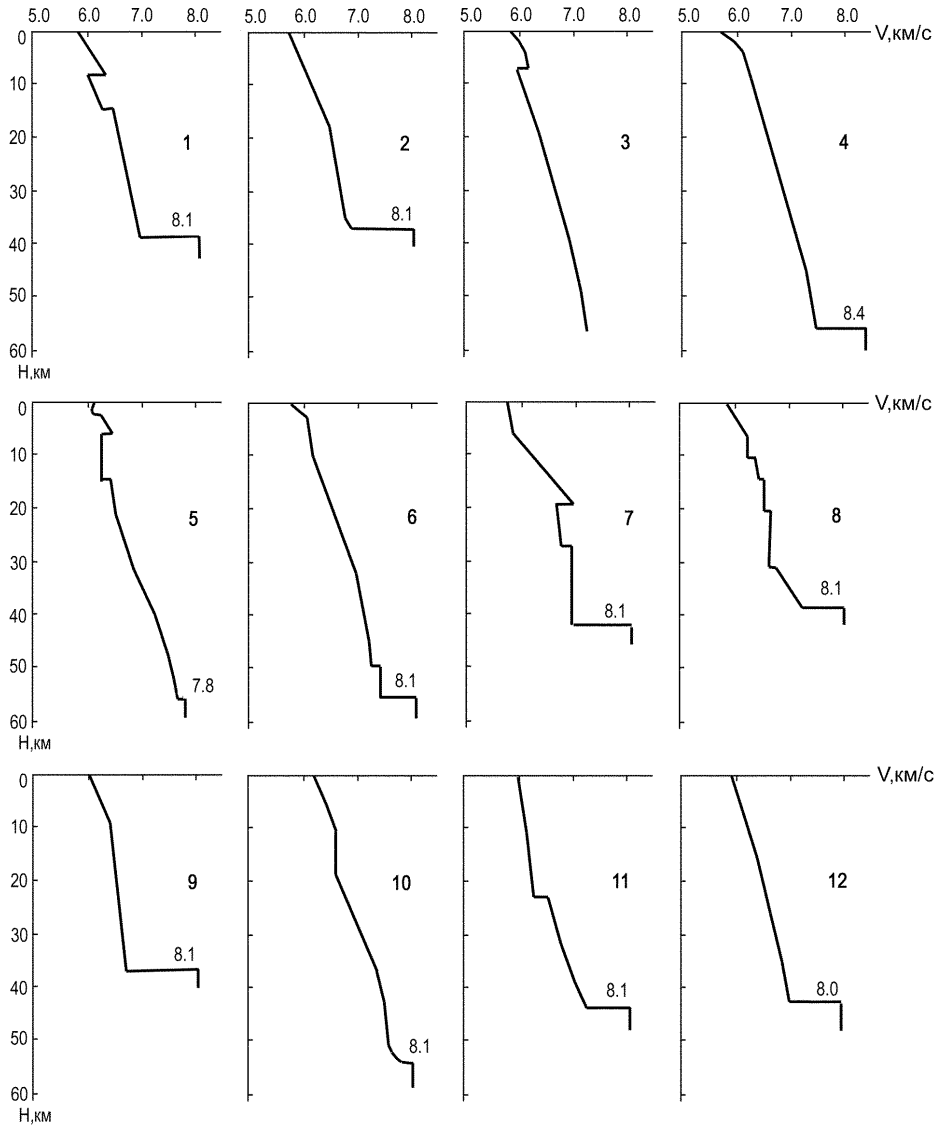
Таким образом, в результате анализа новых данных об особенностях распределения граничной скорости сейсмических волн на поверхности  $M$  докембрийских щитов, континентов и океанов установлено совпадение среднего значения  $V_T$  в пределах этих геоструктур. Такое совпадение позволило высказать обоснованное фактическим материалом предположение о близком осредненном вещественном составе и плотности верхов мантии океанов таких докембрийских щитов, как Украинского, Балтийского, Канадского, Индийского, а также континентов земного шара в целом.

### 3.2. МОЩНОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ, ПЕРЕХОДНАЯ ЗОНА КОРА – МАНТИЯ

С целью определения средней мощности земной коры каждого из рассматриваемых щитов в отдельности, было изучено и проанализировано свыше 2000 пог. км глубинных сейсмических разрезов всей толщи коры до поверхности раздела  $M$  включительно. Анализ разрезов показал, что мощность земной коры докембрийских щитов значительна, местами весьма велика и изменяется в широких пределах (30–65 км). Участки повышенной мощности коры располагаются, как правило, упорядоченно и почти всегда коррелируют с геологическими особенностями щитов (рис. 48). За исключением Индийского, кора всех щитов испытывает четко выраженную тенденцию к утолщению по направлению от их краевых частей к внутренним районам. Индийский щит отличается также от других щитов пониженной средней мощностью коры (38,2 км), тогда как для Украинского, Балтийского и Канадского щитов она составляет 43,6–44,6 км, причем на интервал глубин 35–50 км приходится 80% и на интервал 50–65 км – 10,5% всех определений. На Индийском щите в интервале 35–40 км располагается 76% всех изученных глубин.

Таким образом, при больших изменениях мощности коры значительная часть территории рассматриваемых щитов характеризуется мощностями коры, близкими к среднестатистическим.

Мощность коры Украинского щита при среднем ее значении 44,6 км изменяется от 30 до 38 км под древними архейскими массивами (Приднепровский блок) и развитыми в их пределах зеленокаменными поясами (Сурский и др.) до 50–65 км под ныне денудированными орогенами раннего протерозоя: Одесско-Голованевским, Криворожско-Кременчугским и Орехово-Павлоградским.



**Рис. 48. Скоростные колонки докембрийских щитов:**

Украинский щит (Литосфера..., 1988). Кировоградский блок: 1 – геотраверс IV, 2 – геотраверс VIII; Криворожско-Кременчугская геосинклинальная зона: 3 – геотраверс IV; Одесско-Ядловская геосинклинальная зона: 4 – геотраверс VIII.

Балтийский щит. Ладожско-Ботническая зона: 5 – профиль Свека (Grad, Luosto, 1987), 6 – профиль Балтик (Luosto, Korhonen, 1986).

Индийский щит (Харечко, 1983). Профиль Кавали – Удипи: 7 – Куддапахский блок, 8 – Центральный блок.

Канадский щит: 9 – профиль COCRUST через Гренвильский фронт (Hughes, Luetgert, 1992); 10 – Структурная зона Капейсейсинг, профиль 5 (Boland, Ellis, 1989).

Аравийский щит (Badri, 1991): 11 – профиль Рияд-Фаразанские острова.

Южно-Африканский щит (Green, Durrheim, 1990): 12 – профиль через метаморфический комплекс Намагуаленд

**Fig. 48. Velocity-depth relations of precambrian shields:**

Ukrainian shield (Литосфера..., 1988). Kirovograd block: 1 – Geotraverse IV; 2 – Geotraverse VIII; Krivoy Rog-Kremenchug geosynclinal zone: 3 – Geotraverse IV; Odessa-Jadlov geosynclinal zone: Geotraverse VIII.

Baltic shield. Ladoga-Bothnian zone: 5 – profile Sveka (Grad, Luosto, 1987), 6 – profile Baltic (Luosto, Korhonen, 1986).

Indian shield (Харечко..., 1983). Profile Kavali – Udipi. 7 – Cuddapah block, 8 – Central block.

Canadian shield: profile COCRUST across Grenville Front (Hughes, Luetgert, 1992); 10 – structural zone Kapuskasing, profile V (Boland, Ellis, 1989).

Arabian shield (Badri, 1991): 11 – profile Riyad-Ferazan Islands

South-Africa shield (Green, Durrheim, 1990): 12 – profile across Namaqualand metamorphic complex

Мощность земной коры Балтийского щита (средняя 43,8 км) фиксируется также в широких пределах (30–65 км). Значительное утолщение коры (до 50–65 км) приурочено к Ладожско-Ботнической шовной зоне западного простирания, разграничивающей Свекофеннскую и Лапландско-Кольско-Карельскую провинции (Шаров, 1982, 1993; Литосфера Центральной..., 1987; Luosto, 1991; Глубинное..., 2004).

Мощность коры Канадского щита изменяется от 32 до 58 км при среднем значении 43,5 км. Это значительно больше чем для континента Северной Америки в целом (36 км) (Mooney, Braile, 1989). Повышенные мощности коры (46–58 км) выявлены в районе оз. Верхнего (рифтовая Система Мидконтинент) (Mooney, Braile, 1989; Behrendt et al., 1990) и в пределах зоны Капейской провинции Сьюпириор (Boland, Ellis, 1989; Wu, Meren, 1992).

Индийский щит, как отмечалось ранее, средней толщиной коры (38,2 км) от других щитов северного полушария. Он и принадлежит к иной, Гондванской, а не Лавразийской группе древних структур. Мощность коры Индийского щита изменяется не столь значительно (30–46 км), зоны утолщения не так глубоки и не имеют вытянутой формы, часто встречаемой под другими щитами, толщина коры по направлению к его внутренним районам не возрастает, а уменьшается. Например, на широтном профиле ГСЗ Кавали – Удипи минимальные мощности коры (32–33 км) фиксируются в центральной части разреза, по мере же приближения к Аравийскому морю и Бенгальскому заливу (соответственно, в западном и восточном направлениях) мощность коры увеличивается до 38–40 км и более (Субботин и др., 1979; Харечко, 1983). Под западной прибрежной частью щита, в области развития деканских траппов, мощность коры возрастает до 46 км (Харечко, 1983). В области развития сатпурской складчатости отсутствуют корни гор, под Восточными Гатами мощность коры по данным метода ГСЗ составляет 40–45 км. Утонение коры в центральной части Индийского щита фиксируется также на карте рельефа поверхности раздела М (Kaila et al., 1981a, 1981b, 1992). В последнее время П. Р. Редди и др. на основании анализа данных ГСЗ в комплексе с другими геофизическими исследованиями установлено, что поднятия раздела М имеют здесь форму хребтов субмеридионального простирания, повторяющихся через каждые 5° (Reddy et al., 1993).

В целом древняя архейская кора щитов (3,8–2,5 млрд лет) тоньше (35–42 км) раннепротерозойской (2,6–1,7 млрд лет) – до 50–65 км. Утолщения коры приурочены, как правило, к «корневым» частям денудированных орогенов, иногда – к области «удвоения» коры в результате надвига, как в зоне Капейской синклинали.

Не исключено, что отмеченная разность в мощностях архейской и протерозойской коры древних щитов имеет глобальное распространение. Так, например, в пределах Южно-Африканского щита протерозойские провинции, прилегающие к архейскому кратону Каапвааль, имеют в сравнении с кратоном значительно более толстую кору, которая, по мнению некоторых исследователей, образовалась в результате поступления в низы коры мантийного материала (наращивание коры снизу или подслаивание) (Durrheim, Green, 1992). Согласно модельным расчетам, такое наращивание может достигать величины 10 км и более (Furlong, Fountain, 1986).

Средняя мощность коры щитов в пределах зон с утолщенной корой, в отличие от общей средней мощности коры, испытывает значительные колебания от щита к щиту. Так, на Канадском она составляет 50,0 км, на Украинском – 52,4 км, и на Балтийском – 54,7 км. На Индийском щите подобные зоны к настоящему времени не установлены. В то же время для областей с нормальной (не утолщенной) корой столь значительные изменения ее средних мощностей не характерны: Канадский щит – 42,3 км, Украинский щит – 41,7 км, и Балтийский щит – 41,8 км. Необходимо подчеркнуть, что зоны с утолщенной корой имеют на щитах подчиненное площадное распространение. Так, на Балтийском щите они составляют около 16% его изученной площади, на Канадском – 21% и на Украинском – 26%.

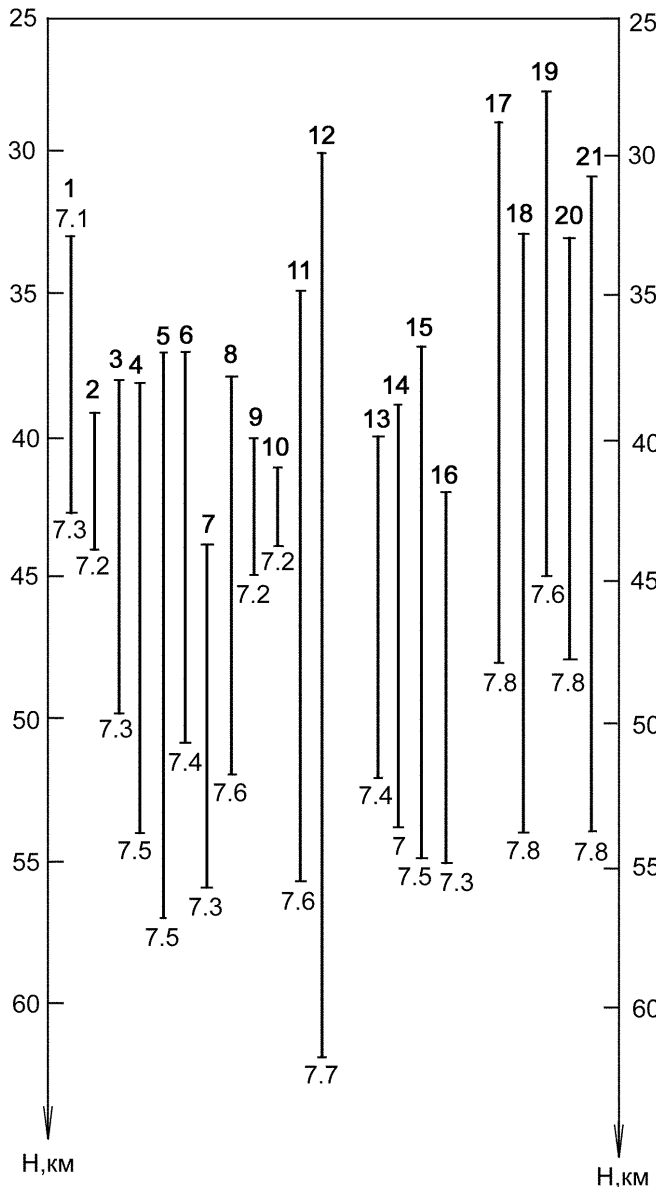
Таким образом, щиты Лавразийской группы, несмотря на значительные колебания мощностей земной коры в их пределах, характеризуются большим постоянством ее средних значений (43,8–44,6 км). Для всех щитов этой группы среднестатистическая мощность коры составляет 44,1 км, в областях с нормальной корой – 41,9 км. С учетом Индийского щита, средняя мощность земной коры рассматриваемых щитов составляет 43,0 км.

По данным региональных исследований ГСЗ (Finlayson, 1982; Неустроев, Парфенов, 1985; Строение земной..., 1986; Green, Durrheim, 1990; Wright et al., 1990; Badri, 1991; Durrheim, Green, 1992), нами выполнены статистические оценки средних мощностей земной

коры древних щитов разных континентов. Полученные результаты (Алданский и Анабарский щиты – 44 км, Южно-Африканский щит – 43 км, щиты Австралийской платформы – 42 км, Аравийский щит – 41 км) свидетельствуют, что средние мощности коры многих щитов либо равны, либо близки к приведенной величине (43 км). Приблизительно одинаковые средние мощности коры весьма удаленных друг от друга щитов косвенно указывают, по-видимому, на такое же близкое соответствие осредненных скоростных параметров и плотностей, а также среднего химического состава горных пород, слагающих эти древние структуры.

Следует отметить, что ранее уже предпринимались попытки оценок средней мощности земной коры докембрийских щитов мира. Так, на основании предварительного анализа данных региональных сейсмических исследований, проведенных в 1965–1984 гг. на территории Канадского, Балтийского, Украинского, Аравийского и Южно-Африканского щитов, а также Русской, Западно-Сибирской и Австралийской платформ, авторы пришли к выводу, что средняя мощность земной коры щитов мира составляет 45 км (Prodehl, 1984; Guggisberg et al., 1991). Приведенная оценка весьма близка к полученной нами среднестатистической мощности земной коры щитов Лавразийской группы (44,1 км).

Переходная зона кора – мантия различной мощности и степень расслоенности характерны (рис. 49) для всех рассматриваемых щитов (Харечко, 1983; Строение земной..., 1986; Литосфера Центральной..., 1987, 1988; Guggisberg, Berthelsen, 1987; Павленкова, 1988; Badri, 1991;



**Рис. 49. Области прослеживания слоев с высокими скоростями (7,1–7,8 км/с) в низах коры над разделом М Украинского, Балтийского и Канадского щитов.**

Украинский щит (1–12): 1, 9 – геотраверс II, участок Шепетовка–Чернигов; 2–4, 7, 10 – геотраверс IV, участок Таганрог – Днепропетровск – Могилев-Подольский; 6, 11, 12 – геотраверс VI; 5, 8 – геотраверс VIII (Литосфера Центральной..., 1988).

Балтийский щит (13–16): 13, 14 – Свека; 15 – Балтик (Luosto, 1990); 16 – Феннолора (Guggisberg et al., 1991).

Канадский щит (Bolond, Ellis, 1989), структура Капейской синги (17–21): 17 – профиль 1, 18 – профиль 2, 19 – профиль 3, 20 – профиль 4, 21 – профиль 5.

7,1–7,8 – скорости продольных волн, км/с

**Fig. 49. Tracing regions of the high velocity layers (7,1–7,8 km/s) at the lowermost crust over the M-discontinuity Ukrainian, Baltic and Canadian shields.**

Ukrainian shield (1–12): 1, 9 – Geotraverse II, Shepetovka – Chernigov part; 2–4, 7, 10 – Geotraverse IV, Taganrog – Dnepropetrovsk – Mogilev-Podolian part; 6, 11, 12 – Geotraverse VI; 5, 8 – Geotraverse VIII (Литосфера Центральной..., 1988).

Baltic shield (13–16): 13, 14 – Sveka; 15 – Baltic (Luosto, 1990); 16 – Fennolora (Guggisberg et al., 1991).

Canadian shield (Bolond, Ellis, 1989), structural zone Kapuskasing (17–21): 17 – profile 1, 18 – profile 2, 19 – profile 3, 20 – profile 4, 21 – profile 5.

7,1–7,8 – velocities of P-waves, km/s

Guggisberg et al., 1991; Бородулин, Байсарович, 1992; Краснопевцева, Шукин, 2000). Самая тонкая переходная зона мощностью 2 км, залегающая на глубинах от 30 до 42 км, установлена во многих районах Индийского щита, в частности, в районе Койна (Kaila et al., 1981b), самая толстая (до 30 км) – в пределах рифтовой системы Мидконтинент (Канадский щит (Behrendt et al., 1990). На Балтийском щите переходная зона кора – мантия мощностью 5–10 км и более прослежена в его западной части по профилю Феннолора (Guggisberg, Berthelsen, 1987; Guggisberg et al., 1991) и в районе Ладожско-Ботнической зоны (Литосфера Центральной..., 1987; Burmakov et al., 1999), Финской Лапландии (Luosto et al., 1989). Переходная зона мощностью до 20 км, которая с глубиной постепенно переходит в верхнюю мантию, фиксируется на Украинском щите в районе Криворожско-Кременчугского глубинного разлома (Чекунов и др., 1986). Существование этой зоны подтверждается также результатами исследований МОВ–ОГТ в этом районе, где на временах, соответствующих низам коры и верхам мантии, прослеживаются уверенные многофазные отражения (Бородулин, Байсарович, 1992). В общем, намечается следующая закономерность – чем толще кора, тем мощнее переходная зона кора – мантия.

В некоторых регионах расслоенность характеризует не только переходную зону кора – мантия, но и верхнюю мантию. Так, в нижней литосфере Балтийского щита (глубже поверхности раздела М) зарегистрировано чередование 4–6 высоко- и низкоскоростных слоев мощностью 5–30 км каждый. Подошва этой серии слоев залегает на глубинах 110–230 км, возрастающих в направлении с юго-запада на северо-восток (Guggisberg, Berthelsen, 1987). В этом же направлении увеличивается и возраст горных пород, слагающих литосферу Балтийского щита (Meissner, 1986).

В западной части Украинского щита изучена тонкослоистая структура нижней литосферы (Литосфера Центральной..., 1988). В интервале глубин 68–105 км в районе Суцано-Пержанского разлома тонкослоистая нижняя литосфера представлена многократным чередованием слоев с повышенной (до 8,8 км/с) и пониженной (до 8,2 км/с) скоростями. По направлению к юго-западу происходит постепенное уменьшение мощности расслоений области, сопровождаемое выклиниванием высокоскоростных компонент (Литосфера Центральной..., 1988).

### 3.3. СЕЙСМИЧНОСТЬ И ЕЕ СВЯЗЬ С ГЛУБИНЫМ СТРОЕНИЕМ

Тектонические землетрясения различной интенсивности происходят практически повсеместно на земном шаре. В области высокой сейсмической активности повторяемость ощутимых землетрясений сопоставляет десятки событий в год, а в области слабой сейсмической активности – единицы в год, или в несколько лет, или столетия. Распределение землетрясений на земном шаре устойчиво во времени и крайне неравномерно по площади. Подавляющее их количество, включая и наиболее сильные из зарегистрированных на планете событий, локализовано в линейных зонах, разделяющих земную кору на литосферные плиты, в пределах внутренних частей которых наблюдаются в основном редкие единичные землетрясения различной, иногда очень высокой сейсмической энергии.

Для обширных структур консолидированной земной коры континентальных древних (щиты) и молодых платформ характерны редкие сейсмические катастрофы, приуроченные к океаническим и Южно-Евразийским окраинам континентальной платформ. Землетрясения атлантических окраин Северной Америки, Африки и Фенноскандии, по-видимому, обусловлены раздвижением (спредингом) земной коры в зоне Срединно-Атлантического рифта с образованием областей сжатия во фронте раздвигающихся океанических плит Атлантики на контакте с соседними континентальными платформами. Наиболее активно этот процесс развития происходит на западной границе континентального склона Евразийской литосферной плиты. Здесь область сжатия охватывает обширную территорию Фенноскандии и проявляется в постоянной умеренной сейсмической активности и регулярных сильных землетрясениях с  $M = 4,5–5,8$ , интенсивность которых достигает 6–7 баллов (Степанов, 2001). На северо-восточной окраине Индийской платформы зарегистрировано землетрясение около 8 баллов на границе с Южно-Евразийским поясом. Алдано-Становой щит попадает в сейсмоактивную зону, где ежегодно происходят землетрясения 4–5 баллов.

Б а л т и й с к и й щ и т. Вся постпротерозойская история Балтийского щита характеризуется вертикальными колебательными движениями земной коры с неизменным преобладанием



поднятия. С каледонским циклом связано формирование складчатых образований Норвегии, надвинутых с запада, со стороны Атлантики, на породы Балтийского щита. При этом корни шарающейся должны, вероятно, располагаться в шельфовой зоне Норвегии. В поле современной сейсмичности эта зона обладает высокой активностью с глубоководными очагами землетрясений, по-видимому, наследующими древнюю глубинную шовную зону каледонид.

Современный структурный план сформировался, по-видимому, в юрско-меловое время. Начиная с этого времени территории Атлантики и Баренцева моря испытывали унаследованное прогибание при стабильном положении Фенноскандии.

В четвертичное время Балтийский щит являлся центром оледенения. После его таяния щит испытал постгляциозостатическое поднятие разгрузки, сопровождавшееся восходящими движениями, сводовым растяжением и растрескиванием поверхности. В результате этого процесса сформировалась густая сеть малоамплитудных сбросов и узких грабенов растяжения и проседания. Предполагается, что за последние 8000 лет процесс разгрузки в основном реализовался и находится в стадии затухания.

Современные тектонические движения земной коры Фенноскандии определяются тремя главными моментами: 1) горизонтальным сжатием со стороны раздвигающегося Срединно-Атлантического рифта; 2) вертикальным унаследованным свообразным изостатическим поднятием щита в целом; 3) остаточным постгляциозостатическим поднятием (Степанов, 2001).

Балтийский щит в сейсмическом отношении является самой активной частью Восточно-Европейской платформы (Панасенко, 1980, 1986; Ahjos, Korhonen, 1984; Ассиновская, 1986; Ананьин, 1990; Ahjos, Uski, 1991; Шукун, 2002; Юдахин, 2002). На рис. 50 показаны эпицентры 5 275 землетрясений разной магнитуды, зарегистрированные на территории Балтийского

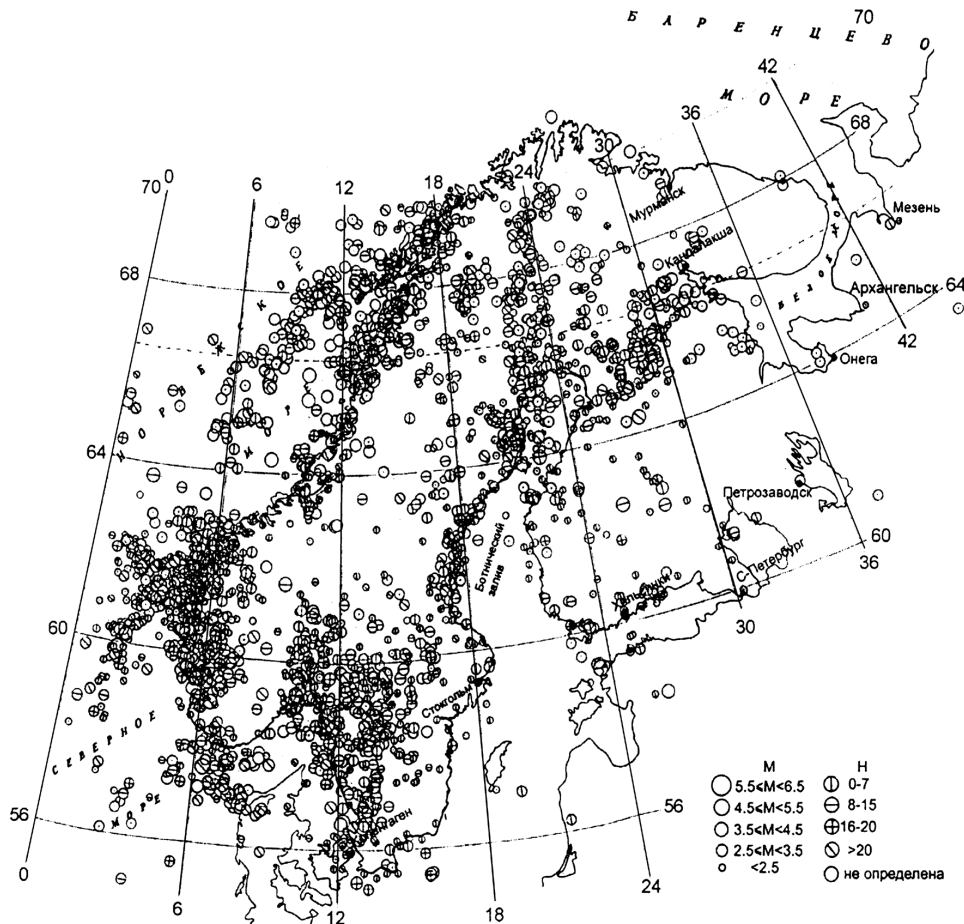


Рис. 50. Эпицентры землетрясений в Фенноскандии с 1990 по 1997 гг. (Uski et al., 2003)

Fig. 50. Earthquake epicentra in Fennoscandia from 1990 to 1997 (Uski et al., 2003)

щита и сопредельных регионов в 1375–1985 гг. (Gregersen et al., 1991; Ahjos, Uski, 1992). Наиболее значительная активность приурочена к трем районам: вдоль западного побережья Норвегии, в окрестностях системы грабенов Осло и в северо-восточной зоне от Южной Швеции через Ботнический к Кандалакшскому заливу (Uski et al., 2003). В начале 1980-х годов выделена Лапландская сейсмоактивная зона, которая простирается в северо-западном направлении от г. Кусамо и Пелло в Финляндии до г. Кируна (Швеция) (Korhonen, Porkka, 1981). С этой зоной пространственно совпадает аномалия геомагнитного поля (Eleman et al., 1965).

Сейсмичность всех перечисленных зон может быть вызвана относительными перемещениями литосферных плит (Richardson et al., 1979; Solomoon et al., 1980), дифференцированным послеледниковым поднятием (Báth, 1954; Morner, 1979), постепенным опусканием бассейна Северного моря и частичным омоложением системы разломов в районе грабена Осло и Ладожско-Ботнической зоны (Шаров, 1993).

В результате анализа 244 землетрясений, зарегистрированных на территории Финляндии за период 1610–1977 гг., в толще земной коры на глубине 10–12 км выявлен четко выраженный максимум количества фокусов землетрясений (рис. 51) (Korhonen, Porkka, 1981; Luosto, Nuvoonen, 2001). Пространственно он соответствует слою с пониженной скоростью и сейсмической границе, выделенной по данным ГСЗ. Большинство фокусов шведских землетрясений также приурочено к волноводам, в то время как минимум частоты землетрясений приходится на сейсмические границы (Richardson et al., 1979). По мнению исследователей, минимум объясняется тем, что на сейсмических границах слои горных пород находятся, наподобие металлических конструкций, в жестком, сварном контакте, не допускающем никаких подвижек и разрывов, генерирующих землетрясения, подобно тому, что происходит в ослабленной области залегания волновода (Báth, 1979).

Сейсмичность является одним из наиболее ярких проявлений современной тектонической активности. При постановке сейсмических исследований приоритет отдается изучению районов с высокой сейсмической активностью. Этим можно объяснить то, что территория восточной (русской) части Балтийского щита изучена слабо, лишь в общих чертах. Несмотря на относительно низкий уровень сейсмической активности, детальное изучение этой территории представляет не только теоретический, научный интерес, но и практическое значение, заметно возросшее в связи с наличием в регионе крупных промышленных комплексов, гидротехнических сооружений и особенно объектов атомной энергетики.

Карта сейсмического районирования России относит территорию Карелии и Мурманскую область к зоне с максимальным возможным землетрясением магнитудой 4,8 и интенсивностью VI–VII баллов, следовательно, при проектировании и строительстве промышленных и гражданских объектов этот фактор необходимо учитывать. Сейсмическая опасность территории определяется сейсмической активностью в пределах палеорифта Кандалакша – Двина и Ладожско-Ботнической шовной зоны. В сейсмических разрезах эти зоны отличаются повышенной расслоенностью, перестройкой раздела М, увеличением мощности (до 10–15 км) переходного слоя в низах коры и глубины до границы М (50–60 км). Величина максимально возможной магнитуды землетрясений в пределах этих зон может достигать  $M_L = 5$  (Глубинное..., 2004). Кроме того, отмечена техногенная сейсмичность в районе апатитовых рудников Хибин и железорудного месторождения Костомукши, выработка которого уже составила около

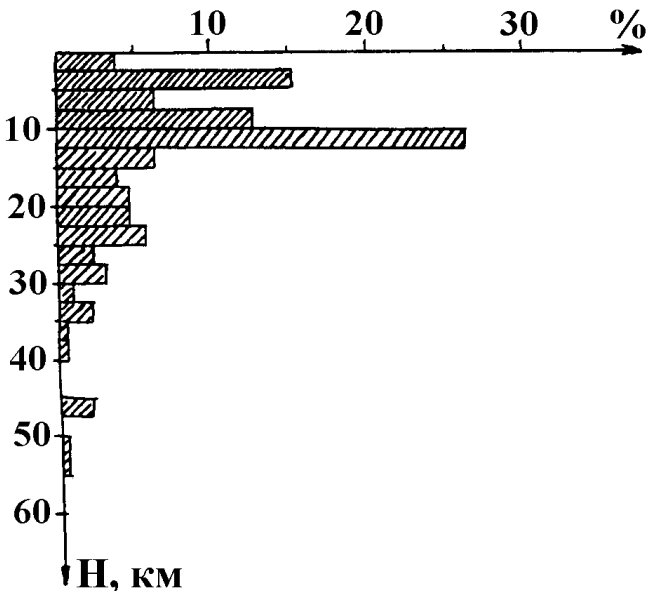


Рис. 51. Гистограмма распределения по глубине фокусов землетрясений, зарегистрированных на территории Финляндии (Korhonen, Porkka, 1981)

Fig. 51. Histogram of the earthquake foci registered at the territory of Finland (Korhonen, Porkka, 1981)

двух миллиардов тонн горной массы. В Хибинах ежегодно извлекается около 100 млн т горной массы, что сопровождается перемещением больших объемов породы и оказывает непосредственное воздействие на состояние массива в целом. Все горные удары произошли в непосредственной близости от разрывных тектонических нарушений. Горный массив подвергается регулярным динамическим воздействиям от промышленных массовых взрывов мощностью 150–300 т ВВ при отпалке руды. Все это приводит к необходимости более детального изучения сейсмичности и глубинного строения Северной Европы.

Украинский щит относится, в общем, к асейсмичным регионам Восточно-Европейской платформы (Харитонов и др., 1996; Гарецкий и др., 1999). На этом фоне несколько повышенной сейсмичностью характеризуется восточная часть Украинского щита (Шукин, 1979). Все же, согласно историческим сведениям (Новый каталог., 1977) и карте изосейст и эпицентров землетрясений Восточно-Европейской платформы (Сейсмическое районирование., 1980; Specialized., 1996), зарегистрированы локальные интенсивные землетрясения в центральной части щита (7 баллов, 1873 г.) и в пределах северо-восточного склона щита (5 баллов, 1905 г.). В результате изучения сейсмогенных зон Украинского щита в связи с интенсивным строительством крупных промышленных объектов установлено, что землетрясения приурочены к зонам разломов внутри структур, а наибольшая сейсмическая активность проявляется в шовных зонах.

Согласно карте современных вертикальных движений земной коры (СВДЗК), области современных поднятий и опусканий территории Украинского щита имеют, как правило, субмеридиональное (обычно север-северо-восточное) простирание (Мещеряков, 1973), причем характер СВДЗК наиболее сильно меняется на границах блоков литосферы, ограниченных глубинными разломами (Магницкий, Калашникова, 1981). Район Криворожско-Кременчугского глубинного разлома характеризуется контрастностью СВДЗК, что свидетельствует о современной активизации разлома (Самарский и др., 1969).

В результате сейсмических наблюдений установлено, что изменение напряженно-деформированного состояния земной коры провоцирует периодические подвижки вдоль системы региональных нарушений, регистрируемые как слабые землетрясения (Харитонов и др., 1996). На основании анализа местных землетрясений в северо-западной части Украинского щита выделено три области потенциальных источников локальной сейсмичности (Кендзера и др., 2003).

Сопоставление этих областей с картой расположения активных разломов выявило их корреляцию с некоторыми участками возможного разуплотнения массивов пород и аномального увеличения средних градиентов скоростей неотектонических движений земной коры. Такая корреляция зафиксирована в юго-западной части Кременецко-Пержанской разломной зоны и в сложном узле пересечения Хмельницкого, Андрушевского, Тетеревского и Трояновского разломов (Кендзера и др., 2003).

Канадский щит. Внутренняя часть Канадского щита, представляющего собой часть Северо-Американской платформы, является почти полностью асейсмичной. Сейсмическая активность характерна для всех окраин щита. На карте сейсмичности юго-восточной части Канады (Adams, Basham, 1989; Smith, 1966) выделяются две главные сейсмические зоны шириной около 200 км каждая – Бостон – Оттава северо-западного простирания и зона, вытянутая вдоль реки Святого Лаврентия, характеризующаяся северо-восточным простиранием. Слабая сейсмичность характерна также для региона Гудзонова залива и острова Баффинова Земля (Gadomska, 1993).

В отличие от некоторых регионов северной Америки, где существует сильная и умеренная опасность разрушительных землетрясений (долина реки Святого Лаврентия, Тихоокеанское побережье, Арктический регион), Канадский щит характеризуется нулевой опасностью (Milne, Davenport, 1969; Milne et al., 1970).

Для крупных геологических структур Северной Америки рассчитан средний региональный индекс сейсмической опасности, представляющий собой осреднение логарифма суммы сейсмической энергии, выделившейся на данном регионе и нормализованное к 100 годам. Индекс Канадского щита равен  $5,28 \pm 1,16$  и является минимальным по сравнению с соответствующими индексами для других структур Северной Америки (Howell, 1974).

Индийский щит. На карте сейсмичности Индии Индийский щит относится преимущественно к южной умеренно активной зоне (Kaila et al., 1972). В ее пределах выделяются две области повышенной сейсмической активности – западное и восточное побережье щита, из них более активным является западное побережье. Район Койна расположен вблизи

западного побережья, продолжал оставаться наиболее значительным искусственно созданным водохранилищем, которое провоцирует землетрясения техногенной природы. Землетрясения начали регистрироваться вскоре после заполнения водохранилища в 1962 г. На протяжении 30 лет произошло более 15 землетрясений магнитудой ( $M$ )  $\geq 5$  баллов, более 160 землетрясений с  $M \geq 4$  баллов и более 100 000 землетрясений с  $M \geq 0$  (Gupta, 2001). Наиболее интенсивное разрушительное землетрясение с магнитудой 6,3 балла состоялось 10 декабря 1967 г. (Gupta et al., 1997). К наименее активным областям относятся синклиналь Виндхьян и области развития делийской и араваллийской складчатости. Между этой пассивной областью и восточным побережьем расположена еще одна умеренно активная область, включающая грабен Годавари, западную часть Махананди и депрессию Чаттисгарх.

На карте повторяемости землетрясений с магнитудой 6 и выше выделяются области с минимальными периодами повторяемости, равными 100 лет – западное побережье, 200 лет – восточное побережье и 230 лет – наименее сейсмически активная зона Виндхьян – Аравалли и территория, примыкающая к городам Хайдарабад и Карнулл (Kaila et al., 1972).

### 3.4. ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. В результате проведения региональных сейсмических исследований методом ГСЗ–КМПВ на территории Украинского, Балтийского, Канадского, Алданского, Анабарского и Аравийского щитов накоплен большой объем экспериментальных материалов, которые являются основой для изучения строения и физических характеристик этих крупных геоструктур.

2. Волновые поля, зарегистрированные на территории докембрийских щитов северного полушария, имеют много общих черт, обусловленных геологическим родством этих структур.

3. Повсеместно регулируются преломленно-рефрагированные волны, распространяющиеся в верхней части коры (первые вступления) и волны, отраженные от поверхности раздела  $M$  (последующая часть записи).

4. Скорости распространения сейсмических волн в кристаллических породах щитов возрастают с глубиной от 5,4–6,4 (преимущественно 5,7–6,1 км/с у дневной поверхности до 6,6–7,2, а в утолщенных зонах – до 7,5–7,8 км/с в низах коры).

5. В области развития гранитов рапакиви (Коростеньский и Новомиргородский плутоны, Выборгский массив) скорости сейсмических волн несколько повышены; с глубиной превышение скорости постепенно нивелируется.

6. Во многих районах щитов, преимущественно в верхней части коры на глубинах 4–17 км регистрируются слои с пониженными скоростями (волноводы). В большинстве случаев волноводы располагаются в области регистрации эпицентров верхнекоровых землетрясений. Глубина залегания волновода не зависит от мощности земной коры.

7. Сейсмическая расслоенность земной коры щитов неоднородна и подвержена значительным изменениям как по латерали, так и по вертикали. Волны от промежуточных границ в коре регистрируются, в общем, фрагментарно. Сейсмические границы, которые можно было бы прослеживать от региона, на щитах не выделяются.

8. В толще литосферы щитов выделяется ряд глубинных разломов, определяющих их тектоническое районирование, деление на блоки различного строения, вещественного состава, метаморфической переработки и истории развития.

9. Мощность земной коры докембрийских щитов изменяется в широких пределах (30–65 км) и составляет в среднем 43,5–44,6 км (Украинский, Балтийский, Канадский, Алданский, Анабарский, Аравийский щиты) и 38,2 км (Индийский щит).

10. Для всех рассматриваемых щитов характерна переходная зона различной мощности (2–30 км) и степени расслоенности. Средняя скорость в зонах с утолщенной корой на 0,05–0,10 км/с выше чем в области с нормальной корой.

11. Граничная скорость на поверхности раздела  $M$  изменяется в широких пределах – от 7,8 до 8,6 км/с, причем большинство значений (83%) приходится на интервал 8,0–8,3 км/с.

12. Щиты характеризуются общей низкой сейсмической активностью и редкими, рассеянными по площади землетрясениями различной энергии. Большинство фокусов землетрясений приурочено к волноводам на глубине 4–17 км, выделенным по данным ГСЗ. При общей асейсмичности щиты разделяются по уровню наиболее сильных землетрясений.

## ГЛАВА 4

### СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОКЕМБРИЙСКИХ ЩИТОВ

#### 4.1. СЕЙСМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПО ДАННЫМ ГСЗ

Одним из важных вопросов в изучении глубинного строения земной коры региональными сейсмическими методами является проблема внутреннего расчленения или создания обобщенной сейсмической модели ее консолидированной части. Решение этой проблемы предопределяет дальнейшее развитие наших представлений о закономерностях развития крупных структурных элементов литосферы и связи с ними полезных ископаемых.

Обобщенная сейсмическая модель земной коры представляет собой синтез представлений о пространственном распределении основных параметров среды, базирующихся на количественной и качественной интерпретации сейсмического поля. Полнота информации о среде, которая зависит от систем наблюдений и методов интерпретации, определяет вид сейсмической модели.

До 1940–1950-х годов ученые представляли земную кору в виде одномерной модели, сложенной толстыми однородными слоями. С развитием ГСЗ одномерная, а затем и двумерная модели перестали соответствовать современному уровню развития наук о Земле. Назрела необходимость создания такой сейсмической модели, которая бы базировалась на обобщении результатов многочисленных глубинных сейсмических исследований консолидированной коры и одновременно не противоречила бы частным результатам изучения отдельных структур.

В настоящее время достаточно широким распространением среди геологов и геофизиков пользуется трехслойная модель консолидированной коры (Pavlenkova, 1979). На основании систематизации сейсмических характеристик земной коры (микронеоднородность или мутность, число сейсмических границ, законы распределения скоростей и градиентов, наличие протяженных границ и т. д.) последняя подразделяется на три основных слоя или три скоростных этажа: верхний, промежуточный и нижний.

Верхний этаж представлен породами со скоростями от 5,5–6,0 до 6,3–6,4 км/с и соответствует верхней, хорошо изученной части консолидированной коры (рис. 52). Этаж сложен дислоцированными осадочными, эффузивными и интрузивными породами разного состава при преобладающей роли кислых пород. В связи с этим, для самых верхних частей коры характерны относительно низкие значения осредненных пластовых скоростей, не превышающие, как правило, 5,8–6,0 км/с.

Породы, слагающие верхний слой, имеют преимущественно вертикально-слоистое строение, при котором отдельные комплексы пород залегают под углом 60° и более. Во многих местах эти комплексы прорваны различными интрузиями и субвертикальными разломами. В пределах верхнего слоя скорость плавно увеличивается с глубиной. Следует подчеркнуть, что скоростной градиент в разных районах характеризуется большим постоянством и изменяется в пределах 0,03–0,05 с<sup>-1</sup>.

Промежуточный скоростной этаж (6,4–6,7 км/с) сложен, в общем, теми же породами, что и верхний слой, но с несколько повышенным содержанием основных разностей. Это предположение объясняет несколько большие значения сейсмических скоростей и магнитной

восприимчивости. С влиянием высоких температур и, как следствие этого, с пониженной вязкостью связаны пониженная мутность, наличие зон инверсии скорости и отсутствие землетрясений внутри промежуточного слоя. Повышенная пластичность является, по-видимому, причиной повышенной горизонтальной расслоенности рассматриваемого слоя, а также исчезновением вертикально-слоистой неоднородности, характерной для верхнего слоя.

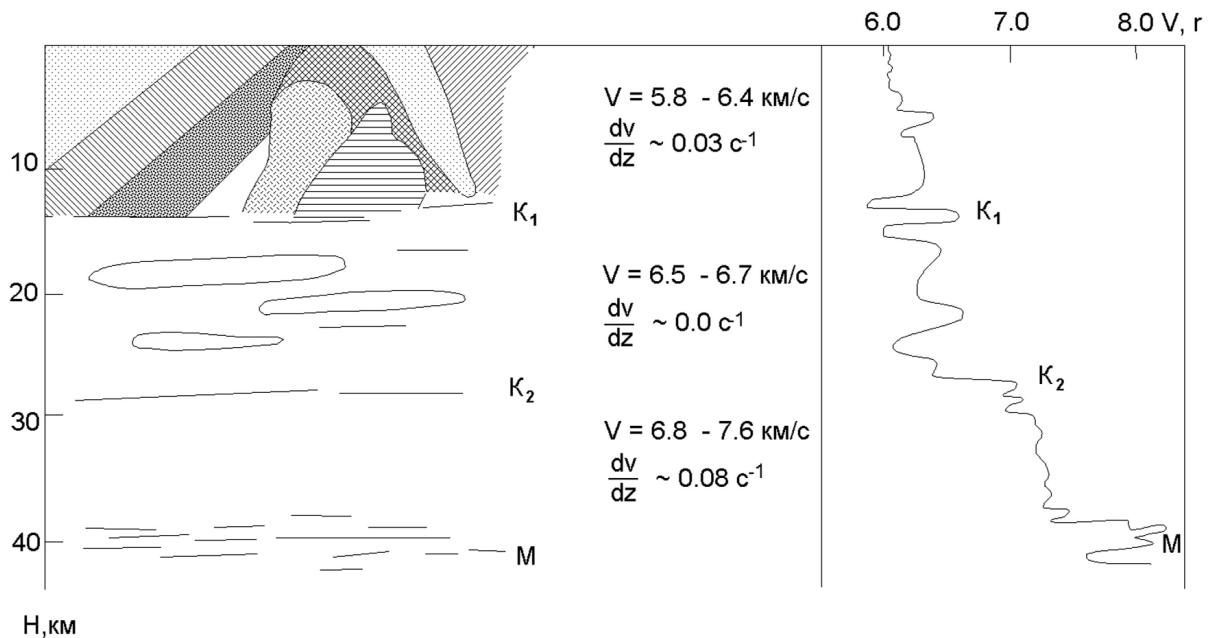


Рис. 52. Обобщенная модель консолидированной коры древних платформ (Pavlenkova, 1979)

Fig. 52. Generalized model of the old platform consolidated crust (Pavlenkova, 1979)

Породы нижнего скоростного этажа характеризуются скоростями сейсмических волн (6,8–7,7 км/с), которые существенно выше, чем в верхних этажах. Таким скоростям могут соответствовать породы основного и ультраосновного состава. Промежуточный и нижний этажи часто разделяются уверенной отражающей границей, от которой регистрируются и обменные волны. Это свидетельствует в пользу заметной разницы между физическими характеристикам и данных этажей. Предполагается, что нижнему слою свойственны повышенные градиенты скорости и незначительная горизонтальная неоднородность. Изредка выделяются слои с пониженными скоростями.

Основными сейсмическими характеристиками рассмотренной модели являются, на наш взгляд, следующие.

1. Модель предусматривает наличие в толще земной коры двух уверенных сейсмических границ, разделяющих ее на три основных этажа.
2. Повышенная сейсмическая расслоенность, малые градиенты скорости и слои с пониженной скоростью, фиксируемые в пределах промежуточного скоростного этажа.
3. Высокие градиенты скорости и незначительная горизонтальная неоднородность нижнего слоя.

Со времени разработки трехслойной модели консолидированной коры древних платформ прошло более двадцати лет. За это время в пределах докембрийских щитов северного полушария выполнен огромный объем региональных исследований ГСЗ, некоторые результаты которых рассмотрены и проанализированы в предыдущих главах.

С одной стороны, установлено, что щиты северного полушария характеризуются, за исключением Индийского, почти одинаковыми средними мощностями и весьма близкими скоростными параметрами. С другой стороны, анализ результатов исследований показал, что глубинное строение и сейсмическая расслоенность земной коры и литосферы щитов в целом сильно изменяются от региона к региону, причем часто даже в пределах одного и того же региона строение последнего не остается неизменным. Выяснилось, что высокая

степень гетерогенности земной коры щитов является одной из ее характерных черт. Сейсмические границы в коре имеют, как правило, невысокую интенсивность и непротяженные интервалы прослеживания. Количество границ и глубины их залегания подвержены значительным изменениям даже в пределах ограниченных площадей.

В этой связи существование региональных сейсмических границ, коррелируемых от щита к щиту, было поставлено под сомнение. Рассмотренная трехслойная модель уже не соответствовала всему многообразию полученных результатов. Представляется актуальной разработка модели, адекватной новым результатам изучения глубинного строения докембрийских щитов методом ГСЗ вдоль многочисленных региональных профилей.

Достоверность любой  $n$ -слойной сейсмической модели земной коры определяется прежде всего наличием в ее толще  $n - 1$  выдержанных сейсмических границ, которые можно было бы идентифицировать и прослеживать от региона к региону и от щита к щиту. Существование таких границ делает правомочной операцию разделения коры на отдельные слои, отсутствие — исключает эту возможность.

Рассмотрим под этим углом зрения сейсмические разрезы Украинского, Балтийского, Индийского и Канадского щитов, т. е., оценим характер прослеживания выдержанных сейсмических границ и возможность их межрегиональной корреляции и идентификации от щита к щиту.

В толще земной коры Украинского щита по субмеридиональному геотраверсу III Воронежский массив — Черное море на глубинах 8–15 км выделяется горизонт  $K_2$  с  $V_T = 6,4–6,5$  км/с (Соллогуб и др., 1968). Отмечено воздымание горизонта в сторону сопредельных Скифской платформы и Днепровско-Донецкого авлакогена.

В разрезе Приазовского блока по профилю ГСЗ Ногайск — Константиновка — Сватово выделено два протяженных отражающих горизонта и большое количество отражающих площадок. По мнению авторов, это свидетельствует о сложной структуре Приазовского блока, которая не укладывается в обычные понятия двухслойной среды, состоящей из «гранитного» и «базальтового» слоев (Гаркаленко и др., 1970).

В центральной и восточной частях Украинского щита вдоль геотраверсов IV, VIII и ряда профилей ГСЗ прослежена поверхность  $K_2$ , представляющая собой, по-видимому, древний протофундамент (Чекунов, 1976; Соллогуб и др., 1978; Ильченко, 1984; Соллогуб, 1986; Дрогицкая, 1987; Литосфера..., 1988). Тонкослоистая структура этой поверхности — горизонта  $K_2$  — изучена по материалам геотраверса IV (Трипольский, Харитонов, 1984), причем инверсно-неоднородные модели горизонта  $K_2$ , составленные для Кировоградского и Приазовского блоков, сильно отличаются друг от друга. С учетом того, что участки горизонта  $K_2$  в Кировоградском и Приазовском блоках геотраверса IV корреляционно не увязаны друг с другом, идентификация этого горизонта по обе стороны от р. Днепр вызывает серьезные сомнения. Можно предположить, что в верхней коре центральной и восточной частей Украинского щита прослежены участки разных сейсмических границ.

В западной части Украинского щита, в области распространения пород гранулитовой фации метаморфизма горизонт  $K_2$  не выделяется.

В толще консолидированной коры Одесско-Винницкой раннепротерозойской геосинклинальной зоны (северо-западная часть Украинского щита, геотраверс II) прослежены два протяженных сейсмических горизонта —  $K_2$  на глубине 10 км с  $V_T = 6,3–6,4$  км/с и  $K_3$  на глубине 25–30 км (Соллогуб, 1986). Вместе с поверхностью раздела М горизонты  $K_2$  и  $K_3$  образуют трехслойное строение коры Одесско-Винницкой зоны.

На сейсмическом разрезе по геотраверсу VI в толще земной коры отсутствуют выдержанные сейсмические границы (Литосфера..., 1988; Чекунов и др., 1991). По значениям скоростей сейсмических волн кора условно разделена на три комплекса или «слоя»: «гранитный» (5,7–6,4 км/с), «диоритовый» (6,4–6,8 км/с) и «базальтовый» (6,8–7,6 км/с) (Литосфера Центральной..., 1988).

Таким образом, в пределах Украинского щита ни одна из внутрикоровых сейсмических границ не гарантируется повсеместным прослеживанием, а земная кора представлена локальными двух- (разрез по профилю Воронежский массив — Черное море) и трехслойными (Одесско-Винницкая зона разломов по VI геотраверсу) моделями.

Двухслойная модель земной коры с «гранитным» и «базальтовым» слоями, разделенными границей Конрада, продолжительное время (1960-е и 1970-е годы) оставалась наиболее распространенной в качестве первого приближения при изучении глубинного строения литосферы Балтийского щита (Sellevoll, 1973).

На региональном сейсмическом профиле Федья–Гримстед (Южная Норвегия) в толще коры зарегистрирована преломляющая граница с граничной скоростью 6,5 км/с, залегающая на глубине 14–17 км (Sellevoll, Warrick, 1971).

Сейсмическими исследованиями на субмеридиональном профиле (юго-восточная часть Норвегии) выявлено четырехслойное строение земной коры (Kanestrøm, Naugland, 1971).

По профилю Северное море – Южная Норвегия, за исключением прибрежного района, установлена сравнительно однородная структура земной коры Балтийского щита, в ее толще не прослежено ни одной сколько-нибудь выразительной сейсмической границы (Cassel et al., 1983). На профиле Балтик в коре на глубине 18–22 км прослежена граница С (Luosto, 1990). По профилю Свека в пределах блока II на глубине около 30 км выделена преломляющая граница с  $V_r = 6,95$  км/с, в пределах блока III на глубине около 40 км – также преломляющая граница с  $V_r = 7,35$  км/с (Luosto, Korhonen, 1986; Корхонен и др., 1987; Grad, Luosto, 1987). В блоке IV того же профиля на глубине 30 км установлена преломляющая граница с  $V_r = 6,8$  км/с, причем от нее также регистрируются хорошо коррелируемые отраженные волны. Глубже (45 км) здесь выделяется еще одна граница, с которой связаны очень сильные отраженные волны (Luosto, Korhonen, 1986; Корхонен и др., 1987; Grad, Luosto, 1987).

Отличительной чертой земной коры по профилю Феннолора является ее уверенное разделение на верхнюю и нижнюю части вдоль всей линии разреза. Разделение происходит на преломляющей сейсмической границе с  $V_r = 6,5–6,7$  км/с, залегающей на глубине 17–23 км (Guggisberg et al., 1991).

В российской части Балтийского щита на многих профилях выделены фрагменты преломляющих границ с разными (6,5–7,0 км/с) граничными скоростями и глубинами от 15 до 30 км. Спорадически прослеживаются обычно две-три группы интенсивных закритических отражений, которые на разрезе представлены в виде семейств, практически горизонтальных площадок, кучно расположенных в интервале глубин 2–3 км (Шаров, 1993).

Как следует из краткого обзора, на Балтийском щите, так же, как и на Украинском щите, в коре нет границ, которые могли бы выделяться повсеместно и коррелироваться от региона к региону. Все границы в коре характеризуются, как правило, локальным распространением и прослежены преимущественно фрагментарно в пределах одного-двух профилей.

На разрезе по профилю Кавали – Удипи (**Индийский щит**), несмотря на большое количество отражающих границ и отдельных отражателей, повсеместно прослежена лишь одна выделенная сейсмическая граница – поверхность раздела М. Остальные фиксируются лишь на отдельных участках разреза в обширном диапазоне глубин – от нескольких километров, до самых низов коры вблизи раздела М (Субботин и др., 1979; Соллогуб и др., 1984). В толще коры профиля Койна I (область развития декканских траппов) выделено большое количество непротяженных субгоризонтальных отражающих элементов, на глубинах около 20, 25 и 30 км прослежены три отражающие границы (Kaila et al., 1981; Харечко, 1983). Сходные характеристики имеет разрез по профилю Койна II – при большом количестве отражающих элементов прослежено две отражающих границы на глубинах 20 и 27 км (Kaila et al., 1981). Несмотря на близкое расположение разрезов (расстояние между ними – 60–70 км), на одном из них прослежено три отражающие границы, а на другом – две, что свидетельствует о неустойчивом характере расслоенности земной коры этого района.

В результате интерпретация гравитационного поля с учетом результатов работ ГСЗ по профилю ГСЗ Аламपुर – Коники составлена обобщенная четырехслойная модель земной коры (Kaila, Bhatia, 1981).

Следовательно, на Индийском щите в коре также отсутствуют границы, прослеживаемые повсеместно, а характер расслоенности коры и количество сейсмических границ и слоев изменяются от разреза к разрезу.

Более 40 лет назад Оливер и Юинг в результате изучения волн Релея и поверхностных волн пришли к выводу о двухслойном строении земной коры **Канадского щита** (Берри, 1969; Berry, 1973). В результате профильных сейсмических исследований МОВ в южной Альберте в толще коры выделен ряд сейсмических границ, причем наиболее интенсивные отражения зарегистрированы от границы Риэл (Kanasewich, Cumming, 1965; Clowes et al., 1968; Kanasewich et al., 1969; Clowes, Kanasewich, 1972).

По результатам точечных зондирований, в провинции Манитоба принята осредненная двухслойная сейсмическая модель земной коры: верхний слой –  $h = 18$  км,  $V_p = 6,05$  км/с,



нижний слой –  $h = 34$  км,  $V_p = 6,85$  км/с (Hall, Najnal, 1973). На основании данных исследований МОВ составлена трехслойная модель коры северо-запада провинции Онтарио, состоящая из слоев с постоянной скоростью, равной (сверху вниз) 6,2, 6,9 и 7,2 км/с (Brisbin, Green, 1980). Эта модель, в общем, согласуется с результатами региональных сейсмических исследований методом преломленных волн. Региональными сейсмическими исследованиями в районе структурной зоны Капейсейсинг в коре выделены две отчетливые отражательные зоны, кровля которых залегает на глубине 15–19 и 23–27 км (Boland, Ellis, 1989). В результате исследований такого же характера по профилю Онтарио – Нью-Йорк – Новая Англия установлено, что земная кора Центрального Гранулитового Террейна может быть представлена моделью, состоящей из четырех слоев: 1) приповерхностный слой со скоростями около 5,4–6,15 км/с; 2) верхнекоровый слой, скорости 6,45–6,55 км/с; 3) среднекоровый слой мощностью 5 км с аномально высокой скоростью – 7,1 км/с (комплекс Тахавус); 4) нижнекоровый слой со скоростями, равными 6,8–7,0 км/с (Hughes, Luetgert, 1992).

Как видно из этих кратких сведений, в коре Канадского щита также отсутствуют регионально выдержанные устойчивые сейсмические границы.

Из многочисленных примеров, количество которых можно было бы при необходимости увеличить, вытекает очевидное, на наш взгляд, следствие – представление о трехслойной модели консолидированной коры противоречит многочисленным фактическим данным о глубинном строении докембрийских щитов северного полушария и должно быть пересмотрено. Количество и качество региональных сейсмических границ и степень расслоенности земной коры щитов настолько значительно изменяются от региона к региону или даже в пределах одного региона, что в настоящее время невозможно представить кору этих структур какой-то единой двумерной  $n$ -слойной моделью, которая удовлетворяла бы локальным моделям, т. е. учитывала бы все особенности пространственного расположения сейсмических границ и областей повышенной и пониженной расслоенности. Поэтому принимаемое некоторыми исследователями разделение консолидированной земной коры на три скоростных этажа (Pavlenkova, 1979), на наш взгляд, является условным, так как выделенные этажи не разграничиваются регионально выдержанными сейсмическими границами.

Анализ рассмотренной трехслойной модели, при сопоставлении ее с приведенными выше результатами наших обобщений, показывает, что наибольших успехов при разработке модели можно достичь, если положить в ее основу такие характеристики щитов, как подобие осредненных скоростных параметров, почти одинаковые средние мощности коры и неравномерное распределение в пространстве сейсмической расслоенности среды. При отсутствии выдержанных, коррелируемых от щита к щиту сейсмических границ в коре степень аргументации в пользу двумерной  $n$ -слойной модели практически сводится к нулю.

Вспомним, что слой представляет собой геологическое тело, ограниченное сверху и снизу непрерывными поверхностями, горизонтальные размеры которых во много раз превосходят мощность слоя. При отсутствии таких поверхностей, залегающих в близком интервале глубин, а именно это характерно для докембрийских щитов, у исследователей нет оснований для представления земной коры какой-либо слоистой моделью.

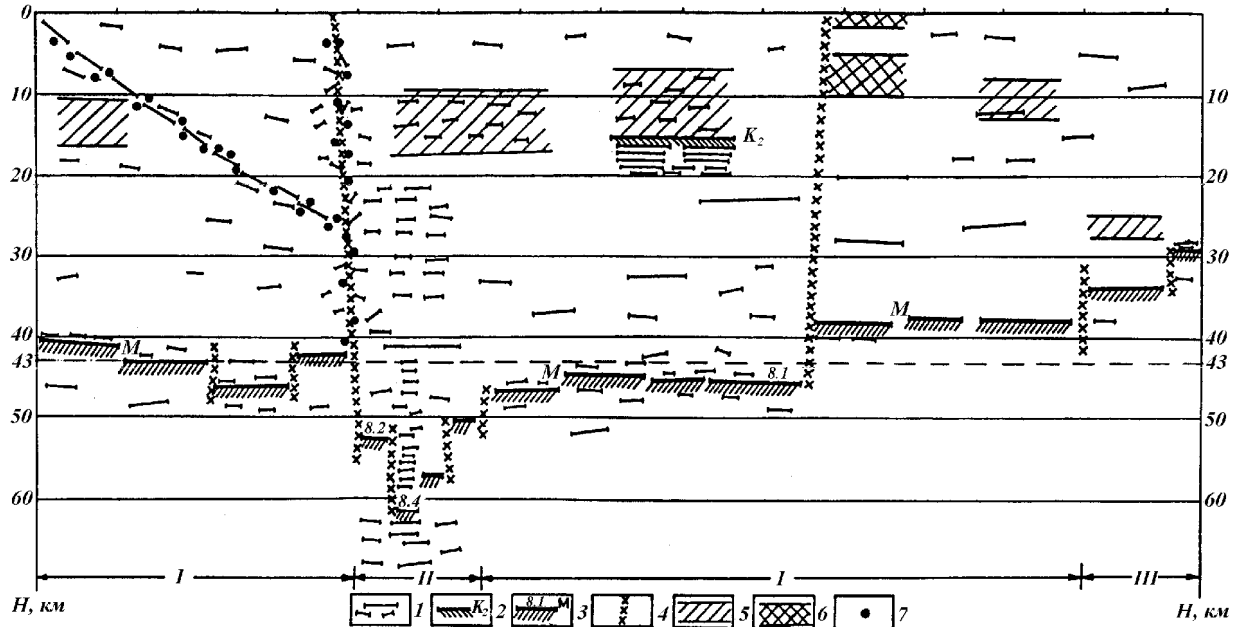
С учетом всего изложенного выше, нам представляется, что наиболее обоснованной в настоящее время сейсмической моделью земной коры щитов по данным ГСЗ является двумерная модель, отражающая неоднородно-слоистое, мозаично-гетерогенное строение коры.

В основу предлагаемой сейсмической двумерной модели земной коры докембрийских щитов северного полушария Земли положены основные закономерности прослеживания на многочисленных разрезах ГСЗ поверхности раздела М, волноводов, переходной зоны кора – мантия, граничной скорости на поверхности М, областей повышенной и пониженной сейсмической расслоенности, глубинных разломов и т. д. (Tripolsky, 1997).

Статистический анализ более 20 000 пог. км глубинных разрезов ГСЗ показал, что вероятность залегания поверхности М в интервале 35–50 км равна 80%, в интервале 30–35 км – 9,5% и в интервале 50–65 км – 10,5%. Следовательно, при весьма широком диапазоне глубин залегания поверхности М на щитах (30–65 км), в подавляющем большинстве случаев (80%) этот диапазон сокращен в 2,3 раза (35–50 км). Это нашло отражение в нашей модели (рис. 53).

Волновод прослежен преимущественно в верхней и средней коре щитов на глубинах 4–15 км, в отдельных случаях – в нижней коре. Нашими исследованиями установлено, что средняя глубина кровли и подошвы волновода равна соответственно 6 и 12 км и не зависит от

мощности земной коры. Это может объясняться существованием зоны повышенной пористости и трещиноватости, а также дилатансионными явлениями в данном диапазоне глубин. При регистрации волноводов в нижней коре последние приурочены преимущественно к областям с тонкой корой (южная окраина Балтийского щита, западная часть Индийского щита – район Койна).



**Рис. 53. Сейсмическая двумерная модель земной коры докембрийских щитов северного полушария Земли по данным ГСЗ (Tripolsky, 1997):**

1 – отражающие площадки; 2 – поверхность  $K_2$ , прослеженная в верхней части Украинского щита; 3 – поверхность раздела М и значения граничной скорости в км/с; 4 – глубинные разломы; 5 – слои с пониженной скоростью; 6 – слои с повышенной скоростью; 7 – точки дифракции. *Тектоническое районирование:* I – участки с нормальной мощностью коры (35–50 км) – протоплатформенные блоки (около 80% изученной территории щитов); II – участки с толстой корой (мощность коры более 50 км) – протогоэосинклинальные системы (около 10,5% изученной территории щитов); III – участки с тонкой корой (мощность коры менее 35 км) – срединные массивы (около 9,5% изученной территории щитов). 43,0 – средняя мощность коры щитов, км

**Fig. 53. 2-D seismic crustal model of the precambrian shield of the northern hemisphere from DDS-data (Tripolsky, 1997):**

1 – reflectors; 2 – surface traced in the upper earth's crust of Ukrainian shield; 3 – V-discontinuity and boundary velocity in km/s; 4 – deep faults; 5 – low velocity layers (LVLS); 6 – high velocity layers; 7 – different points. *Tectonic zoning:* I – normal (35–50 km) crustal thickness areas – protoplatform block (ca. 80% of the study area of the shields); II – thick (> 50 km) crust areas – protogeosynclinal systems (ca. 10,5% area of shields); III – thin (< 35 km) crust areas – mid-massif (ca. 9,5% area of shields). 43,0 km – mean crustal thickness of the precambrian shields

Местами в коре на разных уровнях выделены высокоскоростные слои (структура Капейсейсинг, Выборгский массив, Коростеньский плутон, юго-западная оконечность Балтийского щита). Данные низко- и высокоскоростные слои включены в модель с учетом степени их распространенности – волноводы регистрируются значительно чаще, чем высокоскоростные слои.

Переходная зона кора – мантия выделена на всех щитах и характеризуется весьма переменной мощностью (2–30 км), причем с увеличением мощности коры возрастает, как правило, и мощность переходной зоны (система Мидконтинент Канадского щита; район Криворожско-Кременчугского глубинного разлома, Украинский щит).

Области повышенной расслоенности приурочены на Украинском и Индийском щитах к поверхности М, границе  $K_2$ , которая характеризуется тонкослоистой структурой (Украинский щит), а также к средней коре зоны утолщенной коры (Криворожско-Кременчугская и Орехово-Павлоградская геосинклинальные зоны, структура Капейсейсинг). Пониженная расслоенность фиксируется в основном в средней части разреза участков с умеренной мощностью коры (40–46 км).

В коре щитов выделен ряд субвертикальных и пологих разломов. В зонах субвертикальных разломов, сопровождающихся смещением поверхности М, часто фиксируется повышенная расслоенность земной коры и верхней мантии (например, Тальновский, Кировоградский, Криворожско-Кременчугский, Орехово-Павлоградский и другие менее важные глубинные разломы Украинского щита). Изменение степени расслоенности земной коры отмечается по обе стороны от глубинных разломов при исследованиях методом ГСЗ на Индийском, Балтийском и Канадском щитах. Все эти особенности нашли отражение в модели (рис. 53).

Пологие разломы часто выделяются не по косвенным признакам, как многие из субвертикальных разломов, а как отражающие и дифрагирующие сейсмические горизонты. Многочисленные наклонные отражатели и точки дифракции группируются на разрезах в упорядоченно залегающие серии, которые рассматриваются как наклонные разломные зоны (Куддапахская впадина, центральная и южная части Украинского щита, структура Капейской синклинали).

Области повышенной и пониженной расслоенности имеют на разрезах, как правило, расплывчатые, неясные очертания и изометричную либо вытянутую преимущественно по горизонтали форму. В совокупности с глубинными разломами, поверхностью раздела М, переходной зоной кора – мантия и волноводами они формируют неоднородно-слоистую, мозаично-гетерогенную модель земной коры докембрийских щитов северного полушария Земли (рис. 53).

С учетом опыта глубинного тектонического районирования Украинского щита, по данным ГСЗ (Соллогуб, Трипольский, 1969; Соллогуб и др., 1972; Литосфера Центральной..., 1988), предлагаемая модель условно разделена на участки, различающиеся мощностями коры и другими геолого-геофизическими характеристиками.

Участки с нормальной мощностью коры (35–50 км) отнесены к протоплатформенным блокам. Для них, в общем, характерна повышенная расслоенность переходной зоны кора – мантия и пониженная расслоенность средней части коры.

Участки с толстой корой, мощность свыше 50 км, отнесены к протогеосинклинальным системам, которым свойственна повышенная расслоенность средней части коры, временами – верхней мантии.

Следует отметить, что глубинные разломы, разграничивающие участки с нормальной и толстой корой, часто сопровождаются повышенным уровнем расслоенности земной коры и верхней мантии в зоне разлома, дифракционными явлениями и значительными латеральными изменениями скорости сейсмических волн.

Участки с тонкой корой, мощность менее 35 км, отнесены к срединным массивам. В пределах срединных массивов волноводы прослежены не только в верхней, но и в нижней части земной коры.

Предлагаемая модель может быть использована при составлении плотностной, магнитной, термической, электрической, петрофизической и других геофизических и геологических моделей земной коры щитов или их структурных подразделений. Нам представляется, что, например, близкие скоростные параметры докембрийских щитов и почти одинаковые средние мощности коры создают благоприятные предпосылки для исследователей в таких вопросах, как уточнение взаимоотношения скорости – плотность и составление обобщенной гравитационной модели докембрийских щитов.

Краткий анализ и сопоставление особенностей строения и скоростных параметров Украинского, Балтийского, Канадского, Индийского, Алданского, Анабарского и Аравийского щитов позволяют сделать следующие выводы.

1. Составлена обобщенная одномерная сейсмическая модель земной коры, представленная в форме графика скорость–глубина. Щиты характеризуются весьма близкими скоростными параметрами.

2. Устойчивые сейсмические границы в коре, которые можно было бы непрерывно проследивать от региона к региону, на щитах, за исключением поверхности докембрийского фундамента, не выделяются.

3. Средние мощности земной коры Украинского, Балтийского, Алданского, Анабарского, Канадского щитов незначительно отличаются друг от друга и составляют около 44,0 км, а с учетом Индийского щита – 43,0 км.

4. Сравнение осредненных мощностей земной коры и скоростных параметров щитов,

рассмотренных в работе, и других щитов (в частности, Южно-Африканского, и щитов Австралии) показало реальность единой сейсмической модели докембрийских щитов всех континентов.

5. Предложена двухмерная сейсмическая модель, отражающая неоднородно-слоистую, мозаично-гетерогенную структуру земной коры докембрийских щитов северного полушария Земли. В основу модели положены закономерности прослеживания на многочисленных разрезах ГСЗ поверхности раздела М, волноводов, переходной зоны кора – мантия, граничной скорости на поверхности раздела М, областей повышенной и пониженной расслоенности, глубинных разломов и т. д.

6. Предложенные модели могут быть использованы для составления обобщенных плотностей, магнитной, термической, электрической, петрофизической и других геофизических и геологических моделей земной коры щитов.

## 4.2. СЕЙСМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПО ДАННЫМ МЕТОДА ОГТ

К настоящему времени на территории докембрийских щитов выполнен значительный объем сейсмических исследований МОВ–ОГТ.

При преимущественно региональных масштабах глубинных исследований МОВ–ОГТ попытки осмыслить и систематизировать основные результаты, а в некоторых случаях и предложить элементы обобщенной сейсмической модели земной коры докембрийских щитов, по данным метода отраженных волн, пока еще не многочисленны (Кунин, 1989; Чекунов, Трипольский, 1991; Sadowiak, Meissner, 1992). Вместе с тем, необходимость этого не вызывает сомнения, так как подобная модель дополнит существующие модели земной коры по данным региональных сейсмических исследований, что расширит наши знания о строении и развитии земной коры.

В настоящей главе приведен краткий обзор важнейших исследований МОВ–ОГТ на территории Канадского, Балтийского и Украинского щитов и предложена новая сейсмическая модель земной коры докембрийских щитов по данным метода ОГТ.

На Канадском щите наибольший интерес представляют, на наш взгляд, исследования, проведенные на оз. Верхнем, в пределах структурной зоны Капейсейсинг (провинция Сьюпириор) и в районе Гренвильского фронта. Сейсмическими работами МОВ по программе GLIMPCE изучено глубинное строение среднепротерозойского рифта Мидконтинент под оз. Верхнее (Clowes, 1993), который раскалывает почти надвое континент Северной Америки. В результате обработки профилей МОВ поперек рифта впервые выявлен глубинный асимметричный центральный грабен. На глубине 30–60 км выделена мощная, сильно расслоенная переходная зона кора – мантия, которая имеет сложную структуру и смешанный состав. Многочисленные отражатели в ее толще связаны, согласно представлениям исследователей, с разломными или сдвиговыми зонами, с литологическими контактами, с первичной слоистостью пород и анизотропией (Clowes, 1993).

Детальными исследованиями МОВ–ОГТ в верхней части земной коры структурной зоны Капейсейсинг на глубине 0,6–9,0 км выделено три сильные наклонные границы, генерирующие интенсивные многофазные отражения. При сопоставлении с геологическими данными границы идентифицируются с межпластовыми литологическими контактами внутри серии гнейсовых пород (Green et al., 1990) и с разломами сколовой природы в разломной зоне Айванхо. В тектоническом отношении пологие отражательные зоны или тонкослоистые границы интерпретируются как надвиговые разломы, которые на глубине 10–12 км сливаются в единую субгоризонтальную поверхность срыва (Geis et al., 1990).

В результате исследований МОВ по программе GLIMPCE изучено глубинное строение Гренвильского орогена и тектонической зоны Гренвильского фронта (Green et al., 1990). В сейсмическом волновом поле зона проявляется в виде серии интенсивных наклонных отражений, которые регистрируются на участке разреза протяженностью около 40 км (рис. 54). Отражения характеризуются короткими интервалами регистрации, восточным падением и прослеживаются под углом 25–35° от поверхности консолидированной коры до глубины не менее 32 км, причем часть из них прослеживается через всю толщу коры до глубины 55 км. Как пола-

гают исследователи, отражения связаны с наклонными зонами сильных деформаций (зоны милонитизации) и с косой слоистостью пород гнейсовой серии (Green et al., 1990).

Необходимо подчеркнуть, что характерной чертой рассмотренных исследований

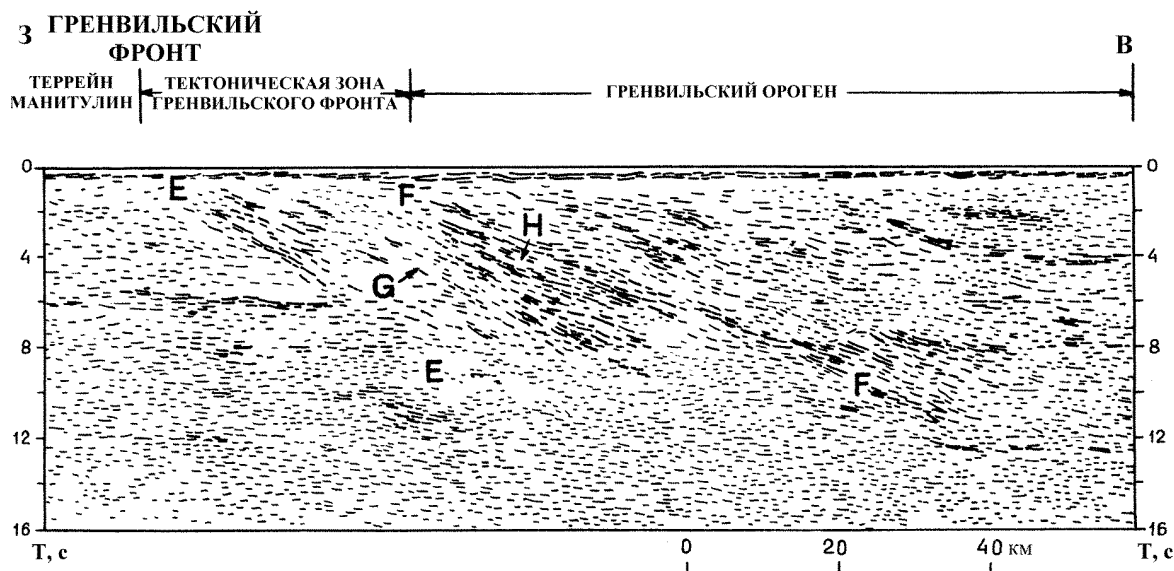


Рис. 54. Мигрированный разрез по профилю (оз. Гурон) программы GLIMPCE (Green et al., 1990)

Fig. 54. Migrated section along profile (lake Guron) GLIMPCE (Green et al., 1990)

МОВ–ОГТ на Канадском щите является регистрация интенсивных многофазных отражений, которые при интерпретации сейсмических разрезов уверенно коррелируются с различными нарушениями, известными по геологическим данным (Lewry et al., 1994; Clowes et al., 1996).

До 1989 г., когда был реализован международный проект BABEL, исследования методом отраженных волн (ОГТ) на Балтийском щите имели преимущественно локальный характер, при котором изучались небольшие участки щита, привлекающие повышенное внимание геологов и геофизиков.

В 1985 г. в центральной части регионального профиля ГСЗ Поляр проведены исследования методом отраженных волн (Behrens et al., 1989). В верхней части коры Лапландского гранулитового пояса выделена серия наклонных отражателей, падающих на северо-восток под углом 8–15°. Отражатели характеризуют внутреннюю сдвиговую структуру гранулитов, которые обнажаются на дневной поверхности в южной части профиля. По данным гравитационного моделирования, подошва области распространения отражающих элементов совпадает с нижней границей гранулитов Лапландского гранулитового пояса. Средняя часть коры в интервале глубин 22–35 км по отношению к сейсмическому сигналу является прозрачной, что позволяет исследователям предполагать здесь наличие незначительных скоростного и плотностного градиентов. Граница кора – мантия имеет слоистую структуру и представлена серией уверенно выделяемых коротких отражателей, залегающих на глубине 40–44 км (Behrens et al., 1989).

Сейсмическими работами МОВ изучен метеоритный импактный кратер Сильян Ринг в области свекофеннской складчатости (район сверхглубокой скважины Гравберг-1). В верхней части коры северной части структуры выявлено несколько узких серий интенсивных латерально выдержанных субгоризонтальных отражений. В результате сопоставления с данными сверхглубокого бурения и вертикального сейсмического профилирования установлено, что отражения связаны с силлами долеритов мощностью от нескольких метров до 60 м, внедренных в граниты (Juhlin, 1990).

Крупномасштабными исследованиями МОВ–ОГТ в комплексе с ГСЗ, проведенными в 1989 г. на акватории Ботнического залива и Балтийского моря, согласно международному проекту BABEL, ознаменовался новый этап в изучении Балтийского щита сейсмическими методами (The BABEL Project., 1992).

До 1989 г. существовало общепринятое представление, что земной коре докембрийских

щитов и платформ присущи особые отражательные свойства. К ним относятся снижающаяся с глубиной отражательность, дифракционные явления (Gibbs, 1986) и низкая интенсивность отражений от поверхности раздела М, зарегистрированная при исследованиях МОВ в кратонах Австралии (Finlayson, 1982) и южной Африки (Durrheim, Greens, 1992).

Исследованиями по проекту BABEL обнаружены такие отражательные характеристики земной коры в поле отраженных волн (рис. 55), которые в значительной мере противоречат сложившимся представлениям:

- кора Балтийского щита отражательна на всех уровнях;
- отражательность обнаруживает значительную латеральную неоднородность, коррелирующую со строением приповерхностных структур;
- широкое распространение дифракционных явлений, которые иногда доминируют на временных разрезах;
- характерной чертой волновых полей является регистрация интенсивных наклонных пакетов отражателей;
- сильные отражения генерируются от субгоризонтальных границ в верхней и нижней коре (The BABEL Project., 1992).

Анализ результатов этих исследований показал, что ранее общепринятая концепция от-

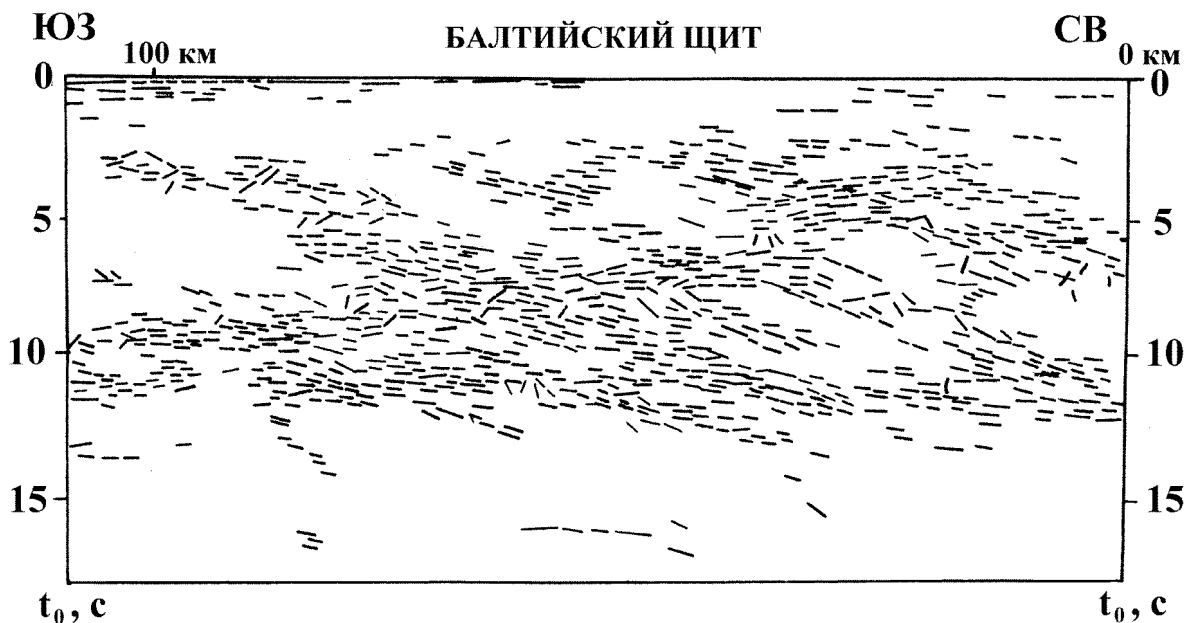


Рис. 55. Временной разрез по профилю А проекта BABEL, иллюстрирующий переменный характер отражательности земной коры Балтийского щита (The BABEL Project., 1992)

Fig. 55. Line drawing of BABEL line A near Bornholm (The BABEL Project., 1992)

ражательных свойств земной коры докембрийских щитов подлежит пересмотру.

В результате изучения данных бурения Кольской скважины СГ-3 и сейсмических материалов по профилю КОЛА ОГТ-92 (Smythe et al., 1994; Сейсмологическая..., 1997; Ganchin et al., 1998; Кольская сверхглубокая..., 1998), пересекающему Северную и Южную зоны с выходом на СКВ, СГ-3 удалось существенно уточнить представления о структурно-тектоническом и глубинном строении Печенгского района. На разрезе (см. глава 2 рис. 6) коррелируются крутонаклоненные сейсмические границы, соответствующие известным тектоническим нарушениям, которые осложняют строение Печенгской структуры. Порьиташская зона разломов прослеживается до глубины 15 км.

Принципиально новым шагом в изучении глубинного строения восточной части Балтийского щита стали региональные сейсмические исследования с использованием отраженных волн на базе вибрационных источников с многократными перекрытиями в системе наблюдений, выполненные в 1995–2002 годах ФГУ НПП «Спецгеофизика» вдоль субмеридионального геотраверса 1-ЕВ (Кольская СГ-3–Мурманск–Кандалакша–Кемь–Петрозаводск–Тих-

вин–Воронеж) и субширотной рассечки 4В (Кемь–Калевала) (Берзин и др., 2001; Глубинное..., 2001; Минц и др., 2002). Эти исследования были продолжены в 2001–2003 гг. по контракту на территории Финляндии, где отработаны четыре профиля ОГТ, протяженностью более 3 000 км (Глубинное..., 2004).

Детальная картина сейсмических отражений, полученная вдоль профиля 4В (рис. 56, а) и участка геотраверса 1-ЕВ (Кемь–Петрозаводск–Лодейное Поле) (рис. 56, б), характеризует кору и верхнюю мантию непосредственно от земной поверхности и до глубины около 80 км (25 с). Плотность отражений варьирует в широких пределах. При этом не наблюдается закономерного изменения в уровнях отражательной способности при переходе от верхней к средней коре. Для мантийного уровня характерны редкие малопротяженные отражения, группирующиеся в пределах субгоризонтальных зон на глубине 40–45 км. Основание коры, отмеченное резким снижением числа и протяженности отражений (раздел Мохо), выделяется очень отчетливо (Глубинное..., 2001, 2004). Обеспечено практически одинаковое по детальности и составу конечной информации (рис. 56) отражение глубинных особенностей весьма разнородных геологических объектов, пересеченных сейсмическими профилями. В результате проведенного комплексного анализа геологических и геофизических данных устанавливается сложное линзовидно-пластинчатое строение верхней части земной коры до глубины 15–20 км (Сейсмологическая..., 1998). Роль вертикальных разломов имеет подчиненное значение. Сейсмические границы имеют преимущественно физическую природу и в редких случаях согласуются с положением геологических границ.

На Украинском щите работы МОВ и МОВ–ОГТ проведены в пределах его северного, западного и южного склонов, на Побужье, в районе Криворожско-Кременчугского и Сурского синклиналиев, а также на Корсунь-Новомиргородском плутоне и Новоукраинском массиве (Структура..., 1975; Антушевич и др., 1983; Шаров, 1984; Дрогицкая, Шимкив, 1986; Соллогуб, 1986; Трипольский и др., 1993). Глубинность исследований не превышала, как правило, 10–15 км, что значительно снижало их информативность, особенно по сравнению с рассмотренными исследованиями по программам и проектам СОСОРР, DEKORP, ECORS, BIRPS (Meissner et al., 1987; Potter et al., 1987).

Природа и характер отражений, зарегистрированных на Украинском щите, претерпевали значительные изменения, определяемые, прежде всего, геологической ситуацией. Так, в пределах синклиналиев отражения приурочены преимущественно к областям развития железистых пород, установленным по данным геологического картирования и бурения, к межпластовым ультраосновным интрузивам и к пологопадающим нарушениям (Антушевич и др., 1983; Дрогицкая, Шимкив, 1986; Соллогуб, 1986). Корсунь-Новомиргородский плутон характеризуется «прозрачными» зонами и дискретными «штриховыми» волновыми полями. Внутри плутона отражения связаны с разломами и с контактом пород основного состава и гранитов рапакиви (Дрогицкая, Шимкив, 1986; Дрогицкая, 1987).

Природа многочисленных отражений, выделенных на Новоукраинском массиве, определялась разломами и разломными зонами различного ранга и глубины залегания. На примере этого массива предложена методика статистической обработки данных сейсморазведки МОВ с целью выделения субгоризонтальных разломных зон в сложнопостроенных средах (Аронский, Трипольский, 1991; Трипольский и др., 1993).

Особое место среди работ такого рода вследствие своей глубинности занимают исследования МОВ–ОГТ, проведенные в центральной и южной частях Украинского щита, при которых продолжительность регистрации составляла 20–30 с, что соответствовало глубине 70–120 км (земная кора и значительная часть верхней мантии) (Бородулин, Байсарович, 1992).

В 2000 г. трестом «Укргеофизика» совместно с международным научным консорциумом (Германия, Нидерланды, Дания) проведены глубинные исследования МОГТ по профилю DOBRE длиной 140 км поперек Донбасского складчатого пояса (Град и др., 2003; Maystrenko et al., 2003). Южная часть профиля на протяжении 40 км пересекает Приазовский блок Украинского щита. Для возбуждения упругих колебаний применялось взрывчатое вещество и установки Вибросейс. Продолжительность записи составляла 30–64 с, что позволило изучить строение всей толщи земной коры и верхи мантии. Земная кора Приазовского блока характеризуется повышенной отражательностью. Много лет назад эта же особенность зарегистрирована при региональных исследованиях методом ГСЗ вдоль IV геотраверса (Трипольский, Харитонов, 1984).

По мнению исследователей, природа приповерхностных отражателей состоит в измене-

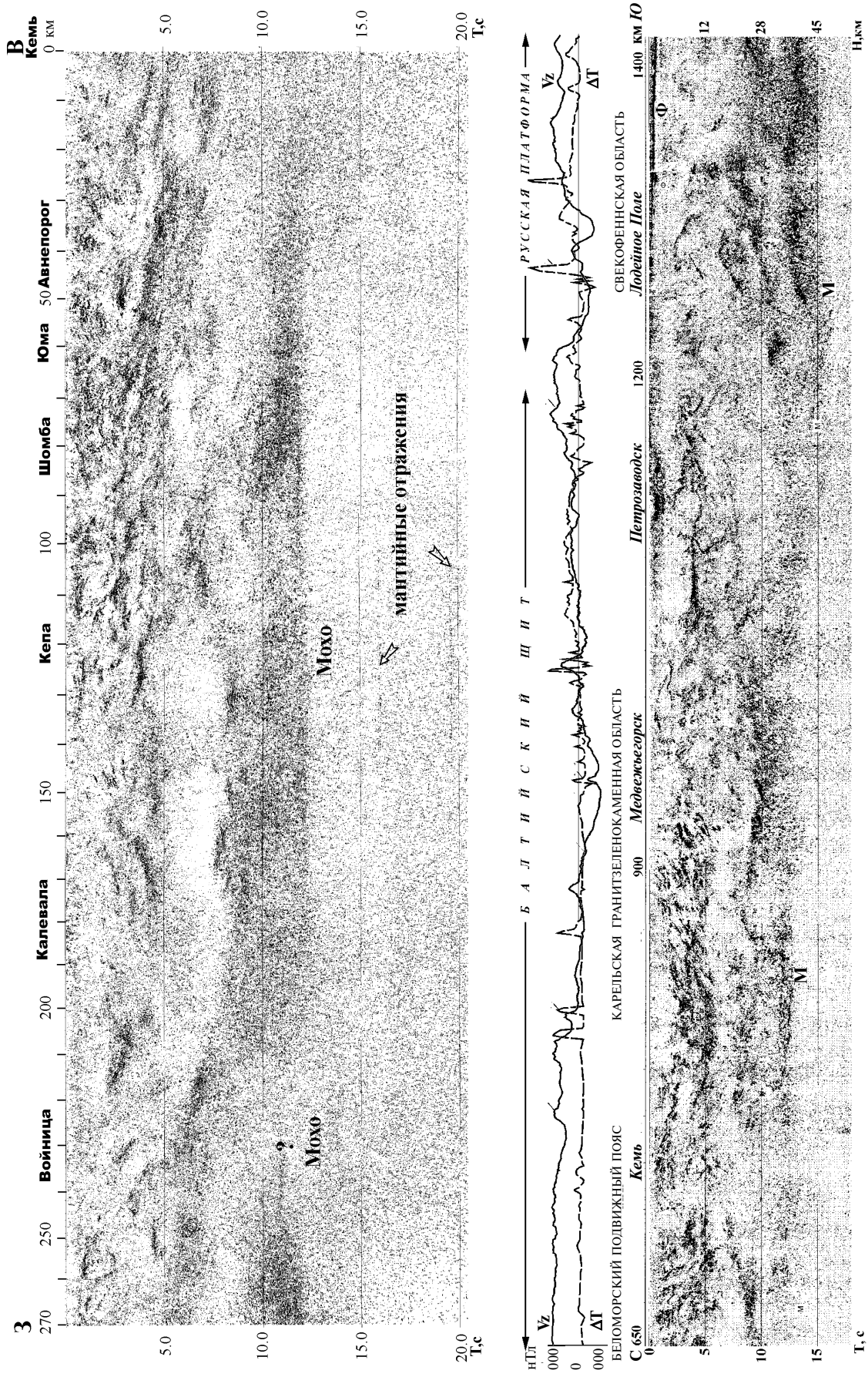


Рис. 56. Мигрированные временные разрезы МОВ – ОГТ. Профиль 4В (а), участок профиля 1ЕВ (б). ФГУ ГНПП «Севморнефтегеофизика» (Берзин и др., 2001; Глубинное..., 2004)

Fig. 56. Migrated common midpoint time section CDP. Line 4В (а), along Kem' – Petrozavodsk profile 1 ЕВ (б). (Берзин и др., 2001; Глубинное..., 2004)



ниях литологического состава горных пород. Поверхность раздела Мохоровичича представлена широкой зоной сильной отражательности протяженностью 1–2 секунды. Подошва зоны соответствует положению раздела Мохоровичича, который залегает на глубине 38–39 км. Следует подчеркнуть, что глубина раздела М по данным МОГТ уверенно согласуется с результатами метода ГСЗ по геотраверсу IV, где этот раздел выделен на глубине также 38–39 км (Трипольский и др., 1988). Высокая отражательность раздела Мохоровичича выявлена также при работах методом ГСЗ (Трипольский, Харитонов, 1984).

В зоне сочленения Приазовского блока и Донбасского складчатого пояса зона отражательного раздела Мохоровичича раздваивается с временным сдвигом около 2 с, причем две отражательные зоны разделены слоем, лишенным отражений. Это раздвоение рассматривается исследователями как следствие корового надвига с амплитудой перемещения по горизонтали около 10–15 км, который воздействовал на раздел Мохоровичича, сместив его по горизонтали (Maystrenko et al., 2003).

Основные результаты исследований на Украинском щите методом МОВ–ОГТ заключаются в следующем.

1. В консолидированной коре и верхней мантии прослежены непротяженные отражающие элементы (отражатели) длиной 1–2 км. Форма записи групповая, продолжительность регистрации групп достигает 1–2 с (3–6 км); в ряде случаев группы следятся на протяжении нескольких десятков километров.

2. В коре и верхней мантии выделены как горизонтальные, так и наклонные отражающие границы. Углы наклона достигают при этом 60–70°.

3. На основании пространственной корреляции с закартированными разломами и с тектонической обстановкой группы наклонных отражателей отождествляются с тектоническими нарушениями.

4. Наклонные отражатели в коре характеризуются прямолинейностью и представлены тонкослоистыми инверсионными пачками.

5. Область перехода кора – мантия имеет вид сложной серии горизонтальных отражателей с изменяющейся структурой и мощностью до 10 км.

6. Наклонные границы прослежены в верхней и нижней коре. Иногда они пересекают всю ее толщу. В средней коре следятся прерывистые горизонтальные границы.

7. С учетом структурного положения отражающих границ земная кора может быть разделена на три слоя – трехслойная модель коры (Бородулин, Байсарович, 1992).

Таким образом, результаты исследований МОВ–ОГТ, проведенных на территории Канадского, Балтийского и Украинского щитов, показали высокую эффективность этой модификации сейсмоки при изучении внутренней структуры литосферы. В общем, при неоднозначной природе сейсмических отражателей, в волновом поле преобладают отдельные отражения и их серии, связанные с тектоническими нарушениями и с контактами пород различного состава. Последнее дает возможность исследователям уверенно выделять такие структуры, как Сурская, Криворожская, Корсунь-Новомиргородский плутон (Украинский щит), Капейский (Канадский щит), Сильян Ринг, Печенгская, Онежская (Балтийский щит) и другие, сложенные породами, которые заметно отличаются своим составом от вмещающих гранитоидов. По той же причине создаются благоприятные предпосылки для изучения особенностей внутреннего строения перечисленных структур.

С другой стороны, отождествление многих отражателей и их пачек с тектоническими нарушениями, известными по геологическим данным, позволяет выделять и трассировать последние до глубин, недоступных для других геолого-геофизических методов.

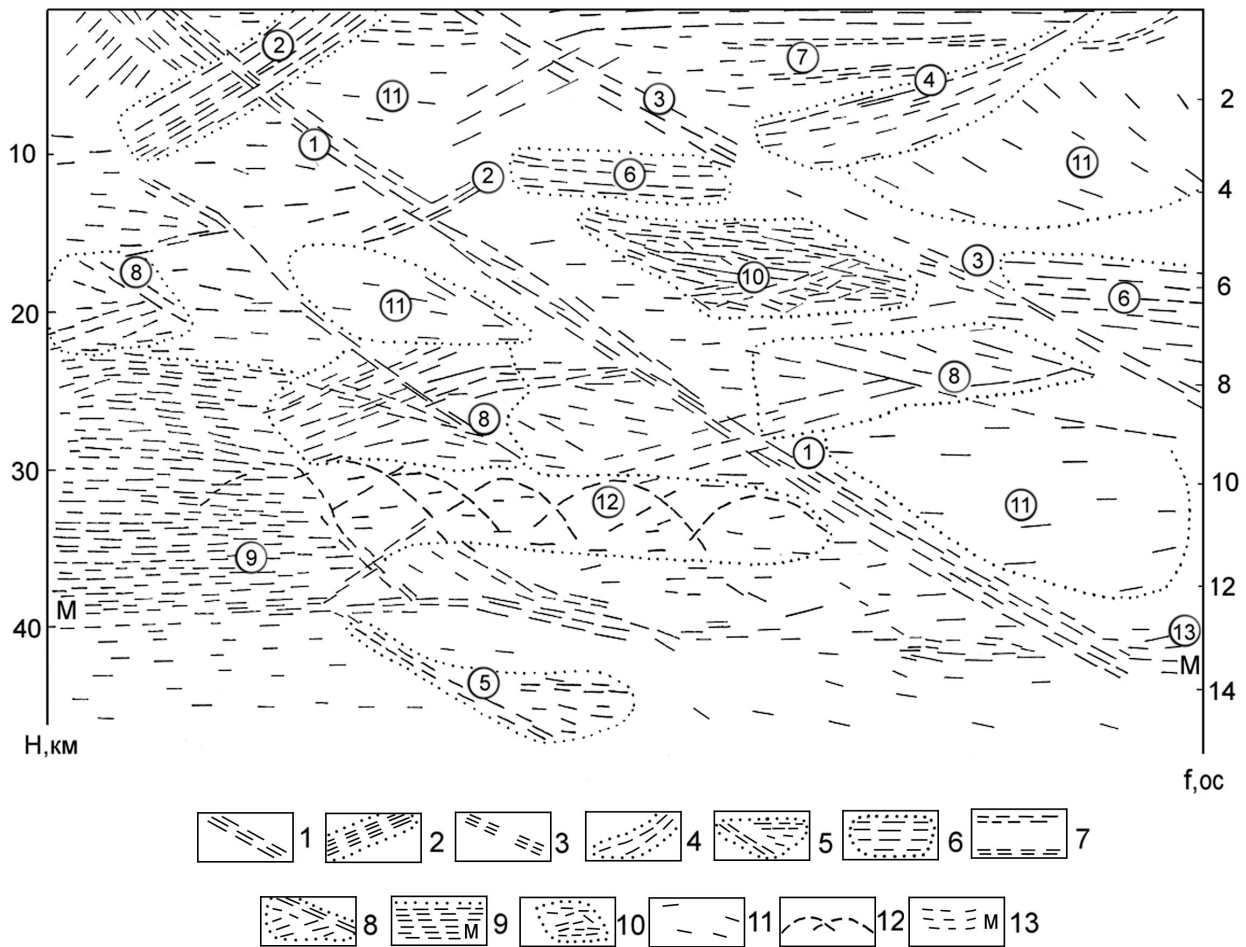
На предлагаемой нами модели изображены различные типы отражателей, которые формируют общий узор отражательности или архитектуру земной коры, освещаемой субвертикально распространяющимися отраженными волнами (рис. 57).

Значительное место в модели занимают наклонные отражающие элементы и их серии. В последнее время работами МОВ–ОГТ вначале на Канадском (Green, Clowes, 1983; Green et al., 1990; Clowes, 1993; Lewry et al., 1994; Clowes et al., 1996), а позднее на Балтийском (The VABEL Project..., 1992; Сейсмогеологическая..., 1997, 1998; Heikkinen, 1998; Ganchin et al., 1998; Берзин и др., 2001; Глубинное..., 2001, 2004) и Украинском (Бородулин, Байсарович, 1982; Град и др., 2003; Maystrenko et al., 2003) щитах убедительно показано, что характерной чертой

волновых полей щитов являются интенсивные пакеты отражений, связанные с наклонными отражающими фрагментами или с границами в коре и верхней мантии.

В настоящее время природа наклонных отражателей трактуется неоднозначно. Большинство исследователей полагают, что они имеют дислокационную природу и связаны с надвигами и разломными зонами различного возраста (Meissner et al., 1987), с тектоническими нарушениями неустановленного происхождения (Бородулин, Байсарович, 1992), со слоистостью внутри надвиговых комплексов пород (Green, Clowes, 1983), с наклонными зонами милонитизации и с косой слоистостью пород гнейсовой серии (Green et al., 1990).

Временами отдельные серии или пакеты наклонных отражателей постепенно выполажи-



**Рис. 57. Сейсмическая модель земной коры докембрийских щитов по данным метода ОГТ:**

1 – серии наклонных отражателей, непрерывно прослеженные через всю земную кору; 2 – наклонные отражатели в верхней части коры; 3 – серии наклонных отражателей, которые следятся с разрывом в средней коре; 4 – отражающие элементы, характеризующие листрические разломы; 5 – верхнемантийные горизонтальные и наклонные отражающие сегменты; 6 – серии и пакеты отражающих элементов, связанных с субгоризонтальными разломными зонами в верхней и средней коре; 7 – узкие полосы отражателей в верхней и средней коре, связанные с силами долеритов и др. пород мафического состава; 8 – клинообразные структуры («крокодилы»); 9 – область отрагательной нижней коры; 10 – ромбовидные сгущения отражающих фрагментов («дуплексные» структуры); 11 – сейсмически прозрачные зоны; 12 – области дифракции; 13 – область залегания поверхности раздела М

**Fig. 57. Seismic model of the precambrian shield earth's crust by CDP data:**

1 – bands of dipping reflectors continuously traced through earth's crust; 2 – upper crust dipping reflectors; 3 – bands of dipping reflectors interrupted at the middle crust; 4 – reflectors characterized listric faults; 5 – upper mantle horizontal and dipping reflectors; 6 – series and bands of reflectors from the upper and middle crust subhorizontal fault zones; 7 – narrow bands of upper and middle crust reflectors from sills of dolerites and other mafic rocks; 8 – wedge-shape structures («crocodyles»); 9 – reflecting lower crust; 10 – rhombic thickening of reflectors (duplex structures); 11 – seismic transparent zones; 12 – diffraction domains; 13 – band of reflectors from the M-discontinuity

ваются с глубиной и затухают в верхней или средней коре, характеризуя листрические разломы (Reston, Blundell, 1987). Одним из ярких примеров листрических разломов является разломная зона Айванхо структуры Капейской синг. Отражатели, трассирующие зону, прослежены у дневной поверхности под углом около  $50^\circ$ , глубже (10–12 км) они быстро выколаживаются (Wu, Meren, 1992).

Наибольший интерес, на наш взгляд, представляют серии наклонных отражателей, непрерывно прослеженных через всю толщу коры. На сейсмических разрезах они представлены либо узкими полосами коротких фрагментов, либо мощными сериями и ансамблями отражателей, которые следятся в зоне шириной 30–40 и более километров (Гренвильский фронт Канадского щита, блок Арунта Австралийской платформы). В пределах этой зоны плотность отражателей может быть различна, вплоть до сильно расслоенных или, напротив, прозрачных участков. Как правило, этот тип отражателей вблизи дневной поверхности уверенно коррелируется с разломами и разломными зонами, известными по геологическим данным.

Все же преимущественно наклонные отражатели прослеживаются не через всю кору, а на сравнительно непротяженных интервалах в широком диапазоне глубин. У дневной поверхности они, как правило, уверенно идентифицируются с разрывными нарушениями, установленными по геологическим данным, или с поверхностью наклонно залегающих разновозрастных фундаментов. На основании изучения геологических обнажений и образцов керна из скважин исследователи связывают повышенную отражательность разрывных нарушений с разными причинами, такими, как первичные литологические изменения внутри разломных зон, литологические изменения, обусловленные метасоматической деятельностью вдоль разломной зоны, с анизотропным строением среды и с возможными флюидными ловушками.

В качестве одого из элементов модели нами выделены наклонные и субгоризонтальные отражающие фрагменты в верхней мантии. Известно, что при исследованиях ГСЗ–КМПВ, где наблюдения ведутся на наклонных и субгоризонтальных лучах, отражения от границ в верхней мантии начали регистрироваться много лет назад и, если не повсеместно, то довольно часто и уверенно (Украинский, Балтийский и Канадский щиты, зона Тейссейра–Торнквиста). В последнее десятилетие в ряде регионов по данным МОВ–ОГТ при наблюдениях на субвертикальных лучах стали также выделять отражения от верхнемантийных горизонтов (район Больших озер, Украинский и Балтийский щиты).

Следующим важным элементом модели являются горизонтальные отражатели, рассеянные во всей толще коры и прослеженные в виде отдельных фрагментов, полос, серий, сгущений и т. д.

В верхней и средней коре часто следятся один или несколько горизонтов, характеризующихся высоким уровнем сейсмической расслоенности. Природа горизонтов может быть различной.

Сильно расслоенные геологические тела временами хорошо коррелируют с высокоскоростным среднекоровым слоем или линзообразным телом, выявленным по данным метода преломленных волн. Так, в юго-восточной части Канадского щита (провинция Гренвиль) выявлен сильно расслоенный комплекс Тахавус, залегающий на глубине 15–20 км и характеризующийся повышенными скоростями продольных волн (Hughes, Luetgert, 1992). Согласно данным телесеismicческих исследований, в средней коре района зарегистрирована зона высоких скоростей поперечных волн, пространственно совпадающая с комплексом Тахавус (Owens, 1987). По мнению исследователей, комплекс Тахавус представляет собой силлообразное тело мафического состава (Hughes, Luetgert, 1992).

При сопоставлении результатов исследований МОВ с данными сверхглубокого бурения в районе скважины Гравберг-1 (Балтийский щит) установлено, что тонкие отражающие горизонты – это нечто иное, как силлы долеритов, внедренных в граниты (Juhlin, 1990). Аналогичным образом рассматриваются узкие полосы отражателей, зарегистрированных в верхней коре Ботнического залива (BABEL Working Grup, 1993).

При сопоставлении результатов работ МОВ с данными полевой тектонофизики установлено, что многочисленные серии отражателей в разрезе Кировоградского блока Украинского щита связаны с субгоризонтальными разломными зонами в верхней коре (Шаров, 1984; Трипольский и др., 1993).

В модель включены не только отражательные, но и сейсмически прозрачные зоны раз-

личных размеров и формы, с минимальным количеством отражателей. Зоны прослеживаются во всей толще коры в разных геологических структурах. Прозрачность среды может объясняться рассеиванием сейсмических волн на многочисленных хаотично ориентированных неоднородностях или монокристаллическим строением участков батолитов и плутонов, например, прозрачные зоны Корсунь-Новомиргородского плутона (Дрогицкая, Шимкив, 1986). В некоторых случаях отсутствие отражений объясняется подъемом мантийного материала в низы коры, как в центральной части провинции Арунта, Австралийская платформа (Wright et al., 1990), где на глубине 25–30 км фиксируется прозрачная зона (Goleby et al., 1990). При работах МОВ на профиле Полар (северная часть Балтийского щита) установлено, что средняя часть коры в интервале глубин 22–35 км является прозрачной по отношению к сейсмическому сигналу. Исследователи объясняют это явление незначительными или даже нулевыми градиентами скорости и плотности (Behrens et al., 1989). Прозрачные зоны прослеживаются в обширном диапазоне глубин от приповерхностной части коры до ее низов.

В средней и нижней коре временами фиксируются явления дифракции. Предположительно, они вызваны мелкомасштабными неоднородностями, кривизной отражателей или значительным перепадом акустической жесткости в ограниченном объеме, вызванным внедрением вертикальных интрузий (Sadowiak, Meissner, 1992). Некоторые элементы сейсмической модели по данным МОВ–ОГТ регистрируются при исследованиях методом ГСЗ. Например, на IV геотраверсе (Украинский щит) в средней и нижней коре на основании статистического анализа материалов ГСЗ выявлена повышенная плотность генерации докритических отражений (Трипольский и др., 1984; Трипольский, 1987). Это уверенно согласуется с расслоенной нижней корой, фиксируемой МОВ–ОГТ на многих континентах.

Наклонные разломы, пересекающие всю толщу коры или ее часть и представленные сериями непротяженных отражателей, выделены при исследованиях методом ГСЗ на Индийском, Балтийском и Украинском щитах (Субботин и др., 1979; Литосфера Центральной..., 1988). Подобные наклонные разломы выделяются при исследованиях МОВ–ОГТ и занимают важное место в предлагаемой модели.

Следует отметить, что многие выделенные нами типы отражательности (если не большинство) имеют диффузно-рассеянный характер с расплывчатыми и часто неясными контурами расслоенных областей. В трехмерном изображении эти области представляют собой, по видимому, геологические тела различных размеров и форм – от изометричных до вытянутых в одном или двух направлениях. В физическом отношении такие тела можно рассматривать как геофизические неоднородности. Четкой корреляции между пространственным положением, формой и размерами неоднородностей, с одной стороны, и возрастом последней складчатости, с другой стороны, в настоящее время не устанавливается. Все эти характеристики неоднородностей зависят, главным образом, от конкретной геологической ситуации.

Ранее нами неоднократно отмечалось, что значительное место в модели занимают серии и пакеты наклонных отражающих элементов, которые на разных уровнях пронизывают всю толщу коры. В этом, на наш взгляд, следует искать одно из вероятных объяснений того уверенно установленного факта, что при региональных сейсмических исследованиях ГСЗ–КМПВ в консолидированной коре щитов не выделяются выдержанные, коррелируемые от региона к региону, сейсмические границы. Объяснение заключается в следующем. Как известно, при исследованиях такого характера кора освещается преимущественно наклонными и субгоризонтальными лучами сейсмических волн. При низких частотах регистрации (5–10 Гц) и больших удалениях от источника возбуждения (до 200–300 км и более) благоприятные условия создаются прежде всего для выделения осредненных субгоризонтальных границ. С другой стороны, значительное насыщение разрезов МОВ–ОГТ наклонными отражающими элементами сильно усложняет выделение. При таких сейсмогеологических условиях субгоризонтальные границы рассекаются на отдельные отрезки наклонными отражающими элементами, а субгоризонтальные лучи рассеиваются на наклонных неоднородностях и на линии наблюдения регистрируются лишь фрагментарно. Как результат, волновое поле приобретает «штриховой» характер, обусловленный непротяженными субгоризонтальными элементами, с переменной плотностью заполняющими глубинные разрезы ГСЗ–КМПВ.

Значительным достижением региональных сейсмических исследований МОВ–ОГТ является почти повсеместная регистрация серий и пакетов наклонных отражателей через всю толщу коры – от ее верхов до границы раздела М и иногда даже глубже. Серии обычно просле-

живаются вдоль прямых линий с разными углами наклона. Вблизи дневной поверхности наклонные отражатели уверенно коррелируются с разломами и разломными зонами регионального характера.

С учетом изложенного выше можно заключить, что эти отражатели трассируют известные по геологическим данным крупные дизъюнктивы, которые характеризуются прямолинейностью и прослеживаются через всю толщу коры.

Таким образом, выделение по данным МОВ–ОГТ прямолинейных наклонных дизъюнктивов, пересекающих всю толщу коры, подтверждает единство законов деформации земной коры на всех ее уровнях – от дневной поверхности и до раздела М.

Выделение и трассирование наклонных и прямолинейных дизъюнктивов позволяет с применением сейсмического метода изучать разломную тектонику глубинных горизонтов земной коры, недоступных для прямых геолого-геофизических исследований.

Исследования ГСЗ прошлых лет, выполненные с регистрацией одной вертикальной компоненты смещения почвы, а также однокомпонентные наблюдения МОВ и МОГТ не гарантированы от фиксации «ложных» границ, вызванных боковыми отражениями от неоднородностей рассредоточенных в латеральном направлении, а не в вертикальном разрезе. Трехкомпонентная регистрация смещения почвы на профилях многоволнового глубинного зондирования (ГСЗ–МОВЗ) позволяет проводить комплексную интерпретацию (Егоркин и др., 1989) преломленно-рефрагированных, отраженных продольных, поперечных и обменных волн и на основе согласованных скоростных законов выполнять построение глубинных разрезов, уточненных с помощью решения прямой задачи. В то же время, «тонкие» текстурные особенности среды, регистрируемые наблюдениями МОГТ, остаются за пределами разрешающей способности метода. Отсюда вытекает задача увязки и комплексирования результатов различных сейсмических методов на единой методологической основе.

Сопоставление данных ГСЗ и ОГТ по одному и тому же профилю показывает, что видимое отсутствие границы М, так же как и их размытость, по данным ОГТ в большей мере может быть связана со сложным рельефом границы М на данных участках (наклоном границ, изменением отражательных свойств, поглощения и др.). Малые базы суммирования по ОГТ не позволяют уверенно выделять глубинные границы в таких сложных геологических зонах. Данные ГСЗ на близкритических и закритических отражениях, а также с учетом низких частот, по отношению к данным ОГТ на докритических отражениях являются более интегральными (осредняющими), но в то же время более достоверными, как при определении структуры границы М, так и средних скоростей в земной коре и граничной скорости по поверхности М.

Подводя итоги описания предложенной модели, следует подчеркнуть, что большинство выделенных типов отражателей имеет дислокационную природу. К этому выводу приходят исследователи при сопоставлении сейсмических разрезов МОВ–ОГТ с данными других геолого-геофизических методов, с реологическими свойствами земной коры и т. д. (Meissner, 1986; Potter et al., 1987; Леонов, 1991; 1993; Бородулин, Байсарович, 1992; Sadowiak, Meissner, 1992).

В этой связи совокупность разных типов отражателей или узор отражательности на предложенной модели может рассматриваться как обобщенное двумерное изображение разномасштабных дислокаций земной коры докембрийских щитов, которое отражает реакцию тех или иных горизонтов коры на дислокационные процессы различной природы.

Краткий анализ сейсмических разрезов земной коры докембрийских щитов позволяет сделать следующие выводы.

1. Глубинные сейсмические разрезы МОВ–ОГТ объединяются рядом характерных черт, которые в равной мере свойственны как отдельно взятому разрезу, так и их совокупности. К ним относятся: дискретность прослеживания отражающих элементов, длина которых не превышает 2–3 км; гетерогенное строение среды, что проявляется в латеральной и вертикальной неравномерности размещения отражателей; широкое распространение наклонных отражателей, которые временами группируются в упорядоченно расположенные серии, прослеживающиеся через всю толщу коры или ее часть; диффузно-рассеянный характер почти всех выделенных типов.

2. Широко распространенные наклонные отражатели имеют, как правило, дислокационную природу и связаны с тектоническими нарушениями, с разломными зонами различного возраста, со слоистостью внутри надвиговых комплексов пород, с наклонными зонами милонитизации и с косой слоистостью пород гнейсовой серии.

3. Характер распределения отражателей на глубинных разрезах не имеет прямой связи

с возрастом последней складчатости, а зависит, главным образом, от конкретной геологической ситуации.

4. В результате анализа большого объема сейсмических исследований МОВ–ОГТ, проведенных на всех континентах земного шара, разработана принципиальная сейсмическая модель земной коры докембрийских щитов. На модели выделены и охарактеризованы различные типы отражателей, формирующих архитектуру коры, освещаемую субвертикально распространяющимися отраженными волнами.

5. Выделение по данным МОВ–ОГТ прямолинейных наклонных дизъюнктивов, пересекающих всю толщу коры, подтверждает единство законов деформации земной коры на всех ее уровнях – от дневной поверхности и до раздела М. Это вытекает из анализа результатов сейсмических исследований методом отраженных волн, проведенных в последнее десятилетие.

6. При достаточно сложном строении кристаллической коры результаты отдельных сейсмических методов нельзя считать однозначными. Основной путь уменьшения такой неоднозначности заключается в комплексном использовании сейсмических волн разных классов (отраженные, преломленные, рефрагированные) и разных типов (продольные, поперечные, обменные), зарегистрированных на различных удалениях от ПВ (ближняя и дальняя зоны) при нормальном и наклонном падении волн на сейсмические границы. Отсюда следует необходимость проведения региональных исследований на тех же профилях комплексом сейсмических методов, включающих наблюдения по способу глубинного ОГТ и трехкомпонентные наблюдения по способам ГСЗ и МОВЗ. Результаты этих работ дополняют друг друга и несут разную информационную нагрузку.

7. Сейсмическая модель земной коры докембрийских щитов по данным МОВ–ОГТ может использоваться при исследовании закономерностей стратификации литосферы, определяющих особенности пространственного расположения месторождений полезных ископаемых, при изучении сейсмических неоднородностей, перспективных с точки зрения металлогении земной коры, при составлении реологических моделей земной коры и литосферы.

## ГЛАВА 5

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СКОРОСТНОГО РАЗРЕЗА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЩИТОВ

Ни ты, ни кто другой не знает  
достоверно, что происходит внутри  
земного шара, так как изучена  
едва только двенадцатитысячная  
часть его радиуса.

*Жюль Верн*  
*«Путешествие к центру Земли»*

#### 5.1. ОСОБЕННОСТИ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СКОРОСТИ

Достаточно полная сводка данных по изменению скорости с глубиной в мантии по многим районам мира дана в работах (Винник, 1976; Рябой, 1979; Mooney, Brocher, 1979). Данные показывают, что характер распределения скорости упругих волн с глубиной отличается большим разнообразием. Это объясняется многими причинами: полнотой системы наблюдений, качеством первичных данных, правильностью подходов к интерпретации волновых полей; но даже если исключить субъективные факторы, то различия в кривых связаны с латеральными изменениями скорости в мантии при переходе от одного региона в другой (Соллогуб и др., 1984). В настоящее время происходит интенсивное развитие методов сейсмических исследований верхней мантии: увеличивается объем работ, проводимых в пределах различных геологических структур; растет диапазон изучаемых глубин, энергий источников и частот регистрируемых колебаний; используются при интерпретации новые типы и характеристики волн; повышается детальность полевых наблюдений.

В последние годы получено много новых данных о скоростной структуре верхней мантии Балтийского щита (Gajewski et al., 1990; Thybo, Perchuc, 1997; Егоркин, 2001). Это связано как с расширением сети сейсмологических станций, так и с проведением глубинных сейсмических зондирований на длинных профилях ГСЗ, на которых получены записи мантийных волн (рис. 58) до удалений не менее 1000 км. Среди них прежде всего следует отметить (см. глава 2 рис. 10) профили Феннолора и Кварц (Галдин и др., 1988; The European Geotravers..., 1992; Schueller et al., 1997).

Основным результатом работ на профиле Феннолора служит скоростная двухмерная модель литосферы до глубины 270 км (Guggisberg et al., 1991; The European Geotravers, 1992). Особенностью верхней мантии Балтийского щита является наличие до четырех слоев с пониженной скоростью, прослеживаемых вдоль линии профиля Феннолора, причем их мощность увеличивается с глубиной. В верхней мантии отсутствуют сколько-нибудь мощные слои, в которых скорость продольных волн снижалась бы до 7,8–8,0 км/с и ниже. Наоборот, появляются высокоскоростные (8,5–8,7 км/с) слои. Выделяется область, предположительно связываемая с астеносферой, но характеризующаяся слабым контрастом скоростных параметров. Кровля астеносферы в архейской части щита отмечается в виде области понижения скорости с 8,8 до 8,5 км/с в интервале глубин 220–230 км и с 8,55 до 8,40 км/с — на глубине

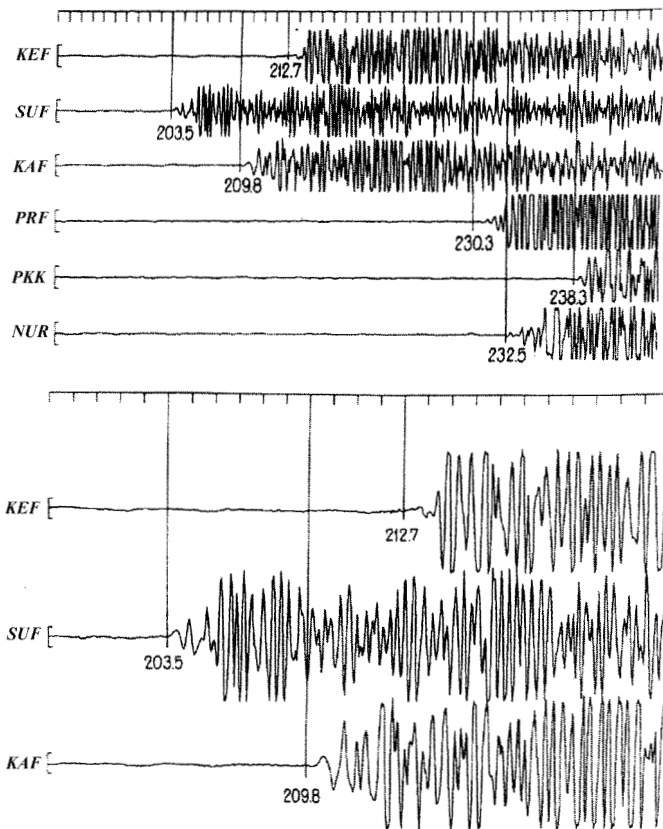


Рис. 58. Монтажи сейсмограмм ядерного взрыва на Новой Земле 24 октября 1990 г., записанные сейсмологической сетью Финляндии. Показано время первых вступлений в секундах на удалении 1632–1936 км от пункта взрыва

Fig. 58. Recordings of the Finnish seismic network for nuclear explosion in Novaya Zemlya on October 24, 1990. (R = 1632–1936 km)

вдоль профиля Кварц (Schueller et al., 1997). На разрезе от Кольского полуострова до Урала самая верхняя мантия до глубины 100 км характеризуется значительной горизонтальной неоднородностью. Здесь вещество с высокой скоростью  $V_p = 8,7$  км/с внедрено в окружающую среду с  $V_p = 8,3$  км/с. На глубине 100–130 км существует известная (Павленкова, 1988) низкоскоростная зона ( $V_p = 8,0–8,2$  км/с), которая находится внутри литосферного слоя. Литосферно-астеносферная граница отмечена на глубине 190–200 км. Под Восточно-Европейской платформой отсутствует резкий переход от подошвы литосферы к нижележащей низкоскоростной астеносфере. Изменение скорости на этой границе происходит незначительное: от 9,0 до 8,7 км/с.

В зонах понижения скорости упругих волн в верхней мантии положительные температурные аномалии на земной поверхности не наблюдаются. Плотность ТП здесь равна фоновым значениям и даже ниже фоновых. Этот факт позволяет предположить или недавнее время разогрева, недостаточное для прохождения температурной волны к поверхности, или допустить другую природу волновода, например, разуплотнение или изменение вещественного состава среды. Геотермическая астеносфера с частичным плавлением пород выделяется отдельными исследователями (Бурьянов и др., 1985) в центральных районах Балтийского щита и его склонов, где отмечаются повышенные значения плотности ТП. Однако в зонах термических аномалий не устанавливались четкие коррелятивные связи с другими физическими полями, что наводит на мысль о возможной гидрогеологической природе аномалий ТП.

Вдоль профиля Кварц на больших глубинах в мантии отмечены еще три сейсмические границы. В дополнение к ожидаемым фазам от хорошо известных мантийных границ (рис. 60, а) на глубине 410 и 660 км выделена промежуточная граница на глубине около 530 км

110–120 км в Свекофеннской провинции. Нижняя граница астеносферного слоя намечается на глубине 270 км в виде повышения скорости до 9,0 км/с. По отраженным волнам на глубине 450 км прослежена граница мантийной переходной зоны, где скорость возрастет до 9,7 км/с.

Структура земной коры и верхней мантии в пределах 1600 км западного и центрального участков профиля Кварц изучена по данным регистрации продольных рефрагированных и отраженных волн от 28 химических и 3 мирных ядерных взрывов. Предложенный скоростной разрез земной коры от Кольского полуострова до Урала (Schueller et al., 1997) согласуется с ранее полученным на северо-западном конце профиля (Галдин и др., 1988). Особенностью нового разреза является присутствие высокоскоростного слоя в нижней части архейской коры Кольского полуострова и отсутствие в ней слоя с пониженной скоростью, выделяемого предшествующими исследователями (Галдин и др., 1988). Следует обратить внимание на сравнительно низкое значение скорости в коре Тимано-Печорской плиты и подобие скоростного строения земной коры под Кольским полуостровом и Уралом.

На рис. 59 представлена двумерная скоростная структура мантии до глубины 700 км, построенная по продольным рефрагированным волнам от ядерных взрывов



с перепадом скорости от 9,7 до 9,9 км/с. Присутствие раздела на 530-километровой глубине предполагает, что мантийная зона перехода в этом регионе является более сложной, чем по предложенным ранее одномерным моделям (рис. 60, а). Внешне эти модели мало различаются между собой и характеризуются повышенными скоростями 8,0–8,2 км/с на глубине 45–55 км и незначительным их изменением с глубиной.

Наибольшее отличие моделей друг от друга наблюдается (рис. 60, а) в характеристике нижней литосферы. В интервале глубин 60–250 км присутствуют слои попеременно низких и высоких скоростей мощностью 10–50 км (модели CF, FEN, MUMER), имеется один волновод (K8), зоны волноводов отсутствуют (KCA, SNE). Увеличение скорости наступает в интервале глубин 250–270 км. Годографы сильных отраженных волн связаны с границами на глубинах около 410 и 660 км, где происходит резкое увеличение скорости, соответственно, с 8,7 до 9,6 км/с и с 10,1 до 10,9 км/с. В целом градиент нарастания скорости с глубиной в нижней части верхней мантии (400–700 км) значительно больше, чем в ее верхней части (50–400 км), что видно из рис. 60, а.

Анализ сейсмических материалов по верхней мантии Балтийского щита дает основание сделать ряд выводов о ее структуре. Особенностью верхней мантии региона (глубины 50–250 км) является ее линзовидно-слоистое строение с горизонтальным и вертикальным изменением скорости Р-волн от 8 до 8,7 км/с. Отсутствие мощного волновода в мантии со скоростью менее 8 км/с затрудняет ее традиционное деление на литосферную и астеносферную части. Все рассмотренные модели показывают резкое возрастание скорости на глубинах 410 и 660 км. Выделена промежуточная скоростная граница на глубине 530 км. Расслоенность нижней части верхней мантии существенно меньше, чем верхней.

Одномерные скоростные модели строения верхней мантии Восточно-Европейской платформы (рис. 60, а) сравнивались с аналогичными, полученными в пределах всех крупных платформ — Сибирской, Африканской, Северо-Американской и Австралийской (Винник и др., 1978; Павленкова, 1988; Ryabov, 1990). Модели последних двух приведены на рис. 60, б. Они имеют разные вариации скорости с глубиной в верхней части 300-км мантии. Модели для Канадского щита МА и Т7 имеют кровлю над тонкой зоной пониженной скорости, в то время как модель S25 имеет толстую кровлю над зоной волновода, который простирается глубже 300 км. Модели для северо-запада Австралийского щита CAP8, CAPRI, NWB-1 характеризуются низким постоянным градиентом между глубинами 85–190 км (скорость 8,15–8,25 км/с) по сравнению с градиентом между 190–210 км. Наблюдается понижение скорости в диапазоне глубин 240–330 км. В верхней мантии отсутствуют сколько-нибудь мощные волноводы, в которых скорость продольных волн снижалась бы до 8,0 км/с, исключение составляет модель Т7, где волновод со скоростью около 7,8 км/с находится на глубине 70–150 км. Обратим внимание, что средние значения скорости (8,1–8,3 км/с) в верхней мантии (50–200 км) характерны для всех щитов и платформ.

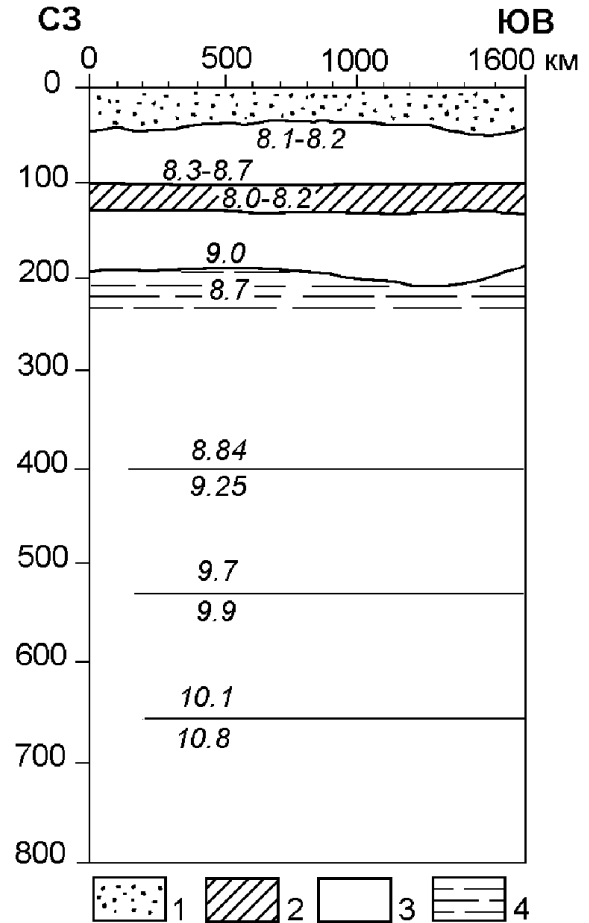


Рис. 59. Сейсмический разрез верхней мантии по Западнему и Центральному участкам профиля Кварц, по данным (Schueller et al., 1997):

1 — земная кора; 2 — зоны пониженной скорости продольных волн в верхней мантии; 3 — зоны повышенной скорости продольных волн; 4 — астеносфера

Fig. 59. Two-dimensional velocity model for the mantle down to a depth of 450 km beneath the super long-range seismic profile Quartz (Schueller et al., 1997):

1 — earth's crust; 2 — low-velocity zone P-waves; 3 — high-velocity zone P-waves; 4 — asthenosphere

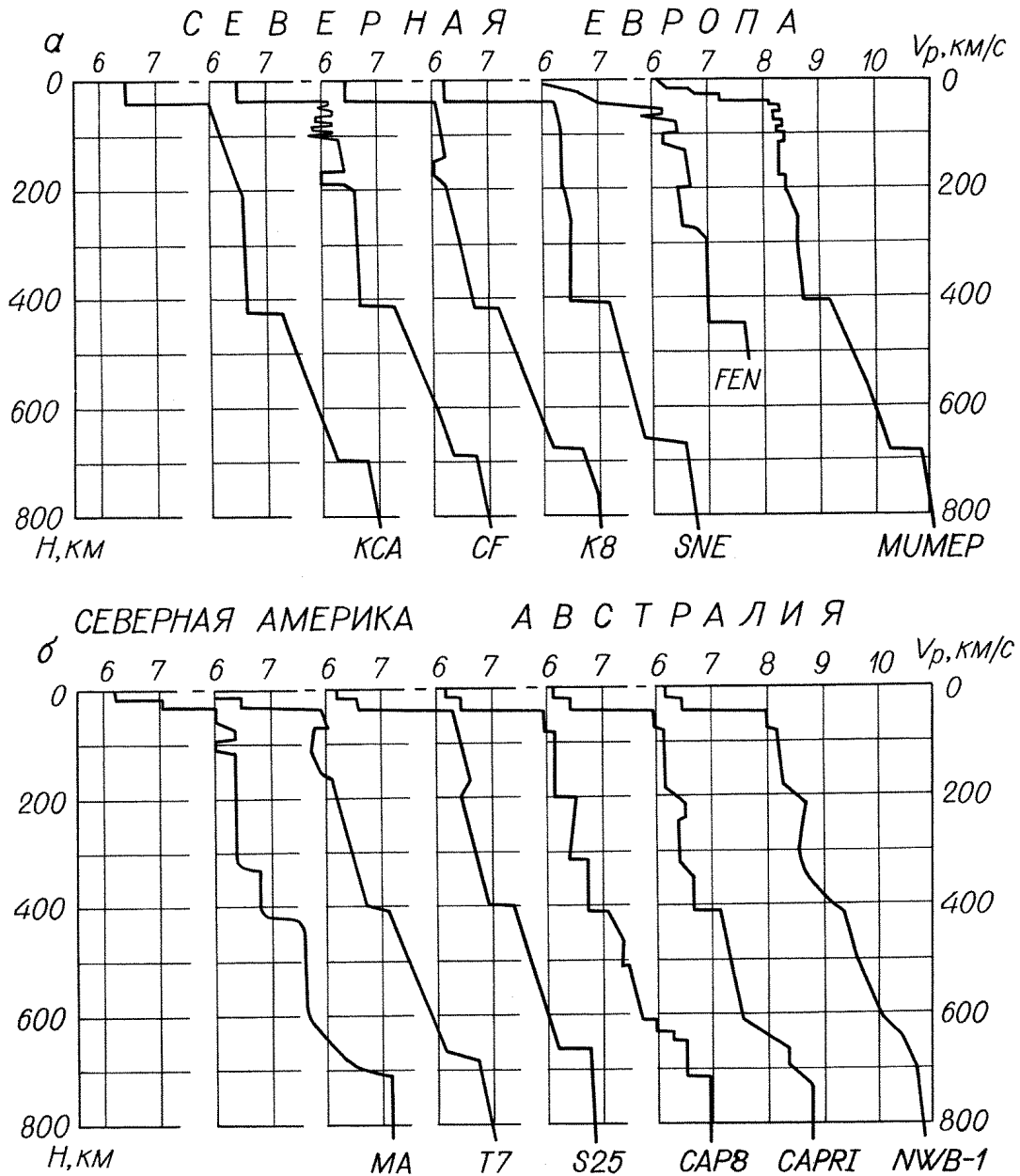


Рис. 60. Одномерные модели распределения скорости Р-волн в верхней мантии древних платформ:

а – Восточно-Европейская платформа: KCA, CF (Cassel et al., 1983); K8, SNE (Grad, Tripolsku, 1995); FEN (Guggisberg et al., 1991); MUMER (Grad, Tripolsku, 1995); б – Северо-Американская и Австралийская платформы: MA (Masse, 1987); T7 (Burdich, Helmberger, 1987); S25 (Lefevre, Helberger, 1989); CAP8 (Heles et al., 1980); CAPRI (Lefevre, Helberger, 1989); NWB-1 (Braile et al., 1989)

Fig. 60. Averaged velocity versus depth in the upper mantle for Archean cratons:

a – East Europa; б – North Amerika and Australia

Таким образом, трудно сделать однозначный вывод, что представляет собой литосфера под платформами и щитами. Важно учитывать, что литосфера под ними неоднородна и расчленена на зоны низкой и высокой скорости. Однако мантия древних платформ не имеет слоев с пониженной (менее 8 км/с) скоростью. Рассмотренные модели (рис. 60) показывают наличие хорошо известных мантийных границ на глубинах около 410 и 660 км.

## 5.2. О ЛАТЕРАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ СКОРОСТИ В МАНТИИ

Сейчас постепенно формируются новые представления о горизонтально-неоднородной модели строения верхней мантии. Эта модель значительно лучше отражает физические свойства верхней мантии и расширяет возможности для решения актуальных задач геологии и геофизики.

Трехмерная скоростная структура верхней мантии под Балтийским щитом исследована с помощью инверсии данных по волнам Релея (Calcagnile, 1991). Подобная методика применена для изучения скоростной неоднородности литосферы под океаном. Показано, что литосфера под Срединно-Атлантическим хребтом более низкоскоростная, чем под старыми океаническими бассейнами. Под срединно-океаническим хребтом низкоскоростные аномалии верхней мантии не очень глубокие. В центральной части района Атлантики на глубинах 200–300 км выделяется высокоскоростная аномалия. Методом томографической инверсии о временах Р-волн от удаленных землетрясений для всего земного шара установлено, что высокоскоростные аномалии в самой верхней мантии располагаются под щитами, а низкоскоростные аномалии – под активными регионами.

Томографическая реконструкция сейсмических скоростей верхней мантии представлена по данным поверхности волн по обе стороны зоны Тейссейра–Торнквиста (Фарафонова, Яновская, 2003). Построены дисперсионные кривые фазовой скорости вдоль трасс между парами станций, расположенных в западной части ВЕП и в центральной части Западной Европы, по которым восстановлены средние вдоль этих трасс вертикальные скоростные разрезы. По полученным средним скоростям построены карты распределения скоростей поперечных волн на отдельных глубинах. На основании этих распределений сделаны выводы о латеральных неоднородностях строения мантии в этих районах. Построены вертикальные разрезы вдоль отдельных профилей до глубины порядка 250 км, и выявлено различие скоростей волн SV и SH. Обнаружено высокоскоростное включение на территории ВЕП на глубине 150–250 км, которое скорее всего является древним мантийным плюмом. В верхней мантии Альпийской зоны Западной Европы выявлены области пониженной и повышенной скоростей на глубинах 100–150 км и показано, что сейсмическая активность в коре коррелирует с повышенной скоростью в мантии.

На юго-восточном склоне Балтийского щита в области пересечения профилем Рубин границы с Русской плитой (см. глава 2 рис. 10) выделяется зона пониженной скорости, проникающая до глубины 100 км (рис. 61, а). Эта зона приурочена к полосе Брюгера-Полканова, протягивающейся от о-ва Рюген на севере Германии через Рижский залив, Ладожское и Онежское озера до Двинской губы на юге Белого моря. Вероятно, она захватывает восточное окончание профиля Кварц, где отмечается пониженная скоростная аномалия. Характеристикой полосы является то, что в ее пределах происходит смена знака современных вертикальных движений (положительных к северо-западу от нее, на Балтийском щите, и отрицательных к югу и юго-востоку, на Русской платформе) и ей свойственна повышенная сейсмотектоническая активность с силой землетрясений до 6–7 баллов. В пределах зоны наблюдается ухудшение прослеживаемости границы Мохоровичича в поле обменных волн. Все эти данные свидетельствуют об эндогенном характере зоны Брюгера-Полканова и прямой связи между глубинными и приповерхностными тектоническими движениями (Золотов и др., 2000).

Литосфере Русской плиты свойственны достаточно широкие вариации упругих неоднородностей. Локальные понижения скорости на 1,0–1,5 % обнаружены в интервале глубин 100–250 км под северо-западной областью Мезенской синеклизы и на глубинах до 50–70 км в зоне северо-восточного участка Средне-Русского авлакогена и под северным окончанием Волго-Уральской антеклизы.

Трехмерная скоростная модель верхней мантии Балтийского щита представлена в виде пяти карт-срезов изолиний скорости для фиксированных глубин 20, 50, 72, 97 и 122 км на рис. 62, характеризующих изменение скорости продольных волн в пяти слоях с постоянной мощностью на глубинах, соответственно, 0–40, 40–60, 60–85, 85–110, 110–135 км (Мишенькина и др., 1998). Как видим, среда двух верхних слоев является слабо дифференцированной по скорости, причем характер распределения аномалий скорости в них похож. Средняя скорость в первом слое (кристаллическая кора) изменяется от 6,3 до 6,5 км/с, во втором (нижняя кора и верхняя мантия) – от 7,9 до 8,2 км/с, т. е. контраст скорости некоторых аномалий составляет

0,2–0,3 км/с. Только главные геотектонические провинции слабо отражаются на пространственном изменении скоростных параметров двух верхних слоев, но нет простого соотношения между поверхностной геологией, мощностью коры и скоростью продольных волн в верхней части литосферы.

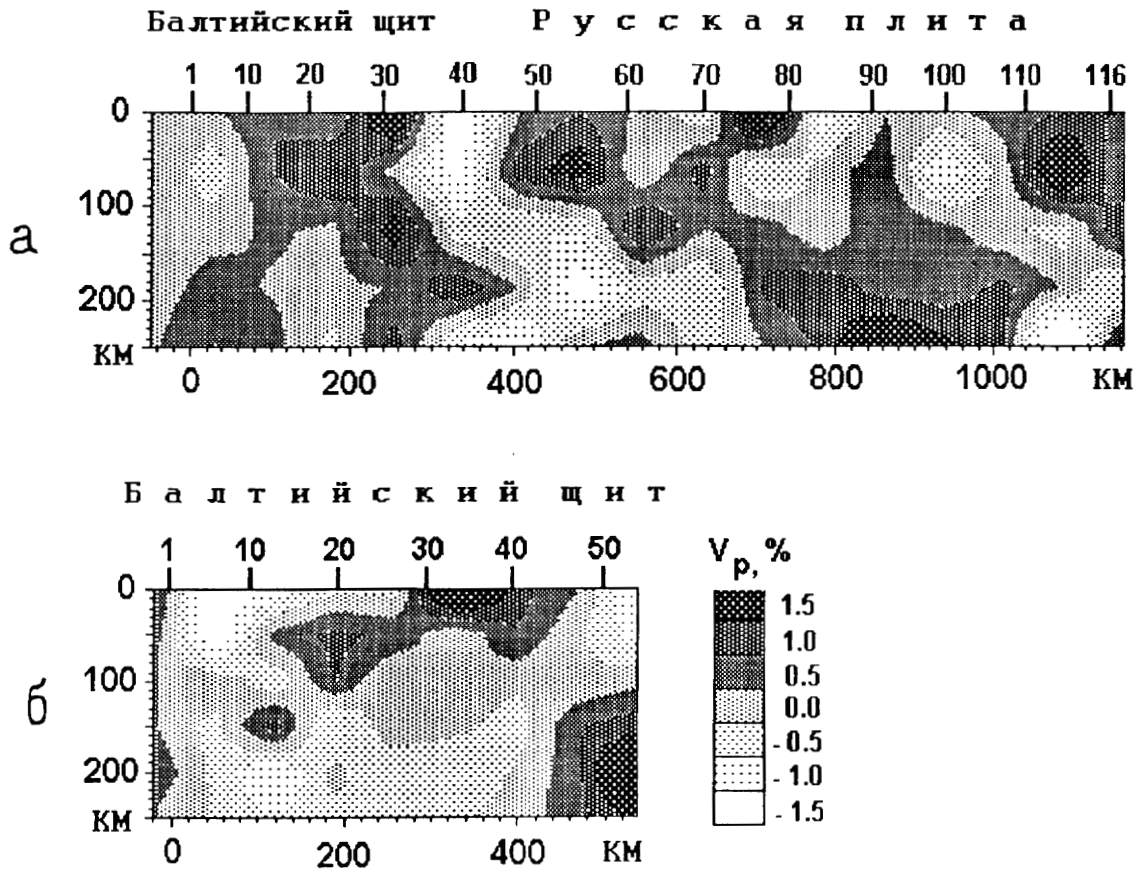


Рис. 61. Двухмерные скоростные томографические модели вдоль профилей Рубин (а) и Кварц (б) (Золотов и др., 2000).

Вариации скорости продольных волн показаны в процентах от стандартной модели IASP 91

Fig. 61. 2-D tomography models along Kostomuksha – Plesetsk (a) and Pechenga – Umbozero – Ruchii (б) seismic sections of the geotraverse Rubin and Quartz (Золотов и др., 2000).

Velocities anomalies (in percents) are shown with respect to standards IASP 91 model

В верхней мантии между границей кора – мантия и глубиной 135 км скорость распространения продольных волн изменяется от 7,9 до 8,8 км/с. Имеются скоростные различные неоднородности с вертикальными размерами 10–40 км и латеральной протяженностью от 50 до 500 км. Отсутствуют низкоскоростные аномалии, где скорость продольных волн снижалась бы до 8 км/с. Наоборот, появляются высокоскоростные (8,4–8,8 км/с) тела. Аномалии скорости с глубиной не менее выражены, чем на скоростных верхних срезах. Распределение аномалий с повышенными и пониженными значениями скорости по площади в слое III (глубина 60–85 км) коррелируются с изолиниями скорости в слоях I и II, но контраст аномалий здесь существенно выше, нежели в верхних слоях (0,7 км/с). Преобладание расположения скоростных структур в I, II, III слоях нарушается в слоях IV и V (глубины 85–110 и 110–135 км). Диапазон изменения скорости в них ниже, чем в III слое и составляет 8,2–8,4 и 8,4–8,8 км/с. Отмечается несоответствие структурных планов изолиний скорости разных глубинных срезов верхней мантии. Наибольшее изменение скорости в мантии на томографических срезах трех нижних уровней наблюдается в архейской части щита (Лапландско-Кольско-Карельская провинция).

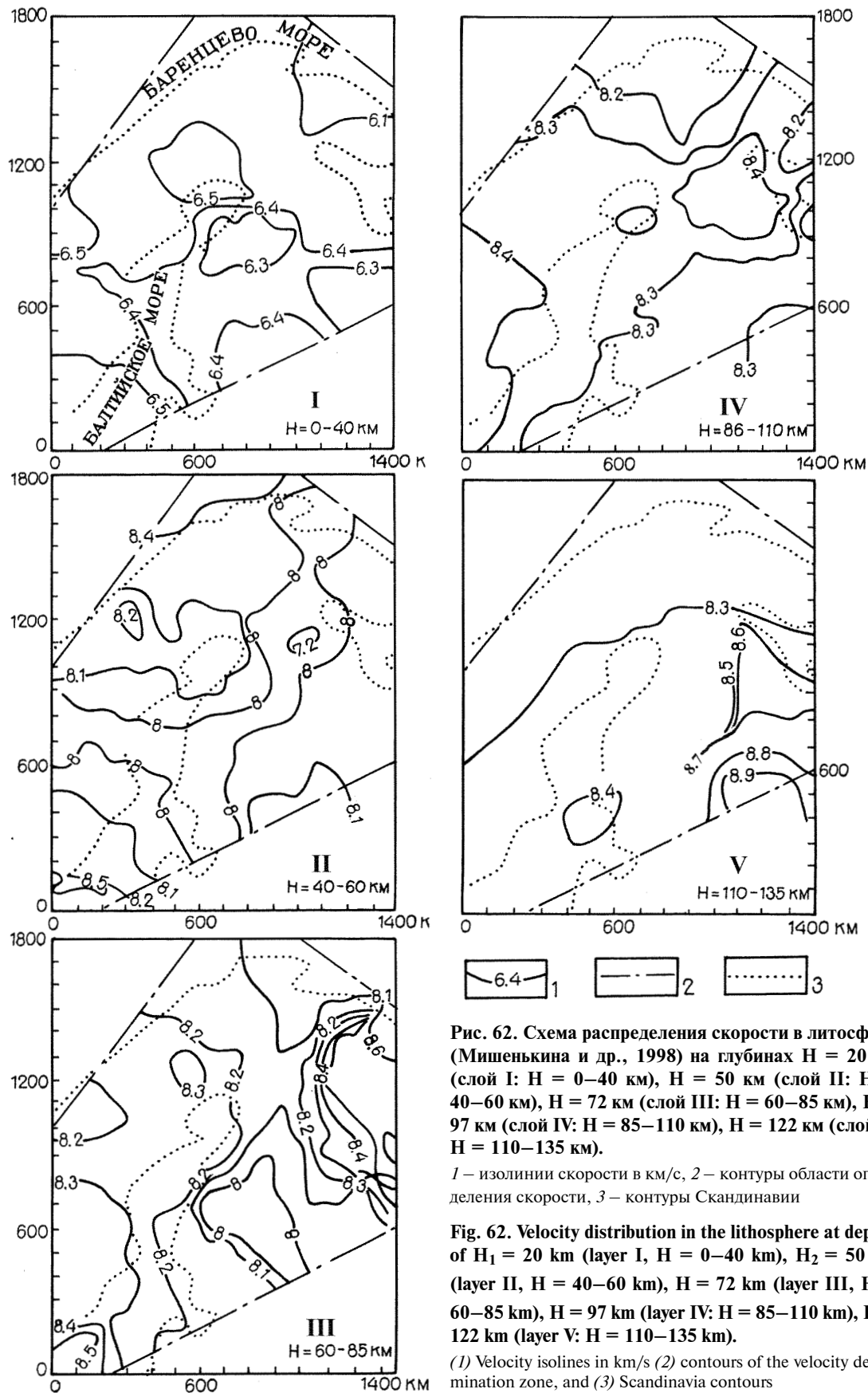


Рис. 62. Схема распределения скорости в литосфере (Мишенькина и др., 1998) на глубинах  $H = 20$  км (слой I:  $H = 0-40$  км),  $H = 50$  км (слой II:  $H = 40-60$  км),  $H = 72$  км (слой III:  $H = 60-85$  км),  $H = 97$  км (слой IV:  $H = 85-110$  км),  $H = 122$  км (слой V:  $H = 110-135$  км).

1 – изолинии скорости в км/с, 2 – контуры области определения скорости, 3 – контуры Скандинавии

Fig. 62. Velocity distribution in the lithosphere at depths of  $H_1 = 20$  km (layer I,  $H = 0-40$  km),  $H_2 = 50$  km (layer II,  $H = 40-60$  km),  $H = 72$  km (layer III,  $H = 60-85$  km),  $H = 97$  km (layer IV:  $H = 85-110$  km),  $H = 122$  km (layer V:  $H = 110-135$  km).

(1) Velocity isolines in km/s (2) contours of the velocity determination zone, and (3) Scandinavia contours

Расположенный здесь палеорифт Кандалакша – Двина хорошо отражается на томографических срезах III, IV, V. С этой зоной палеозойской активизации большинство геологов связывают перспективы обнаружения новых алмазонасных трубок Архангельской кимберлитовой провинции.

Балтийский щит является идеальным природным полигоном для изучения геодинамических процессов эволюции литосферы. Значительный объем информации по геологии, геофизике и геохимии, полученной в результате предыдущих исследований Балтийского щита, подготовил основу для проведения здесь с 1 августа 1998 года по 20 мая 1999 года международного сейсмического проекта SVEKALAPKO Deep Seismics. Проект был мультидисциплинарным, в нем участвовали ученые 15 стран Европы и США. С российской стороны привлекались сейсмологи из Москвы, Петербурга, Апатитов и Петрозаводска. Всего на территории Финляндии и Республики Карелия разместили 140 цифровых сейсмических трехкомпонентных станций на площади 500 × 700 км. Расстояние между станциями составляло 50 км. Данная сейсмологическая антенна уникальна для территории Европы, так как впервые позволила по единообразным данным изучить глубинное строение земной коры и верхней мантии до глубины 450 км, используя глубокорефрагированные и отраженные волны от землетрясений и взрывов. За шесть месяцев этой антенной зарегистрировано 1 356 сейсмических событий, из них 701 удаленное телесеismicкое событие, 75 местных землетрясений и 580 взрывов.

Проект был сфокусирован на решении следующих ключевых научных проблем: изучение взаимосвязи литосферы и астеносферы в низах Балтийского щита; исследование связи поверхностных структур с глубинными.

В результате получена объемная скоростная модель (Senen, 2002), которая характеризует изменение скорости продольных волн в диапазоне  $\pm 3\%$  до глубины 100 км и  $\pm 2\%$  для глубины 100–450 км, относительно стандартной модели IASP91. Скоростные аномалии, вероятно, связаны с протерозойской Ладожско-Ботнической шовной зоной, которая прослеживается до глубины 100 км. Вторая важная особенность строения верхней мантии под Балтийским щитом – на разрезе СЗ-ЮВ установлена вертикальная граница в центре изучаемой площади, которая отделяет высокоскоростную западную зону от низкоскоростной аномалии на востоке в Онежско-Ладожском районе. Центральная часть щита характеризуется положительной скоростной аномалией до 400 км глубины. Отмечены другие скоростные отрицательные аномалии на севере и северо-западе схожего размера и значения, которые прослеживаются до глубины 150 км. Эти глубинные аномалии не увязаны с поверхностным тектоническим строением региона.

Таким образом, не обнаружен по скорости продольных волн мощный волновод в верхней мантии Балтийского щита, с которым связывают традиционные понятия единой астеносферы, как зоны частичного плавления. Линзовидная модель верхней мантии щита лучше соответствует характеру сложных тектонических движений, наблюдаемых на поверхности, чем модель жесткой литосферы, подстилаемой подвижной астеносферой.

Особенности строения верхней мантии под кимберлитовыми полями, по сейсмическим данным, изучены для Транс-Гудзоного орогена в Канаде (Bank et al., 1998) и кратона Каапваал в Южной Африке (Vinnik et al., 1996). В первом случае, по результатам телесеismicкой томографии, было обнаружено, что на глубинах 100–220 км под кимберлитовым полем либо вблизи него скорости продольных волн понижены относительно соседних блоков примерно на 0,5–1,0%. Полученный размер блока с пониженной скоростью ~120 км. Для этого же интервала глубин под Сибирской платформой по профилю Кратон вблизи кимберлитового поля  $V_p$  также понижены на 0,8–1,1% (Егоркин, 2001).

Для изучения скорости объемных волн в верхней мантии под кратоном Каапваал использовались телесеismicкие обменные PS-волны. Полученные материалы позволили установить понижение под кратоном скорости S-волн в интервале глубин 370–470 км относительно модели IASP91. Максимальное отличие (0,2 км/с) соответствует глубине 390 км. Возможно, что это различие в скоростях связано с увеличением глубины границы 410 км под кимберлитовым полем. По мнению А. В. Егоркина (2003), особенности строения мантии под кимберлитовыми полями связаны с дополнительным ее разогревом за счет мантийного плюма.

Сейсмотомографическими исследованиями в Австралии (Zeilhuis, Hilst, 1996; Simons et al., 1999) установлено, что относительно высокоскоростная верхняя мантия под докембрийской западной частью Австралии достигает 250–300 км. Изотопно-геохронологические исследования показали, что древняя земная кора подстилается здесь мантией того же возраста (Pearson, 1999). На востоке Австралии под фанерозойскими структурами мощность высокоскоростной части верхней мантии уменьшается до значений не более 80 км.

По данным метода объемной сейсмической томографии установлено (Pearson, 1999), что под всеми докембрийскими структурами в мантии до глубины порядка 200 км наблюдаются относительно повышенные значения скорости упругих колебаний (в среднем на 4–5%). Высокоскоростные «корни» обычно подстилаются зоной понижения скорости, в которой вещество, по-видимому, находится в частично расплавленном, более пластичном и подвижном состоянии. Отсюда делается вывод, что литосфера древних кратонов простирается вглубь, по крайней мере, до 200 км.

Такой результат согласуется с данными определения мощности литосферы на основании измерений теплового потока, которые показали, что мощность литосферы для большей части Земли не превышает 100 км, за исключением докембрийских щитов и платформ, где она повышается до 200–300 км.

Результаты изучения мантийных ксенолитов изотопно-геохимическими и геохронологическими методами показали, что древняя кора кратонов и подстилающая их мантия до глубины порядка 200 км имеет возраст 1–3 млрд лет (Pearson, 1999). Это также указывает на существование глубоких мантийных корней докембрийских структур.

Таким образом, результаты комплексных сейсмических, геолого-геохимических и других геолого-геофизических исследований позволили получить представление о том, что древнейшие кратоны – это глыбы верхней оболочки Земли, мощность которых составляет не менее 200 км. Глыбы, сформировавшись в докембрии, могли до настоящего времени в основном сохранить свое строение и состав (Шустова, Рабинович, 2003).

Полученные результаты указывают на глубинное заложение приповерхностных структур и свидетельствуют о влиянии происходящих в верхней мантии процессов на развитие земной коры. Однако связь между структурами земной коры и особенностями строения верхней мантии носит сложный характер, нередко изменяющийся при переходе из одного региона в другой. Выяснение закономерностей таких связей позволит понять причины и механизм тектонических процессов, происходящих в земной коре.

В заключение приведем основные выводы.

1. Сейсмические модели верхней мантии докембрийских платформ мало различаются между собой и характеризуются скоростью около 8,1 км/с на границе М и нарастанием ее с глубиной. Отличие моделей друг от друга наблюдается до глубины 300 км. В верхней мантии щитов установлено широкое развитие слоев с повышенной скоростью и не выделены мощные волноводы со скоростью меньше 8 км/с, единая астеносфера в классическом понимании отсутствует. Значение скорости 8,5 км/с на глубине 200 км характерно для всех древних платформ, а ее увеличение наступает в интервале глубин 250–270 км. Градиент нарастания скорости с глубиной в нижней части верхней мантии (400–700 км) больше, чем в верхней (50–300 км), а расчлененность ее меньше. Протяженные отражающие границы наблюдаются на глубинах около 410 и 660 км и характерны для всех древних платформ.

2. По данным сейсмической томографии Восточно-Европейской платформы, в верхней мантии между границей М и глубиной 130 км установлено, что скорость распространения продольных волн изменяется от 7,9 до 8,8 км/с. Выделяются различные скоростные неоднородности с вертикальными размерами 10–40 км и латеральной протяженностью от 50 до 500 км, появляются высокоскоростные (8,4–8,8 км/с) тела. Аномалии скорости на больших глубинах выражены столь же отчетливо, как на верхних скоростных срезах. На границе Фенноскандинавского щита с Русской плитой выделяется субвертикальная зона пониженной скорости, проникающая до глубины 100 км. Полученные данные свидетельствуют о взаимосвязи глубинных и приповерхностных геодинамических процессов. Анализ сейсмических параметров подошвы коры и верхней мантии показывает, что на этом глубинном уровне расположена очень активная область, которая контролирует тектонические события, формирующие основные черты современного рельефа и современную сейсмичность.

3. По результатам глубинных сейсмических исследований, выполненных на большинстве докембрийских щитов северного полушария Земли с использованием сейсмотомографических построений и подтвержденных независимыми наблюдениями теплового поля Земли и материалами геохронологических определений, древнейшие докембрийские провинции представляют собой гигантские блоки в верхней оболочке планеты мощностью не менее 200 км. Эти блоки могли сохранить до настоящего времени свое строение и различия, относящиеся к динамике развития Земли в архее и протерозое.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В развитии наук о Земле периоды выдвижения идей и теорий чередуются с периодами концентрации внимания на накоплении фактических данных. Разработке новых идей должно предшествовать обобщение накопленных фактов. По мнению авторов, огромный экспериментальный сейсмический материал, полученный в последние десятилетия при изучении литосферы докембрийских щитов северного полушария Земли, не сопровождался адекватной систематизацией.

Региональные геофизические наблюдения методами ГСЗ и МОВ–ОГТ выполнены к настоящему времени на территории всех докембрийских щитов северного полушария Земли. В работе представлены результаты анализа и обобщения проведенных авторами исследований на Балтийском, Индийском, Украинском щитах и литературных данных по другим регионам. Предложены обобщенные сейсмические модели земной коры. Основные результаты заключаются в следующем.

Земная кора щитов северного полушария Земли характеризуется близкими скоростными параметрами. Скорости распространения сейсмических волн в кристаллических породах щитов возрастают с глубиной от 5,4–6,4 (преимущественно 5,7–6,1) км/с у дневной поверхности до 6,6–7,2 км/с, а в утолщенных зонах – до 7,4–7,8 км/с в низах коры. Скорости в блоках с утолщенной корой в среднем на 0,05–0,10 км/с выше, чем в областях с нормальной корой. Для зон с утолщенной корой характерна повышенная расслоенность средней части коры. Области с нормальной корой свойственна повышенная расслоенность верхней коры и переходной зоны кора – мантия. В результате анализа и обобщения данных региональных сейсмических исследований методом ГСЗ предложена одномерная сейсмическая модель земной коры, представленная в форме графика скорость – глубина.

Во многих районах щитов преимущественно в верхней коре, в интервале глубин 4–17 км регистрируются слои с пониженной скоростью (волновод). В большинстве случаев волновод прослежен в области регистрации эпицентров верхнекоровых землетрясений. Средняя глубина залегания волновода (6–12,3 км) не зависит от мощности земной коры.

Сейсмическая расслоенность кристаллической коры щитов неоднородна и подвержена значительным изменениям, как по латерали, так и по вертикали. Волны от промежуточных границ в коре регистрируются, в общем, фрагментарно. Сейсмические границы, которые можно было бы идентифицировать и проследивать от региона к региону, за исключением поверхности докембрийского фундамента и поверхности М, в земной коре щитов не прослеживаются. Следует отметить, что поверхность М временами не прослеживается, а часто по данным ГСЗ имеет вид не сплошной и непрерывной поверхности, а представлена отдельными фрагментами разнообразных размеров и конфигурации. Возникает вопрос – как сопоставляется такой характер прослеживания сейсмических границ в литосфере щитов с основными положениями новой глобальной тектоники.

Известно, что согласно новой глобальной тектонике разномасштабные горизонтальные перемещения геоматериала (блоков, террейнов, литосферных плит и т. д.) рассматриваются как основной механизм динамики и эволюции литосферы. Реализация такого механизма принимает наличие в толще литосферы горизонтальных или субгоризонтальных границ и непрерывных поверхностей или границ, вдоль которых могли бы перемещаться большие массы горных пород.

В то же время, из нашего анализа данных сейсмических исследований методом ГСЗ и МОГТ вытекает, что в толще литосферы докембрийских щитов гладкие и непрерывные границы не прослеживаются. Это существенно снижает возможность крупномасштабных перемещений геоматериала. В таких условиях возможны преимущественно локальные горизонтальные и наклонные движения, следы которых в виде упорядоченно расположенных серий, отражающих элементов неоднократно регистрировались при исследованиях методом ГСЗ и МОГТ на Украинском, Балтийском, Канадском и Индийском щитах.



---

Все изложенное выше дает нам основание предполагать, что результаты глубинных сейсмических исследований на территории докембрийских щитов, как правило, несовместимы с теми положениями новой глобальной тектоники, которые касаются крупномасштабных горизонтальных перемещений.

По всей вероятности, назрела необходимость разработки новой теории строения и развития литосферы, которая бы более полно учитывала результаты глубинных геофизических и, особенно, сейсмических исследований. Тонкослоистая структура кристаллической коры, которая фиксируется преимущественно в ее верхней и нижней частях, является, по-видимому, фундаментальным свойством литосферы геологически родственных между собой докембрийских щитов.

Средняя мощность земной коры Алданского, Анабарского, Аравийского, Украинского, Балтийского и Канадского щитов составляет около 44 км, средняя мощность земной коры Индийского щита – 38 км.

Составлена двумерная сейсмическая модель, отражающая неоднородно-слоистую, мозаично-гетерогенную структуру земной коры докембрийских щитов. В основу модели положены установленные нами основные закономерности прослеживания раздела М, волноводов, переходной зоны кора – мантия, областей повышенной и пониженной сейсмической расслоенности, глубинных разломов и т. д. на многочисленных разрезах ГСЗ.

Глубинные сейсмические разрезы МОВ–ОГТ объединяются рядом характерных черт, которые в равной мере свойственны как отдельно взятому разрезу, так и их совокупности. К таким чертам относятся: дискретность прослеживания отражающих элементов (отражателей); гетерогенное строение среды, что проявляется в ярко выраженной неравномерности их размещения; широкое распространение наклонных отражателей, которые временами группируются в упорядоченно расположенные серии, прослеживающиеся через всю кору или ее часть; диффузно-рассеянный характер почти всех выделенных типов отражательности. В результате анализа и сопоставления большого объема данных континентальных исследований МОВ–ОГТ, разработана обобщенная двумерная сейсмогеологическая модель земной коры щитов. Выделены и охарактеризованы различные типы отражателей, формирующих архитектуру коры, освещаемой субвертикально распространяющимися сейсмическими волнами.

В будущем, по мере совершенствования методики исследования и получения новых результатов, обобщенные двумерные модели, предложенные по данным ГСЗ, с одной стороны, и по данным МОВ–ОГТ, с другой стороны, будут, по-видимому, сближаться между собой по некоторым позициям. К ним относятся прежде всего тонкослоистая структура сейсмических горизонтов, отражения от наклонных разломов, отражательная нижняя кора, переходная зона кора – мантия. Иными словами, перечисленные геологические объекты займут свое место в той и другой моделях. Предложенные модели расширяют наши представления об основных закономерностях строения земной коры докембрийских щитов.

Результаты обобщения и анализа экспериментальных материалов, полученных при проведении глубинных сейсмических исследований на территории щитов, свидетельствуют о наличии в верхней мантии значительных вертикальных и горизонтальных скоростных неоднородностей, которые проявляются в аномалиях времен пробега и амплитуд волн. Верхняя мантия древних платформенных областей характеризуется, как установлено глубинными сейсмическими исследованиями, относительно высокими значениями скорости, астеносферные слои здесь имеют небольшую мощность либо совсем отсутствуют, т. е. единая астеносфера в классическом понимании, как зона частичного плавления, не обнаружена. Отражающие границы в нижней части верхней мантии, наблюдаемые на глубинах около 410 и 660 км, характерны для всех древних платформ.

Докембрийские щиты относятся к регионам со слабой сейсмической активностью, малыми скоростями сейсмостектонических деформаций, рассеянными по площади землетрясениями различной энергии, вплоть до наиболее сильных. Сейсмичность щитов и континентальных платформ представляет наибольший интерес в связи с обширностью занимаемых ими площадей, заселенностью и освоенностью этих равнинных территорий. Сейсмичность является одним из наиболее ярких проявлений современной тектонической активности. Общеизвестно, что существует генетическая корреляционная связь между сейсмичностью и теми геологическими и геофизическими характеристиками, которые также можно считать показателями современной активности недр. Несомненно, что подобной характеристикой являются данные о

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

---

глубинных геодинамических процессах в толще земной коры и в подкорových горизонтах мантии, положение и уровень активности зон и участков контрастных движений, глубинное геологическое строение и многое другое. Однако широкое использование методов сейсмологии для выявления и изучения зон контрастных движений в спокойных и слабоактивных районах встречает серьезные трудности, главным образом, экономического порядка. Естественно, что при постановке сейсмологических исследований приоритет отдается изучению районов с высокой сейсмической активностью.

Полученные результаты указывают на глубинное заложение приповерхностных структур и свидетельствуют о влиянии происходящих в верхней мантии процессов на развитие земной коры. Однако связь между структурами земной коры и особенностями строения верхней мантии носит сложный характер. Выяснение закономерностей таких связей позволит понять причины и механизм тектонических процессов, происходящих в литосфере.

Новые сейсмические данные о глубинном строении докембрийских щитов подтвердили правомерность реконструкций глубинного строения, в которых основной объем литосферы представляется сформированным в архее, а структурно-формационным комплексам протерозоя отводится подчиненная роль. Структура крупных блоков земной коры докембрийского возраста в основном сохранилась до настоящего времени, подвергшись модификации лишь в ограниченных по размерам зонах тектономагматической активизации.

Авторы книги хорошо осознают всю дискуссионность предлагаемых обобщенных двумерных сейсмогеологических моделей земной коры щитов и особенно положения о необходимости разработки новой теории строения и развития литосферы, и ясно очерчивают перспективу дальнейших исследований, ориентированных на уточнение спорных положений.

## СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

- АК – акустический каротаж (acoustic logging)
- ВСП – вертикальное сейсмическое профилирование (vertical seismic profiling)
- ГСЗ – глубинное сейсмическое зондирование (deep seismic sounding)
- КМПВ – корреляционный метод преломленных волн (correlation refraction method)
- МОВ – метод отраженных волн (reflection method)
- МОВЗ – метод обменных волн землетрясений (convertible earthquake wave method)
- МОГТ (ОГТ) – метод общей глубинной точки (CDP (CMP) method)
- МПВ – метод преломленных волн (refraction method)
- ПВ – пункт взрыва (shooting point)
- ПП (т. н.) – пункт приема (точка наблюдений) (receiving point (observation point))
- ПК – пикет (pole number)
- ПМ – поверхность Мохоровичича (Moho surface)
- СГ-3 – Кольская сверхглубокая скважина (Kola Superdeep Drillhole)
- ТП – тепловой поток (heat flow)

## ЛИТЕРАТУРА

Азбель И. Я., Корхонен Х., Косминская И. П. и др. Скоростной разрез коры вдоль профиля Балтик // Строение литосферы Балтийского щита. М.: Изд-во Нац. Геофиз. ком. РАН, 1993. С. 37–42.

Ананьин И. В. Землетрясения Балтийского щита и особенности их проявления. Сильные землетрясения и сейсмические воздействия // Вопросы инженерной сейсмологии. 1987. Вып. 28. С. 96–105.

Ананьин И. В. Сейсмичность и закономерность проявления землетрясений на Восточно-Европейской платформе и в прилегающих областях // Автореф. дис. ... доктора физико-матем. наук. 1990. 45 с.

Анортозит-рапакивигранитная формация Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1978. 296 с.

Антушевич И. И., Богданов М. С., Корнилова В. А. Сейсморазведка при изучении восточной части Украинского щита // Разведка и охрана недр. 1983. № 2. С. 42–45.

Аронський А. О., Трипільський О. А. Пологі розломи в кристалічній корі Українського щита // Доп. АН УРСР. 1991. № 3. С. 89–92.

Архейский комплекс в разрезе СГ-3 / Отв. ред. Ф. П. Митрофанов. Апатиты: изд. Кольского научного центра АН СССР, 1991. 185 с.

Ассиновская Б. А. Механизмы очагов землетрясений северо-восточной части Балтийского щита // Физика Земли. 1986. № 1. С. 101–106.

Атлас геологія корисні копалини України / Гл. ред. Л. С. Галецький. 2001. 168 с.

Берзин Р. Г., Сулейманов А. К., Заможня Н. Г. и др. Геофизические исследования по региональному профилю 4В СВЕКАЛАПКО // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь – Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 39–63.

Берри М. Дж. Сейсмические исследования земной коры в Канаде // Матер. междунар. совещ. экспертов по взрывной сейсмологии. Киев: Наукова думка, 1969. С. 217–227.

Борисов А. А., Круглякова Г. И., Лопатина Н. П. Геолого-геофизические результаты анализа пространственной структуры аномального магнитного поля территории СССР // Методика и результаты исследований земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1972. С. 53–63.

Бородулин М. А., Байсарович М. Н. Модели литосферы Украинского щита по материалам ОГТ // Геофиз. журн. 1992. Т. 14, № 4. С. 57–66.

Булин Н. К., Афанасьева Н. А., Проняева Е. А. и др. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и его складчатого обрамления по сейсмическим данным // Сов. геология. 1972, № 10. С. 134–142.

Булин Н. К., Исанина Э. В., Литвиненко И. В. Сейсмологические исследования МОВЗ на Балтийском щите и его южных склонах // Зап. СПГИ. 1992. Т. 135. С. 53–64.

Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В., Завгородняя О. В. и др. Геофизическая модель тектоносферы Европы. Киев: Наукова думка, 1985. 206 с.

Великославинский Д. А. Петрология Выборгского массива рапакиви. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1953. 142 с.

Винник Л. П. Исследования мантии Земли сейсмическими методами. М.: Наука, 1976. 198 с.

Винник Л. П., Рябой В. З. и др. Скорости Р-волн в верхней мантии Восточно-Европейской платформы // ДАН СССР. 1978. Т. 242, № 1. С. 25–35.

Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С. Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования. М.: Советское радио, 1975. 268 с.

Восточная часть Балтийского щита. Геология и глубинное строение / Ред. К. О. Кратц. Л.: Наука, 1975. 152 с.

Галдин Н. Е., Егоркин А. В., Зюганов С. К. и др. Глубинное строение земной коры Кольского полуострова вдоль регионального профиля МОВЗ–ГСЗ Печенга – Умбозеро – Пулоньга – Ручьи // Геотектоника. 1988. № 4. С. 30–44.

---

Галдин Н. Е., Егоркин А. В., Коновалов В. А., Эренбург В. С. Объемная модель глубинного строения земной коры района заложения Кольской СГ-3 по данным детальных работ МОВЗ–ГСЗ и материалам бурения // Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Л.: Наука, 1991. С. 159–168.

Галдин Н. Е., Кагалова Л. И., Казаченко Е. Д. и др. Новые данные о глубинном строении Балтийского щита // Глубинные сейсмические исследования в восточной части Балтийского щита и на прилегающих акваториях. Апатиты: изд. Кольского филиала АН СССР, 1985. С. 16–27.

Гарецкий Р. Г., Айзберг Р. Г., Кабанов А. К. и др. Новейшая тектоника и геодинамика Центральной Европы // Геотектоника. 1999. № 5. С. 3–14.

Гаркаленко И. А., Левенштейн М. Л., Павленкова Н. И., Смелянская Т. В. Результаты глубинных сейсмических зондирований по профилю Ногайск – Константиновка – Сватов (западная часть Донбасса) // Геофиз. сб. 1970. Вып. 37. С. 15–23.

Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1968. 195 с.

Гинтов О. Б. Структуры континентальной земной коры на ранних этапах ее развития. Киев: Наукова думка, 1978. 164 с.

Глазнев В. Н., Раевский А. Б., Филатова В. Г. Намагниченность земной коры Балтийского щита по данным обращения магнитного поля // Тез. докл. III Всесоюз. съезда по геомагнетизму. Киев: Наукова думка, 1986. С. 27–28.

Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Кол. авт. Под ред. Н. В. Шарова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 365 с.

Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь – Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. 194 с.

Глубинное строение слабосейсмичных регионов СССР / Отв. ред. И. Л. Нерсесов. Москва: Наука, 1987. 238 с.

Глубинное строение территории СССР / Отв. ред. В. В. Белоусов, Н. И. Павленкова. М.: Наука, 1991. 224 с.

Глубинные исследования недр в СССР. Докл. сов. геол. на XXVIII МГК (Вашингтон, июль, 1989). Л.: ВСЕГЕИ, 1989. 271 с.

Град М., Гринь Д., Гутерх А. и др. DOBRE-99: Структура земной коры Донбасса вдоль профиля Мариуполь – Беловодск // Физика Земли. 2003. № 6. С. 33–43.

Грачев Ю. Н., Дехнич М. Я., Литвиненко И. В. и др. Глубинные геофизические исследования на территории Балтийского щита // Межд. Геол. Конф. 21-я сессия. Проблема 2. Геологические результаты прикладной геохимии и геофизики. Раздел 2. Геофизика. Глубинное строение Земли по геофизическим данным. М., 1960. С. 43–50.

Гришин М. П., Пятницкий В. К., Ремпель Г. Г. Использование геофизических данных для тектонического районирования Сибирской платформы // Тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1973. № 6. С. 156–162.

Горяинов П. М., Иванюк Г. Ю., Шаров Н. В. Фрактальная сейсмологическая среда как путь к новой геодинамике // Физика Земли. 1997. № 6. С. 68–80.

Дрогицкая Г. М. Структура внутрикоровых неоднородностей Украинского щита по данным сейсмических отраженных волн: Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Киев, 1987. 17 с.

Дрогицкая Г. М., Шимкив Л. М. Глубинное строение западной части Корсунь-Новомиргородского плутона по данным сейсмических отраженных волн и гравитационного моделирования // Геофиз. журн. 1986. Т. 8, № 2. С. 76–82.

Дружинин В. С., Карманов А. Б., Кашубин С. Н. Площадные системы наблюдений методом преломленных волн для определения объемной скорости модели // Геология и геофизика. 1990. № 4. С. 106–112.

Егоркин А. В. Строение верхней мантии под Далдыно-Алтайским кимберлитовым полем по сейсмограммам ядерных взрывов // Геология рудных месторожд. 2001. Т. 43, № 1. С. 24–37.

Егоркин А. В. Строение земной коры и верхней мантии в районах кимберлитовых и нефтегазовых полей // Геология рудных месторожд. 2003. Т. 45, № 3. С. 241–249.

Егоркин А. В., Зюганов С. К., Михальцев А. В. и др. Комплексные сейсмические исследования на геотраверсах // Глубинные исследования недр в СССР. Матер. XXVIII МГК, Вашингтон. Л.: Недра, 1989. С. 226–238.

Егоров А. С., Гурцев Г. А., Золотов И. Ф. и др. Геолого-геофизическая и геодинамическая модель литосферы по линии геотраверса Рубцовск – мыс Невельского // Региональная геология и металлогения. СПб., ВСЕГЕИ, 2000. № 10. С. 143–151.

Егоров В. М. Об интрузиях габбро в разломах Волыни (по геофизическим данным) // Геофиз. сб. 1964. Вып. 8 (10). С. 125–133.

Егорова Т. П., Старостенко В. И., Козленко В. Г., Улиниemi Ю. Литосфера Украинского щита и Припятской впадины региона EUROBRIDGE-97 по данным гравитационного моделирования // Геофизический журнал. 2003. Т. 25, № 4. С. 26–58.

Епинатъева А. М. Кольская сверхглубокая скважина и ее влияние на сейсмические методы исследований // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1989. № 5. С. 35–46.

Загородный В. Г., Радченко А. Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1983. 96 с.

Загородный В. Г., Радченко А. Т. Тектоника карелид северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 111 с.

Зверев С. М., Косминская И. П., Шаров Н. В. Изучение земной коры и верхней мантии Балтийского щита // Вестник АН СССР. 1987. № 5. С. 64–74.

Земная кора восточной части Балтийского щита / Под ред. К. О. Кратца. Л.: Наука, 1978. 231 с.

Золотов Е. Е., Костюченко С. Л., Ракитов В. А. и др. Неоднородности верхней мантии Балтийского щита по данным сейсмической томографии // Разведка и охрана недр. 2000. № 2. С. 27–29.

Золотов Е. Е., Ракитов В. А. Структура литосферы Приамурья по данным МОВЗ–ГСЗ // Региональная геология и металлогения. СПб., ВСЕГЕИ, 2000. № 10. С. 236–240.

Изучение глубинного строения восточной части Балтийского щита и прилегающих акваторий сейсмическими методами / Отв. ред. Н. В. Шаров. Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1986. 116 с.

Ильченко Т. В. Скоростная модель земной коры по профилю Винница – Маневичи (Украинский щит) // Геоф. журн. 1984. Т. 6, № 4. С. 78–83.

Ильченко Т. В. Результаты исследований методом ГСЗ вдоль геотрансекта ЕВРОБРИДЖ-97 // Геофизический журнал. 2002. Т. 24, № 3. С. 36–50.

Ильченко Т. В., Крюченко В. А. Результаты комплексной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных по профилю ГСЗ XXV Бабанка – Пятихатки // Геофиз. журн. 1981. Т. 3, № 1. С. 94–104.

Казанский В. И. Эволюция рудоносных структур докембрия. М.: Недра, 1988. 286 с.

Казанский В. И., Исанина Э. В., Лобанов К. В. и др. Геолого-геофизическая позиция, сейсмогеологические границы и металлогения Печенгского рудного района // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44, № 4. С. 276–286.

Казанский В. И., Кременецкий А. А., Кузнецов Ю. П., Ланев В. С. Глубинное строение Печенгского рудного района по материалам сверхглубокого бурения // Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986. С. 219–234.

Казанский В. И., Максимов Е. П. Геологическая позиция и история формирования Эльконского урановорудного района (Алданский щит, Россия) // Геология рудных месторожд. 2000. Т. 42, № 3. С. 212–230.

Калюжная Л. Т., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Глубинное строение земной коры в районе Коростеньского плутона по данным сейсмических исследований // Геофиз. сб. АН УССР. Киев: Наукова думка, 1968. Вып. 25. С. 31–46.

Калюжная Л. Т. Изучение земной коры Украинского щита сейсмическими методами. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Киев. 1972. 22 с.

Калюжная Л. Т. Строение района Коростеньских месторождений по геофизическим данным // Глубинное строение рудоносных районов Украинского щита (по геолого-геофизическим данным). Киев: Наукова думка, 1976. С. 30–38.

Каляев Г. И. Земная кора Украинского щита и тектоника плит // Геол. журн. 1976. Т. 36, № 1. С. 29–41.

Каляев Г. И. Современные представления о составе и строении земной коры древних щитов // Магнитные аномалии земных глубин. Киев: Наукова думка, 1976. С. 73–86.

Каляев Г. И., Крутиховська З. О., Жуков Г. В. Тектоника Украинского щита. Київ: Наукова думка, 1972. 300 с.

---

Карус В. Е., Кузнецов О. Л., Кузнецов Ю. И., Нартикоев В. Д. О возможной природе глубинных сейсмических границ // ДАН СССР. 1982. Т. 265, № 3. С. 577–579.

Кендзера А. В., Омельченко В. Д., Старостенко В. И. и др. Результаты инструментальных сейсмических исследований в районах Ровенской и Хмельницкой АЭС // Геофиз. журн. 2003. Т. 25, № 1. С. 17–27.

Клименко В. Л. Земная кора Анабарского щита. Структура мантийного поля и его интерпретация // В кн.: Строение земной коры Анабарского щита. М.: Наука, 1986. С. 112–134.

Ковтун А. А., Вагин С. А., Варданянц И. Л. и др. Анализ магнитотеллурических и магнитовариационных результатов в интервале периодов суточных вариаций по данным ВЕАР и определение «нормального» разреза Балтийского щита // Известия РАН, Физика Земли. 2002. № 11. С. 34–53.

Козловский Е. А., Зайченко В. Ю., Ерхов В. А. и др. Достижения и перспективы глубинных исследований Земли // Советская геология. 1987. № 11. С. 7–20.

Кольская сверхглубокая: Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины / Под ред. Е. А. Козловского. М.: Недра, 1984. 490 с.

Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований / Гл. ред. В. П. Орлов, Н. П. Лаверов. М.: МФ «Технонефтегаз», 1998. 260 с.

Корхонен К., Луосто У., Косминская И. П. и др. Международные профили ГСЗ Феннолора и Балтик в Скандинавии // Изучение глубинного строения восточной части Балтийского щита и прилегающих акваторий сейсмическими методами. Апатиты: Кольск. фил. АН СССР, 1986. С. 38–55.

Корхонен Х., Луосто У., Косминская И. П. и др. Глубинные сейсмические исследования на профиле Балтик в Финляндии // Литосфера Центральной и Восточной Европы: Геотраверсы I, II, V (Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Литвиненко Н. В. и др.). Киев: Наукова думка, 1987. С. 42–45.

Костюченко С. Л. Структура коры и глубинные механизмы формирования приарктических континентальных осадочных бассейнов Сибири // Региональная геология и металлогения. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. № 10. С. 125–135.

Краснопевцева Г. В., Шукин Ю. К. Объемная глубинная модель земной коры Восточно-Европейской платформы по данным региональных сейсмических исследований // Региональная геология и металлогения. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. № 10. С. 73–84.

Кременецкий А. А., Овчинников Л. П. Геохимия глубинных пород. М.: Наука, 1986. 261 с.

Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. М.: ИЛ, 1954. 424 с.

Крутиховская З. А. Проблемы создания магнитной модели земной коры древних щитов // Геоф. журн. 1976. Вып. 73. С. 3–29.

Крутиховская З. А., Елисеева С. В., Негруца В. З., Сливанская Г. В. Региональные магнитные аномалии древних щитов и плит – индикаторы рифтогенов раннего докембрия // ДАН СССР. 1986. Т. 288, № 4. С. 950–954.

Крюченко В. А., Половинкин Б. В., Трипольский А. А. Глубинное строение земной коры центральной части Украинского щита по профилю ГСЗ Николаев – Канев // Геофиз. журн. 1981. Т. 3, № 2. С. 82–88.

Кузнецов Ю. И., Галдин Н. Е. Сверхглубокие скважины как основа для геологической интерпретации глубинных сейсмических методов (опыт Кольской скважины СГ-3) // Региональная геология и металлогения. 2000. № 10. С. 44–61.

Кунин Н. Я. Строение литосферы континентов и океанов. М.: Недра, 1989. 286 с.

Кунин Н. Я., Гончарова Н. Б., Семенова Г. И. и др. Граничные скорости продольных волн и латеральные неоднородности верхней мантии океанов // ДАН СССР. 1984. Т. 278, № 1. С. 76–81.

Кунин Н. Я., Шейх-Заде Э. Р. Геонимическая характеристика Западной Европы. М.: ИФЗ АН СССР, 1985. 241 с.

Кунин Н. Я., Шейх-Заде Э. Р. Районирование верхней мантии Евразии по особенностям граничных скоростей продольных волн // Геофиз. журн. 1988. Т. 10, № 1. С. 3–13.

Лебедев Е. Б., Кадик А. А., Зебрин С. Р., Дорфман А. М. Экспериментальное изучение влияния воды на скорости упругих волн в горных породах // ДАН СССР. 1989. Т. 309, № 5. С. 1090–1093.

Левковский Р. З. Рапакиви. Л.: Недра, 1975. 223 с.

Леонов Ю. Г. Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расслоенности земной коры // Геотектоника. 1991. № 6. С. 3–20.

Леонов Ю. Г. Тектонические критерии интерпретации сейсмически отражающих горизонтов в нижней коре континентов // Геотектоника. 1993. № 5. С. 4–15.

Лизинский М. Д., Ланев В. С. Сейсмический разрез участка бурения Кольской сверхглубокой скважины // Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Л.: Наука, 1991. С. 130–147.

Литвиненко И. В. Новые сейсмические данные о строении земной коры Балтийского щита // ДАН СССР. 1963. Т. 149, № 6. С. 1–5.

Литвиненко И. В. Особенности строения земной коры восточной части Балтийского щита // Междунар. геол. конгр., 22-я сессия. Геологические результаты прикладной геофизики. М., 1965. С. 70–75.

Литвиненко И. В. Методика изучения сейсморазведкой сложных структур верхней части консолидированной коры материков // Зап. ЛГИ. 1971. Вып. 1, 2. С. 21–36.

Литвиненко И. В. Сейсмические границы консолидированной коры Балтийского щита // Зап. ЛГИ. 1984. Т. 101. С. 3–9.

Литвиненко И. В. Сейсмические исследования земной коры Балтийского щита // Геофизика. XXVII Геол. конгресс. С-08. М.: Наука, 1984. С. 9–20.

Литвиненко И. В., Ланев В. С., Лизинский М. Д. Сверхглубокое бурение и региональные сейсмические исследования восточной части Балтийского щита // Сов. Геология. 1989. № 10. С. 83–90.

Литвиненко И. В., Некрасова К. А. Особенности глубинного сейсмического зондирования на Балтийском щите // Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л.: Геотоптехиздат, 1962. С. 187–206.

Литосфера Центральной и Восточной Европы: Геотраверсы I, II, V. / Отв. ред. В. Б. Соллогуб. Киев: Наукова думка, 1987. 168 с.

Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы IV, VI, VIII / Отв. ред. В. Б. Соллогуб. Киев: Наукова думка, 1988. 172 с.

Магницкий В. А., Калашникова И. В. О природе современных движений земной коры на юго-западе Восточно-Европейской платформы // Геофиз. журн. 1981. Т. 3, № 1. С. 3–9.

Металлогения Украины и Молдавии / Под ред. Я. Н. Белевцева. Киев: Наукова думка, 1974. 510 с.

Мещеряков Ю. А. (ред.). Карта современных движений земной коры Восточной Европы. М., 1973.

Милановский Е. Е. Геология СССР. Ч. I. Введение. Древние платформы и метаплатформенные области. М.: Изд-во МГУ, 1987. 415 с.

Миц М. В., Берзин Р. Г., Заможня Н. Г. и др. Палеопротерозойские коллизированные структуры в глубинном строении коры Карельского кратона по результатам сейсмопрофилеирования МОГТ // ДАН. 2002. Т. 385, № 5. С. 648–654.

Миц М. В., Глазнев В. Н., Кокилов А. Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: Палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 287 с.

Миц М. В., Колпаков Н. И. и др. К вопросу о природе внутрикоровых субгоризонтальных сейсмических границ (интерпретация результатов бурения Кольской сверхглубокой скважины) // ДАН СССР. 1987. Т. 296, № 1. С. 71–76.

Митрофанов Ф. П., Шаров Н. В., Евзеров В. Я., Прикачкин В. А. Глубинное строение Баренцрегиона (геология, неотектонические реконструкции, сейсмо моделирование). Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1996. 41 с.

Мишенькина З. Р., Тен Е. Н., Шлудько И. Ф., Шаров Н. В. Сейсмическая томография литосферы Балтийского щита // Физика Земли. 1998. № 2. С. 20–29.

Моисеенко Ф. С. Кольская сверхглубокая скважина и некоторые вопросы истолкования данных глубинных геофизических исследований // Вестн. ЛГУ. 1986. Сер. 7, вып. 3. С. 17–27.

Муратов М. В. Тектоника Индийской платформы и сравнение ее развития с Восточно-Европейской // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1964. № 10. С. 10–29.

Неустроев А. П., Парфенов Л. М. Мощность земной коры на востоке Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1985. № 2. С. 136–140.



---

Николаевский В. Н. Дилатансия и теория очага землетрясений // Успехи механики. 1980. Т. 3, № 1. С. 71–101.

Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР (с древнейших времен до 1975 г.) / Под ред. Н. В. Кондорской, Н. В. Шебалина. М.: Наука, 1977. 535 с.

Орлюк М. И. Пространственные и пространственно-временные магнитные модели разновозрастных структур литосферы континентального типа // Геоф. журн. 2000. Т. 22, № 6. С. 148–165.

Орловский Ю. П., Яблочкина Л. М., Ливанова Л. П. Коростеньский глубинный магматический диапир // ДАН УССР. Сер. Б. 1985, № 2. С. 26–30.

Павленкова Н. И. Волновые поля и модель земной коры. Киев: Наукова думка, 1973. 219 с.

Павленкова Н. И. Сравнительная характеристика верхней мантии континентов и океанов // Геоф. журн. 1988. Т. 10, № 4. С. 3–16.

Панасенко Г. Д. Сейсмичность восточной части Балтийского щита // Сейсмичность и современные движения земной коры восточной части Балтийского щита. Апатиты, 1980. С. 7–24.

Панасенко Г. Д. Сейсмичность и глубинное строение по сейсмологическим данным восточной части Балтийского щита и Баренцевоморской платформы // Изучение глубинного строения восточной части Балтийского щита и прилегающих акваторий сейсмическими методами. Апатиты: изд. Кольского филиала АН СССР, 1986. С. 30–38.

Пашкевич И. К., Марковский В. С., Орлюк М. И. и др. Магнитная модель литосферы Европы. Киев: Наукова думка, 1990. 168 с.

Пашкевич И. К., Орлюк М. И., Елисеєва С. В. Региональные магнитные аномалии: решение фундаментальных и прикладных задач // Геоф. журн. 1996. Т. 18, № 6. С. 3–17.

Перхуц Э., Корхонен Х. Структура земной коры Балтийского щита по распределению параметров  $K$  и  $\sigma$  // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1989. № 12. С. 74–80.

Петрашень Г. И., Караев Н. А. Современные проблемы сейсморазведки и технологические методы обработки ее данных // Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Л.: Наука, 1990. Вып. 30. С. 3–27.

Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных / Отв. ред. В. А. Глебовицкий, Н. В. Шаров. Л.: Наука, 1991. 224 с.

Рабинович Г. Я. Акустический каротаж в кристаллических породах при решении задач рудной и глубинной геологии // Исследования литосферы в работах Петербургских геофизиков. СПб.: ВИРГ-Рудгеофизика, 2003. С. 29–40.

Рабинович Г. Я., Лебедева Г. К. Скорости упругих колебаний в породах Украинского щита по материалам акустического каротажа глубоких скважин // Сейсмические методы изучения сложнослоистых сред в рудных районах. Л., 1986. С. 19–28.

Рундквист Д. В., Минц М. В., Ларин А. М. и др. Металлогения рядов геодинамических обстановок раннего докембрия. М.: МПР РФ АН, 1999. 399 с.

Рыбаков С. И., Голубев А. И., Слюсарев В. Д., Лавров М. М. Докембрийский рифтогенез и современная структура Фенноскандинавского щита // Отечественная геология. 1999. № 5. С. 29–38.

Рябенко В. А. Основные черты тектонического строения Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1970. 128 с.

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

Салоп Л. И. К стратиграфии нижнего докембрия южной Индии // Проблемы геологии на XXII сессии МГК. М.: Наука, 1966. С. 59–70.

Самарский Р. Я., Стовас М. В., Тяпкин К. Ф. О современных горизонтальных движениях вдоль Криворожского глубинного разлома // Геотектоника. 1969. № 2. С. 123–127.

Самков В. В., Потапьев С. В. Земная кора Анабарского щита. Интерпретация гравитационного поля и данных глубинного сейсмического зондирования // Строение земной коры Анабарского щита. М.: Наука, 1986. С. 134–154.

Свириденко Л. П., Светов А. П., Голубев А. И. и др. Эволюция докембрийского магматизма (на примере Карелии). Л.: Наука, 1985. 253 с.

Семенов Н. П. Геолого-тектоническая карта Украинского кристаллического щита (масштаб 1:1 000 000). Киев: Изд-во АН УССР, 1964.

Синицын А. В. Региональная тектоника и металлогения раннего докембрия. Л.: Недра, 1990. 491 с.

- Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район / Отв. ред. Н. В. Шаров. Апатиты, 1997. 226 с.
- Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренцрегион / Под ред. Ф. П. Митрофанова, Н. В. Шарова. Апатиты, 1998. Ч. I—237 с.; Ч. II—205 с.
- Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР / Отв. ред. С. М. Зверев, И. П. Косминская. М.: Наука, 1980. 184 с.
- Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980. 307 с.
- Слензак О. И. Чарнокиты Приднестровья и некоторые общие вопросы петрологии. Киев: Изд-во АН УССР, 1960. 212 с.
- Смыслов А. А., Дортман Н. Б., Ланев В. С., Магид М. Ш. Вещественный состав и петрофизическая характеристика земной коры по данным сверхглубокого бурения // Глубинные исследования недр в СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. С. 249–268.
- Соллогуб В. Б. Земная кора Украины // Геофиз. журн. 1982. Т. 4, № 4. С. 3–25.
- Соллогуб В. Б. Литосфера Украины. Киев: Наукова думка, 1986. 184 с.
- Соллогуб В. Б., Гринь Н. Е., Дрогицкая Г. М. Результаты сейсмических исследований в районе бурения Криворожской сверхглубокой скважины / Геоф. журн. 1985. Т. 7, № 2. С. 27–36.
- Соллогуб В. Б., Ильченко Т. В. Сейсмическая модель геотраверса VIII // ДАН УССР. Сер. Б. 1986. № 12. С. 15–18.
- Соллогуб В. Б., Калюжная Л. Т., Гонтовая Л. И., Вовченко Е. П. Строение земной коры северо-западной части Украинского щита по профилю ГСЗ Шепетовка – Чернигов // Геофиз. сб. 1970. Вып. 35. С. 3–14.
- Соллогуб В. Б., Калюжная Л. Т., Гонтовая Л. И. Об использовании докритических отражений для изучения глубинного строения северо-западной части Украинского щита // Геофиз. сб. 1971. Вып. 41. С. 33–42.
- Соллогуб В. Б., Павленкова Н. И., Чекунов А. В. Критерии выделения разломов земной коры по данным ГСЗ // Геофизические исследования строения земной коры Юго-Восточной Европы. Верхняя мантия. М.: Наука, 1967. № 5. С. 72–83.
- Соллогуб В. Б., Павленкова Н. И., Чекунов А. В., Хилинский Л. А. Глубинное строение земной коры вдоль меридионального пересечения Черное море – Воронежский массив // Геофиз. сб. 1968. Вып. 15. С. 46–58.
- Соллогуб В. Б., Трипольский А. А. Некоторые данные о глубинном строении земной коры по профилю ГСЗ Таганрог – Кировоград // Геофиз. сб. 1969. Вып. 31. С. 5–24.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Калюжная Л. Т. и др. О глубинном строении Коростеньского плутона по сейсмическим данным // ДАН СССР. 1963. Т. 152, № 5. С. 1215–1217.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Трипольский А. А. Тектоническое районирование Украинского щита в свете данных глубинных геофизических исследований // Геол. журн. 1972. Т. 32, № 4. С. 3–11.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Трипольский А. А., Бабинец В. А. Результаты исследования глубинного строения Украинского щита // Строение земной коры верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев: Наукова думка, 1978. С. 136–147.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Харечко Г. Е. и др. Сравнительная характеристика глубинной структуры земной коры Индийского, Украинского и Балтийского щитов // Региональные комплексные геофизические исследования земной коры и верхней мантии. М.: Радио и связь, 1984. С. 109–116.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Шукин Ю. К. Глубинные неоднородности верхней мантии и их влияние на структуру и динамику земной коры // Тектоника. Докл. 27-го Межд. геол. конгр. М.: Наука, 1984. С. 185–192.
- Степанов В. В. Геодинамическая опасность промышленных объектов. М., 2001. 100 с.
- Стогний В. В., Стогний Г. А. Тектоническая расслоенность Алдано-Станового геоблока. Новосибирск: Наука, Сиб. предприятие РАН, 1997. 151 с.
- Строение земной коры Анабарского щита. М.: Наука, 1986. 198 с.
- Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований / Отв. ред. В. Б. Соллогуб. Киев: Наукова думка, 1977. 310 с.
- Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы / Под ред. В. Б. Соллогуба, А. Гутерха, Д. Просена и др. Киев: Наукова думка, 1978. 271 с.
- Строение литосферы Балтийского щита / Отв. ред. Н. В. Шаров. М.: Наука, 1993. 166 с.

---

Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований / Под ред. В. Б. Соллогуба, А. Гутерха, Д. Просена и др. Киев: Наукова думка, 1980. 206 с.

Структура фундамента и железорудные месторождения северного склона Украинского щита. Киев: Наукова думка, 1975. 231 с.

Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. и др. Глубинные сейсмические исследования Индийского щита // Геофиз. журн. 1979. Т. 1, № 1. С. 3–18.

Таврин И. Ф., Халевин Н. И. Геофизические модели земной коры Урала // Геотектоника. 1990. № 3. С. 39–49.

Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука / Интерпериодика», 2001. 571 с.

Тектоническая карта Украинской ССР и Молдавской ССР. М-б 1 : 500 000 / Под ред. В. В. Глушко. Объяснительн. записка. Киев: УкрНИГРИ Мингео СССР, 1988. 134 с.

Тектоносфера Украины / Отв. ред. А. В. Чекунов. Киев: Наукова думка, 1989. 188 с.

Трипольский А. А. Сопоставление слоистости земной коры Украинского и Индийского щитов // ДАН УССР. Сер. Б. 1981. № 7. С. 32–34.

Трипольский А. А. Тонкая слоистость земной коры Украинского щита // ДАН УССР. Сер. Б. 1987, № 7. С. 33–34.

Трипольский А. А. Структура земной коры древних щитов по сейсмическим данным // Автореф. дисс. ... доктора геол. наук. Киев, 1995. 46 с.

Трипольский А. А., Аронский А. А., Крюченко В. А. Изучение сейсморазведкой МОВ субгоризонтальных разломов центральной части Украинского щита // Геофиз. журн. 1993. Т. 15, № 5. С. 41–52.

Трипольский А. А., Гейко В. С., Ливанова Л. П. и др. Сейсмическая модель земной коры // Литосфера Центральной и Восточной Европы: Геотраверсы IV, VI, VIII. Киев: Наукова думка, 1988. С. 13–25.

Трипольский А. А., Калюжная Л. Т., Омельченко В. Д. Особенности глубинного строения плутонов гранитов рапакиви и габбро-анортозитов Украинского и Балтийского щитов (по сейсмическим данным) // Геофиз. журн. 2000. Т. 22, № 6. С. 121–136.

Трипольский А. А., Квачук Л. А., Трипольская В. А. Особенности сейсмической расслоенности земной коры Кировоградского блока // Геофиз. журн. 1984. № 3. С. 88–94.

Трипільський О. А., Трипільська В. О. Швидкісні характеристики та особливості будови літосфери докембрійських щитів // Доповіді НАН України, 2000. № 6. С. 143–147.

Трипільський О. А., Трипільська В. О. Деякі особливості швидкісних характеристик та глибинної будови верхньої літосфери докембрійських щитів // Геофиз. журн. 2000. Т. 22, № 1. С. 60–65.

Трипольский А. А., Харитонов О. М. Тонкослоистая структура горизонта  $K_2$  в верхней части консолидированной коры Украинского щита // Геофиз. журн. 1984а. Т. 6, № 6. С. 19–24.

Трипольский А. А., Харитонов О. М. Исследование тонкослоистой структуры переходной зоны кора – мантия на примере Украинского щита // Геофиз. журн. 1984б. Т. 6, № 2. С. 43–48.

Трипольский А. А., Харитонов О. М. Сейсмические исследования тонкослоистой структуры Украинского щита // Литосфера Центральной и Восточной Европы. Восточно-Европейская платформа. Киев: Наукова думка, 1989. С. 160–165.

Фарафонова Ю. Г., Яновская Т. Б. Строение верхней мантии западной части Восточно-Европейской платформы по скоростям поверхностных волн // Физика Земли. 2003. № 8. С. 3–10.

Федынский В. В., Ризниченко Ю. В. Изучение земной коры // Вестник АН СССР. 1962. № 6. С. 86–89.

Физические основы сейсмического метода. Нетрадиционная геофизика / Отв. ред. А. В. Николаев, И. Н. Галкин. М.: Наука, 1991. 240 с.

Хаин В. У. Об основных тенденциях в развитии земной коры // Вестн. МГУ, геология. 1968. № 1. С. 25–40.

Харечко Г. Е. Скоростные неоднородности верхней части земной коры Индийского щита // Геоф. журн. 1981. Т. 3, № 4. С. 60–64.

Харечко Г. Е. Глубинное строение земной коры Индийского щита. Киев: Наукова думка, 1983. 152 с.

Харитонов О. М. Спектральные свойства объемных интерференционных волн в литосфере. Киев: Наукова думка, 1988. 242 с.

- Харитонов О. М., Ильченко Т. В. Строение нижней литосферы Украинского щита по динамическим характеристикам сейсмических волн // Геоф. журн. 1985. Т. 7, № 5. С. 43–47.
- Харитонов О. М., Костюк О. П., Кутас В. В. и др. Сейсмичность территории Украины // Геофиз. журн. 1996. Т. 18, № 1. С. 3–15.
- Харитонов О. М., Санникова Н. П., Трипольский А. А. Расслоенность земной коры Украинского щита по сейсмологическим данным // Геофиз. журн. 1993. Т. 15, № 1. С. 35–46.
- Харитонов О. М., Трипольский А. А., Калюжная Л. Т., Гончаров А. Г. Сравнительный анализ сейсмических моделей Украинского и Австралийского щитов // Геофиз. журн. 1998. Т. 20, № 5. С. 6–14.
- Цирульникова И. Я., Шустова Л. Е., Поротова Г. А. О глубинном строении Печенгской структурной зоны по геофизическим данным // Записки ЛГИ. 1963. Т. XLVI, вып. 2. С. 14–16.
- Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Киев: Наукова думка, 1972. 176 с.
- Чекунов А. В. Земная кора Украинского щита и некоторые важные моменты становления фундамента древних платформ // ДАН УССР. Сер. Б. 1976. № 10. С. 893–896.
- Чекунов А. В. Принципы строения и эволюции тектоносферы юга Европейской части СССР // Геотектоника. 1987. № 5. С. 25–41.
- Чекунов А. В. Кировоградский протоастенолит // ДАН УССР. Сер. Б. 1988. № 2. С. 29–33.
- Чекунов А. В., Калюжная Л. Т., Трипольский А. А. и др. Сравнительный анализ глубинного строения Балтийского и Украинского щитов по данным региональных геофизических исследований // Зап. СПб., горн. институт им. Г. В. Плеханова. 1992а. Т. 135. С. 74–91.
- Чекунов А. В., Митрофанов Ф. П., Трипольский А. А. и др. Глубинное строение литосферы и динамика шовных зон Украинского и Балтийского щитов // Изв. РАН. Сер. геол. 1992б. № 6. С. 39–48.
- Чекунов А. В., Соллогуб В. Б., Старостенко В. И. и др. Строение тектоносферы Индостана и прилегающих акваторий по сейсмическим и гравитационным данным // Тр. 27-го Межд. геол. конгр. (Москва, авг. 1984). М.: Наука, 1984. Т. 8. С. 69–83.
- Чекунов А. В., Соллогуб В. Б., Галецкий Л. С., Курлов Н. С. Геодинамическая модель центральной части Украинского щита и Криворожская сверхглубокая скважина // Геофиз. журн. 1989. № 4. С. 3–13.
- Чекунов А. В., Соллогуб В. Б., Ильченко Т. В. и др. Глубинные неоднородности земной коры юга Восточно-Европейской платформы // Геоф. журн. 1990. Т. 12, № 4. С. 3–22.
- Чекунов А. В., Соллогуб В. Б., Гарецкий Р. Г. и др. Геотрансект Балтийское море – Черное море // Геофиз. журн. 1991. Т. 13, № 2. С. 3–14.
- Чекунов А. В., Старостенко В. И., Красовский С. С. и др. Геотрансект Евро-3 (ЕИ-3) // Геофизический журнал. 1993. Т. 15, № 2. С. 3–32.
- Чекунов А. В., Трипольский А. А., Гейко В. С. и др. Сейсмическая модель верхней литосферы Украинского щита // ДАН СССР. 1986. Т. 292, № 2. С. 440–443.
- Чекунов А. В., Трипольский А. А. Сейсмические исследования литосферы за рубежом // Геоф. журн. 1991. Т. 13, № 3. С. 66–86.
- Чекунов А. В., Трипольский А. А., Калюжная Л. Т. Литосфера докембрийских щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным // Геофиз. журн. 1993. Т. 15, № 1. С. 3–23.
- Шаров В. И. Разломы и природа сейсмических границ в разрезе континентальной коры // Сов. геология. 1984. № 1. С. 112–120.
- Шаров Н. В. Сейсмические данные о рельефе поверхности Мохоровичича Балтийского щита // Геоф. журн. Киев: Наукова думка, 1982. № 1. С. 91–97.
- Шаров Н. В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным // Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. Апатиты, 1991.
- Шаров Н. В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты, 1993. 245 с.
- Шаров Н. В. Эволюция взглядов на модели строения кристаллической коры Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. № 10. С. 32–43.
- Шаров Н. В., Виноградов А. Н., Галдин Н. Е. и др. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район. Апатиты, 1997. 226 с.
- Шаров Н. В., Косминская Н. Н., Азбель Н. Я. и др. Сопоставление профилей ГСЗ на юго-востоке Балтийского щита // Геотектоника. 1990. № 1. С. 46–54.

- 
- Шустова Л. Е., Дедеев В. А., Кратц К. О. Глубинная структура земной коры Балтийского щита. Л.: Наука, 1973. 67 с.
- Шустова Л. Е., Пуура В. А., Сильдее Х. Х. и др. Особенности структуры земной коры Фенноскандии, сопредельных территорий и акваторий // Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Л.: Наука, 1991. С. 31–38.
- Шустова Л. Е., Рабинович Г. Я. Сейсмометрия и гравиметрия при изучении динамики литосферы докембрия // Исследования литосферы в работах петербургских геофизиков. СПб.: ВИРГ-Рудгеофизика, 2003. С. 170–176.
- Щукин Ю. К. Сейсмогенные структуры территории СССР и их природа // Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979. С. 232–249.
- Щукин Ю. К. Вопросы платформенной сейсмотектоники // Тектоника и геофизика литосферы. М.: ГЕОС, 2002. Т. 2. С. 352–357.
- Эволюция земной коры и эндогенной металлогенической зональности северо-восточной части Балтийского щита / Под ред. И. В. Белькова. Л.: Наука, 1987. 109 с.
- Эринчек Ю. М., Мильштейн Е. Д., Колесник Н. Н. Глубинное строение, геодинамика районов проявления кимберлитового магматизма на Сибирской платформе // Региональная геология и металлогения. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. № 10. С. 209–227.
- Юдахин Ф. Н. Геодинамические процессы в земной коре и сейсмичность континентальной части Европейского Севера // Литосфера. 2002. № 2. С. 3–23.
- Adams J., Basham P. Seismicity and seismotectonics of Canada's eastern margin and craton // In: S. Gregersen and P. W. Basham (eds.), Earthquakes at North-Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Postglacial Rebound. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht – Boston – London. 1989. P. 355–370.
- Ahjos T., Korhonen H. On a catalogue of historical earthquakes in Fennoscandian area // Inst. Seismol. Univ. Helsinki. 1984. Rep. S-10. 24 p.
- Ahjos T., Uski M. Earthquake epicenters in northern Europe // Inst. Seism. Univ. Helsinki. 1991. Rep. S-10. P. 81–86.
- Ahjos T., Uski M. Earthquake in Northern Europe in 1975–1989 // Tectonophysics. 1992. V. 207. P. 1–23.
- Al-Amri A. M. S. The crustal and upper mantle structure of the interior Arabian platform // J. Geophys. J. Int. 1999. V. 136, N 2. P. 421–430.
- BABEL Working Group. Integrated seismic studies of the Baltic Shield using data in the Gulf of Bothnia region // Geophysical Journal International. 1993. V. 112, N 3. P. 305–324.
- Badri M. Crustal structure of central Saudi Arabia determined from seismic refraction profiling // Tectonophysics. 1991. V. 185. P. 357–374.
- Bank O. J., Bostock M. G., Ellis R. M. Lithosphere mantle structure beneath the Trans-Hudson orogen and origin of diamondiferous kimberlites // J. Geophys. Res. 1998. V. 103, N 5. P. 10103–10114.
- Bannister S. C., Ruud B. O., Husebye E. S. Tomographic estimates of sub-Moho seismic velocities in Fennoscandia and structural implications // Tectonophysics. 1991. V. 189. P. 37–53.
- Barr K. G. Evidence for variations in upper mantle velocity in Hudson Bay area // Earth Sci. Symp. On Hudson Bay. Geol. Surv. Can. Pap. 1969. P. 365–376.
- Båth M. Focal depth distribution of Swedish earthquakes // Tectonophysics. 1979. V. 53, N 1. P. 29–31.
- Båth M. Seismicity of Fennoscandia and related problems // Gerl. Beitr. Geophys. 1954. V. 63. P. 173–206.
- Berry M. J. Structure of the crust and upper mantle in Canada // Tectonophysics. 1973. V. 20. P. 183–201.
- Behrens K., Goldflat S., Heikkinen P. et al. Reflection seismic measurements across the Granulite Belt of the Polar Profile in the northern Baltic Shield, Northern Finland // Tectonophysics. 1989. V. 162. P. 101–111.
- Behrendt I. C., Hutchinson D. R., Lee M. et al. GLIMPCE seismic reflection evidence of deep-crustal and upper mantle intrusions and magmatic underplating associated with the Midcontinent Rift System of North America // Tectonophysics. 1990. V. 173. P. 595–615.
- Black D. R., Braile L. W. P<sub>n</sub> velocity and cooling of the continental lithosphere // J. Geophys. Res. 1982. V. 7, N 13. P. 10557–10568.
- Boland A. V., Ellis R. M., Northey D. J. et al. Seismic delineation of upthrust Archaean crust in Kapuskasing, Northern Ontario // Nature. 1988. V. 335, N 6. P. 711–713.

- Boland A. V., Ellis R. M. Velocity structure of the Kapuskasing Uplift, Northern Ontario, from seismic refraction studies // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94, N B 6. P. 7189–7204.
- Bortfeld R. K., Keller F., Sieron B. et al. Results of the DEKORP 4 KTB Oberpfalz deep seismic reflection investigations // *J. Geophys.* 1988. V. 69. P. 69–101.
- Bowes D. R. Correlation in the Svecofennides and a crustal model / Principles and criteria of subdivision of Precambrian in mobile zones. Leningrad: Nauka, 1980. P. 294–303.
- Braile L. W., Hinze W. J., Frese R. B., Keller G. R. Seismic properties of the crust and uppermost mantle of the conterminous United States and adjacent Canada // *Geological Society of America Memoir*. 1989. V. 172. P. 655–680.
- Brisbin W. C., Green A. G. Gravity model of the Aulneau batholith, north-western Ontario // *Can. J. Earth Sci.* 1980. V. 17. P. 968–977.
- Brown L. D., Ando C. J., Klempner S. et al. Adirondack-Appalachian crustal structure: The COCORP northeast traverse // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1983. V. 94. P. 1173–1184.
- Brown L., Barazangi M., Oliver J., Kaufman S. The first decade of COCORP: 1974–1984 / *Reflection Seismology: A Global Perspective: Geodynamics Series*. 1986. V. 13. P. 107–120.
- Burdick L. I., Helmberger D. V. The upper mantle P velocity structure of the western United States // *J. Geophys. Res.* 1978. V. 83. P. 1699–1712.
- Burmakov J. A., Kosminskaya J. P., Korhonen H. et al. Tomographic research of 3-D velocity structure of the Baltic Shield // *Structure and Dynamics of the Fennoscandian Lithosphere*. Helsinki. Institute of Seismology University. Report. 1999. S-25. P. 53–59.
- Burmakov J. A., Kosminskaya J. P., Sharov N. V. et al. Tomographic study of crustal velocity structure in Southern Finland // *Tectonophysics*. 1991. V. 182. P. 29–35.
- Calcagnile G. Deep structure of Fennoscandia from fundamental and higher mode dispersion of Rayleigh waves // *Tectonophysics*. 1991. V. 195, N 2. P. 139–149.
- Calcagnile G., Panza G. F. Properties of the Lithosphere-Asthenosphere system in Europe with a view toward Earth conductivity // *PAGEOPH.* 1987. V. 125, N 2/3. P. 241–254.
- Carr B. J., Smithson S. B., Karaev N. et al. Vertical seismic profile results from the Kola Superdeep Borehole, Russia // *Tectonophysics*. 1996. V. 264, N 1–4. P. 295–307.
- Cassel B. R., Mykkeltveit S., Kanestrøm R., Husebye E. S. A North Sea – southern Norway seismic crustal profile // *Geophys. J. R. astr. Soc.* 1983. V. 72, N 3. P. 733–753.
- Chekunov A. V., Tripolsky A. A., Kharitonov O. M. Deep seismic reflection seismography in studying the Earth's crust of the Ukrainian Shield // *Tectonophysics*. 1997. V. 269. P. 269–278.
- Chen W. P., Molnar P. Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere // *J. Geophys. Res.* 1983, N B 5. P. 4183–4214.
- Christensen N. J., Mooney W. D. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100, N A 7. P. 9761–9788.
- CLIMPCE Seismic REFRACTION Working Group. CLIMPCE Seismic Experiments Long-offset Recordings // *EOS*. 1989. V. 70, N 38. P. 841–853.
- Clowes R. M. Variations in continental crustal structure in Canada from LITHOPROBE seismic reflection and other data // *Tectonophysics*. 1993. V. 219. P. 1–27.
- Clowes R. M., Calvert A. Y., Eaton D. W. et al. LITHOPROBE reflection studies of Archean and Proterozoic crust in Canada // *Tectonophysics*. 1996. V. 264. P. 65–88.
- Clowes R. M., Gens-Lenartowicz E., Demartin M. Lithospheric structure in southern Sweden—results from FENNOLORA // *Tectonophysics*. 1987. V. 142. P. 1–14.
- Clowes R. M., Kanasewich E. R. Digital filtering of deep crustal seismic reflections // *Can. J. Earth Sci.* 1972. V. 9. P. 434–451.
- Clowes R. M., Kanasewich E. R., Cumming G. L. Deep crustal reflections at near-vertical incidence // *Geophysics*. 1968. V. 33. P. 441–451.
- Cook F. A., Green A. G., Simony P. S. et al. LITHOPROBE seismic reflection structure of the southeastern Canadian Cordillera: initial results // *Tectonics*. 1988. N 7. P. 157–160.
- Deep Drilling in Drystalline Bedrock. Volume 1: The Deep Gas Drilling in the Siljan Impact Structure, Sweden and Asroblemes / Edited by A. Boden, K. G. Eriksson – Springer-Verlag, 1988. 364 p.
- Deep seismic reflection refraction interpretation of crustal structure along BABEL profiles A and B in the southern Baltic Sea BABEL Working Group // *Geophys. J. Int.* 1993. V. 112, N 3. P. 325–343.

- 
- Drummond B. J., Collins C. D. N. Seismic evidence for underplating of the lower continental crust of Australia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1986. V. 79. P. 361–372.
- Durrheim R. J., Green R. W. E. A seismic refraction investigation of the Archaean Kaapvaal Craton, South Africa, using mine tremors as the energy source // *Geophys. J. Int.* 1992. V. 108, N 3. P. 812–832.
- Eleman F., Borg K., Oquist U. (eds.). The aeromagnetic survey of Denmark, Finland, Norway, Sweden, 1965. Swedish Board of Shipping and Navigation, Stockholm, 1969. 59 p.
- EUGENO-S Working Group. Crustal structure and tectonic evolution on transition between the Baltic Shield and the North German Caledonides the EUGENO-S Project // *Tectonophysics.* 1988. V. 150, N 3. P. 253–348.
- Finlayson D. Seismic crustal structure of the Proterozoic North Australian Craton beneath Tennant Creek and Mount Isa // *J. Geophys. Res.* 1982. V. 87, N B 13. P. 10569–10578.
- Fountain D. M., Christensen N. I. Composition of the continental crust and upper mantle // *Mem. Geol. Soc. Am.* 1989. V. 172. P. 711–742.
- Froude D.O., Ireland T.R., Kinny P.D. et al. Ion microprobe identification of 4,1–4,2 Myr-old terrestrial zircons // *Nature*, 1983. V. 304, N 5927. P. 616–618.
- Furlong K. P., Fountain D. M. Continental crustal underplating: Thermal considerations and seismic-petrological consequences // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91, N B 8. P. 8285–8294.
- Gaal G. Proterozoic tectonic evolution and late Svecofennian plate deformation of the Central Baltic Shield // *Geol. Rundsch.* 1982. V. 71. P. 158–170.
- Gaal G. 2200 million years of crustal evolution the Baltic Shield Pt. 1 // *Bull. Geol. Soc. Finland.* 1986. V. 58. P. 149–168.
- Gaal G., Berthelsen A., Gorbatshev R. et al. Structure and composition of the Precambrian crust along the POLAR Profile in the northern Baltic Shield // *Tectonophysics.* 1989. V. 162. P. 1–25.
- Gaal G., Gorbatshev R. An outline of the Precambrian Evolution of the Baltic Shield // *Precambrian Res.* 1987. V. 35. P. 15–52.
- Gadomska B. Isoseismal distributions, focal mechanisms and other tectonic characteristics in Fennoscandian and Canadian Shields // *Acta Geophys. Polonica.* 1993. V. 41, N 3. P. 235–268.
- Gajewski D., Stangl R., Fuchs K., Sandmeier K. J. A new constraint on the composition of the Topmost continental mantle-anomalously different depth increases of P and S velocity // *Geophys. J. Int.* 1990. V. 103. P. 497–507.
- Galson D. A., Mueller St. An introduction to the European Geotraverse Project: First results and present plans // *Tectonophysics.* 1986. V. 126. P. 1–30.
- Ganchin Y. V., Smithson N. B., Morozov I. V. et al. Seismic studies around the Kola Superdeep Borehole, Russia // *Tectonophysics.* 1998. V. 288. P. 1–16.
- Geis W. T., Cook A. F., Green A. G. et al. Thin thrust sheet formation of the Kapuskasing structural zone revealed by Lithoprobe seismic reflection data // *Geology.* 1990. V. 18, N 6. P. 513–516.
- Gibbs A. K. Seismic reflection profiles of Precambrian crust: a qualitative assessment // *Reflection seismology: The continental crust: Geodynamics series.* 1986. V. 13. P. 95–106.
- Goleby B. R., Kennett B. L. N., Wright C. et al. Seismic reflection profiling in the Proterozoic Arunta Block, central Australia: processing for testing models of tectonic evolution // *Tectonophysics.* 1990. V. 173. P. 257–268.
- Goncharov A., Drummond B., Tripolsky A., Wyborn L. Average composition of the crust in the Australian, Fennoscandian and Ukrainian shields from refraction seismic studies and petrophysical modeling // *AGSO Res. Newslett.* 1998. N 28. P. 1–5.
- Goncharov A., Gillins C., Goleby B. et al. The Mount Isa geodynamic transect: implications of the seismic refraction model // *AGSO Res. Newslett.* 1996. N 24. P. 9–10.
- Gorman A. R., Clowes R. M., Ellis R. M. Deep Probe: imaging the roots of western North America // *Can. J. Earth Sci.* 2002. V. 39. P. 375–398.
- Grad M., Guterch A., Lund C.-E. Seismic models of the lower lithosphere beneath the southern Baltic Sea between Sweden and Poland // *Tectonophysics.* 1991. V. 189. P. 219–227.
- Grad M., Luosto U. Seismic models of the crust of the Baltic shield along the SVEKA profile in Finland // *Annales Geophysicae.* 1987. N 5B (6). P. 639–650.
- Grad M., Luosto U. Seismic models of the crust of the Baltic shield along the SVEKA profile in Finland // *Acta Geophysica Polonica.* 1993. V. 41, N 3. P. 177–195.

- Grad M., Krzyzanowska M., Pirhonen S. Inhomogeneities of the Eurasia mantle structure from the travel-times of the nuclear explosions recorded by the Finnish seismic network during 1961–1995 // *Geophys. Journal Int.* 1995. N 121. P. 863–872.
- Grad M., Tripolsky A. A. Crustal structure from P and S seismic waves and petrological models of the Ukrainian Shield // *Tectonophysics*. 1995. V. 250. P. 89–112.
- Green A., Cannon W. F., Milkereit et al. A «GLIMPCE» of the deep crust beneath the Great Lakes // *Properties and Processes of Earth's Lower Crust*. Geophys. Monograph. 1989. V. 51. P. 65–80.
- Green A. G., Clowes R. M. Deep geology from seismic reflection studies in Canada // *First break*. 1983. V. 1. P. 24–33.
- Green R. W. E., Durrheim R. J. A seismic refraction investigation of the Namaqualand metamorphic complex, South Africa // *J. Geophys. Res.* 1990. V. 95, N B 12. P. 19927–19932.
- Green A., Milkereit B., Devidon et al. Crustal structure of the Grenville Front and adjacent terranes // *Geology*. 1988. V. 16. P. 788–792.
- Green A., Milkereit B., Dercival J. et al. Origin of deep crustal reflections: seismic profiling across high-grade metamorphic terranes in Canada // *Tectonophysics*. 1990. V. 173. P. 627–638.
- Gregersen S., Korhonen H., Husebye E. S. Fennoscandian dynamics: Present-day earthquake activity // *Tectonophysics*. 1991. V. 189. P. 333–344.
- Guggisberg B. Ch. Eine zweidimensionale refraktions seismische interpretation der geschwindigkeit-tiefen-structure der oberen Erdmantels unter der Fennoskandischen scield (Project Fennolora) // *Diss ETN Nr. 7945*. Zurich. 1986. 199 p.
- Guggisberg A., Berthelsen A. A two-dimensional velocity model for the lithosphere beneath the Baltic Shield and its possible tectonic significance // *Terra cognita*. 1987. V. 7, N 4. P. 631–638.
- Guggisberg B., Kaminski W., Prodehl C. Crustal structure of the Fennoscandian Shield; A travelttime interpretation of the long-range FENNOLOGRA seismic refraction profile // *Tectonophysics*. 1991. V. 195. P. 105–137.
- Gupta H. K. Short-term earthquake forecasting may be feasible at Koyna, India // *Tectonophysics*. 2001. V. 338, N 3–4. P. 353–357.
- Gupta H. K., Rastagi B. K., Chadha R. K. et al. Enhanced reservoir induced earthquakes in Koyna region India, during 1993–1995 // *Journ. Seismol* 1997. N 1. P. 47–53.
- Guterch A., Grad V., Materok R., Perchuc E. Deep structure of the Earth's crust in the contact zone of the Palaeozoic and Precambrian platforms in Poland (Tornquist-Teisseyre zone) // *Tectonophysics*. 1986. V. 128. P. 251–279.
- Hall D. H., Brisbin W. C. Crustal structure from converted head waves in central Manitoba // *Geophysics*. 1965. V. 30. P. 1053–1065.
- Hall D. H., Hajnal Z. Deep seismic crustal studies in Manitoba // *Bull. Seism. Soc. Am.* 1973. V. 63, N 3. P. 885–890.
- Heikkinen P. On the crustal structure of the Fennoscandian shield. Results of the seismic deep reflection and refraction surveys in Finland 1986–1994 // *Inst. Seismol., Univ. Helsinki*. 1998. Rep. S-40. 78 p.
- Heles A., Muirhead K. J., Rynn I. M. A compressional velocity distribution for upper mantle // *Tectonophysics*. 1980. V. 63. P. 309–348.
- Hietanen A. Generation of potassium-poor magmas in the northern Sierra-Nevada and Svecofennian of Finland // *J. Res. Geol. Surv.* 1975. V. 36. P. 631–645.
- Hirschleber H. B., Lund C.-E., Meissner R. et al. Seismic investigations along the Scandinavian «Blue Road» traverse // *J. Geophys.* 1975. V. 41. P. 135–148.
- Howell Jr. B. F. Seismic regionalization in North America based on average regional seismic hazard index // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1974. V. 64. P. 1509–1528.
- Hughes S., Luetgert J. H. Crustal structure of the southeastern Grenville Province, northern New York State and Eastern Ontario // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97, N B 12. P. 17435–17479.
- Husebye E. S., Hovland J. Tomographical mapping of the lithosphere and asthenosphere beneath southern Scandinavia and adja // *Tectonophysics*. 1986. V. 128. P. 229–250.
- Jones A. G. On a type classification of lower crustal layers under Precambrian regions // *J. Geophys.* 1981. V. 49. P. 226–233.
- Juhlin C. Interpretation of the reflections in the Siljan Ring area based on results from the Gravberg-1 borehole // *Tectonophysics*. 1990. V. 173. P. 345–360.
- Kaila K. L., Bhatia S. C. Gravity study along Kavali – Udipi deep seismic sounding profile in the Indian peninsular shield: Some inferences about the origin of anorthosites and Eastern Ghats orogeny



---

// Tectonophysics. 1981. V. 79. P. 129–143.

Kaila K. L., Gaur V. K., Hari Narain. Quantitative seismicity maps of India // Bull. Seism. Soc. Am. 1972. V. 62. P. 1119–1132.

Kaila E. L., Krishna V. G. Deep seismic sounding studies in India and major discoveries // Curr. Sci. (Spec. Issue). Seismol. India – Overv. 1992. V. 62, N 182. P. 117–154.

Kaila K. L., Murthy P. R., Rao V. K., Kharetchko G. E. Crustal structure from deep seismic soundings along the Koyna II (Kelsi – Loni) profile in the Deccan trap area, India // Tectonophysics. 1981a. V. 73. P. 365–384.

Kaila K. L., Murthy P. R. K., Rao V. K., Venkateswarlu N. Deep seismic sounding in the Godavari Graben and Godavari (Gastal) Basin, India // Tectonophysics. 1990. V. 173. P. 307–317.

Kaila K. L., Reddy P. R. et al. Crustal structure across the Narmada-Son lineament, Central India from deep seismic soundings // J. Geol. Soc. Of India. 1985. V. 26. P. 465–480.

Kaila K. L., Reddy P. R., Dixit M. M., Lazarenko M. A. Deep crustal structure at Koyna, Maharashtra, indicated by deep seismic soundings // Geol. Soc. India. 1981b. V. 22, N 1. P. 1–16.

Kaila K. L., Reddy P. R., Mall D. M. et al. Crustal structure of the West Bengal Basin, India, from deep seismic sounding investigations // Geophys. J. Int. 1992. V. 111. P. 45–76.

Kaila K. L., Roy-Chowdhury K., Reddy P. R. et al. Crustal structure along Kavali – Udipi profile in the Indian peninsular shield from Deep Seismic Sounding // J. Geol. Soc. India. 1979. V. 20. P. 307–333.

Kaila K. L., Tewari H. C., Roy-Chowdhury K. et al. Crustal structure of the northern part of the Proterozoic Cuddapah basin of India from deep seismic soundings and gravity data // Tectonophysics. 1987. V. 140. P. 1–12.

Kanasewich E. R., Cumming C. L. Near-vertical incidence seismic reflections from the Conrad discontinuity // J. Geophys. Res. 1965. V. 70. P. 3441–3446.

Kanasewich E. R., Clowes R. M., McClougan C. H. A buried Precambrian rift in western Canada // Tectonophysics. 1969. N 8. P. 513–527.

Kanestrøm R. The dip of Moho under the NORSAR // Sci. Rep. N 3. OAR Contract N F 61052-68-C-0019. Seismological observatory. Univ. of Bergen. 1969. 19 p.

Kanestrøm R., Haugland K. Crustal structure in southeastern Norway from seismic refraction measurements // Sci. Rep. N 3. ARPA Contract N F 61052-68-C-0019. Seismological Observatory, Univ. of Bergen. 1971. P. 1–73.

Kinck J. J., Husebye E. S., Lund C. E. The S. Scandinavia crust-Structural complexities from seismic reflection and refraction profiling // Nordic symposium in earth science on imaging and understanding the lithosphere. 19–21 oktober 1988, Uppsala, Sweden. 131 p.

Koistinen T., Stephens M. B., Bogatchev V. et al. Geological map of the Fennoscandian Shield, scale 1 : 2 000 000. Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and the NW Department of Natural Resources of Russia. 2001.

Korhonen H., Kosminskaya I. P., Azbel I. et al. Comparison of crustal Structure along DSS profiles in SF Fennoscandia // Geophys. J. Inst. 1990. V. 103. P. 157–162.

Korhonen J. V., Rjistinen, Seppo L. et al. Preliminary magnetic // GSF, Special Paper 1999. V. 27. P. 173–179.

Korhonen H., Porkka M. T. The structure of the Baltic Shield on the basis of DSS and earthquake data // Pure and Applied Geophysics. 1981. V. 119, N 6. P. 1093–1099.

Krishna V. G., Kaila K. L., Reddy P. R. Synthetic seismogram modeling of crustal seismic record sections from the Koyna DSS profiles in the Western India // AGU Geophys. monogr., IUGG 1989. N 6. P. 143–157.

Lefevre L. V., Helberger D. V. Upper mantle P-velocity structure of the Canadian shield // J. Geophys. Res. 1989. V. 94, N 12 P. 17749–17765.

Lewry J. E., Hajnal Z., Green et al. Structure of Paleoproterozoic Continent-Continent collision zone: a LITHOPROBE seismic reflection profile across the Trans-Hudson Orogen, Canada // Tectonophysics. 1994. V. 232. P. 143–160.

Lund C. - E. The fine structure of the lower lithosphere underneath the Blue Road profile in northern Scandinavia // Tectonophysics. 1979. V. 56. P. 111–122.

Lund C. - E. Summary of the results from the Fennolora profile // Freeman R., Mueller St. (editors). Sixth EGT workshop: Data compilations and synoptic interpretation. Europe Sciens Foundation. Einsiedeln. 1990. P. 65–70.

Luosto U. Seismic data from the northern segment of the EGT and from nearby profiles // Proceedings of the Sixth Workshop on the European Geotraverse (AGT) Project. Data compilations and synoptic interpretation (Einsiedeln, 29 November – 5 December 1989) Edited by R. Freeman and St. Mueller. Strasbourg, March, 1990. P. 53–63.

Luosto U. Moho map of the Fennoscandian Shield based on seismic refraction data // Inst. of Seism. Univ. of Helsinki. 1991. Rep. S-25. P. 43–49.

Luosto U., Korhonen H. Crustal structure of the Baltic shield based on of Fennolora refraction data // Tectonophysics. 1986. V. 128, N 2. P. 183–208.

Luosto U., Korhonen H., Kosminskaya I. P. et al. First results from the DSS study on the BALTIC profile in SEE Finland. Helsinki. 1985. 21 p.

Luosto U., Fluch E. R., Lund C.-E., Working Group. The crustal structure along the Polar profile from seismic refraction in investigations // Tectonophysics. 1989. V. 162. P. 51–85.

Luosto U., Hyvonen T. Seismology in Finland in the Twentieth Century // Geofisica. 2001. V. 37, N 1–2. P. 147–187.

Luosto U., Tura T., Korhonen H. et al. Crust and upper mantle structure along the DSS Baltic profile in SE Finland // Geophys. J. Int. 1990. V. 101, N 1. P. 89–110.

Masse R. P. Crustal and Upper Mantle Structure of stable continental regions in North America and Northern Europe // PAGEOPH. 1987. V. 125, N 2/3. P. 206–239.

Maystrenko Y., Stovba S., Stephenson R. et al. Crustal-scale pop-up structure in cratonic lithosphere: DOBRE deep seismic reflection study of the Donbas fold belt, Ukraine // Geology. 2003. V. 31, N 8. P. 733–736.

Meissner R. The continental crust: a geophysical approach. – New York: Academic, 1986. 426 p.

Meissner R., Wever Th., Bittner R. Results of DEKORP 2-S and other reflection profiles through the Variscides // Geophys. J. R. astr. Soc. 1987. V. 89. P. 319–324.

Meissner R., Wever Th., Sadowiak P. Reflectivity patterns in the Variscan mountain belts adjacent areas: an attempt for pattern recognition and correlation to tectonic units // Tectonophysics. 1990. V. 173. P. 361–378.

Milne W. G., Davenport A. G. Distribution of earthquake risk in Canada // Bull. Seism. Soc. Am. 1969. V. 59, N 2. P. 729–754.

Milne W. G., Smith W. E. O., Rogers G. C. Canadian seismicity and microearthquake research in Canada // Can. J. Earth Sci. 1970. V. 7. P. 591–601.

Mitrofanov E. P., Pozhilenko V. I., Smolkin V. F. et al. Geology of the Kola Peninsula. Appatity, 1995. 145 p.

Mooney W. D., Braile L. W. The seismic structure of the continental crust and upper mantle of North America // The geology of North America An overview: Boulder, Colorado, Geological Society of America. 1989. V. A. P. 39–52.

Mooney W. D., Brocher T. M. Coincident seismic reflection / refraction studies of the continental lithosphere a global review // Rev. of Geophys. 1979. V. 25, N 4. P. 723–742.

Mooney W. D., Gettings M. E., Blank H. R., Healy J. H. Arabian seismic refraction profile: a travelttime interpretations of crustal and upper mantle structure // Tectonophysics. 1985. V. 111, N 1. P. 173–246.

Morel A. L., Huissier P., Green A. G., Pike C. J. Crustal refraction surveys across the Trans-Hudson orogen. Willinnston Basin of South Central Canada // J. Geophys. Res. 1987. V. 92, N B 7. P. 6403–6420.

Morner N. A. Earth movements in Sweden, 20.000 BP to 20.000 AD // Geol. Foren. Stockholm Förh. 1979. V. 100. P. 279–286.

Mueller St., Panza G. F. Proceeding of the Firth Workshop on the EGT. The North Segment / Ed. By D. A. Galson and St. Mueller. 1984. P. 23–26.

Owens T. J. Crustal structure of the Adirondacks determined from broadband teleseismic waveform modeling // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. P. 6391–6401.

Park A. F. Nature, affinities and significance of metavolcanic rocks in the Outokumpu assemblage. Eastern Finland // Bull. Geol. Soc. 1984. V. 56, N 1–2. P. 25–52.

Pavlenkova N. I. Generalized geophysical model and dynamic properties of the continental crust // Tectonophysics. 1979. V. 59. P. 381–390.

Pearson D. G. The age of continental roots // Lithos. 1999. V. 48. P. 171–194.

Penttilä E. A report summarizing on the velocity of earthquake waves and the structure of the earth's crust in the Baltic Shield // Geophysica. 1969. Ser. A, N 10. P. 1–13.

---

Penttilä E. Crustal structure in Fennoscandia from seismological and gravimetric observations. // *Annales Academiae Scientiarum Fennicae, Series A, III. Geologica-Geographica*, Helsinki: Suomalainen Tiedeakatemia, 1972, N 110, 36 p.

Potter C. J., Allmendinger R. W., Hauser E. C., Oliver J. E. COCORP deep seismic reflection traverses of the U. S. Cordillera // *Geophys. J. R. astr. Soc.* 1987. V. 89. P. 99–104.

Probing of Continents and their Margins. Selected Papers / Edited by J. H. Leven, D. M. Finlayson, C. Wright // *Tectonophysics*. 1990. V. 173 (special issue), N 1–4. 641 p.

Prodehl C. Structure of the Earth's crust and upper mantle // In: K. Fuchs and H. Soffel (Editors), *Landolt-Börnstein, Numerical Acta and Functional Relationships in Science and Technology New Series, Group V: Geophysics and Space Research*, Berlin. Springer. 1984. V. 2a. P. 97–206.

Prodehl C., Kaminsky W. Crustal structure under the Fennolora Profile // In: Calson D. A., Mueller St. (editors). *Proceedings of the First Workshop on the European Geotraverse (EGT). The Northern Segment*. Europe Science Foundation. Strasbourg. 1984. P. 43–48.

Reddy P. R., Rao V. K., Prasad Rao P. Some geodynamics signaguter and their tectonic implications Indian scenario // *Proc. 29<sup>th</sup> Annual Convention of Indian Geophysical Union* 22–24 Feb. 1993. P. 45–52.

Reston T. J., Blundell D. J. Possible mid-crustal shears at the edge of the London Platform // *Geophys. J. R. astr. Soc.* 1987. V. 89. P. 251–258.

Richardson R. M., Solomon S. C., Sleep N. H. Tectonic stress in the plates // *Rev. Geophys. Space Phys.* 1979. V. 17. P. 981–1019.

Ryaboy V. Upper mantle structure along a profile from Oslo (NORESS) to Helsinki to Leningrad, based on explosion seismology // *Bull. Seism. Soc. Am.* 1990. V. 80, N 6. P. 2194–2213.

Sadowiak P., Meissner R. Correlation of deep seismic reflectivity patterns with tectonic units in western and central Europe // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1992. V. 69. P. 246–251.

Sellevoll M. A. Mohorovicic discontinuity beneath Fennoscandia and adjacent parts of the Norwegian sea and the North sea // *Tectonophysics*. 1973. V. 20. P. 359–366.

Sellevoll M. A., Warrick R. E. A refraction study of the crustal structure in southern Norway // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1971. V. 61(2). P. 457–471.

Senen S. C. The Lithosphere-asthenosphere system beneath Fennoscandia (Baltic Shield) by bodu-wave tomography. Swiss federal Institute of technology Zurich, 2002. 191 p.

Schuessler W., Morozov I. B., Smithson S. B. Crustal and Uppermost Mantle velocity structure of Nothern Eurasia along profile quartz // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1997. V. 87, N 32. P. 414–426.

Sharov N. V. Lithosphere of the Baltic Shield according seismic data // *Inst. Seism., Univ. Helsinki*, 1991. Rep. S-25. P. 87–95.

Simons F. J., Zielhuis A. et al. The deep structure of the Australian continent from surface wave tomography // *Lithos*. 1999. V. 48. P. 17–43.

Smith W. E. O. Earthquakes of Eastern Canada and adjacent areas, 1928–1959. // *Publ. Dom. obs.*, Ottawa. 1966. V. 32, N 3. 121 p.

Smithson S. B., Johnson R. A., Wong Y. K. Mean crustal velocity: a critical parameter for interpreting crustal structure and crustal growth // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1981. V. 53. P. 323–332.

Smythe D. K., Smithson S. B., Gillen G. et al. Project Images Crust, Collects seismic data in world's Largest Borehole // *Eos, Transactions, American Geophysical Union*. 1994. V. 75, N 41. P. 473–476.

Solomon S. G., Richardson R. M., Bergman E. A. Tectonic stress: models and magnitudes // *J. Geophys. Res.* 1980. V. 85. P. 6085–6092.

Specialized Catalogue of Earthquakes for North Eurasia / Eds. Kondorskaya N. V., Ulomov V. I. <http://www.Scgis.Ru> System of data bases, 1996.

Sprenke K. F. Potential field inversion – Ph. D. thesis. University of Alberta, Edmonton, Alta. 1982. 115 p.

Studies of laterally heterogeneous structures using seismic refraction and reflection data / Edited by A. G. Green. Geological Survey of Canada. 1990. P. 89–13.

Structure and dynamics of the Fennoscandian Lithosphere. Institute of Seismology, University of Helsinki, 1991. Rep. S-25. 120 p.

The BABEL Project. First Status Report / Edited R. Meissner, D. Snyder, N. Balling and E. Staroste. Belgium: Commission of the European Communities, 1992. 155 p.

The European Geotravers / Edited D. Blundell, Freeman, St. Mueller. Cambridge Univ., 1992. 275 p.

Thybo H., Kirloev L. L., Moller C. et al. Geophysical and tectonic modeling of EUGENO-S profiles // Proceeding of the Sixth Workshop on the European Geotraverse (EGT) Project. Data compilations and synoptic interpretation. Einsiedeln, 29 November – 5 December 1989. Edited by R. Freeman and St. Mueller. March 1990. P. 93–104.

Thybo H., Perchuc E. The Seismic 8° Discontinuity and Partial Melting in Continental Mantle // Science. 1997. V. 275. P. 1626–1629.

Tripolsky A. A. P-wave seismic crustal models of precambrian shields based on regional seismic data // Acta Geophysica Polonica. 1997. V. 45, N 4. P. 303–332.

Tuominen H. V., Aarnisalo J., Soderholm B. Tectonic patterns in the central Baltic shield // Bull. Geol. Soc. Fin. 1973. V. 45, N 2. P. 205–217.

Uski M., Hyvonen T., Korja A., Airo M.-L. Focal mechanisms of three earthquakes in Finland and their relation to surface faults // Tectonophysics. 2003. V. 363. P. 141–157.

Vinnik L. P., Green R.W.E., Nicolaysen L. O. et al. Deep seismic structure of the Kaapvaal craton // Tectonophysics. 1996. V. 262. P. 67–75.

Vogel A., Lund C.-E. Combined interpretation of the Trans-Scandinavian seismic profile, Section 2–3 // Dep. Solid Earth Phys. Univ. Upps. 1970. Rep.-4. P. 1–22.

Warner M. R., McGeany S. Seismic reflection coefficients from mantle fault zones // Geophys. J. R. astr. Soc. 1987. V. 89. P. 223–230.

Wahl W. Die Gesteine des Wiborgen Rapakiwigebietes // Fennia. 1925. V. 45, N 20. P. 115–127.

White D. J., Forsyth D. A., Asuden O. et al. A seismic based cross-section of the Grenville Orogen in southern Ontario and Western Quebec // Canad. J. Earth Sci. 2000. V. 37. P. 183–192.

Williams C., Deyer L. A., Grubb F. V. Heat flow and the tectonics of the Los Angeles and Ventura Basins of Southern California // EOS Trans. AGU, 82947, Fall Suppl., 2001. Abstract. 310 p.

Winardhi S., Mereu R. F. Crustal velocity structure of the Superior and Grenville provinces of the south-eastern Canadian Shield // Can. J. Earth Sci. 1997. V. 34. P. 1167–1184.

Wright C., Goleby B. R., Collins C. D. N. et al. Deep seismic profiling in central Australia // Tectonophysics. 1990. V. 173. P. 247–256.

Wu J., Meren R. F. Crustal structure of the Kapuskasing uplift from LITHOPROBE near-vertical wide angle seismic reflection data // J. Geophys. Res. 1992. V. 97, N B 12. P. 17441–17453.

Zielhuis A., Hilst R. Upper mantle shear velocity beneath eastern Australia from inversion of waveforms from SKIPPY portable arrays // Geophys. J. Int. 1996. V. 127. P. 1–16.

## СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ .....	5
ВВЕДЕНИЕ .....	7
Глава 1. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ ДОКЕМБРИЯ ...	9
1.1. Особенности геофизических полей и глубинное строение щитов .....	9
1.2. Развитие представлений о модели строения кристаллической коры .....	13
1.3. Результаты бурения Кольской сверхглубокой скважины и ее влияние на сейсмические модели	14
Глава 2. ИЗУЧЕННОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЩИТОВ СЕВЕРНОГО ПОЛУ- ШАРИЯ ЗЕМЛИ СЕЙСМИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ .....	23
2.1. Украинский щит .....	23
2.2. Балтийский (Фенноскандинавский) щит .....	30
2.3. Канадский щит .....	38
2.4. Индийский щит .....	45
2.5. Аравийский щит .....	51
2.6. Алданский щит .....	52
2.7. Анабарский щит .....	56
2.8. Обсуждение результатов и выводы .....	58
Глава 3. СОПОСТАВЛЕНИЕ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЩИТОВ .....	61
3.1. Основные сейсмические характеристики земной коры .....	62
3.1.1. Скоростные параметры .....	63
3.1.2. Волноводы .....	70
3.1.3. Сейсмическая отражательность и глубинные разломы .....	74
3.1.4. Шовные зоны .....	77
3.1.5. Некоторые специфические структуры: Коростеньский и Корсунь-Новомиргородский плутоны, Выборгский массив .....	83
3.1.6. Особенности распределения граничной скорости продольных волн раздела Мохоро- вичича .....	97
3.2. Мощность земной коры, переходная зона кора – мантия .....	100
3.3. Сейсмичность и ее связь с глубинным строением .....	104
3.4. Основные выводы .....	108
Глава 4. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОКЕМБРИЙСКИХ ЩИТОВ .....	109
4.1. Сейсмическая модель по данным ГСЗ .....	109
4.2. Сейсмическая модель по данным метода ОГТ .....	116
Глава 5. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СКОРОСТНОГО РАЗРЕЗА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЩИТОВ .....	127
5.1. Особенности вертикального распределения скорости .....	127
5.2. О латеральных изменениях скорости в мантии .....	131
Заключение .....	136
Список сокращений .....	139
Литература .....	140

## CONTENTS

PREFACE .....	5
INTRODUCTION .....	7
Chapter 1. GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL CHARACTERISTICS OF THE PRECAMBRIAN EARTH CRUST .....	9
1.1. Characteristics of the geophysical fields and deep structure of the shields .....	9
1.2. Development of the concepts of a structural model of the crystalline crust .....	13
1.3. Results of drilling of the Kola Superdeep Drillhole and its effect on seismic models .....	14
Chapter 2. THE EXTENT OF STUDY OF THE EARTH CRUST IN THE PRECAMBRIAN SHIELDS IN THE NORTHERN HEMISPHERE OF THE EARTH BY SEISMIC METHODS .....	23
2.1. Ukrainian Shield .....	23
2.2. Baltic (Fennoscandian) Shield .....	30
2.3. Canadian Shield .....	38
2.4. Indian Shield .....	45
2.5. Arabian Shield .....	51
2.6. Aldan Shield .....	52
2.7. Anabar Shield .....	56
2.8. Discussion of results and conclusions .....	58
Chapter 3. CORRELATION OF THE DEEP LITHOSPHERIC STRUCTURE OF THE SHIELDS .....	61
3.1. Basic seismic characteristics of the earth crust .....	62
3.1.1. Velocity parameters .....	63
3.1.2. Waveguides .....	70
3.1.3. Seismic reflectivity and deep faults .....	74
3.1.4. Suture zones .....	77
3.1.5. Some specific structures: the Korostenian and Korsun-Novomirgorod plutons and the Vybrog massif .....	83
3.1.6. Distribution pattern of the boundary velocity of longitudinal waves in the Moho discontinuity .....	97
3.2. The thickness of the earth crust, the crust – mantle transition zone .....	100
3.3. Seismicity and its relation to deep structure .....	104
3.4. Main conclusions .....	108
Chapter 4. COMPARATIVE CHARACTERISTICS OF PRECAMBRIAN SHIELDS .....	109
4.1. Seismic model based on DSS data .....	109
4.2. Seismic model based on CDP data .....	116
Chapter 5. BASIC CHARACTERISTICS OF THE VELOCITY SECTION OF THE UPPER MANTLE IN THE SHIELDS .....	127
5.1. Vertical velocity distribution pattern .....	127
5.2. On lateral variations in velocity in the mantle .....	131
Conclusion .....	136
List of abbreviations .....	139
References .....	140

Научное издание

**Литосфера докембрийских щитов северного полушария земли  
по сейсмическим данным**

*Печатается по решению Ученого совета  
Института геологии  
Карельского научного центра РАН*

Редактор *М. А. Радостина*  
Оригинал-макет *Т. Н. Люрина*

Изд. лиц. № 00041 от 30.08.99 г. Подписано в печать 20.04.2004. Формат 60x84<sup>1</sup>/<sub>8</sub>.  
Бумага офсетная UNION PRINT S. Гарнитура NewtonCTT. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 19,3. Усл. печ. л. 18,5.  
Тираж 300 экз. Изд. № 8. Заказ № 418.

Карельский научный центр РАН  
Редакционно-издательский отдел  
185003, г. Петрозаводск, пр. А. Невского, 50