

Ж. П. ХОТЬКО



**ГЛУБИННОЕ
СТРОЕНИЕ
ТЕРРИТОРИИ
БЕЛОРУССИИ
И ПРИБАЛТИКИ
ПО ДАННЫМ
ГЕОФИЗИКИ**

Минск · 1974

АКАДЕМИЯ НАУК БССР
Институт геохимии и геофизики

Ж. П. ХОТЬКО

6851

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ БЕЛОРУССИИ И ПРИБАЛТИКИ ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИКИ

Редактор
академик АН БССР
Г. В. БОГОМОЛОВ

Издательство «Наука и техника»
Минск 1974



550
X 85
УДК 550.3 : 551.1(476.1 : 474)

Хотько Ж. П. **Глубинное строение территории Белоруссии и Прибалтики по данным геофизики.** Минск, «Наука и техника», 1974, 96 с.

В работе приведены результаты исследований глубинного строения земной коры территории Белоруссии и Прибалтики методами сейсмологии, гравиметрии, глубинных магнитотеллурических зондирований и др. Охарактеризованы геоструктурные элементы докембрийского кристаллического фундамента, гипсометрия главнейших границ раздела земной коры, зоны глубинных разломов, современная мобильность блоков земной коры. Рассмотрены соотношения глубинных и приповерхностных геологических структур. Даны некоторые рекомендации по направлению дальнейших геофизических исследований в связи с общим изучением глубинного строения региона.

Рассчитана на геологов и геофизиков, изучающих западную часть Восточно-Европейской платформы.

Таблиц 8. Иллюстраций 25. Библиография — 107 названий.

РЕЦЕНЗЕНТЫ:

кандидат геолого-минералогических наук В. Ф. Красовский,
кандидат геолого-минералогических наук А. В. Кудельский

X $\frac{0295-099}{M316-74}$ 111-74

© Издательство «Наука и техника», 1974.

ВВЕДЕНИЕ

Современный этап развития наук о Земле характеризуется необходимостью изучения строения и процессов, происходящих в глубинных недрах Земли, и выяснения их влияния на строение и геологические процессы верхних этажей земной коры, вовлекаемых в геологическую разведку. Для этих исследований необходимы новые геофизические методы, существенное увеличение глубинности бурения, большие теоретические разработки.

На территории Белоруссии такие исследования под научным руководством автора выполняет отдел физики Земли Института геохимии и геофизики АН БССР. Исследования имеют своей целью положить начало новому этапу комплексного геолого-геофизического изучения строения и физических параметров глубинных недр земной коры и мантии территории Белоруссии и смежных регионов Прибалтики, выяснению взаимосвязи глубинных и приповерхностных геологических структур. Эта цель достигается путем получения информации о глубинах, недоступных непосредственному наблюдению, на основе создания соответствующей экспериментальной базы в виде стационарных и передвижных геофизических станций и лабораторий, применения новых для Белоруссии методик изучения земной коры и мантии, обобщения и комплексного анализа геофизических материалов предыдущих исследований.

Настоящая работа выполнялась на основе анализа стационарных и полевых сейсмологических наблюдений, регистрации вариаций магнитотеллурического поля в геофизической обсерватории в Плещеницах и различных пунктах республики, сбора и анализа материалов по современным движениям блоков земной коры, использования данных гравитационных и магнитных съемок территории республики и смежных регионов и др.

В получении экспериментального геофизического материала по глубинным зонам принимали участие коллективы отдела физики Земли Института геохимии и геофизики АН БССР, отдела электромагнитного поля Института физики

Земли АН СССР, кафедры физики Земли МГУ, ряда сейсмических станций западной части СССР. Используются также данные геофизических съемок производственных организаций, проводившихся в геологоразведочных целях.

В соответствии с задачами исследований в работе дается краткий обзор состояния и изучения глубинных зон земной коры и мантии территории Белоруссии и Прибалтики. При этом подчеркивается большое значение в развитии этих исследований международных геофизических программ Международного геофизического года, Проекта верхней мантии и др., рассматриваются примененные методики и исходный геофизический материал, излагаются результаты анализа геофизических данных, на основе чего даются рекомендации по направлению дальнейших исследований.

Настоящая работа является первым выполненным в Белоруссии исследованием, посвященным изучению глубоких этажей земной коры и мантии. В связи с ограниченным экспериментальным материалом по глубинным зонам земной коры некоторые поднятые в работе вопросы не решены с достаточной полнотой и носят постановочный характер. Их решение потребует в будущем огромных усилий больших коллективов исследователей. Привлечение внимания к проблемным вопросам несомненно имеет важное положительное значение.

Работа выполнялась при постоянном внимании академика АН БССР К. И. Лукашева. Автор пользовался научными консультациями доктора геолого-минералогических наук А. Т. Донабедава. Автору оказывали также помощь Н. В. Лицкая, Ю. Н. Кузнецов (магнитотеллурические исследования), Т. А. Проскурякова, В. А. Белякович (сейсмологические исследования), Л. С. Русецкая (расчеты на ЭВМ).

Автор выражает всем свою глубокую признательность.

I. ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ СТРОЕНИЯ ГЛУБИННЫХ НЕДР ТЕРРИТОРИИ БЕЛОРУССИИ И ПРИБАЛТИКИ

Геофизические исследования на территории Белоруссии и Прибалтики в послевоенные годы осуществлялись комплексом методов гравиразведки, магниторазведки, электроразведки и сейсморазведки главным образом в направлении общего геолого-геофизического изучения строения осадочного чехла и верхних зон земной коры в связи с поисками месторождений полезных ископаемых. К началу 60-х годов в результате работ геофизических партий главным образом управлений геологии Белорусской, Литовской, Латвийской ССР, Спецнефтегеофизики и других организаций территории Белоруссии и Прибалтики была покрыта общими гравиметрическими и аэромагнитными съемками. Электро-разведочные работы методом ВЭЗ выполнены вдоль маршрутов, пересекающих основные геоструктурные элементы территории БССР. Съемка методом теллурических токов охватила всю территорию Прибалтики и южную часть Белоруссии. Основные объемы сейсморазведочных работ методами МОВ, КМПВ и РНП сосредоточены на территории БССР в пределах Припятского грабена, где они выполнялись как вдоль меридиональных и широтных региональных геофизических профилей, так и на отдельных нефтеперспективных площадях с целью подготовки их для разведочного бурения. В Прибалтике сейсморазведочным методом ТЗКМПВ, а также КМПВ с целью общего регионального ее изучения исследована Калининградская область, Литовская и Латвийская ССР. Кроме того, исследования МОВ выполнены в Калининградской области и Литовской ССР на многих локальных структурах, перспективных на нефть и газ.

Результаты исследований, выполненных методами разведочной геофизики, изложены в многочисленных отчетах геофизических партий и экспедиций, а также в ряде обобщающих работ М. С. Закашанского, И. А. Балабушевича, Б. В. Бондаренко, Ж. П. Хотько и других авторов по Белоруссии; Р. А. Апорубите, Э. П. Кузик, Н. К. Озолин,

А. К. Ражинскаса, Н. М. Руховца, А. Ш. Файтельсона и других по Прибалтике.

Геофизическими исследованиями были выявлены общие закономерности пространственного изменения геофизических полей, установлены геологические факторы, определяющие их особенности. На основе комплексного анализа геофизических полей и данных глубокого бурения по поверхности докембрия охарактеризованы основные геоструктурные элементы, уточнены их границы и взаимоотношения, положение в общей структуре Восточно-Европейской платформы. Изучена внутренняя структура докембрийского фундамента, в котором в соответствии с системами аномалий магнитного и гравитационного полей выделены разновозрастные складчато-интрузивные комплексы. Установлена их перспективность в пределах Белорусского массива на металлические полезные ископаемые.

Геофизическими исследованиями и глубоким бурением в Припятском грабене было установлено распространение мощных толщ верхнедевонских соленосных отложений, образующих на юге республики огромный соленосный бассейн. Здесь же, а также в Балтийской впадине (Калининградская область и северо-западная часть Литовской ССР) выявлены и подготовлены для поисково-разведочного бурения на нефть и газ десятки локальных структур осадочного покрова. В Припятском грабене открыты промышленные месторождения нефти.

Таким образом, геофизические исследования методами разведочной геофизики внесли существенный вклад в познание строения верхних зон земной коры северо-западной части Восточно-Европейской платформы, выявление их перспектив на различные полезные ископаемые.

Однако сведения о строении земной коры ограничились лишь поверхностью докембрийского кристаллического фундамента, глубина залегания которого изменяется от 100—500 м на Белорусском массиве до 2,5—3 тыс. м в Балтийской впадине и 5 тыс. м в Припятском грабене.

Качественно новый этап в изучении территории Белоруссии и смежных регионов, начало которого относится к середине 60-х годов, связан с постановкой сектором физики Земли Лаборатории геохимических проблем АН БССР исследований глубоких горизонтов и границ раздела земной коры и верхней мантии. Необходимость развития этого направления определялась как практикой геолого-геофизических работ в республике, так и общим подъемом уровня наук о Земле. Так, в процессе геолого-геофизических исследований возникла потребность в изучении более глубоких зон кристаллического фундамента, где можно ожидать наличия месторождений сульфидных и железорудных ископаемых, изучении зон глу-

бинных разломов — возможных каналов проникновения материала мантии в верхние горизонты коры, исследовании блоковой структуры земной коры, взаимосвязи разновозрастных структурных этажей, в том числе глубинных и приповерхностных структур.

60-е годы ознаменовались выдающимся научным экспериментом, объединившим усилия ученых многих стран для выполнения программ Международного геофизического года и

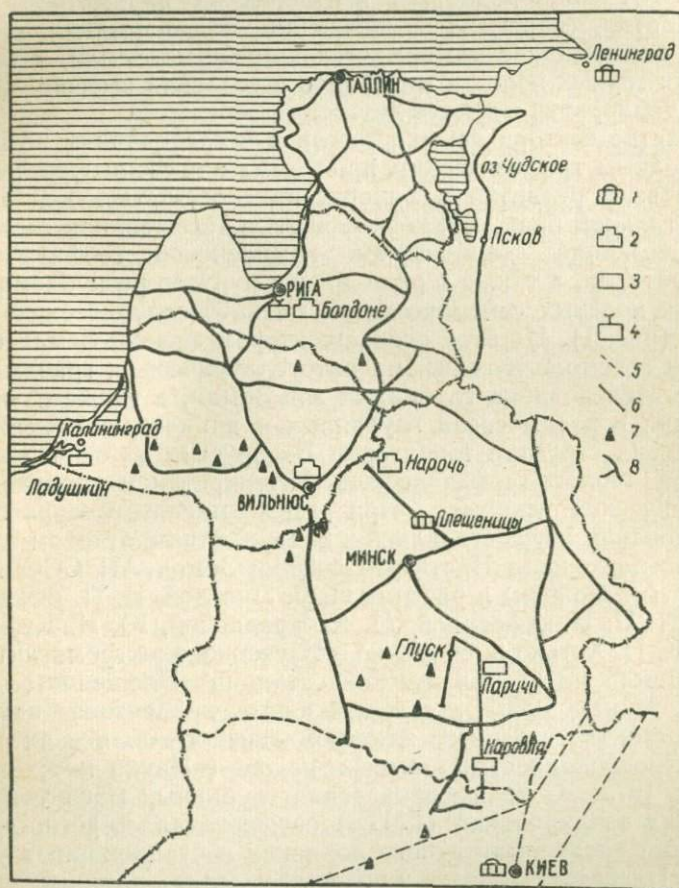


Рис. 1. Обзорная схема расположения геофизических обсерваторий и станций, маршрутов и пунктов геодезических и геофизических исследований на территории Белоруссии и Прибалтики: 1 — комплексные геофизические обсерватории; 2 — стационарные сейсмические установки; 3 — временные сейсмические установки; 4 — ионосферные и радиоастрофизические станции; 5 — профили ГСЗ; 6 — профили МТЗ; 7 — пункты МТЗ; 8 — трассы повторных нивелировок

Проекта верхней мантии Земли, связанных с основополагающими идеями и трудами советских и зарубежных ученых: В. В. Белоусова, В. А. Магницкого, Е. Ф. Саваренского, С. И. Субботина, А. Н. Тихонова, Б. Гутенберга и многих других. Этот проект предусматривал сравнительное изучение обширных площадей различных тектонических областей земного шара и включал широкий круг вопросов: изучение строения глубоких границ раздела земной коры (Мохоровичича, Конрада), неоднородностей и физических параметров верхней мантии, современных движений и деформации земной коры, исследование геотермического режима Земли, изучение свойств горных пород и минералов в условиях высоких давлений и температур и многое другое.

Участие сектора физики Земли в исследованиях по Международным геофизическим программам в свою очередь стимулировало развитие в Белоруссии соответствующей экспериментальной базы. В 1959—1960 гг. в Плещеницах было начато создание стационарной комплексной геофизической обсерватории, а также в ряде других пунктов республики временных полевых сейсмических и магнитотеллурических установок (рис. 1). На этой основе сектором физики Земли были начаты сейсмологические, магнитотеллурические, гравиметрические исследования глубинных зон Земли, а также изучение строения и взаимосвязи глубинных и приповерхностных геологических структур территории Белоруссии на основе комплексной геолого-геофизической интерпретации полученных геофизических данных. При этом магнитотеллурические исследования осуществлялись в содружестве с отделом электромагнитного поля Института физики Земли АН СССР. Результаты изложены в работах Н. В. Липской, Н. П. Владимировой, Н. Н. Никифоровой, М. К. Кравцовой, Ю. Н. Кузнецова и Ж. П. Хотько в сборнике «Изучение электромагнитного поля Земли на геофизической станции Плещеницы (АН БССР. Минск, 1966)», а также в книге коллектива авторов «Вариации естественного электромагнитного поля и их связь с электропроводностью земных недр» («Наука и техника». Минск, 1972). С целью проведения глубинных магнитотеллурических зондирований (ГМТЗ) осуществлялась регистрация вариаций электромагнитного поля как в стационарных условиях в Плещеницах, так и в полевых условиях на профиле, пересекающем Белорусский массив и Припятский грабен. По данным наблюдений построен ряд кривых ГМТЗ, которыми охарактеризованы электропроводность земной коры и мантии в пределах Белорусского массива до глубины порядка четырехсот километров. В Припятском грабене в 1966 г. исследования проводились магнитотеллурическими отрядами сектора физики Земли, Института физики Земли АН СССР, Геологи-

ческого института АН СССР, Института геологических наук (г. Минск), кафедры геофизики Кишиневского государственного университета. В результате были выявлены возможности применения метода магнитотеллурических зондирований (МТЗ) для изучения структур осадочного покрова в условиях мощного солевого экрана, а также для картирования поверхности кристаллического фундамента. Даны рекомендации для практического использования данных МТЗ в связи с изучением нефтеперспективных структур.

Важным шагом в направлении изучения глубинных зон Земли явилась организация сейсмологических исследований на основе стационарной сейсмической станции в Плещеницах и на Нарочи, а также временных сейсмических станций в ряде пунктов республики (Паричи, Наровля и др.). Используются также данные сейсмических станций в Обнинске, Пулково, Риге (Балдоне). Исследования ведутся в направлении изучения общей сейсмичности Земли по программе Единой системы сейсмических наблюдений СССР и изучения глубинного строения земной коры и мантии региона по поверхностным и объемным волнам. Кроме того, сейсмическая станция в Плещеницах, оснащенная длиннопериодными установками, представляет большой интерес для изучения внутреннего строения Земли по длиннопериодным волнам и входит в число участников, ведущих исследования по Европейской сейсмологической программе. К настоящему времени проведены наблюдения удаленных и близких землетрясений, изучены условия распространения сейсмических волн на трассах от эпицентров Дальнего Востока, Кавказа, Карпат, получены данные о мощности и скоростной характеристике слоев земной коры в северо-западной части СССР. Сейсмические данные явились опорными для изучения глубинного строения земной коры территории Белоруссии и Прибалтики с помощью других геофизических методов, в частности гравиметрии. Результаты сейсмических исследований изложены в ежегодно издаваемых сейсмологических бюллетенях и работах (Хотько, 1972 и др.).

По гравиметрическим данным, с использованием результатов сейсмологических исследований Ж. П. Хотько, Л. С. Русецкой рассчитаны глубины залегания поверхностей Конрада и Мохоровичича, осуществлено изучение глубинных разломов, блоковой структуры земной коры (Хотько, 1966).

Рядом исследователей (А. Т. Донабедов, Ж. П. Хотько) поднимается вопрос о широкой постановке изучения современной мобильности блоков земной коры путем комплексных геодезических, геофизических и геоморфологических исследований на полигонах, пересекающих геологические структуры территории Белоруссии. Современные движения являются отражением процессов, протекающих в верхней мантии, а так-

же некоторых экзогенных процессов. С другой стороны, их изучение представляет непосредственный практический интерес в связи с осуществляемой мелиорацией Полесской низменности, возведением гидротехнических и других сооружений, поисками месторождений нефти, приуроченных к мобильным зонам глубинных разломов, и т. д. Первые обобщения в этом направлении для территории Белоруссии сделаны А. Т. Донабедовым и В. А. Сидоровым (1968, 1969). Проведено районирование территории республики по степени мобильности ее структур, установлены зоны больших градиентов изменения скоростей вертикальных движений Земли. В середине 60-х годов в Лаборатории геохимических проблем АН БССР под руководством академика Г. В. Богомолова (Богомоллов, Цыбуля, 1967, 1967а, 1967б, 1969) начали осуществляться геотермические исследования с целью прогнозной оценки нефтеносности южной части БССР и изучения глубинного строения геологических структур территории республики. В 1967—1968 гг. впервые были проведены исследования по изучению глубинного теплового потока южной части БССР. Результаты исследований позволили получить представление о термическом режиме Припятского грабена, выявить роль глубинных разломов и геологических структур в неравномерном распределении тепла.

В 1972 г. впервые в Белоруссии были начаты также опытно-методические исследования по методике глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ) с целью изучения глубинного разреза Белорусского массива. Исследования выполнялись отделом физики Земли Института геохимии и геофизики АН БССР совместно с геофизической экспедицией Управления геологии при Совете Министров БССР на профиле Гродно—Старобин. Установлен ряд отражающих горизонтов как в кристаллическом фундаменте, так и на глубинах границ Конрада и Мохоровичича. Полученные данные будут способствовать изучению металлогении Белорусского массива и явятся основой для дальнейших исследований по методике ГСЗ.

В республиках Прибалтики наряду с решением вопросов разведочной геофизики также начали развиваться исследования динамики и глубинного строения недр Земли. Наиболее широкое развитие получили исследования современных вертикальных движений земной коры. Этому вопросу посвящен ряд работ И. П. Лесиса (1963, 1965), А. К. Ражинскаса (1969), В. Я. Маазика (1960, 1965), Г. А. Желнина (1963, 1969) и других исследователей. Данные по изучению современных движений изложены в ряде сборников, содержащих материалы совещаний по вопросам неотектонических движений в Прибалтике. На территории Литовской и Эстонской ССР созданы геофизические полигоны, на которых периодически про-

водятся повторные нивелировки и геофизические наблюдения. Исследованиями подтверждается блоковое строение региона с дифференцированными вертикальными движениями отдельных блоков от -3 до $+3$ мм/год. Изучается также форма Земли. А. К. Ражинским (1969) показано, что между ундуляциями квазигеоида и крупными активными зонами современных движений наблюдается хорошая корреляция. При этом следует иметь в виду, что причина тех и других явлений заключается в процессах, зарождающихся и развивающихся в подкоревой оболочке.

В Эстонской ССР исследуется также изменение силы тяжести во времени, связанное с приливными деформациями Земли и современными вертикальными движениями земной коры. Для этого в Таллине создана стационарная гравиметрическая станция и на территории республики сеть высокоточных гравиметрических пунктов, совмещенных с пунктами высокоточного нивелирования.

В последнее время с помощью кафедры физики Земли МГУ в Риге (радиоастрофизическая обсерватория АН Латвийской ССР в Балдоне) и в Вильнюсе (на территории радиологической лаборатории Института физики и математики АН Литовской ССР) созданы сейсмические станции с длиннопериодными установками СД-1. Перед ними ставится задача регистрации поверхностных и объемных длиннопериодных волн в связи с проблемой изучения внутреннего строения Земли по сейсмологическим данным.

Необходимо также указать на работы Е. Г. Лапиной и А. Ш. Файтельсона (1970 и др.), в которых авторы привлекают данные разведочной геофизики для решения вопросов глубинного строения земной коры, в частности изучения блокового строения, зон глубинных разломов, расчета нижних и верхних кромок магнитовозмущающих масс земной коры.

Материалы исследований глубинных зон территории Белоруссии, Прибалтики и некоторых регионов Украины и результаты их комплексной геолого-геофизической интерпретации приведены в сборнике «Строение и физика глубинных недр западного региона СССР» («Наука и техника», Минск, 1969).

В 1962 и 1967 гг. в Минске состоялись зональные симпозиумы геофизиков Белоруссии и Прибалтики, на которых были рассмотрены результаты выполненных и намечены пути дальнейших геофизических исследований глубинных недр северо-западной части Восточно-Европейской платформы. При этом большое внимание было уделено вопросам развития новых методов исследований: магнитотеллурических, сейсмологических, геотермических, изучению современных вертикальных движений земной коры, комплексному геолого-геофизи-

ко-геохимическому изучению взаимоотношений глубинных и поверхностных геологических структур. Рекомендации симпозиумов легли в основу дальнейших исследований.

Таким образом, к настоящему времени получены некоторые результаты изучения физических параметров и строения глубинных недр территории Белоруссии и Прибалтики. Вместе с тем необходимо отметить, что развитие указанных здесь исследований отстает от уровня аналогичных исследований в других регионах Советского Союза (Украинская ССР, Грузинская ССР, Балтийский щит, Урал и др.). Отсутствует необходимый комплекс экспериментальных геофизических наблюдений, в частности не осуществляется ГСЗ. Исследования ведутся малочисленными коллективами. Нет согласованных долговременных комплексных геофизических программ изучения глубинного строения региона и т. д. Все это делает необходимым дальнейшее развитие глубинных исследований земной коры и мантии Земли на территории Белоруссии и Прибалтики как составной части Восточно-Европейской платформы, где сходится ряд ее важнейших геоструктурных элементов.

II. МЕТОДИКА ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННЫХ НЕДР И ИСХОДНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Сведения о строении и физических параметрах глубинных недр Земли, недоступных современным методам прямых геологических наблюдений, основываются главным образом на геофизических данных. При изучении глубинных недр территории Белоруссии и смежных регионов использованы материалы комплекса геофизических методов: сейсмологического, гравиметрического, геомагнитного, магнитотеллурического, геодезического.

Сейсмологические исследования

Для изучения глубинного строения земной коры и условий распространения сейсмических волн Т. А. Проскураковой, Л. С. Русецкой, Ж. П. Хотько использованы результаты сейсмических станций Плещеницы, Балдоне, Москва и Пулково. Применены методики, основанные на анализе обменных волн, отраженных от глубоких сейсмических границ раздела (Мохоровичича, Конрада), и определении дисперсионных кривых фазовых и групповых скоростей поверхностных сейсмических волн. Анализ этих типов волн позволяет получить обобщенные сведения о строении земной коры как в районах расположения сейсмических станций, так и на профилях между ними.

Использование обменных волн для изучения строения земной коры. Для определения мощности земной коры и слагающих ее слоев, а также скорости распространения продольных сейсмических волн в земной коре в районе станции Плещеницы применен метод анализа обменных волн, разработанный А. А. Тресковым и В. Н. Гайским (Гайский, 1950). С этой целью были отобраны сейсмограммы с четким вступлением обменных волн SP' , отраженных от подошвы земной коры (поверхность Мохоровичича), которые следовали через 8—9 сек после вступления поперечной волны S . На ряде сейсмограмм между вступлениями волн S и SP' были выделены также волны SP'' , испытавшие полное внутреннее отражение от границы «гранит — базальт» (рис. 2).

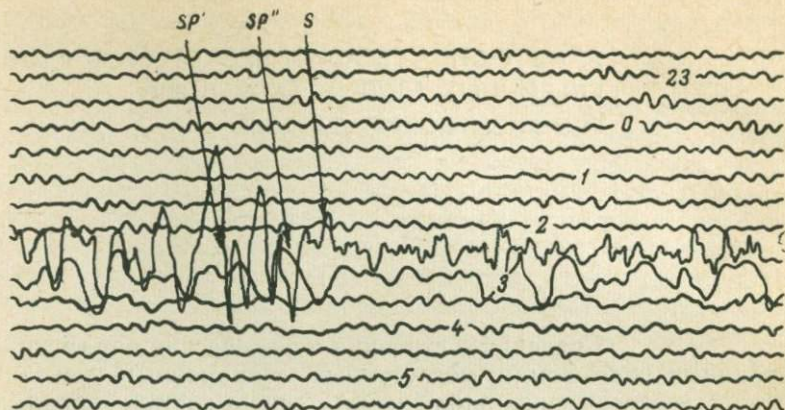


Рис. 2. Обменные волны, отраженные от внутренних границ земной коры

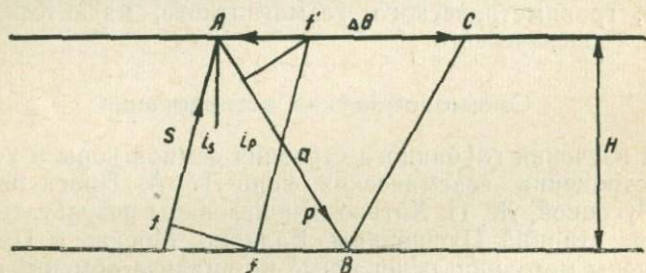


Рис. 3. Принцип определения мощности земной коры по вступлениям обменных волн

Принцип определения мощности земной коры H , а также средней скорости продольных сейсмических волн в предположении однослойно осредненной коры можно видеть на рис. 3.

Из рисунка следует

$$\sin i_s = \frac{V_S}{K} \frac{dt_s}{K\theta} \quad (\text{закон Бендорфа}),$$

$$\sin i_p = \frac{V_P}{V_S} \sin i_s = \frac{V_P}{K} \frac{dt_s}{d\theta} = \frac{V_P}{K} \delta,$$

где V_S и V_P — скорости поперечных и продольных волн в земной коре, K — число километров в 1° большого круга, $dt_s/d\theta = \delta$ — приращение времени пробега поперечных волн на 1° эпицентрального расстояния по годографу Джеффриса.

Время пробега продольных волн по лучу ABC:

$$\tau = \frac{2a}{V_P} = \frac{2H}{V_P \cos i_P} = - \frac{2HV_P \delta}{K \sqrt{K^2 - V_P^2 \delta^2}}$$

и

$$\Delta\theta = \frac{2a \sin i_P}{K} = - \frac{2HV_P \delta}{K \sqrt{K^2 - V_P^2 \delta^2}}.$$

Так как

$$t_{\theta-\Delta\theta} + \tau = t_{\theta+\Delta\theta},$$

то

$$\Delta t = \tau - (t_{\theta} - t_{\theta-\Delta\theta}) = \tau - \delta\Delta\theta$$

или

$$\Delta t = \frac{2HK}{V_P \sqrt{K^2 - V_P^2 \delta^2}} = \frac{2HV_P \delta^2}{K \sqrt{K^2 - V_P^2 \delta^2}} = \frac{2H}{V_P K} \sqrt{K^2 - V_P^2 \delta^2}.$$

Здесь t_{θ} и $t_{\theta-\Delta\theta}$ — времена пробега поперечных волн при эпицентральных расстояниях θ и $\theta - \Delta\theta$, а $\Delta t = t_{S-P'} - t_S$ — время пробега обменной волны в земной коре. Взяв Δt_1 и Δt_2 , соответствующие двум землетрясениям с эпицентральными расстояниями θ_1 и θ_2 , после преобразования

$$V_P = K \sqrt{\frac{1 - \left(\frac{\Delta t_1}{\Delta t_2}\right)^2}{\delta_1 - \left(\frac{\Delta t_1}{\Delta t_2}\right)^2 \delta_2^2}}, \quad (1)$$

$$H = \frac{K}{2} \frac{V_P \Delta t}{\sqrt{K^2 - V_P^2 \delta^2}}. \quad (2)$$

В представлении о двухслойной коре мощностью слоев h_1 и h_2 и скоростью продольных волн V_1 и V_2 :

$$\Delta t = \frac{2h_1}{V_1 K} \sqrt{K^2 - V_1^2 \delta^2} + \frac{2h_2}{V_2 K} \sqrt{K^2 - V_2^2 \delta^2},$$

$$\Delta t = t_{SP'} - t_S,$$

$$\frac{2h_1}{V_1 K} \sqrt{K^2 - V_1^2 \delta^2} = \Delta t'' = t_{SP''} - t_S,$$

$$\Delta t - \Delta t'' = \frac{2h_2}{V_2 K} \sqrt{K^2 - V_2^2 \delta^2}.$$

По приведенным формулам рассчитаны параметры земной коры V_P и H . Точность этих величин в большой степени зависит от определения времени пробега обменной волны в земной коре Δt , которое было установлено по заданному θ с точностью до 0,1 сек.

Мощность земной коры в районе станции Плещеницы

Дата	Время			θ , град	Координаты эпицентра, град		Δt , сек	Мощность H , км	
	час	мин	сек		ϕ	λ		при $V_p = 6$ км/сек	при $V_p = 6,1$ км/сек
16.8 1965	12	8	55	69,0	0,3S	19,9W	8,0	33,8	34,6
12.9 1965	22	9	11	71,8	6,5S	70,7E	8,0	33,8	34,6
13.9 1965	04	5	56	38,8	43,6N	87,8E	8,0	41,0	44,0
25.10 1965	22	8	48	68,5	44,8N	145,1E	8,2	34,6	35,4
22.12 1965	19	8	53	68,0	58,9N	154,0W	8,6	36,2	37,2

$$H_{\text{ср}} = 35,9 \text{ км } 37,2 \text{ км}$$

Таблица 2

Мощность «гранитного слоя» в районе станции Плещеницы

Дата	Время			θ , град	Координаты эпицентра, град		Δt , сек	h_1 , км
	час	мин	сек		ϕ	λ		
17.9 1965	16	9	25	73,2	36,4	141,2E	5,4	18,6
25.10 1965	22	8	48	68,2	44,8	145,1E	4,0	14,2
7.3 1966	02	6	38	45,3	31,0	80,3E	4,4	16,2
12.3 1966	16	9	25	73,3	24,3	122,9E	4,8	15,3
7.4 1966	04	5	56	39,3	30,2	69,7E	4,2	16,5
9.5 1966	00	3	36	19,7	34,4	26,2E	4,0	14,2

$$h_{1\text{ср}} = 16,0 \text{ км}$$

Для земной коры найдена скорость продольных волн в районе сейсмической станции, равная 6,0—6,1 км/сек, а в гранитном слое — 5,3—5,4 км/сек с погрешностью, вычисленной по уклонению от среднего результата $\pm 0,1$ км/сек. Результаты определения мощности земной коры, полученные при $V_p = 6,0$ км/сек и 6,1 км/сек, приведены в табл. 1.

По аналогичной схеме по сейсмограммам с наиболее отчетливыми вступлениями обменных волн, отраженных от подошвы «гранитного слоя», были определены мощности «гранитного слоя» (табл. 2).

Приняв за среднюю величину мощности земной коры 36 км и гранитного слоя 16 км, получим мощность базальтового слоя 20 км.

Точность определения мощности земной коры и слагающих ее слоев не превышает 3—4 км (по уклонению от сред-

него). Это связано со схематизированным представлением об однородности коры слагающих ее слоев, допущением о горизонтальном простираии границ раздела слоев в точке отражения, наконец, погрешностями, зависящими от определения времени вступления волн и эпицентральных расстояний.

Сейсмологические данные нами сопоставлены с результатами расчета мощности земной коры по данным гравиметрии. Средняя мощность земной коры для центральной части Белорусского массива (район Минска) по данным гравиметрии оказалась равной 35 км, «гранитного слоя» — 18 км, т. е. получены величины, сопоставимые с данными сейсмологии.

Использование поверхностных волн для изучения строения земной коры и мантии*. В последнее десятилетие получил широкое развитие и применение метод изучения строения Земли, основанный на определении дисперсионных кривых фазовых и групповых скоростей поверхностных волн землетрясений (волн Релея и Лява). Теории возникновения поверхностных волн посвящено достаточно обширное количество работ (Gutenberg, Richter, 1934; Haskell, 1953; Oliver, 1962 и др.). Мы остановимся лишь на некоторых вопросах, связанных с их практическим использованием.

Метод определения дисперсионных кривых фазовых и групповых скоростей поверхностных волн состоит в следующем. Пусть имеется запись поверхностных волн на двух станциях, расположенных на дуге большого круга. Примем для простоты, что поверхностные волны — гармонические колебания и их амплитуда с расстоянием не изменяются. Расстояния от эпицентра до станций 1 и 2 равны соответственно Δ_1 и Δ_2 . Тогда колебания в эпицентре

$$u(0, t) = \cos \omega t,$$

на 1-й станции $u(\Delta_1, t) = \cos \omega \left(t - \frac{\Delta_1}{C} \right)$, на 2-й станции $u(\Delta_2,$

$t) = \cos \omega \left(t - \frac{\Delta_2}{C} \right)$, т. е. если мы следим за какой-то выбранной

вершиной колебания, то запаздывание на время τ_1 для 1-й и τ_2 для 2-й станции можно представить безразмерной величиной $\Delta_{1,2}/C$ соответственно для двух станций. Если бы мы могли проследить одну и ту же вершину на двух станциях, то фазовая скорость определилась бы

$$C = \frac{\Delta_2 - \Delta_1}{\tau_2 - \tau_1}.$$

* Исследования выполнены совместно с кафедрой физики Земли МГУ в соавторстве с Т. А. Проскуряковой.



Значение скорости относится к среднему значению периода $T_{\text{ср}}$, измеренного для выбранной вершины на обеих станциях. Величины τ_1 и τ_2 можно измерить непосредственно на сейсмограммах, коррелируя вершины цугов поверхностных волн.

Если необходимо определить групповую скорость, то это производится по той же формуле $C = \frac{\Delta_2 - \Delta_1}{\tau_2 - \tau_1}$ (по скоррелированным фазам одного и того же значения периода). Такие вычисления производятся «вручную».

Наиболее надежные данные фазовых и групповых скоростей находятся по вычисленным фазовым спектрам на ЭВМ. Способы анализа любого сложного колебания в виде совокупности простых гармонических колебаний были развиты Фурье и известны под названием интегрального преобразования Фурье (Харкевич, 1962). На этой основе любое колебание $f(t)$ можно представить в виде интеграла Фурье

$$f(t) = \int_0^{\infty} I(\omega) \cos[\omega t - \varphi(\omega)] d\omega,$$

где $I(\omega)$ — амплитудный спектр, или плотность амплитуд, $\varphi(\omega)$ — фазовый спектр данного сложного колебания.

Амплитудный $I(\omega)$ и фазовый $\varphi(\omega)$ спектры определяются через так называемые косинус- и синус-трансформанты Фурье.

Косинус-трансформанта

$$f_C(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \cos \omega t dt.$$

Синус-трансформанта

$$f_S(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \sin \omega t dt.$$

Отсюда вытекает

$$I(\omega) = \frac{1}{\pi} \sqrt{f_C^2(\omega) + f_S^2(\omega)}, \quad \varphi(\omega) = \text{arctg} \frac{f_S(\omega)}{f_C(\omega)}.$$

Таким образом, для каждой функции $f(t)$ можно определить амплитудный $I(\omega)$ и фазовый $\varphi(\omega)$ спектры. Фазовый спектр является функцией с периодом, равным π , что приводит к неоднозначному определению $\varphi_i(\omega)$:

$$\varphi_i(\omega) = \text{arctg} \frac{f_{iS}(\omega)}{f_{iC}(\omega)}.$$

При этом arctg соответствует его главному значению, которое с учетом знака может быть определено от $-\pi/2$ до $+\pi/3$. Зная знаки f_{ic} и f_{is} , можно определить $\varphi_i(\omega)$.

Теперь

$$\varphi_i(\omega) = \text{arctg} \frac{f_{is}(\omega)}{f_{ic}(\omega)} \pm 2K_i\pi.$$

Для каждой станции получается свой коэффициент K , а на двух станциях

$$\varphi_2(\omega) - \varphi_1(\omega) = \text{arctg} \frac{f_{2s}(\omega)}{f_{2c}(\omega)} - \text{arctg} \frac{f_{1s}(\omega)}{f_{1c}(\omega)} \pm 2m\pi,$$

где m — целое число, указывающее, сколько длин волн укладывается на отрезке между двумя станциями. Отсюда можно определить фазовую скорость $C(T) = \frac{(\Delta_2 - \Delta_1) 2\pi}{T(\varphi_2 - \varphi_1)}$.

Если учесть фазовые сдвиги $\gamma_2(T)$ и $\gamma_1(T)$, вносимые сейсмографами, то фазовая скорость определяется по формуле

$$C(T) = \frac{(\Delta_2 - \Delta_1) 2\pi}{T(\varphi_2(T) - \varphi_1(T) + (\gamma_2(T) - \gamma_1(T)))}.$$

Техника определения фазовых скоростей базируется на обмере выбранного участка сейсмограмм (измерение ординат записи) соответственно на каждой станции с необходимым шагом по времени. Расчет фазовых спектров производится на ЭВМ. В частности, нами в основу расчетов положен алгоритм (Маркушевич, 1967), дополненный Л. С. Русецкой преобразованиями для получения непрерывного фазового

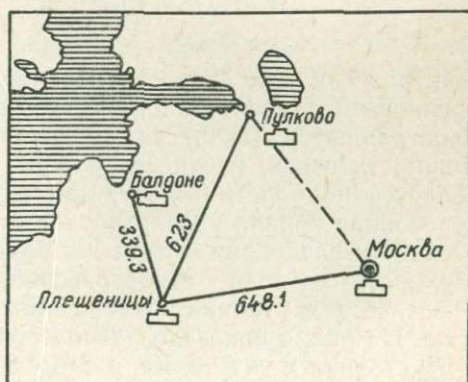


Рис. 4. Схема расположения сейсмических станций и расстояния между ними в км

Землетрясения, использованные для изучения строения земной коры и верхней мантии

Дата	Время в очаге			Координаты эпицентра, град		Магнитуда землетрясения, М
	час	мин	сек	φ	λ	
<i>Плещеницы — Москва</i>						
10.1 1971	07	17	01	3,0S	140,0E	7,8
23.3 1971	20	47	18	41,6N	79,2E	6,2
3.4 1971	04	49	04	32,4N	95,0E	6,4
15.7 1971	01	33	29	45,2N	10,3E	5,3
27.10 1971	17	58	39	15,5N	166,9E	7,2
26.7 1970	07	10	43	32,5N	131,7E	
29.7 1970	10	16	21	25,9N	95,5E	
<i>Плещеницы — Пулково</i>						
7.2 1971	02	29	26	51,3N	122,3W	7,0
23.2 1971	19	41	34	40,1N	27,5E	5,3
12.5 1971	06	25	16	37,8N	29,7E	6,2
25.5 1971	05	43	29	39,2N	29,6E	5,9
11.6 1971	12	56	00	12,0N	71,5W	6,4
<i>по треугольнику Плещеницы — Москва — Пулково</i>						
18.5 1971	22	44	42	64,1N	146,0E	6,9
22.5 1971	16	44	04	39,1N	40,5E	6,8
15.9 1971	14	55	08	39,5N	143,6E	6,4
27.9 1970	03	38	37	6,4N	17,2W	6,6
<i>Плещеницы — Балдоне</i>						
11.4 1970	04	05	49	60,5N	142,9W	6,2
29.4 1970	11	22	38	14,6N	92,7W	6,7

спектра. Так как скорости поверхностных волн (фазовые и групповые) зависят от параметров среды, в которой они распространяются (скорости продольных и поперечных волн, мощность слоев, плотность пород), то строение среды определяется подбором модели, для которой теоретическая дисперсионная кривая удовлетворяет экспериментальным точкам.

Для исследования были выбраны 18 случаев записей поверхностных волн землетрясений, зарегистрированных на сейсмических станциях Плещеницы, Москва, Пулково, Балдоне. На рис. 4 показано расположение сейсмических станций и расстояния между ними, в табл. 3 приведены данные о землетрясениях.

На сейсмической станции Плещеницы были использованы записи, полученные на типовой и длиннопериодной аппаратуре, на сейсмических станциях Москва и Пулково — на типовой, на станции Балдоне — на длиннопериодной аппаратуре.

Выбранный материал классифицировался следующим образом: 7 записей землетрясений были использованы для изучения строения земной коры на профиле Плещеницы — Москва, так как для этих землетрясений эпицентр и станции

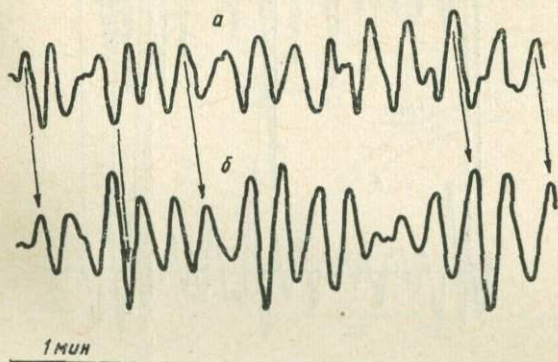


Рис. 5. Пример записи поверхностных волн Релея (Z-компонента СК) 4.8 1971 г. по станциям: *a* — Москва, *б* — Плещеницы

расположены практически на дуге большого круга (разброс в пределах $\pm 5\%$); 5 записей — на профиле Плещеницы — Пулково (эпицентр и станции лежат на дуге большого круга); 4 записи — для изучения промежуточных профилей в треугольнике между станциями Плещеницы — Москва — Пулково в случае, когда направление на эпицентр не лежит в створе с любой из сторон треугольника станций; 2 записи — по профилю Плещеницы — Балдоне.

Сравнительно малое количество выбранных случаев записей по последнему профилю связано со сложностью проведения наблюдений на сейсмической станции в Балдоне, главным образом в связи с большим уровнем помех (короткопериодных и длиннопериодных).

На основе описанной методики нами определены фазовые скорости поверхностных волн Релея на указанных профилях. На рис. 5 и 6 приведены примеры скоррелированных записей поверхностных волн Релея на станциях Москва — Плещеницы и Балдоне — Плещеницы, которые были использованы для расчетов фазовых скоростей по фазовым спектрам.

Для профиля Плещеницы — Москва экспериментальные точки фазовой скорости волн Релея приводятся на рис. 7.

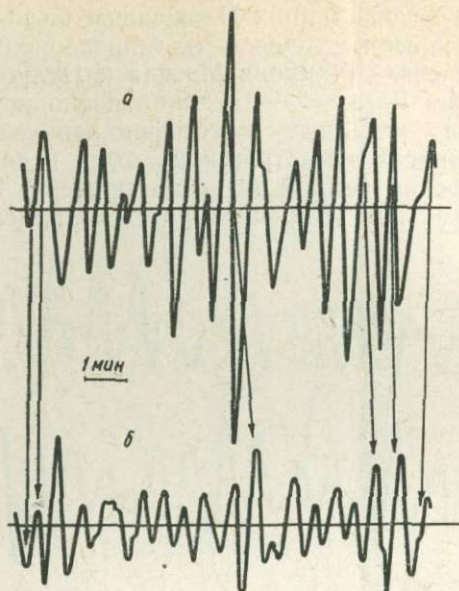


Рис. 6. Пример записи поверхностных волн Релея (Z -компонента СД-1) 29.4 1970 г. по станциям: *a* — Балдоне, *б* — Пleshчницы

Эти точки были получены для значений периодов от 10 до 50 сек при использовании записей поверхностных волн на типовой аппаратуре. Мы попытались подобрать теоретическую кривую, удовлетворяющую экспериментальным данным. На рисунке приводятся две теоретические кривые (сплошные линии), соответствующие моделям строения земной коры:

I — двухслойная модель Пресса для континентальной коры со следующими параметрами:

a , км/сек	b , км/сек	σ , г/см ³	h , км
6,04	3,53	2,7	22
6,08	3,8	2,8	15
8,1	4,6	3,3	

II — трехслойная модель (Martanus, Pashkova, 1971) с параметрами:

a , км/сек	b , км/сек	σ , г/см ³	h , км
4,0	2,0	2,2	3,5
6,0	3,45	2,7	14,0
6,8	3,95	2,9	17,5
8,1	4,7	3,3	

Здесь a и b — скорости продольных и поперечных сейсмических волн, h — мощность слоя.

Как видно из рисунка, теоретическая дисперсионная кривая *I* лучше согласуется с экспериментальными точками, чем кривая *II*. Отсюда можно заключить, что общая мощность земной коры на этом профиле определяется в 37 км, поверхность Конрада лежит на глубинах около 20 км (рис. 8).

На рис. 9 приведены экспериментальные значения фазовой скорости волн Релея на профиле Плещеницы — Пулково. Теоретическая кривая, рассчитанная по модели *I*, согласуется с экспериментальными данными, однако в левой части

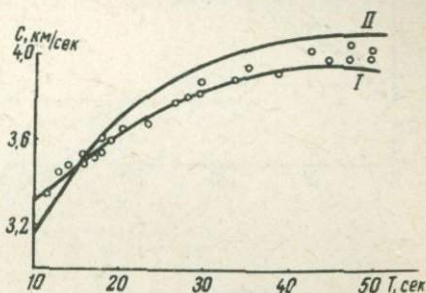


Рис. 7. Дисперсионная кривая фазовых скоростей волн Релея по профилю Плещеницы — Москва

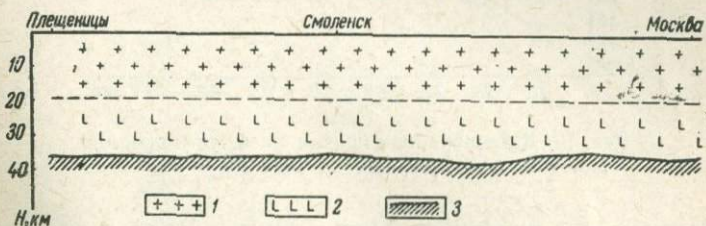


Рис. 8. Осредненный скоростной разрез земной коры по профилю Плещеницы—Москва: 1 — «гранитный» слой и скорости продольных ($a=6,04$ км/сек) и поперечных ($b=3,54$ км/сек) волн при средней плотности слоя $\sigma=2,7$ г/см³; 2 — «базальтовый» слой ($a=6,08$ км/сек, $b=3,8$ км/сек, $\sigma=3,3$ г/см³); 3 — подкордовый субстрат ($a=8,1$ км/сек, $b=4,6$ км/сек, $\sigma=3,3$ г/см³)

кривой в пределах интервала периодов 10—20 сек экспериментальные точки располагаются более круто. Поэтому при средней мощности земной коры 36 км можно предположить наличие в верхней части ее слоя со скоростью a , меньшей, чем 6 км/сек, а именно 4 км/сек (аналогично модели *II*). Поверхность Конрада тогда будет располагаться на глубинах около 18 км.

Для треугольника Плещеницы — Москва — Пулково, когда эпицентр землетрясения и стороны треугольника не ле-

жат на дуге большого круга, использовались попарно наблюдения станций, 1, 2, и 1, 3 и определялись средние значения параметров в треугольнике. В обработанных нами случаях экспериментальные значения фазовых скоростей волн Релея совпадали со значениями скоростей кривой профиля Плещеницы — Москва или кривой профиля Плещеницы — Пулково.

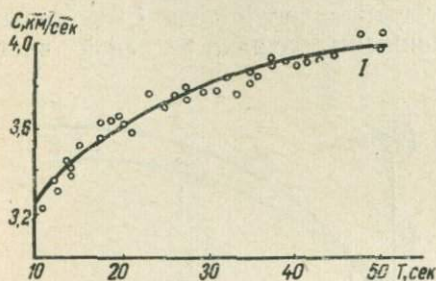


Рис. 9. Дисперсионная кривая фазовых скоростей волн Релея по профилю Плещеницы—Пул­ково

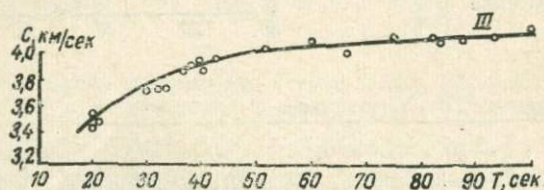


Рис. 10. Дисперсионная кривая фазовых скоростей волн Релея по профилю Плещеницы — Балдоне

Наконец, по профилю Плещеницы — Балдоне были использованы записи землетрясений, полученные на длинно-периодной аппаратуре СД-1. Фазовые спектры и скорости были рассчитаны для интервала периодов 20—100 сек, что позволило получить данные не только о строении земной коры, но и о параметрах верхней мантии до глубин 400 км. Результаты приведены на рис. 10 и 11.

При интерпретации за основу нами была взята модель Канадского шита III (Brune, Dogman, 1963) и с помощью частных производных приближена к эпицентральному значению фазовой скорости волн Релея. Экспериментальные точки фазовой скорости волн Релея в интервале периодов 20—30 сек имеют меньшие значения фазовой скорости, чем на других профилях, рассмотренных выше. Это можно объяснить или возрастанием скорости распространения волн в верхних слоях земной коры, или увеличением мощности слоев, слагающих земную кору. Примечательной особенностью скоростного

разреза, показанного на рис. 11, является уменьшение скорости поперечных волн от 4,7 до 4,3 км/сек в подкоровом слое на глубине 115 км.

Таким образом, данные о строении Земли, полученные по дисперсионным кривым фазовых скоростей волн Релея, позволяют сделать заключение, что поверхность Мохоровичича в указанном районе залегает на глубинах 35—37 км, поверхность Конрада — 16—18 км. В интервале глубин 115—315 км выявляется слой с пониженной скоростью поперечных волн.

Полученные данные необходимо рассматривать как первый этап исследований земной коры региона по данным поверхностных волн.

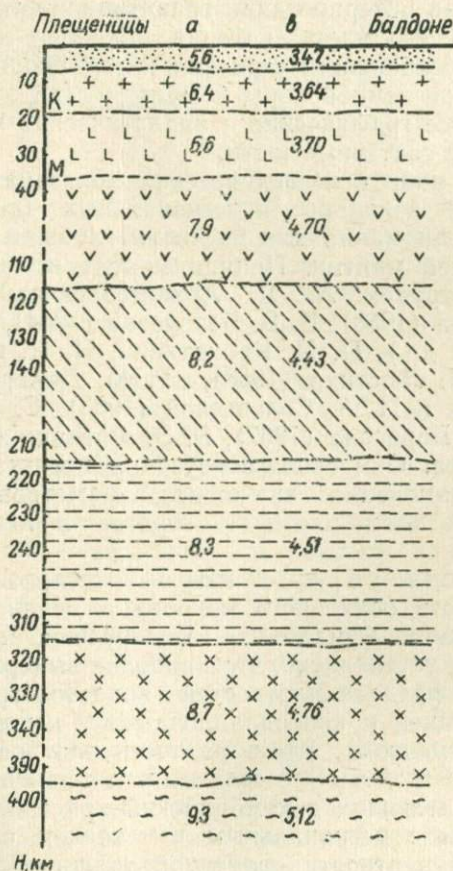


Рис. 11. Схематический скоростной разрез земной коры и верхней мантии по профилю Плещеницы — Балдоне: цифры — скорости продольных (a) и поперечных (b) сейсмических волн, км/сек. К и М — поверхности Конрада и Мохоровичича

Аномалии гравитационного поля отражают суммарное влияние многих геологических факторов, связанных как со строением и составом верхних зон земной коры (осадочного чехла и кристаллического фундамента), так и глубоких горизонтов земной коры и мантии. Влияние на гравитационное поле этих факторов неодинаково, и с каждым из них связаны определенные типы аномалий: зональные, региональные и локальные. Э. Э. Фотиади (1958) выделяет соответственно симатические, сиалические и седиментные аномалии, отражающие влияние масс, расположенных на различных глубинах Земли. При интерпретации гравитационного поля обычно выделяется та его часть, которая наиболее представительного отражает особенности строения интересующих исследователя горизонтов земной коры и мантии. Для этого применяются различные графические и аналитические методы разделения полей на составные части.

Работами многих исследователей доказана возможность использования зональных и региональных (симатических и сиалических) аномалий для изучения глубинных зон земной коры и верхней мантии. Принципы этих исследований рассмотрены в трудах А. Д. Архангельского (1933, 1954), Б. А. Андреева (1958), В. В. Белоусова (1964), В. В. Федынского (1960 и др.), П. Н. Кропоткина, Н. Н. Повало-Шнейковской, Е. Н. Люстиха (1958), Р. М. Деменицкой (1961), Г. З. Гурария и И. А. Соловьевой (1963), С. И. Субботина (1964), А. А. Борисова (1967), Э. Э. Фотиади (1958, 1963) и других авторов. Они основываются на представлении о существенном изменении значений параметров физических свойств, в частности плотности горных пород в глубоких недрах Земли.

Плотность горных пород. Исследованиями плотностных свойств осадочного покрова и верхних горизонтов кристаллического фундамента Белоруссии, выполненными Ж. П. Хотько, установлено, что наиболее выдержанной и резкой границей раздела плотностей является граница между осадочной толщей и консолидированной корой (кристаллическим фундаментом). Здесь разность плотностей достигает от $+0,3$ до $+0,6$ г/см³. Это связано как с изменением плотности пород, слагающих докембрийский кристаллический фундамент, так и с региональным изменением средневзвешенных значений плотности осадочной толщи в пределах различных геоструктурных элементов территории БССР. Породы кристаллического фундамента по средним значениям их плотности могут быть разделены на группы, указанные в табл. 4. Среди отложений осадочного чехла наиболее высо-

Плотность пород кристаллического фундамента территории БССР

Группа	Порода	Плотность $г/см^3$		Избыточная плотность относительно пород первой группы
		пределы	средняя	
1	Граниты микроклиновые и биотитовые, гнейсы биотитовые и гранодиориты	2,50—2,83	2,63	
2	Диориты кварцевые, диориты, гнейсы гранато-биотитовые, гранато-биотито-силлиманитовые, амфиболо-пироксено-плагиоклазовые	2,51—2,83	2,71	+0,1
3	Габбро-амфиболовые, габбро-нориты	2,65—3,00	2,79	+0,16
4	Амфиболиты и магнетитовые гнейсы	2,64—3,20	2,96	+0,3

кими плотностями обладает мощный комплекс палеозойских и мезокайнозойских отложений Припятского грабена ($2,4 г/см^3$). В направлении к центральной части Белоруссии плотность осадочных пород в пределах Белорусского массива уменьшается до $2,0 г/см^3$. В соответствии с этим изменяется и разность плотностей на границе докембрий — осадочная толща.

Плотности пород верхних зон земной коры территории республик Прибалтики изучались Э. Э. Фотиади, Н. К. Озолин, А. К. Ражинским, Э. Г. Лапиной, В. Э. Волк и другими исследователями. По их данным, основной контактирующей границей, существенно отражающей на характере аномального гравитационного поля, является поверхность кристаллического фундамента, где разность плотностей между осадочной толщей и породами фундамента достигает от $+0,35$ до $+0,55 г/см^3$ при средней плотности кристаллических пород $2,75—2,80 г/см^3$. Внутри осадочной толщи четкие разделы плотностей на территории Прибалтики отсутствуют в связи с преобладанием в разрезе преимущественно терригенных пород (табл. 5).

Таким образом, как в Белоруссии, так и в Прибалтике граница раздела пород осадочного чехла и кристаллического фундамента является наиболее выдержанной и контрастной, следовательно, наиболее гравитационно-активной. Это обстоятельство позволяет эффективно использовать гравиметрию в комплексе с магнитометрией и бурением для изучения внутренней структуры и рельефа кристаллического фундамента — одной из основных границ раздела верхних зон земной коры.

Плотность пород осадочного чехла и кристаллического фундамента территории Прибалтики (по З. Г. Лапиной и И. В. Волк)

Порода	Плотность, г/см ³
<i>Осадочный чехол</i>	
Терригенные (пески, глины)	2,15—2,40
Карбонатные (известняки, доломиты)	2,60—2,70
<i>Кристаллический фундамент</i>	
Гранитоиды, кристаллические сланцы, гнейсы, биотитовые мигматиты, кварциты, чарнокиты	2,50—2,72
Габбро, габбро-нориты, диориты, диабазы, амфиболиты, базальты амфиболовые и пироксеновые, гнейсы	2,70—3,00
Пироксениты, перидотиты, габбро	3,00—3,20

Таблица 6

Плотность слоев земной коры континентальных областей, г/см³

Автор	Слой		
	гранитный	базальтовый	подкорковый
Х. Хесс	2,65	2,95	3,30
Г. А. Гамбурцев	2,7 (2,65)	2,8 (2,85)	3,3 (3,5)
В. В. Федьинский	2,7	2,9	3,3
Б. В. Балавадзе	2,65	2,85	3,40

Примечание. В скобках приведен второй вариант.

Представления о глубоких границах раздела плотностей внутри земной коры — поверхности Конрада и Мохоровичича — могут быть получены лишь на основании сейсмических и других косвенных данных. Существует ряд плотностных моделей слоев земной коры и мантии, выведенных в различное время Х. Хессом (Hess, 1954), Ф. Берчем (1957), Г. Вуллардом (Woolard, 1959), В. Федьинским (1960), Г. А. Гамбурцевым и П. С. Вейцман (1956), Б. К. Балавадзе (1957) и другими исследователями. В табл. 6 указаны данные некоторых авторов для континентальных областей. Эти данные свидетельствуют о значительных разностях плотностей на границах раздела отдельных слоев, в частности на границе «гранит — базальт» порядка $+0,2$ г/см³, «базальт — подкорковый

слой» $+0,45 \text{ г/см}^3$. По мнению ряда исследователей, приведенные избыточные плотности не остаются постоянными для всего земного шара. Они изменяются в горизонтальном направлении. Такие изменения физических свойств пород (например, уменьшение плотности в недрах консолидированной коры от $2,90$ до $2,70-2,75 \text{ г/см}^3$), по мнению А. А. Борисова (1967), связаны с преобразованием базальтового слоя в гранитный. Избыточная плотность между корой и подкоровым слоем изменяется до $0,22 \text{ г/см}^3$ в высокогорных районах в связи с уменьшением средней плотности мантии (Woolard, 1959 и др.; Субботин и др., 1964).

Таким образом, большие разности плотностей глубоких слоев земной коры и резкие изменения рельефа разделяющих их границ будут создавать значительные аномалии гравитационного поля, по которым можно судить о строении глубинных зон Земли, в частности о рельефе и характере поверхностей консолидированной коры (кристаллический фундамент), базальтового и подкорового слоев.

Выделение и характеристика регионального гравитационного поля. С целью изучения глубинных границ раздела земной коры нами осуществлено разделение наблюдаемого гравитационного поля на локальное и региональное. Под региональным гравитационным полем мы понимаем в данном случае поле сиалических и симатических аномалий, обусловленных влиянием глубинных плотностных границ раздела внутри земной коры, аппроксимируемых поверхностями Конрада и Мохоровичича. Предполагается при этом, что операцией выделения регионального поля исключается гравитационный эффект седиментных аномалий. Для этой цели использована методика Э. Э. Фотиади и Г. И. Каратаева (1963).

Применена рабочая формула

$$\Delta g_p(r) = 0,857\Delta\bar{g}_n(r + \Delta r) + 0,429\Delta\bar{g}_n(r + 2\Delta r) - \\ - 285\Delta\bar{g}_n(r + 3\Delta r),$$

где Δg_p — региональная аномалия силы тяжести; r — текущая координата; $\Delta\bar{g}_n(r + \Delta r)$, $\Delta\bar{g}_n(r + 2\Delta r)$, ... — средние значения наблюдаемых аномалий силы тяжести на окружностях радиусов Δr , $2\Delta r$...

Вычисления региональных аномалий для Белоруссии и Прибалтики проведены на ЭВМ «Минск-32» в Институте математики АН БССР. Исходные данные для расчетов получены на основе составленных Ж. П. Хотько и А. Ш. Файтельсоном карт гравитационных аномалий в редукции Буте. Размер

шага матрицы принят 1 см, что соответствует шагу осредняющей палетки, равному 5 км. Оптимальная ширина региональных аномалий, исходя из геологических соображений, принята в 30 км. В результате вычислений построена карта региональных аномалий территории Белоруссии и Прибалтики, отражающая главнейшие особенности изменения аномального гравитационного поля, использованного при расчетах глубин залегания поверхностей Конрада и Мохоровичича.

Основные характерные особенности регионального поля рассматриваемой территории связаны с наличием систем положительных полосовых (линейных) аномалий, «обтекающих» области распространения аномалий мозаичного типа; развитием областей обширных аномальных зон повышенных или пониженных значений среднего аномального фона поля силы тяжести; наличием переходных зон резких изменений значений силы тяжести типа гравитационных ступеней с большими градиентами силы тяжести.

На территории Белоруссии в региональном гравитационном поле на карте аномалий Буге выделяются сложнопостроенные аномальные зоны с общим положительным или отрицательным уровнем значений силы тяжести. Главнейшие из них Белорусский и Витебско-Оршанский максимумы, Припятский и Брестский минимумы, а также зона аномалий мозаичного расположения в центральной и восточной частях Белоруссии с пониженным уровнем аномалий силы тяжести. На общем фоне аномальных зон наблюдаются системы аномалий более высоких порядков. Каждая из них характеризуется совокупностью определенных признаков: простираемостью, знаком, интенсивностью, размерами, формой и градиентами аномалий.

Так, Белорусский максимум в западной части Белоруссии представлен системой полосовых аномалий северо-восточного простираения. Аномалии имеют четко выраженный полосовой характер, значительную протяженность, достигающую 250 км при сравнительно малой ширине — до 20—40 км, значительные градиенты в зонах перехода аномальных полос повышенных и пониженных значений силы тяжести. Они прослеживаются в восточных и юго-восточных районах Литвы (Неменчанский и Даугавпилсский максимумы и др.).

В пределах Оршанско-Витебского максимума также выделяется ряд чередующихся параллельных аномальных полос с положительными и отрицательными значениями силы тяжести. При этом интенсивность положительных аномальных полос здесь намного ниже, чем в пределах Белорусского максимума, а их простираение меняется на северо-западное.

Зона аномалий мозаичного расположения в центральной и восточной частях Белоруссии характеризуется наличием

изометричных и линейных аномалий различных размеров и простираний. Интенсивность их невысокая.

Припятский минимум силы тяжести в юго-восточной части Белоруссии представляет собой крупную региональную отрицательную аномалию субширотного простирания. С севера и юга она ограничена зонами резкого изменения гравитационного поля в виде широтно ориентированных гравитационных ступеней. Внутри гравитационного минимума выделяются чередующиеся линейные аномалии относительно повышенных и пониженных значений силы тяжести. Для них характерны большие амплитуды колебаний аномальных значений силы тяжести, наличие резких градиентов в переходных зонах, субширотное простирание. С юго-востока Припятский минимум ограничен Черниговским максимумом.

Брестский минимум в юго-западной части БССР является ответвлением зоны отрицательных аномалий, расположенной на территории Украины и Польши. На его фоне выделяются относительные максимумы и минимумы, разделенные в ряде случаев зонами резких градиентов аномалий силы тяжести.

На территории республик Прибалтики в аномальном гравитационном поле выделяется несколько крупных региональных элементов: Литовско-Латвийский минимум, Латвийский максимум, Рижская гравитационная депрессия, Прибалтийская система аномалий. Литовско-Латвийский минимум силы тяжести состоит из аномальных участков различной интенсивности, выделяющихся на общем пониженном аномальном фоне. Зона минимума протягивается от Калининграда в северо-восточном направлении и разделяет области субширотных аномалий Рижской зоны и полосовых аномалий северо-восточного простирания Белоруссии.

Латвийский гравитационный максимум сравнительно невысокой интенсивности характеризуется большим разнообразием элементов поля. В его пределах в юго-западной и северо-восточной частях Латвии, западных и центральных районах Эстонии преобладают сравнительно интенсивные, широтно ориентированные аномалии, к которым приурочены той же ориентировки гравитационные ступени со значительными горизонтальными градиентами силы тяжести.

В средней части Латвийской ССР, к юго-востоку от Рижского залива, аномалии ориентированы преимущественно в северо-восточном направлении. В восточной и юго-восточной частях Латвии на слабо положительном фоне Латвийского регионального максимума выделяются обширные, пологие максимумы и минимумы, ориентированные в северо-западном направлении. Они продолжаются на северо-запад и юго-восток в пределы Эстонии и Псковской области. Эпицентральными областями Латвийского гравитационного максимума

являются Приекульский и Жигарский максимумы, ориентированные соответственно в широтном и северо-восточном направлениях, а также изометричный Эргминский максимум.

Рижский региональный минимум имеет различное внутреннее строение по обе стороны Рижского залива. Его восточная часть характеризуется пониженным уровнем аномальных значений силы тяжести, на фоне которого выделяются интенсивные максимумы и минимумы, вытянутые в основном в северо-западном направлении. По внешнему контуру Рижской аномальной зоны с севера, востока и юга развиты интенсивные максимумы и гравитационные ступени. Западная часть Рижского регионального максимума характеризуется развитием изометрических аномалий. Южная граница этой области очерчена протяженной гравитационной ступенью широтного простирания со значительными горизонтальными градиентами.

Все три описанных выше региональных элемента гравитационного поля пересекаются Прибалтийской системой меридионально ориентированных аномалий и зон гравитационных ступеней, которым соответствуют цепочки изометрических или слабо вытянутых магнитных аномалий.

Построение рельефа глубоких границ раздела земной коры. Как указывалось выше, наиболее существенное изменение значений параметров физических свойств связано с поверхностью Мохоровичича, в силу чего ее рельеф оказывает большое влияние на структуру регионального аномального гравитационного поля. П. Н. Кропоткиным, Е. Н. Люстихом, Н. Н. Повало-Швейковской (1958) для земного шара в целом установлена примерно линейная зависимость между глубинами H до поверхности Мохоровичича и значениями Δg аномалий Буге, выражающаяся приближенной формулой

$$H = 38 - 0,067\Delta g.$$

При этом авторами была принята упрощенная двухслойная модель земной коры (однородная по своей средней плотности кора на однородной мантии).

Для континентальных областей Б. А. Андреев (1958) нашел зависимость

$$M = 30 - 0,10\Delta g,$$

где $M = H + h$ — мощность коры; h — высота местности над уровнем моря, км; H — глубина залегания поверхности Мохоровичича от уровня моря, км.

Д. Н. Козанли и Е. Д. Корякиным (Корякин, 1959) приводятся коэффициенты Δg , соответственно равные 0,126 и 0,033 (последний для области Атлантического океана) и т. п.

Р. М. Деменицкая (1961) на основе использования большого количества сейсмологических определений толщи земной коры континентального типа установила стохастическую зависимость между глубинами поверхности Мохоровичича и аномалиями силы тяжести

$$H_M = 35(1 - \text{th } 0,0037\Delta g),$$

где Δg — аномалия силы тяжести в редукции Буге.

В дальнейшем рядом авторов были продолжены исследования по уточнению указанных корреляционных зависимостей путем массового сопоставления гравиметрических и сейсмологических данных. При этом было установлено, что каждому типу земной коры соответствует свой уровень соотношений и свои коэффициенты зависимости рассматриваемых параметров в связи с существенными различиями их глубинного строения и физических свойств слагающих их пород.

Приведенные данные свидетельствуют об отсутствии единой достаточно полно разработанной методики построения рельефа поверхностей раздела глубоких зон земной коры. Это связано с отсутствием достоверных данных об изменении плотностных параметров глубоких зон Земли, а также прямых опорных данных в виде глубоких и сверхглубоких буровых скважин. Вследствие этого, как указывает А. А. Борисов (1967), «сколько бы ни были точны расчетные формулы сами по себе, результаты расчетов оказываются лишь приближенными. Особенно при общих региональных построениях мы считаем наиболее целесообразным использовать массовые расчеты по самым приближенным формулам с последующим осреднением, или, еще лучше, статистической обработкой полученных результатов.

Для построения схем рельефа поверхностей Мохоровичича и Конрада, а следовательно, и мощности земной коры нами использована методика Э. Э. Фотиади и Г. И. Каратаева (1963). Авторы вывели расчетные формулы на основании обработки многочисленных данных о соотношениях между региональными гравитационными аномалиями и глубинами залегания границ раздела земной коры, полученными по данным ГСЗ и сейсмологии. Формулы учитывают гравитационное влияние не только глубоких границ раздела, но и поверхности кристаллического фундамента, что увеличивает точность аппроксимации глубоких поверхностей. Кроме этого, Э. Э. Фотиади произведено разделение континентальной коры на подтипы. Для каждого из них получены свои формулы с уточненными коэффициентами. Нами применена формула, выведенная для континентальной коры II подтипа, характеризующейся большим участием в ее строении базальтового слоя, мощность которого превышает мощность гра-

нитного слоя (Балтийский щит, Анабарский массив, Алданский щит, Белорусский массив и др.). Для расчетов применен оператор

$$H_M = 23,7 - 0,358 H_\Phi + 0,744 H_K - 0,079 \Delta g_p,$$

где H_M , H_K , H_Φ — глубины до поверхностей Мохоровичича, Конрада и кристаллического фундамента; Δg_p — региональная аномалия силы тяжести.

Влияние базальтового слоя учитывалось по формуле

$$H_K \approx 18,6 - 0,031 \Delta \bar{g}_p,$$

где $\Delta \bar{g}_p$ — среднее значение региональных аномалий данной области. По этой же формуле были проведены пространственные вычисления глубин залегания поверхности Конрада для территории Белоруссии и Прибалтики.

Глубины до поверхности Мохоровичича и Конрада определялись в узлах квадратной сетки со сторонами 15 км. Расчеты выполнены на ЭВМ «Минск-32». В качестве опорных данных для привязки расчетов приняты результаты определения мощности земной коры и ее слоев на Белорусском массиве, выполненные по сейсмологическим наблюдениям.

Для сравнения проведено определение глубин до поверхности Мохоровичича на профиле Даугавпилс — Минск — Овруч по методу Р. М. Деменицкой (рис. 12). Глубины залегания поверхности Мохоровичича, полученные по методу Э. Э. Фотиади и Г. И. Каратаева, изменяются вдоль профиля от 36 км в северной части до 40 км в южной. Соответственно изменяется и средний уровень региональных аномалий на несколько десятков миллигал. По формуле Р. М. Деменицкой для северной части профиля получено более высокое — до 34 км, а для южной более низкое — до 42 км положение поверхности Мохоровичича, что, вероятно, связано с неучитываемым по методу Р. М. Деменицкой гравитационным влиянием мощной осадочной толщи. Однако формы рельефа подкорового слоя в обоих случаях весьма сходны. Их границы почти параллельны. Удовлетворительное совпадение глубин, вычисленных обоими методами и по результатам сейсмологических наблюдений, позволяет использовать полученные данные для приближенной оценки мощности земной коры территории Белоруссии и Прибалтики.

Методические основы изучения внутренней структуры и рельефа кристаллического фундамента по данным гравиметрии были разработаны А. Д. Архангельским, Б. А. Андреевым, А. Т. Донабедовым, В. В. Федыньским, Э. Э. Фотиади и другими исследователями. С целью выделения гравитационного влияния верхних зон земной коры нами для территории Бело-

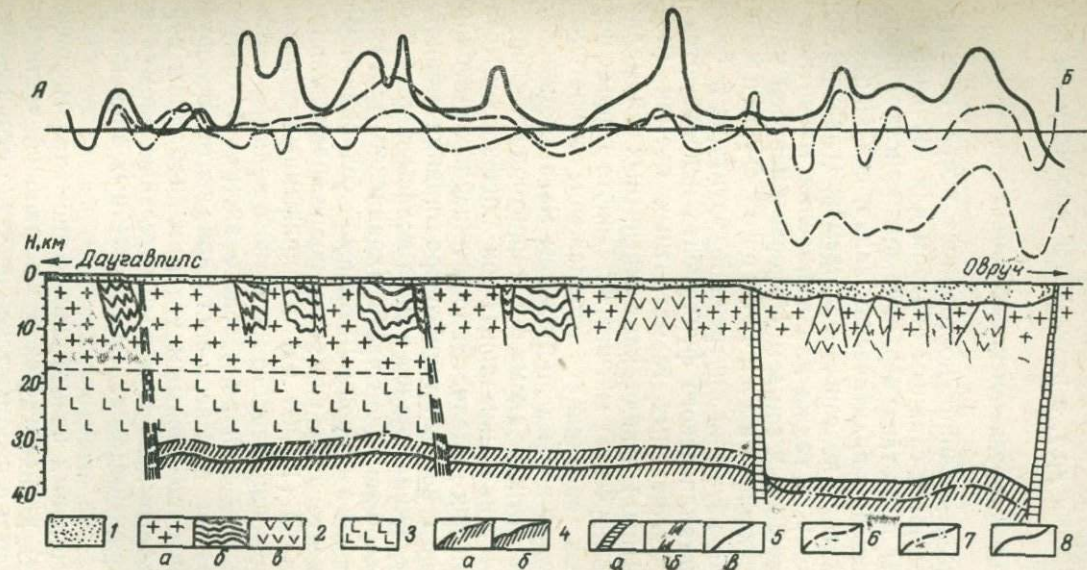


Рис. 12. Схематический геолого-геофизический разрез земной коры по профилю Даугавпилс — Минск — Овруч: 1 — осадочный слой; 2 — «гранитный» слой (а — гранитоиды, б — гнейсы, в — породы основных интрузий); 3 — «базальтовый» слой; 4 — поверхность Мохоровичича, установленная по данным гравиметрии (а — по методу Р. М. Деменичкой, б — по методу Э. Э. Фотиади); 5 — разломы (а — глубинные сбросы, б — скрытые глубинные разломы, в — коровые); 6 — кривая региональных аномалий силы тяжести Δg_p ; 7 — кривая вторых вертикальных производных аномалий силы тяжести g''_z ; 8 — кривая магнитных аномалий Z_a

руссии построены карты локальных аномалий и аномалий вторых вертикальных производных, а также использованы материалы исследований А. К. Ражинскаса и М. Ш. Файтельсона по Прибалтике. Их геологическая интерпретация приведена в работах Б. В. Бондаренко (1968, 1969) и Ж. П. Хотько (1960 и др.), а результаты рассмотрены ниже.

Геомагнитные исследования

Результаты исследований «постоянной» части геомагнитного поля используются главным образом для изучения внутренней структуры и состава верхних зон кристаллического фундамента и решения практических задач, связанных с поисками месторождений полезных ископаемых (главным образом металлических), а также для выявления магнитных неоднородностей глубинных зон земной коры и верхней мантии.

Изучение кристаллического фундамента. Известно, что для изучения внутренней структуры и состава верхних зон кристаллического фундамента используются результаты крупномасштабных геомагнитных съемок (наземных и аэромагнитных) в виде карт магнитных аномалий, а также данные по изучению магнитных свойств горных пород, различие которых определяет отображение геологических особенностей земной коры в аномальном магнитном поле.

На карте магнитных аномалий территории Белоруссии наблюдаются сочетания аномальных зон линейного и мозаичного типов. Среди них выделяется зона линейных и субпараллельных аномалий северо-восточного простирания в западной Белоруссии, прослеживающаяся в виде полосы шириной свыше 250 км от северо-западной части Украинского щита через Белорусский массив в сторону Латвийской седловины. Внутри зоны имеют место сочетания узких полос сравнительно интенсивных аномалий (10—60 мЭ) и сопряженных с ними более широких полос ослабленного магнитного поля.

Зона линейных и субпараллельных аномалий северо-западного простирания в северо-восточной части Белоруссии расположена почти под прямым углом к аномалиям первой зоны. Здесь также выделяются положительные аномалии до 20—30 мЭ и сопряженные полосы пониженных значений аномального поля.

Зона положительных изометричных аномалий мозаичного типа (10—30 мЭ) располагается в центральной части Белоруссии. На западе и северо-востоке она четко ограничивается зонами линейных аномалий, описанных выше.

Наконец, выделяется зона изометричных аномалий (10—30 мЭ), опоясывающих область ослабленного поля в районе Бобруйск — Рославль.

Магнитные свойства пород кристаллического фундамента
Белоруссии (по Б. В. Бондаренко)

Группа	Порода	Магнитная восприимчи- вость, $\times 10^{-6}$ СГС	$Q=I_r : I_i$
1	Гнейсы биотитовые, рогово-обманково-биотитовые, гранатово-биотитовые	10—2100	0,1—0,4 (0,25)
2	Граниты микроклиновые и биотитовые Амфиболиты	10—1000	—
3		50—2800 70—2200	0,2—1,4 (0,52) 0,2—0,7 (0,42)
4	Габбро и габбро-нориты	1000—4600	—
	Гнейсы магнетитовые Гранодиориты	200—1350	0,4—3,0 (1,42)
	Кварцевые диориты, диориты и метадиориты	300—5250	—

Примечание. Цифры в скобках — среднее значение.

Магнитные свойства горных пород территории Белоруссии и Прибалтики изучались и обобщались С. И. Рынгом, Б. В. Бондаренко, Ж. П. Хотько, М. В. Могилевичем и Р. И. Яненой, А. Я. Лунц, Н. К. Озолинь и др.

По данным Б. В. Бондаренко, среди докембрийских формаций территории БССР, в составе которых важнейшую роль играют супракрустальные толщи гнейсов и прорывающие их интрузии кислого и основного составов, можно выделить ряд групп, отличающихся особенностями ферромагнитной минерализации (табл. 7).

Для территории Прибалтики по магнитным характеристикам в кристаллическом фундаменте условно выделяются три группы пород (табл. 8).

Как видно из данных, приведенных в табл. 7 и 8, слабо магнитными породами докембрийского фундамента являются гнейсовые толщи и связанные с ними гранитоидные интрузии, а также некоторые типы неизмененных основных пород. Породы основного и ультраосновного состава 3-й и 4-й групп характеризуются значительной дифференциацией и повышенными магнитными свойствами, особенно серпентинизированные разности ультраосновных пород, а также комплексы пород с высокой степенью ферромагнитной минерализации (магнетит, титаномагнетит). Широкое распространение в составе докембрийского фундамента пород гнейсовых толщ и гранитоидных

Магнитные свойства пород кристаллического фундамента
Прибалтики (по Е. Г. Лапиной и В. Э. Волк)

Группа	Порода	Диапазоны изменения	
		$\chi \cdot 10^{-6}$ СГС	$I_n \cdot 10^{-6}$ СГС
1	Граниты, перидотиты, неизмененные диабазы, кварциты, гнейсы, диориты, гранодиориты, габбро, базальты	0—1500	0—1000
2	Перидотиты, пироксениты, габбро, габбро-нориты, мигматиты	1500—6000	1000—10000
3	Амфиболиты, перидотиты серпентинизированные, серпентиниты, скарные рудные	6000—20000 и более	10000

интрузий, слабо дифференцированных по магнитным свойствам, на картах магнитных аномалий отражается в виде ослабленного магнитного поля, мало изменяющегося по напряженности. Магнитоактивные породы, представленные основными интрузиями и метаморфическими толщами, обогащенными магнетитом, в магнитном поле проявляются наиболее отчетливо. Они хорошо подчеркиваются линейными положительными магнитными аномалиями. В пределах древних гранито-гнейсовых блоков, окаймляемых более молодыми складчатыми формациями, интрузии основных пород, обогащенных магнетитом, проявляются в виде областей с мозаичным строением аномальных полей.

На основе указанных соотношений с учетом данных гравиметрии и бурения в докембрийском фундаменте можно выделить гнейсовые толщи, гранитоидные породы, интрузии кислого, среднего и основного состава, метаморфические комплексы, обогащенные магнетитом, и т. д. Анализ закономерностей сочетания элементов геомагнитного поля по совокупности признаков (формы, простираения, напряженности, градиентов) позволяет решать также задачи выявления и изучения глубоко эродированных складчатых систем фундамента, отражающихся в аномальном поле в виде систем полосовых (линейных) аномалий, а также более древних пород жестких глыб фундамента в зонах с мозаичным расположением аномалий.

Изучение магнитных неоднородностей глубинных зон связано с анализом региональных магнитных аномалий, охватывающих огромные площади и континенты в

целом. Столкновение их геологической природы предполагает наличие неоднородностей магнитных свойств вещества глубинных зон Земли. По этому вопросу существует две точки зрения. Одна из них (Берч, 1957; Симоненко, 1962, 1965) предполагает, что магнитные неоднородности на континентах в недрах Земли могут простираться лишь до некоторой глубины, определяемой положением изотермической поверхности Кюри, ниже которой магнитные свойства пород разрушаются. Поскольку температура точки Кюри большинства наиболее магнитоактивных минералов несколько сот градусов (магнетит 580, гематит 690, чистое железо 780), то с учетом геотермического градиента предполагается, что неоднородности магнитных свойств пород ограничиваются глубиной всего несколько десятков километров, т. е. изотермическая поверхность находится выше или на уровне подошвы земной коры. Из этого представления следует вывод, что аномалии магнитного поля обуславливаются только магнитными неоднородностями верхних слоев земной коры и главным образом гранитного слоя.

Другая точка зрения (Почтарев, 1959; Красовский, 1961; Винц, Почтарев, 1965) связана с представлениями о высокой намагниченности (индуктивной и остаточной) пород верхней мантии. Расчеты глубин залегания верхних кромок источников аномалий, выполненные В. И. Почтаревым, указывают на наличие магнитных масс с намагниченностью порядка $I = 5000 \cdot 10^{-6}$ СГС на глубинах, превышающих 100 км, т. е. в верхней мантии. Здесь температура не превышает точку Кюри основного ферромагнитного компонента магнетита (580 °С). Последнее связано с тем, что геотермический градиент, принимаемый в среднем равным 33 град/км, недостоверен. На цитах, по данным С. А. Красовского, он может снижаться до 6—10 град/км. Указанная точка зрения расширяет диапазон возможностей при изучении глубинных зон Земли, так как крупные региональные аномалии могут быть связаны не только с земной корой, но и с источниками, расположенными в верхней мантии. Существенным при этом является заключение о том, что характер магнитного поля в малой степени зависит от рельефа поверхности фундамента и особенно поверхностей Конрада и Мохоровичича и определяется главным образом размещением магнитоактивных масс в земной коре и мантии. В связи с этим на основе анализа обширного материала А. А. Борисов (1967) делает вывод: «Горячие сопоставления карт магнитных аномалий и структурных, изображающих рельеф поверхности фундамента и Мохоровичича, свидетельствуют об отсутствии сколько-нибудь заметных проявлений как в значениях регионального аномального фона, так и в интенсивности локальных аномалий».

лий различий глубин до названных поверхностей». Поэтому не представляется возможным широко использовать данные магнитометрии для достоверных расчетов глубин залегания опорных поверхностей.

При рассмотрении материалов геомагнитных съемок Белоруссии и Прибалтики на сравнительно ограниченной площади трудно выделить региональные (глубинные) и материковые аномалии, отображающие крупные неоднородности мантии. Тем не менее отдельные крупные аномальные области могут быть использованы для качественной характеристики магнитных неоднородностей глубинных зон земной коры — гранитного и базальтового слоя, а также верхней мантии. Примером этому является Черниговская зона, отражающая магнитоактивные массы базальтового слоя. Высокий средний аномальный фон зоны полосовых аномалий Белорусского массива также отражает наличие глубинных неоднородностей базальтового слоя.

Магнитотеллурические исследования

В последнее десятилетие интенсивно развивается новый метод исследования электропроводности и строения глубинных зон земной коры и мантии — метод глубинных магнитотеллурических зондирований (ГМТЗ). В его основе лежит теория академика А. Н. Тихонова (1950) и Л. Коньяра (Cagniard, 1953). ГМТЗ основывается на сопоставлении вариаций естественного магнитного и электрического полей в широком диапазоне частот от сотен герц до суточной волны. В теории, на которой основывается количественная обработка наблюдений, принята схема плоской или бегущей волны. Волна падает на слоистую среду, характеризуемую функцией $\rho(Z)$, которая дает представление о геоэлектрическом разрезе. В этом случае функция $\rho(Z)$ определяется импедансом или кажущимся сопротивлением

$$Z = \frac{E_x(T)}{H_y(T)} \quad \text{или} \quad \rho_k = \frac{T}{5} |Z|^2,$$

где E_x , H_y — амплитуды одновременно зарегистрированных колебаний двух взаимноперпендикулярных составляющих электрического и магнитного полей с периодом T .

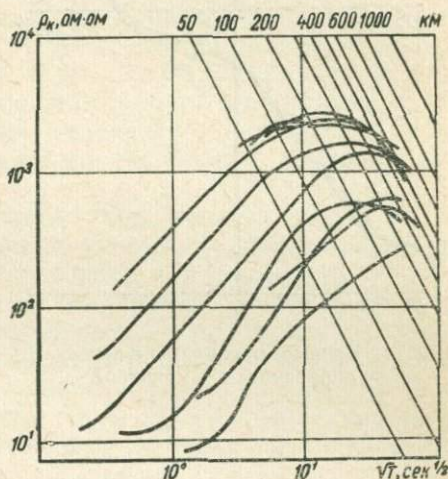
Интерпретация экспериментальных кривых ρ_k позволяет получить представление об электропроводности земных недр до глубины в несколько сотен километров. Таким образом, наряду с данными сейсмологии представляется возможность изучить еще один физический параметр (сопротивление пород) глубинных слоев Земли. Осуществление ГМТЗ на про-

филях открывает пути изучения глубинного геоэлектрического разреза и в горизонтальном направлении, что важно для выявления неоднородностей земной коры и мантии.

Электропроводность глубинных зон земной коры и верхней мантии изучалась на территории Белоруссии на профилях и в пунктах, показанных на рис. 1. Методика и результаты проведенных исследований изложены в обобщающей работе (Липская и др., 1972). Построен ряд кривых глубинных магнитотеллурических зондирований в диапазоне

периодов от десятков секунд до суточной волны (рис. 13), которыми охарактеризована электропроводность земной коры в пределах Белорусского массива до глубины в несколько сотен километров (см. ниже главу III настоящей работы).

Рис. 13. Кривые глубинных магнитотеллурических зондирований, выполненных на территории Белоруссии



Наряду с глубинными магнитотеллурическими зондированиями проводились магнитотеллурические исследования осадочного чехла и верхних зон кристаллического фундамента Белорусского массива, Припятского грабена и Балтийской впадины. На Белорусском массиве исследования выполнены в ряде пунктов на профиле, пересекающем массив с юго-востока на северо-запад. В качестве примера приведем результаты магнитотеллурических зондирований в районе Смольницы (Владимиров, 1969). На кривой зондирования в Смольнице, кроме правой низкочастотной ветви, частично фиксируется область минимума, располагающаяся в интервале 20—40 *гц* (рис. 14). Кривая МТЗ в интервале периодов 1—4 *сек* имеет перегиб, свидетельствующий о дифференциации пород кристаллического фундамента по сопротивлению. В результате интерпретации кривой МТЗ путем сопоставления ее с теоретическими кривыми палетки $\mu_2 = \rho_2/\rho_1 = 16$, $\mu_3 = \rho_3/\rho_1 = 170$, $v_2 = 40$ получен следующий геоэлектрический разрез. Мощность и среднее сопротивление первого слоя разреза осадочной толщи соответственно равны 500 *м* и 16 *ом·м*. Породы кристаллического фундамента по сопротивлениям расчленяются

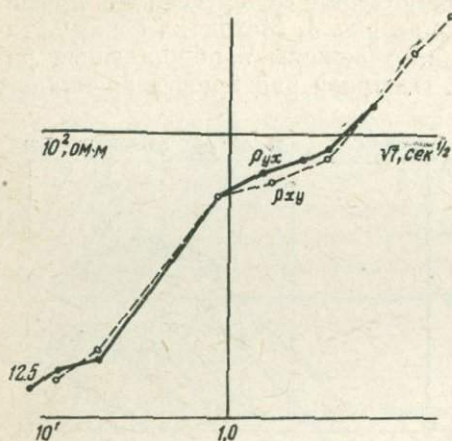


Рис. 14. Кривые магнитотеллурического зондирования в Смольнице

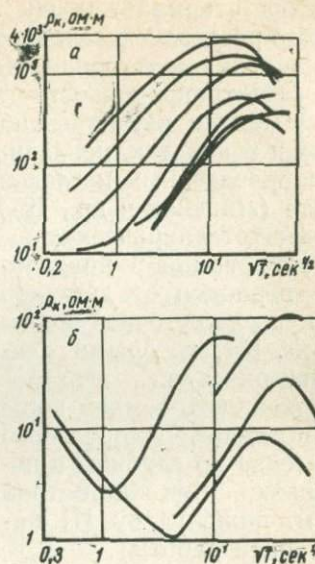


Рис. 15. Экспериментальные кривые магнитотеллурических зондирований: а — в Припятском грабене; б — в Балтийской впадине

на два горизонта, верхний из которых характеризуется мощностью порядка 20 км и относительно низким сопротивлением 260 ом · м. Сопротивление нижнего слоя составляет 2000 ом · м.

Таким образом, результаты МТЗ свидетельствуют о неоднородности верхних зон кристаллического фундамента и открывают новые возможности в изучении его внутренней структуры.

Примеры экспериментальных кривых зондирований, полученных в Припятском грабене и Балтийской впадине, показаны на рис. 15.

Исследование современных вертикальных движений земной коры

Возможность использования данных о современных вертикальных движениях для изучения глубинного строения земной коры основывается на установленных рядом исследователей корреляционных связях между современными вертикальными движениями, геофизическими полями и историей развития и различными элементами геологических структур — мощ-

ностью земной коры, ее блоковой структурой, разломной тектоникой, абсолютным возрастом и др. (Гзовский, 1963; Донабедов, Сидоров, 1963, 1968, 1969; Люстих, Магницкий, 1963; Мещеряков, 1961, 1963, 1965; Рихтер, 1963 и др.).

Обобщающими исследованиями А. Т. Донабедова по юго-западу и западу европейской части СССР показано, что пространственные изменения современных вертикальных движений обусловлены преимущественно процессами в мантии и имеют «регионально-блоковый» характер, отражая аналогичную структуру земной коры. Современные вертикальные движения и их соотношения с геофизическими полями связаны с мощностью блоков земной коры. Так, на Украинском щите блоки с большей мощностью земной коры в настоящее время поднимаются сравнительно интенсивно, с меньшей мощностью характеризуются малыми скоростями поднятий или стабильны.

Мобильность блоков земной коры зависит также от абсолютного возраста консолидации докембрийских формаций. При этом как для Украинского щита, так и структур территории Белоруссии установлена зональность современных движений, связанная с более интенсивными поднятиями молодых по возрасту комплексов докембрия и относительной стабильностью или слабыми опусканиями блоков, сложенных породами более древнего возраста. По А. Т. Донабедову, пространственная взаимосвязь указанных соотношений описывается уравнением

$$V = 10,7 \ln T + 10,8$$

с коэффициентом корреляции 0,8—0,5. Здесь T — возраст геологических формаций в млрд. лет.

Общей закономерностью для современных вертикальных движений является приуроченность зон высоких градиентов скоростей движений к границам региональных блоков в виде разломов, имеющих глубокое заложение в мантии. Протяженные высокоградиентные зоны, отражающие субвертикальные границы раздела земной коры, характеризуются наличием продольных и поперечных систем, соответствующих аналогичным системам глубинных разломов. При этом наиболее активны древнейшие (докембрийские) разломы, которые имеют «сквозной» характер, пересекая разновозрастные и разнотипные геоструктурные элементы.

Перечисленные и другие закономерности взаимосвязи современных вертикальных движений с блоковой структурой земной коры, ее мощностью, возрастом, разломной тектоникой использованы для изучения глубинных зон Земли региона в комплексе с данными других геофизических методов. С этой целью приводим схему современных вертикальных движений

земной коры территории Белоруссии и республик Прибалтики (рис. 16). В основу схемы современных движений территории Белоруссии А. Т. Донабедовым положены материалы повторных нивелирований, приведенные в каталоге, составленном В. А. Матцковой (1963). Разница между повторными нивелированиями для различных профилей колеблется в среднем от 10 до 30 лет. Наибольшая разница во времени составляет 71 год (район Витебска). На схеме для различных частей региона сохранена рисовка изобаз, показанная авторами. Следует указать на удовлетворительную сопоставимость результатов изучения современных вертикальных движений

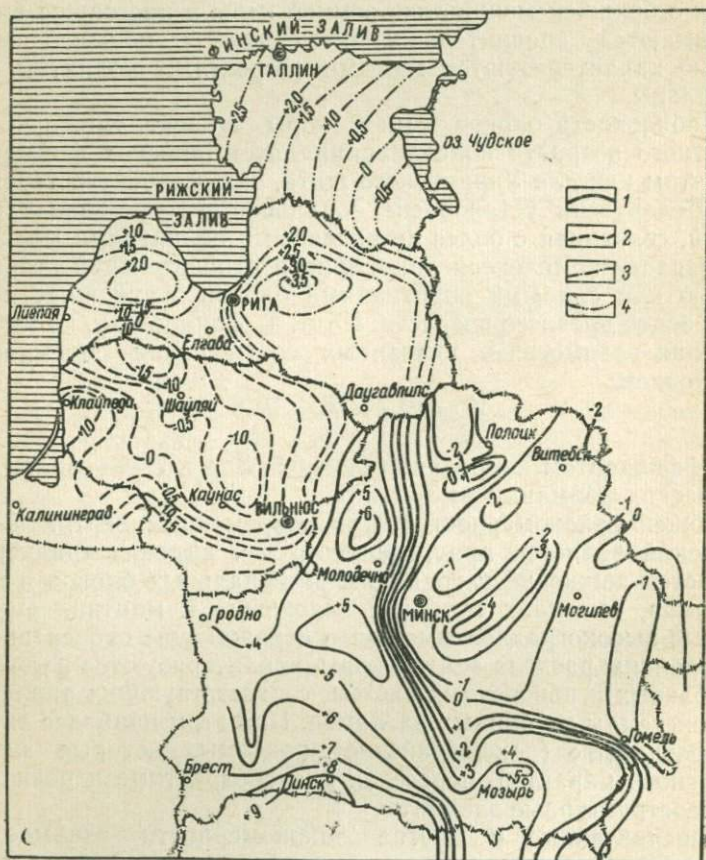


Рис. 16. Схематическая карта современных вертикальных движений земной коры территории Белоруссии и Прибалтики (по материалам 1 — А. Т. Донабедова, В. А. Сидорова; 2 — И. П. Лесиса; 3 — М. И. Ковалевского, Л. Э. Берзинь, Е. Н. Спрингиса; 4 — Г. А. Желнина)

на территории Белоруссии, Литвы и Латвии. Данные же по территории Эстонии хуже согласуются с данными для смежных районов Латвии как по абсолютным значениям, так и по простиранию изобаз. Однако они хорошо увязываются с характеристиками Фенноскандии, где наблюдается общее увеличение скоростей поднятий до 10 мм/год и более на севере Ботнического залива (Куккатаки, 1969).

В пространственном распределении скоростей современных вертикальных движений на территории Белоруссии выделяются следующие главнейшие особенности. Западная и южная части территории республики характеризуются положительными скоростями современных движений. Районы поднятий охватывают крупные геоструктурные элементы: Белорусский массив, Припятский грабен и Брестскую впадину. Здесь на среднем фоне поднятий около 5 мм/год выделяются дифференцированные движения отдельных блоков со скоростями до $+9 \text{ мм/год}$ (район Пинска, Микашевичей и др.). Северо-восточная часть территории республики испытывает опускания со скоростью $1-3 \text{ мм/год}$. Зона опусканий приурочена к восточному склону Белорусского массива и Оршанской впадине. Выделяются также зоны резкого изменения скоростей вертикальных движений субмеридионального и субширотного (продольного и поперечного) направлений. Одна из них протягивается через всю территорию республики в направлении Петриков — Минск — Дрисса. Она «пересекает» разнотипные геоструктурные элементы: Припятский грабен, Белорусский массив, Латвийскую седловину и совпадает с границей разновозрастной складчатости докембрия, т. е. отражает особенности внутренней структуры кристаллического фундамента. Здесь в сравнительно узкой зоне скорость вертикальных движений изменяется до 8 мм/год . Аналогичная по характеру изменения скорости, но имеющая субширотное простирание зона выделяется в южной части БССР по направлению Гомель — Паричи — Глуск. Она совпадает с северной границей Припятского грабена. В восточной части грабена также выделяется полоса сгущения изолиний в направлении Лоев — Брагин — Гомель, соответствующая пограничной зоне Припятского грабена и Черниговского максимума.

На территории республик Прибалтики основной материал получен в результате нивелировок 1930—1940 гг., выполненных в рамках Балтийской геодезической комиссии. Повторные нивелировки проведены главным образом в 1947—1948 гг. и по некоторым трассам в 1956—1966 гг. Кроме того, были созданы специальные полигоны многократных нивелирований и комплексных геофизических наблюдений (Желнин, Ковалевский, Лесис, 1969). Установлены обширные области современных поднятий и опусканий, разделенные линейными зона-

ми высоких градиентов современных движений преимущественно субширотного простирания.

На территории Литвы обширная область слабых опусканий (до 1 мм/год) располагается северо-западнее Вильнюса. С юго-запада она ограничена высокоградиентной зоной от области поднятий в пределах центральной части Белорусского массива.

В западной части Латвии выделяются сопряженные блоки опусканий западнее Лиепай (до 2 мм/год) и поднятий (до 2 мм/год) в районе Клайпеды на побережье Рижского залива. Они разделены пограничными зонами широтного простирания севернее Клайпеды и севернее Лиепай. Восточная часть Латвии (восточнее Риги) характеризуется поднятиями до $+3,5 \text{ мм/год}$. Она также ограничена с запада (по направлению Рига — Елгава) и с севера (вдоль границы Латвии и Эстонии) градиентными зонами, отражающими естественные структурные границы блоков земной коры в пределах Латвийской седловины.

На территории Эстонской ССР наблюдается непрерывное увеличение скоростей современных движений в северо-западном направлении от нулевых значений до $+3 \text{ мм/год}$ на побережье Финского залива. Эта область соответствует южному склону Балтийского щита, для которого, как указывалось ранее, характерны большие скорости современных поднятий.

На фоне указанных региональных областей (блоков) поднятий и опусканий на территории Прибалтийских республик, так же как и в Белоруссии, выделяются более мелкие блоки, характеризующиеся дифференциально-колебательными движениями. Это подтверждено многократными высокоточными нивелировками на полигонах Литовской ССР вдоль Балтийского побережья от г. Пегеняй до г. Лиепая, в Эстонской ССР по направлению Пылтсамаа — Лелле.

В Латвийской ССР исследовательский полигон создан в районе строительства Плявиняской ГЭС, а в Эстонской — в Таллине в районе торгового порта. Многократными нивелировками установлена неравномерность смещения земной поверхности во времени. При этом наблюдалось изменение знака движения за очень короткий период (порядка трех лет), что привело к мысли о влиянии на современные движения экзогенных и техногенных факторов. Такие исследования были выполнены в районе Таллина, где на фоне общего регионального поднятия территории установлены локальные оседания, достигнувшие в последнее время скорости до 35 мм/год (Желнин, 1958; Лутсар, 1964, 1965). Наблюдаются также оседания земной поверхности в связи с выявлением металлоносных и выбросовых зон в условиях Донбасса, а также эксплуатацией месторождений каменного угля (Коньков,

1963; Вереда, Сидоров и др., 1969); с интенсивными откачками подземных вод (Валлпер, 1965); в связи с возведением сооружений или увеличением нагрузки воды в районах плотин или гидроэлектростанций (Озол, Крупен, 1965; Панасенко, 1965); с подготовкой землетрясений (Юркевич, 1963, 1969; Мовляков и др., 1969) и др.

Региональные изменения скоростей вертикальных движений земной коры объясняются особенностями геологического строения земной коры рассматриваемой территории. Области поднятий и опусканий, а также высокоградиентные зоны изменения скорости вертикальных движений отражают современную высокую мобильность главных геологических структур и их пограничных зон: Белорусского массива, Припятского грабена, Брестской, Оршанской и Балтийской впадин, Латвийской седловины, южного склона Балтийского щита.

Локальные дифференциальные «мелкоблоковые» движения, достигающие в ряде мест значительных величин, представляют большой интерес для детального исследования в связи с решением практических задач, и в частности для прогноза месторождений полезных ископаемых, в том числе нефти и газа. Такие исследования ставились в различных нефтеносных районах страны А. В. Цыганковым, В. П. Алешиным, Г. И. Черкасовым (1965). На основе комплексного геолого-геоморфологического и геодезического изучения вертикальных движений в пределах Нижнего Поволжья выделены локальные поднимающиеся блоки, которые представляют практический интерес для поисков нефтегазоносных структур. Тектоническая активность приводит к улучшению коллекторских свойств, в частности способствует образованию трещинных коллекторов.

В. Г. Рихтер (1963), изучая современные вертикальные движения земной коры в зонах унаследованных разломов, указывает на большое значение мобильности этих зон при изучении миграции флюидов в толще земной коры. «В настоящее время можно довольно уверенно говорить о возможности заполнения нефтью и газом многих природных резервуаров по системе унаследованных разломов. Благодаря постоянным нарушениям в зонах разломов флюиды получают возможность проникать в области с меньшим гидростатическим давлением даже сквозь сравнительно мощные толщи пластичных глинистых пород».

А. Т. Донабедов (Донабедов, Сидоров, 1968) предложил способ прогнозирования нефтегазоносных структур на основе определения корреляционных зависимостей между характером скоростей современных вертикальных движений и геофизическими полями. Его сущность состоит в том, что для конкретного региона на известных месторождениях выраба-

тывают эталон соотношений амплитуд скоростей современных вертикальных движений земной коры и гравитационно-магнитных полей. Указанный эталон используется для оценки перспектив земель с невыясненной нефтегазоносностью. Пример такого эталона показан на рис. 17. Здесь месторождения газа и нефти пространственно приурочены к линейным зонам резкого изменения скоростей современных вертикальных движений земной коры с амплитудой 5—7 мм/год, совпадающим

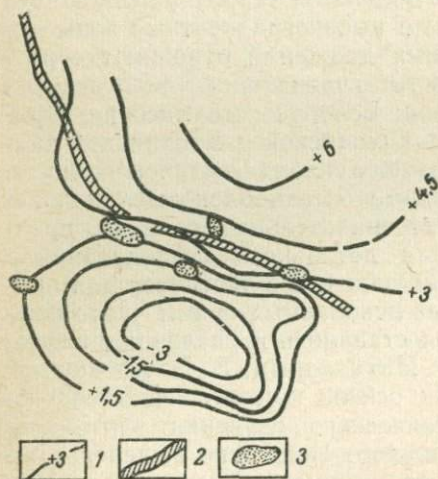


Рис. 17. Современные вертикальные движения и распределение месторождений газа в пределах Восточно-Украинской зоны нефтегазоаккумуляции (по А. Т. Донабедову): 1 — изолинии скоростей современных вертикальных движений в мм/год; 2 — разрывные нарушения; 3 — месторождения газа (Шебелинское, Спиваковское, Северо-Голубковское, Красно-Поповское)

с пограничными зонами между геофизическими полями различного типа. Указанные зоны отражают границы блоков земной коры. Аналогичные соотношения имеют место также в Припятском грабене.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что зоны интенсивных движений земной коры, в том числе высокоградиентные, в пределах впадин являются одним из важных признаков обнаружения локальных структур в осадочном чехле, с которыми могут быть связаны месторождения нефти и природного газа. В этой связи изучение степени и характера активности новейших и современных движений необходимо включить в число оценочных критериев перспектив нефтеносности новых площадей, в том числе в Белоруссии и Прибалтике. Следует также указать, что в пределах выступов фундамента, в частности в пределах Белорусского массива, линейные высокоградиентные зоны современных вертикальных движений могут контролировать разновозрастные складчатые структуры, определяющие распределение металлогенических провинций, в силу чего такие зоны должны стать объектом исследований.

В основу приведенных ниже разрезов и схем глубинной структуры земной коры, а также характеристики геоструктурных элементов региона положены результаты комплексной интерпретации геофизических данных. В качестве исходной модели земной коры и верхней мантии при интерпретации принята модель, характеризующаяся слоисто-блоковой структурой с геофизически контрастными горизонтальными границами раздела поверхностей Конрада, Мохоровичича и Гутенберга и вертикальными или субвертикальными границами в виде глубинных разломов, расчленяющих земную кору на крупные блоки. Естественно, принятая модель весьма схематична и отражает лишь первое приближение к реально существующим условиям.

При изучении внутренней структуры кристаллического фундамента платформенных областей важное значение имеют магнитные и гравитационные съемки, опирающиеся на данные глубокого бурения. Распределение и особенности аномальных полей отражают внутреннюю структуру кристаллических пород. Линейно вытянутые аномалии значительной протяженности, образующие системы аномальных полос, как правило, отражают простирающиеся складчато-метаморфических толщ. Аномалии мозаичного расположения, имеющие в плане изометрическую форму, вид овалов или многоугольников, связаны с наличием массивов пород, изометрических интрузий, штоков изверженных пород. Как было указано выше, в пределах рассматриваемого региона имеются системы аномалий как полосового, так и мозаичного типов. При этом, как показывает опыт интерпретации систем аномалий в пределах Балтийского и Украинского щитов, области мозаичных аномалий отражают местоположения более древних комплексов докембрия, сохранившихся в пределах жестких глыб фундамента. Системы полосовых аномалий связаны с более молодыми комплексами пород, которые образуют системы линейных складчатых структур, обтекающих жесткие глыбы фундамента (Белоусов, 1964; Полканов, 1961; Бондаренко, 1969). Аналогичная картина регионального сочетания структур с полосовым и мозаичным расположением аномалий наблюдается на территории центральной и северной частей Белоруссии в зонах пересекающихся систем складчато-метаморфических толщ северо-восточного и северо-западного простирааний, окаймляющих более древнюю глыбу докембрийского фундамента.

Петрографические комплексы пород докембрия могут быть выделены на основании выявления определенных типов соотношений гравитационных и магнитных аномалий, отражающих

специфический характер физических свойств главнейших ассоциаций пород докембрия: гнейсов, кислых и основных интрузий и др. (Хотько, 1965).

Изучение рельефа поверхности консолидированной коры (кристаллического фундамента), как известно, наиболее успешно проводится сейсморазведкой, главным образом КМПВ, электроразведкой и магнитотеллурическими методами. Данные этих методов и глубокого бурения использованы для построения приведенной ниже карты рельефа фундамента.

Рельеф глубоких поверхностей земной коры — Конрада и Мохоровичича изучался главным образом методами сейсмологии и гравиметрии. Анализ результатов регистрации удаленных землетрясений позволил получить данные о мощностях земной коры и слагающих ее слоев. Они учтены при пространственных расчетах по данным гравиметрии глубин залегания резких границ раздела плотностей земной коры, в первом приближении аппроксимируемых поверхностями Конрада и Мохоровичича. Составлены схемы рельефа указанных поверхностей как вдоль профилей, так и по площади.

Существенным геоструктурным элементом региона является разломная тектоника (вертикальные и субвертикальные границы), определяющая блоковую структуру земной коры. Наибольший интерес представляют глубинные разломы, проникающие в мантию, а также коровые разломы глубокого заложения. Выделение их осуществлено на основе геофизических и геологических критериев — совокупности аномалий гравитационного и магнитного полей, степени мобильности смежных блоков, изучения современной сейсмичности, прямых данных бурения. Как известно, разрывные нарушения в гравитационном поле обычно отражаются гравитационными ступенями с большими градиентами силы тяжести, которые сопровождаются или полосовыми магнитными аномалиями, или определенным образом ориентированными цепочками изометрических аномалий. Зоны разрывных нарушений могут также фиксироваться торцовым сочленением различных систем магнитных и гравитационных аномалий, отражающих особенности строения различных блоков земной коры.

Важную информацию о различной тектонике и блоковой структуре земной коры дают также материалы изучения современных вертикальных движений земной коры. Общей закономерностью для современных вертикальных движений является приуроченность зон высоких градиентов скоростей движения к границам региональных блоков в виде разломов, имеющих глубокое заложение в мантии. Протяженные высокоградиентные зоны (пограничные зоны), отражающие субвертикальные границы раздела земной коры, характеризуют-

ся наличием продольных и поперечных систем, соответствующих аналогичным системам глубинных разломов. Представление о блоково-слоистой структуре земной коры и мантии в настоящее время лежит в основе решения многих теоретических и практических вопросов. Блоки земной коры различаются между собой многими признаками: строением, историей развития, составом, глубиной эрозионного среза, направлением и интенсивностью современных вертикальных движений и др. Указанные особенности находят свое отражение в определенной характеристике гравитационного и магнитного полей, по которым они выделяются. Смена характера полей происходит обычно на границах блоков вдоль зон высоких градиентов или пограничных зон между мозаичным или полосовым расположением аномалий. В подобных зонах часто наблюдается смена геоэлектрического и геосейсмического разрезов, а также скоростей и знаков современных вертикальных движений земной коры. С развитием крупных блоков связано формирование внутриплатформенных выступов и впадин, отличающихся друг от друга условиями и характером осадконакопления, строением кристаллического фундамента, историей вулканизма и др. В геофизических полях крупных блоков проявляются сочетания аномалий более высоких порядков. Они соответствуют такому же порядку блоковых структур, на которые подразделяются блоки первого порядка. С дифференциальными движениями блоков высоких порядков связано формирование структурных элементов, осложняющих выступы и впадины в виде горстов и грабенов, которые могут резко проявляться в современном рельефе кристаллического фундамента, а также структур осадочного покрова.

Для получения сведений о строении и физических параметрах верхней мантии региона использованы данные глубинных магнитотеллурических зондирований и результаты изучения скоростного сейсмического разреза земной коры и верхней мантии по дисперсиям поверхностных сейсмических волн удаленных землетрясений. Строился ряд теоретических кривых ГМТЗ, соответствующих различным вариантам геоэлектрического разреза. Экспериментальные кривые сопоставлялись с теоретическими. Выбирался оптимальный вариант разреза по совпадению теоретических и экспериментальных кривых. Аналогичная процедура проводилась при исследовании сейсмологического разреза.

Сопоставление геоэлектрического и геосейсмического разрезов позволило качественно охарактеризовать основные глубинные границы раздела по данным двух методов — ГМТЗ и сейсмологии, построить приведенные ниже схематические геоэлектрический и геосейсмический разрезы земной коры и верхней мантии.

Наконец, большое научное и практическое значение имеет изучение взаимосвязи глубинных и приповерхностных геологических структур. Естественно, что образование и развитие этих структур во времени и пространстве тесным образом связаны с глубинными процессами земной коры и мантии Земли. Эта задача на современном этапе изученности может обсуждаться лишь в постановочном плане. Некоторые данные нами получены на основе качественного сопоставления структурных схем различных поверхностей (фундамента, Конрада, Мохоровичича), схемы разрывных нарушений, сведений об изменении физических параметров по вертикали. Существенные трудности при этом связаны с отсутствием профилей ГСЗ, что лишает нас возможности получить эталонные соотношения геоструктурных элементов различных этажей земной коры.

III. СТРОЕНИЕ И ФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ГЛУБИННЫХ НЕДР ТЕРРИТОРИИ БЕЛОРУССИИ И ПРИБАЛТИКИ

Геоструктурные элементы докембрийского кристаллического фундамента

Внутренняя структура кристаллического фундамента. Современные данные о внутренней структуре и составе пород кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы изложены в работах А. А. Богданова, А. А. Варданынца, Р. А. Гафарова, Э. К. Герлинга и др. Для территории Белоруссии и Прибалтики развитие представлений о внутренней структуре докембрийского фундамента по данным геофизики и глубокого бурения связано с трудами С. И. Рынга, А. С. Махнача, Б. В. Бондаренко, А. М. Папа, Ж. П. Хотько, Н. К. Озолинь, А. Я. Лунц, Э. П. Кузик, В. И. Зандер, А. Ш. Файтельсона и многих других исследователей. Ими составлен ряд схем, которые по мере увеличения фактического материала уточняются и детализируются. Значительные обобщения геофизических данных принадлежат Б. В. Бондаренко (1968, 1969), который составил схему внутренней структуры складчатых комплексов фундамента западных и центральных районов Русской плиты (рис. 18).

В основе указанной схемы лежит представление о том, что в составе сиалической коры выделяются консолидированные «жесткие» древние массивы (узлы кристаллизации), к которым приспособлены обтекающие их более молодые складчатые системы. В пограничных зонах между ними располагаются глубинные (межзональные) разломы, разделяющие разновозрастные структурные комплексы в складчатых поясах и массивах. Указанные особенности внутренней структуры кристаллического фундамента находят отражение в гравитационном и магнитном полях, в которых, как указывалось выше, выделяются соответственно региональные сочетания зон мозаичного, линейного (полосового) расположения и зон резких градиентов или торцовых сочленений аномальных полей. По расположению зон аномальных полей выделяются Белорусско-Валдайская, Таллинско-Московская и Карельская складчатые зоны. Они обтекают жесткие массивы: Восточно-Белорусский, Восточно-Польский, Прибалтийский и другие, отражаемые зонами мозаичных аномалий.

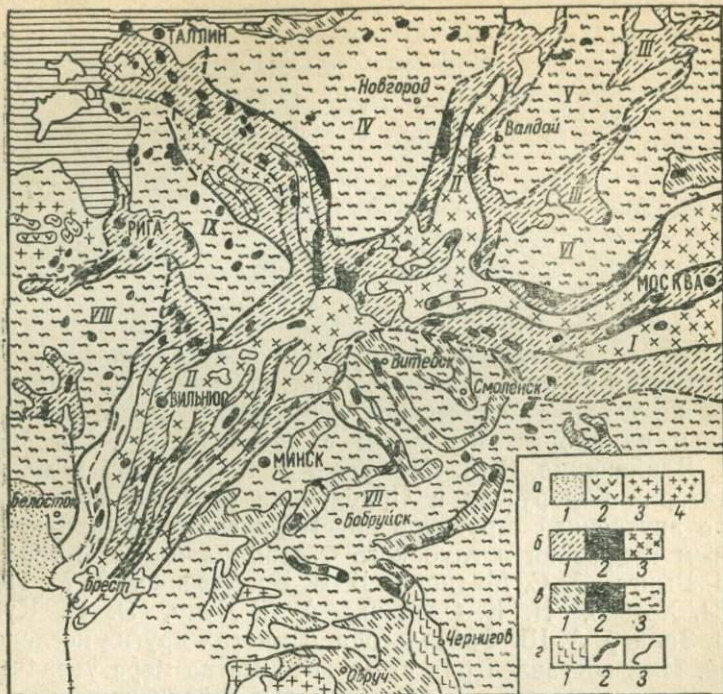


Рис. 18. Схема внутренней структуры складчатых комплексов фундамента центральных районов Русской плиты (по Б. В. Бондаренко): а — готский сублатформенный комплекс (1200—1700 млн. лет): 1 — кварцитовые песчаники, сланцы, диабазы и порфириды Овруча и северо-восточной Польши; 2 — лабрадориты Прибалтики; 3 — рапакиви Прибалтики и Коростеня; 4 — граниты (осницкие, пержанские, житковичские); б — свеко-фенно-карельский геосинклинальный (складчатый) комплекс, переработанный в готскую тектоническую эпоху в зонах (I — Таллинско-Московская, II — Белорусско-Валдайская, III — Карельская), характеризующихся линейным расположением магнитных и гравитационных аномалий (1700—2600 млн. лет): 1 — гнейсы, гранито-гнейсы, пара- и ортоамфиболиты; 2 — габбро, габбро-нориты, нориты, амфиболиты, гнейсы (нерасчлененные); 3 — граниты, мигматиты и родственные им породы, реликты гнейсовые; в — нерасчлененный досвеко-фенно-карельский (беломорский) геосинклинальный комплекс, переработанный в свеко-фенно-карельскую и готскую тектоническую эпохи в массивах (IV — Ильменско-Чудский; V — Валдайский; VI — Верхне-Волжский; VII — Восточно-Белорусский; VIII — Восточно-Польский; IX — Прибалтийский), характеризующихся мозаичным расположением магнитных и гравитационных аномалий (2600 млн. лет и древнее): 1 — биотитовые плагиогнейсы, гнейсы гранатово-биотитовые, двуслюдяные; 2 — габбро, амфиболиты, гнейсы (нерасчлененные); 3 — граниты, гибридизированные гранодиориты, диориты, реликты гнейсов; г — другие условные обозначения: 1 — базальты и диабазы платформенных комплексов осадочного чехла; 2 — межзональные глубинные разломы; 3 — внутризональные региональные разломы

В соответствии с возрастной индексацией структурно-вещественных комплексов докембрия, принятой для Балтийского щита (Богданов, 1967), под осадочным чехлом территории Белоруссии и Прибалтики выделяются: готский субплатформенный комплекс (1200—1700 млн. лет); свеко-фенно-карельский геосинклинальный (складчатый) комплекс (1700—2600 млн. лет) в Таллинско-Московской, Белорусско-Валдайской и Карельской зонах с линейным расположением магнитных и гравитационных аномалий; досвеко-фенно-карельский (беломорский) геосинклинальный (складчатый) комплекс (1700—2600 млн. лет) в Таллинско-Московской, Белорусско-Валдайской и Карельской зонах с линейным расположением магнитных и гравитационных аномалий; досвеко-фенно-карельский (беломорский) геосинклинальный комплекс (2600 млн. лет и древнее) в пределах Восточно-Белорусского, Восточно-Польского и других жестких массивов с мозаичным расположением магнитных и гравитационных аномалий.

Готский субплатформенный комплекс, залегающий с резким угловым несогласием на древних складчатых толщах, образует пологие структуры. На территории Белоруссии (Микашевичский выступ), Прибалтики и северо-восточной Польши он сложен кварцевыми песчаниками, сланцами, диабазами, порфиритами овручской серии.

Свеко-фенно-карельский геосинклинальный (складчатый) комплекс представлен элементами складчатых систем в виде замыкающихся синклиналиев и антиклинариев. При этом синклинарии в зонах гравитационных максимумов сложены главным образом толщами гнейсов и метабазитов, антиклинарии — массивами гранитоидных пород в зонах гравитационных минимумов. Указанная структура хорошо изучена в пределах зоны полосовых аномалий северо-восточного простирания территории Белоруссии и Прибалтики. Здесь метабазитовая серия синклиналиев содержит ферромагнитные реликты: габбро, габбро-нориты, амфиболиты, а также магнетитовые гнейсы, которым соответствуют узкие полосы сравнительно интенсивных магнитных аномалий, совпадающих с региональными гравитационными максимумами. Указанные структуры и петрографические комплексы в пределах Белорусского массива являются рудоконтролирующими и представляют практический интерес для детального изучения в связи с поисками и разведкой черных и цветных металлов.

Досвеко-фенно-карельские структурно-вещественные комплексы древних массивов сложены преимущественно гранито-гнейсовыми породами, а также изометричными интрузиями основного и среднего состава, которые обуславливают общий мозаичный характер магнитного и гравитационного полей.

Кристаллический фундамент разбит различно ориентированной системой разломов глубокого заложения. Разломная тектоника определяет образование складчато-блоковой структуры докембрия и земной коры в целом, что оказывает существенное влияние на последующую историю развития и особенности строения геоструктурных элементов.

Геоструктурные элементы кристаллического фундамента и осадочного чехла. Современное представление о геоструктурных элементах докембрийского фундамента и осадочного чехла территории Белоруссии и Прибалтики основывается на результатах комплексных геофизических исследований методами гравиразведки, магниторазведки, электроразведки, сейсморазведки и глубокого бурения. Они выполнялись геофизическими экспедициями и партиями Министерства геологии СССР и Министерства нефтяной промышленности СССР. Материалы этих исследований были использованы для обобщающих работ последних лет, выполненных по территории Белоруссии А. Т. Донабедовым, Б. В. Бондаренко, Ж. П. Хотько, А. С. Махначом, Р. Г. Гарецким, Р. Е. Айзбергом, З. А. Гореликом; по территории Прибалтики — А. Ш. Файтельсоном, Э. П. Кузик, В. Н. Зандер, Н. К. Озолинь и др. Структурные построения указанных авторов нами учтены при составлении сводной карты рельефа поверхности докембрийского кристаллического фундамента территории Белоруссии и Прибалтики (рис. 19).

В региональном плане в качестве главнейших геоструктурных элементов на территории Белоруссии выделяются Белорусский массив, Припятский грабен, Брестская и Оршанская впадины; на территории Прибалтики — Балтийская впадина, Латвийская седловина и южный склон Балтийского щита. Указанные геоструктурные элементы являются структурами древнего заложения и сложной геологической истории, в которой большую роль играли процессы преобразования древних структурно-тектонических планов, возникновение и развитие на их фоне более молодых наложенных структур.

Белорусский массив является региональной структурой в системе тектонических элементов западной части Восточно-Европейской платформы. В современном структурно-тектоническом плане он оконтуривается условно по изогипсе поверхности докембрийского кристаллического фундамента — 600 м и является составной частью области высоко приподнятого положения фундамента, которая протягивается от Украинского щита через Полесскую седловину и Белорусский массив, поперечный перегиб Латвийской седловины к южному склону Балтийского щита. На востоке от массива ответвляется Жлобинская седловина, соединяющая его с Воронежским массивом. По данным бурения и геофизики сводовая часть

Белорусского массива расположена в районе Гродно — Молодечно — Минск — Барановичи, где абсолютные отметки кристаллического фундамента колеблются от +80 до —250 м.

В кристаллическом фундаменте, как указывалось выше, чередуются синклиналильные и антиклиналильные структуры, сложенные соответственно гнейсовыми толщами и гранитоидными породами. Внутри и на контактах гнейсовых толщ развиты интрузии габбро, магнетитовых гнейсов, амфиболитов с

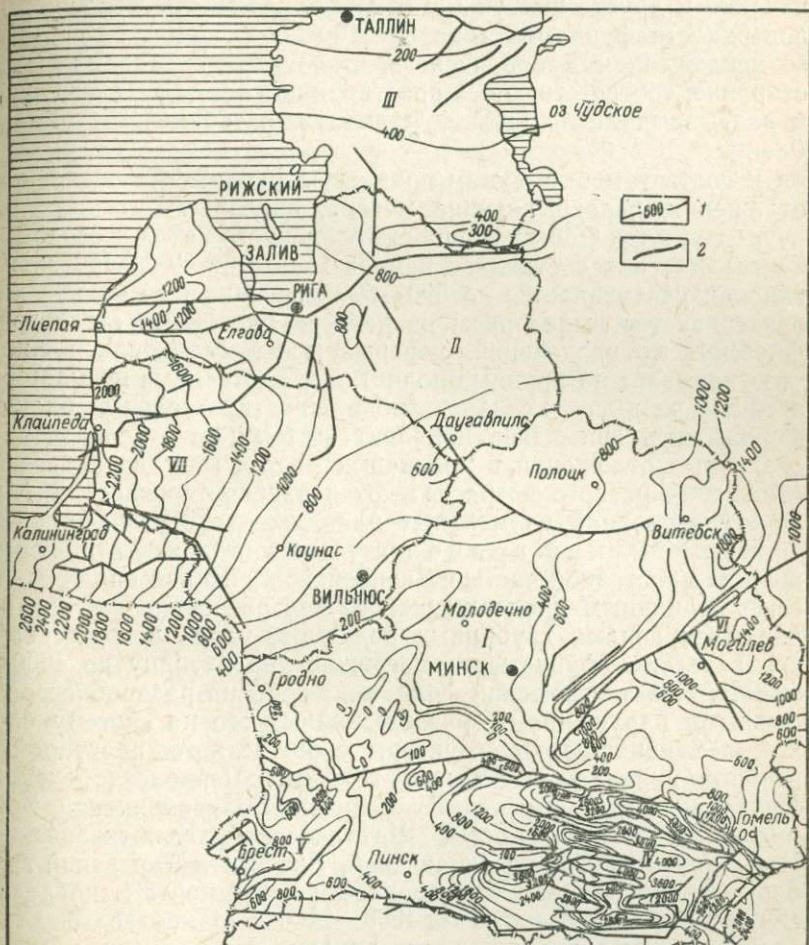


Рис. 19. Карта рельефа поверхности докембрийского кристаллического фундамента территории Белоруссии и Прибалтики (составил Ж. П. Хотько по материалам Ж. П. Хотько, Б. В. Бондаренко, Э. П. Кузик, Н. М. Руховца, А. Ш. Файтельсона и др.): 1 — изогипсы поверхности докембрийского кристаллического фундамента, м; 2 — зоны разломов

повышенной ферромагнитной, сульфидной и редкометальной минерализацией.

Эта область в пределах Белорусского массива представляет собой своеобразную минералого-петрографическую и геохимическую провинцию, наиболее перспективную на металлические полезные ископаемые.

Поверхность кристаллического фундамента Белорусского массива характеризуется значительной расчлененностью. Здесь выделяется Щучинский, Моринский, Белицкий, Бобовнянский и другие выступы с относительными превышениями поверхности фундамента на 50—100 м. Указанные выступы, за исключением Бобовнянского, имеют северо-западное простирание, соответствующее простиранию складчатых структур и разрывных дислокаций фундамента, разобщающих его на блоки.

В соответствии с общим поднятием фундамента осадочные отложения, перекрывающие массив, образуют антиклинальную структуру. Общая мощность осадочного чехла в сводовой части массива составляет немногим больше 100—150 м, на склонах увеличивается до 500—600 м. Осадочный покров характеризуется выпадением из разреза различных стратиграфических подразделений, перерывами в осадконакоплении, что указывает на крупные поднятия и длительные денудации, а также на высокую степень подвижности отдельных блоков фундамента. Последнее приводит к тому, что в основании осадочных отложений в различных частях массива залегают отложения разного возраста — от верхнепротерозойских (белорусская серия) до меловых или даже четвертичных.

Припятский грабен в геоструктурном отношении является составной частью Днепровско-Донецкой впадины, ее северо-западным продолжением. С севера, юга и востока он обрамлен зонами глубинных разломов, вдоль которых кристаллический фундамент погружен на глубину до 4800—5000 м. Кристаллический фундамент грабена раздроблен разрывными нарушениями, разобщающими его на систему блоков, объединяемых в структуры субширотного простирания второго порядка — горсты и грабены: Червонослободский, Центральный, Мозырский, Буйновичский, Наровлянский, Хойникско-Брагинский горсты, Шатилковский, Копаткевичский, Калинковичский, Мелешковичский, Ельский и Туровский грабены. Разность отметок поверхности фундамента в пределах горстов и грабенов достигает 1000—2000 м. Наиболее контрастно структуры второго порядка внутри Припятского грабена проявляются в его центральной и восточной частях. К западу поверхность кристаллического фундамента постепенно поднимается в сторону Полесской седловины и Микашевичского выступа.

Осадочный покров Припятского грабена представлен отложениями верхнего протерозоя, палеозоя, мезозоя, кайнозоя. Особенно полно развиты верхнедевонские соленосные осадки, мощность которых достигает 3500 м. По характеру тектонического строения в осадочном покрове можно выделить три структурных яруса: подсолевой, солевой и надсолевой, сформировавшиеся на различных этапах верхнепротерозойского, каледонского и раннегерцинского. Степень их дислоцированности, а также палеотектонические планы различны. В осадочном покрове в соответствии с субширотным простиранием структур второго порядка в региональном плане выделяются валообразные антиклинальные и синклинальные поднятия и прогибы. Они усложнены локальными структурами высшего порядка, образовавшимися в результате дифференциальных движений блоков кристаллического фундамента. По данным геофизики выявлено около 100 локальных структур, которые располагаются преимущественно в субширотном направлении. Они приурочены или к зонам дизъюнктивных нарушений, которые ограничивают блоки фундамента, объединенные в более крупные структурные элементы — горсты и грабены, или к различным элементам этих структур. Примером может служить зона прибортовых локальных структур: Шатилковская, Первомайская, Восточно-Первомайская, Березинская и др. Аналогичными являются Речицко-Осташковичская и другие зоны локальных поднятий, в пределах которых выявлены промышленные месторождения нефти.

Брестская (Подляско-Брестская) впадина расположена в юго-западной части Белоруссии и на территории Польской Народной Республики, где выделяется наиболее глубокая и протяженная ее часть. На территории Белоруссии, где развита лишь ее восточная центриклиналь (собственно Брестская впадина), она ограничена с севера Белорусским массивом, с юга — Ратновским выступом, с востока — Полеской седловиной. Северная и южная границы очерчены зонами глубинных разломов субширотного простирания, амплитуды которых изменяются на их протяжении от 1000 до 200 м и менее. С востока граница впадины условно может быть очерчена изогипсой — 600 м. Кристаллический фундамент впадины опущен на территории Белоруссии до глубин 1600—1700 м, а на территории ПНР — еще глубже (скважиной Жебрак вскрыты среднекембрийские отложения на абсолютной отметке — 2320 м). Внутри Брестской впадины кристаллический фундамент расчленен разрывными нарушениями преимущественно северо-восточного направления на систему блоков, дифференциальные перемещения которых привели к образованию блоковых структур второго порядка (Высоковская, Кобринская, Антопольская, Дивинская и др.).

Блоки, а также ограничивающие их нарушения влияют на структурные особенности осадочного чехла, который представлен образованиями верхнего протерозоя (верхне-рифейский и вендский комплексы), кембрия, ордовика, силура, нижнего девона, верхней перми, мезо-кайнозоя. В осадочном чехле впадины выделяются два структурно-тектонических этажа. Первый из них включает отложения протерозоя и палеозоя, второй — мезо-кайнозоя. Структура нижнего этажа, мощности и фации отложений определяются основными чертами строения кристаллического фундамента. Закономерное чередование опущенных и приподнятых блоков фундамента находит отражение в осадочном покрове в виде антиклинальных и синклиналиных структур, крылья которых усложнены системой дизъюнктивных и пликативных нарушений преимущественно северо-восточного направления.

Структурный план мезокайнозойского этажа характеризуется северо-западным простиранием. Поверхность мезозойских отложений соответственно погружается в юго-западном направлении.

Оршанская (Витебско-Валдайская) впадина субмеридионального простирания расположена в северо-восточной части Белоруссии между Белорусским массивом и его подземным продолжением — Латвийской седловиной на западе и Нелидовским выступом фундамента на востоке и представляет собой внутриплатформенный прогиб, осложняющий западный склон Московской синеклизы. Граница впадины в пределах территории БССР условно устанавливается по изогипсе — 800 м. Наиболее глубокое погружение фундамента составляет примерно — 1700 м. Внутри впадины по поверхности кристаллического фундамента выделяется ряд структурных элементов — относительных погружений и поднятий. К числу первых относятся Витебская и Могилевская мульды, а также Червенский грабен. В пределах указанных структур кристаллический фундамент залегает соответственно на глубинах порядка 1700, 1500, 1000 м. Витебская и Могилевская мульды разделены горстообразной структурной переемычкой северо-восточного простирания, где поверхность кристаллического фундамента залегает на глубинах 1100—1200 м. С севера и юга структурную переемычку ограничивают зоны разломов северо-восточного простирания с амплитудами смещения крыльев порядка 200 м. Тектонические нарушения обрамляют Червенский грабен, а также осложняют структурный план Могилевской мульды. Внутри впадины выделяются также малоамплитудные локальные структуры кристаллического фундамента, осложняющие, в частности, структурную переемычку, Червенский грабен (Смиловичское, Осиповичское, Кличевское поднятия).

Осадочный чехол Оршанской впадины представлен породами верхнерифейского комплекса, отложениями вендской серии, среднего и верхнего девона и мезо-кайнозоя. Верхнерифейский структурный комплекс залегает на размытой и выветрелой поверхности кристаллического фундамента. Его структурный план совпадает со структурным планом кристаллического фундамента. Верхнерифейские отложения погружаются к осевой зоне Оршанской впадины. Структурные комплексы более поздних эпох (отложения венда, среднего и верхнего девона) отражают строение юго-западного борта Московской синеклизы, они моноклинально погружаются к северо-востоку от +50 до —150 м. Таким образом, их тектонический план отличается от тектонических планов верхнерифейского комплекса и фундамента.

Верхний мезо-кайнозойский структурный комплекс залегает на размытой поверхности девонских пород. От нижних структурных комплексов он отличается меньшей дислоцированностью. Его структурный план отражает региональные особенности строения западной части Московской синеклизы и северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины и отличается от структурных планов нижезалегающих образований.

Балтийская впадина — крупная платформенная структура, выраженная прогибом кристаллического фундамента. Охватывает западную часть южной Прибалтики, Калининградскую область и на юго-западе распространяется в пределы Польской Народной Республики. С севера и северо-запада Балтийская впадина ограничена склонами Балтийского щита; с востока — Латвийской седловиной; с юго-востока — Белорусским массивом; на юго-западе соединяется с Датско-Польским прогибом; на западе впадина продолжается в пределы акватории Балтийского моря. Абсолютные отметки фундамента изменяются от —1000 м вдоль восточной границы впадины до —3000 м западнее Калининграда. Осевая линия Балтийской впадины имеет северо-восточное направление.

Сочленение Балтийской впадины со смежными структурными элементами происходит преимущественно вдоль зон нарушений. От южного склона Балтийского щита она отделена зоной разломов фундамента, выделяемой геофизическими исследованиями в северной части Рижского залива, где наблюдается ступень в кристаллическом фундаменте с резким его погружением — от —500 м в южной части о. Сарема до —1000 — 1200 м в северной части Курземского полуострова. Восточная граница впадины в рельефе кристаллического фундамента отчетливо не выражена. Здесь она проводится условно по изолинии —1000 м, однако различие в простирающих

аномалий (субмеридиональные на продолжении системы аномалий Белорусского массива и субширотные в Балтийской впадине), а также наличие флексур в осадочном покрове дают основание выделить здесь также зону разрывных нарушений субмеридионального направления южнее Риги. Южная граница на территории Польши связана с резким уступом в кристаллическом фундаменте, вдоль которого фундамент погружается в сторону Датско-Польского прогиба до —5000 м.

Таким образом, Балтийская впадина по характеру конфигурации представляет собой опущенный прямоугольный крупный блок земной коры в северо-западной части Восточно-Европейской платформы.

В основу тектонического районирования Балтийской впадины большинством исследователей положен принцип разделения ее на крупные блоки, разграниченные разломами кристаллического фундамента и соответствующими зонами дизъюнктивных и пликативных нарушений в кристаллическом фундаменте. А. Ш. Файтельсон выделяет ряд аномальных зон геофизических полей, отображающих расположение блоков фундамента, отличающихся вещественным составом слагающих их пород, историей развития и др. Главнейшие из них Рижский, Лиепайско-Елгавский, Куршский и Пишский. Указанные блоки разделены глубинными разломами, образующими шовные зоны: Латвийскую (на широте Риги), Клайпедскую (на широте Клайпеды), Неманскую (на широте Калининграда) и др.

Э. П. Кузик и Н. И. Белкина выделяют северную, центральную и южную зоны Балтийской впадины, в общих чертах соответствующие крупным блокам А. Ш. Файтельсона. В основе выделения указанных трех зон также лежит характеристика геофизических полей, простираения структурных элементов фундамента, степень дислоцированности осадочного покрова и др.

В пределах выделенных крупных блоков региональными сейсмическими работами по поверхности фундамента выявлен ряд выступов, имеющих также преимущественное субширотное простираение и значительные размеры. Наиболее крупные из них Тельшайский, Лиепайско-Елгавский, Кулдигский и др. Тельшайский выступ тянется от г. Клайпеды в северо-восточном направлении на расстояние 150 км, ширина его около 30 км, амплитуда до 150 м. Лиепайско-Елгавский выступ имеет амплитуду по северному крылу до 150 м, по южному приразломному крылу — до 400 м. Протяженность его около 150 км, ширина 20 км. Кулдигский выступ имеет также субширотное простираение, длину 100 км, ширину 25 км, амплитуду 100—150 м.

Осадочный чехол Балтийской впадины сложен отложениями палеозойской, мезозойской и кайнозойской групп. В процессе тектонического развития северо-западной части Восточно-Европейской платформы, и в частности изменения характера блоковых движений кристаллического фундамента, проходила неоднократная перестройка структурных планов осадочных отложений. Н. К. Озолин, И. А. Голубкова, И. С. Гольдберг и другие исследователи выделили по угловым и стратиграфическим несогласиям структурные комплексы: каледонский, охватывающий отложения от валдайских до силурийских включительно; герцинский, представленный девонскими отложениями; альпийский, объединяющий пермские и мезозойские отложения. Каледонский структурный комплекс в основном повторяет рельеф кристаллического фундамента. Здесь четко выделяются отраженные структуры в виде валлообразных поднятий, соответствующих выступам кристаллического фундамента (например, Лиепайско-Елгавский, Кулдигский, Тельшайский, Дружбинский и др.). Структурные планы вышележащих структурных этажей резко отличаются от каледонского; в частности, герцинский структурный комплекс характеризуется слабой дислоцированностью. Отраженные структуры, отчетливо выраженные в каледонском комплексе, здесь либо не проявляются, либо приобретают расплывчатые очертания. Альпийский комплекс характеризуется наличием бескорневых структур, иным их простиранием.

В пределах Балтийской впадины в настоящее время установлено около 70 локальных структур осадочного покрова с амплитудами 50—100 м и более, а также флексурные уступы, представляющие интерес для постановки нефтепоисковых работ. Как правило, локальные структуры осложняют поднятия или группируются в цепочки северо-восточного, субширотного и северо-западного простираний. Локальные структуры изучаются методом МОВ по отражающим горизонтам, приуроченным к отложениям различного возраста (верхнего ордовика, кембрия, девона, перми и триаса).

Латвийская седловина является самостоятельным структурным элементом северо-западной части Восточно-Европейской платформы и располагается между южным склоном Балтийского щита и Белорусским массивом. В качестве относительно приподнятого элемента она отделяет Оршанскую впадину от Балтийской. Латвийская седловина имеет широтное простирание. Она характеризуется сравнительно неглубоким залеганием кристаллического фундамента: в осевой части глубина залегания его поверхности достигает 800—900 м. С севера Латвийская седловина ограничена Латвийской зоной глубинных разломов, проходящей вдоль южного крыла Локновского выступа в направлении на Ригу. В южной

части седловины, в пределах территории Белоруссии, также выделяется крутой выступ, ограничивающий Белорусский массив южнее линии Полоцк — Даугавпилс. Кристаллический фундамент в пределах седловины отличается от кристаллического фундамента смежных структур меньшей степенью дислоцированности и спокойным рельефом. Здесь сейсмическими и электроразведочными региональными работами установлены два меридионально ориентированных выступа амплитудой порядка 100 м (Виеситский и Мерерагский). В зоне сочленения Латвийской седловины и Балтийской впадины выделяются описанные выше дизъюнктивные и пликативные дислокации кристаллического фундамента и осадочной толщи, имеющие субмеридиональное направление.

Слабая дислоцированность докембрийского кристаллического фундамента определяет также спокойное залегание осадочного чехла, представленного в пределах Латвийской седловины отложениями венда, кембрия, силура, ордовика, среднего девона, мела, палеогена и четвертичных образований.

Южный склон Балтийского щита охватывает территорию Эстонии и северную часть Латвии. Южная граница склона выражена четко в виде крупного уступа широтного простирания, ограничивающего Локновское поднятие. Уступ тянется вплоть до восточного берега Рижского залива и далее на запад. В пределах склона поверхность кристаллического фундамента спокойно погружается с севера на юг от —200 до —600 м. Наиболее крупное поднятие фундамента Локновское (Валмиерско-Локновское) имеет широтное простирание и состоит из ряда выступов Валмиерского, Мынистского, Локновского. В пределах последнего поверхность кристаллического фундамента залегает на глубинах около —200 м.

Геоструктурные элементы глубинных зон земной коры

Рельеф поверхности Конрада. В рельефе поверхности Конрада выделяется ряд выступов и впадин, по местоположению совпадающих со структурами верхних зон земной коры (рис. 20). Диапазон глубин залегания поверхности Конрада составляет от 16 до 20 км. Наиболее глубоко граница раздела базальт — гранит залегает в юго-восточной части Белоруссии, в пределах Припятского грабена, где выделяются субширотные структуры в северной и южных частях с глубинами залегания поверхности Конрада порядка 20 км. В юго-восточном направлении область погружения переходит в зону изометрического поднятия поверхности Конрада до 16 км.

совпадающую с Черниговским максимумом силы тяжести. На границе между Припятской и Черниговской зонами наблюдается область сравнительно резкого изменения глубины залегания базальтового слоя в виде уступа. В центральной части Белоруссии поверхность Конрада поднимается до 17—18 км. При этом простираение поднятий меняется с широтного на северо-восточное.

В Прибалтике чередуются обширные относительные поднятия и погружения базальтового слоя, имеющие широтное направление, ортогональное оси Прибалтийской впадины. Здесь отметки поверхности Конрада изменяются от 18 км в

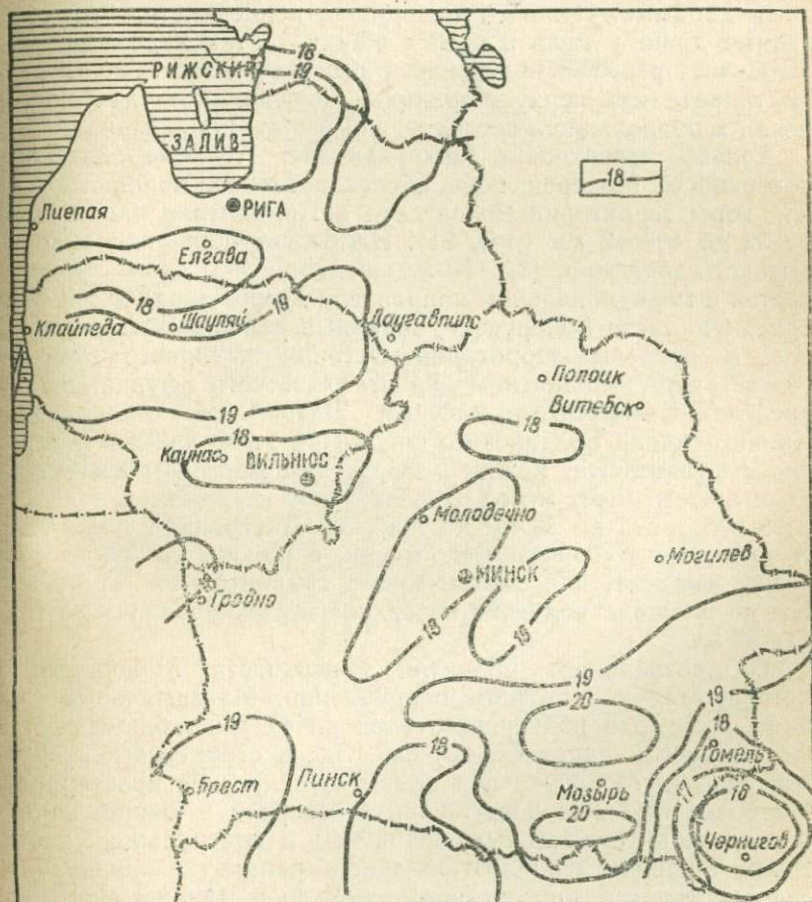


Рис. 20. Схема рельефа поверхности Конрада территории Белоруссии и Прибалтики (составил Ж. П. Хотько): 1 — изогипсы поверхности Конрада, км

районе Каунаса и Елгавы до 19—20 км на широте Клайпеды и севернее Риги. Следует указать на сравнительно небольшой диапазон изменения глубин залегания поверхности Конрада, следовательно, изменений мощности гранитного слоя.

Интересно сопоставить приведенные данные с расчетами глубин залегания кромок аномалиеобразующих тел (блоков кристаллического фундамента), выполненными Е. Г. Лапиной и А. Ш. Файтельсоном (1970) по гравиметрическим и магнитным данным. Для Прибалтики ими получены данные, свидетельствующие о существовании неоднородностей кристаллического фундамента до глубины 15—20 км, т. е. до поверхности «базальтового» слоя, что совпадает с полученными нами данными. Необходимо, однако, подчеркнуть, что указанные данные лишь в самых общих чертах характеризуют изменение рельефа поверхности Конрада и их следует рассматривать как первую прикидку, необходимую для постановки и продолжения исследований в этом направлении.

Рельеф поверхности Мохоровичича. Глубины залегания поверхности Мохоровичича, а следовательно, мощность земной коры территории Белоруссии и Прибалтики изменяются от 32 до 40—42 км (рис. 21). Наиболее обширная область высокого залегания (34—36 км) подкорового слоя протягивается в меридиональном направлении через западную и центральную части Белоруссии, западные районы Литвы и Латвии в пределы территории Эстонии и пространственно соответствует поднятиям кристаллического фундамента в пределах Белорусского массива, Латвийской седловины и южного склона Балтийского щита. При этом, как и в поверхности фундамента, между Белорусским массивом и Балтийским щитом имеет место относительное погружение подкорового субстрата до 38 км на широте Даугавпилс — Шауляй. В юго-восточной части Белоруссии, в районе Гомель — Чернигов, выделяется изометрическое, сравнительно ограниченное по площади поднятие поверхности Мохоровичича до глубин 32 км.

От центрального поднятия поверхность Мохоровичича погружается в восточном направлении. Максимальные глубины залегания подкорового слоя до 42 км наблюдаются в юго-восточной части Белоруссии. Здесь структурные формы поверхности Мохоровичича имеют субширотное простираие. Наиболее глубокие погружения в северной и южной частях разделены относительным поднятием в центральной части. Вдоль северной, южной и западной границ указанной области выделяются зоны резкого изменения мощности земной коры. Они совпадают с гравитационными ступенями на карте гравитационных аномалий, а также с зонами резкого изменения скоростей современных вертикальных движений,

больших градиентов температур и т. д. и, по всей вероятности, отражают местоположение глубинных разломов земной коры.

В западной Прибалтике, в пределах Балтийской впадины, выделяется область субширотных относительных поднятий и опусканий поверхности Мохоровичича, разобценных зонами уступов. Наиболее высокое положение поверхность Мохоровичича занимает на широте Елгавы, где ее глубины равны 34—36 км.

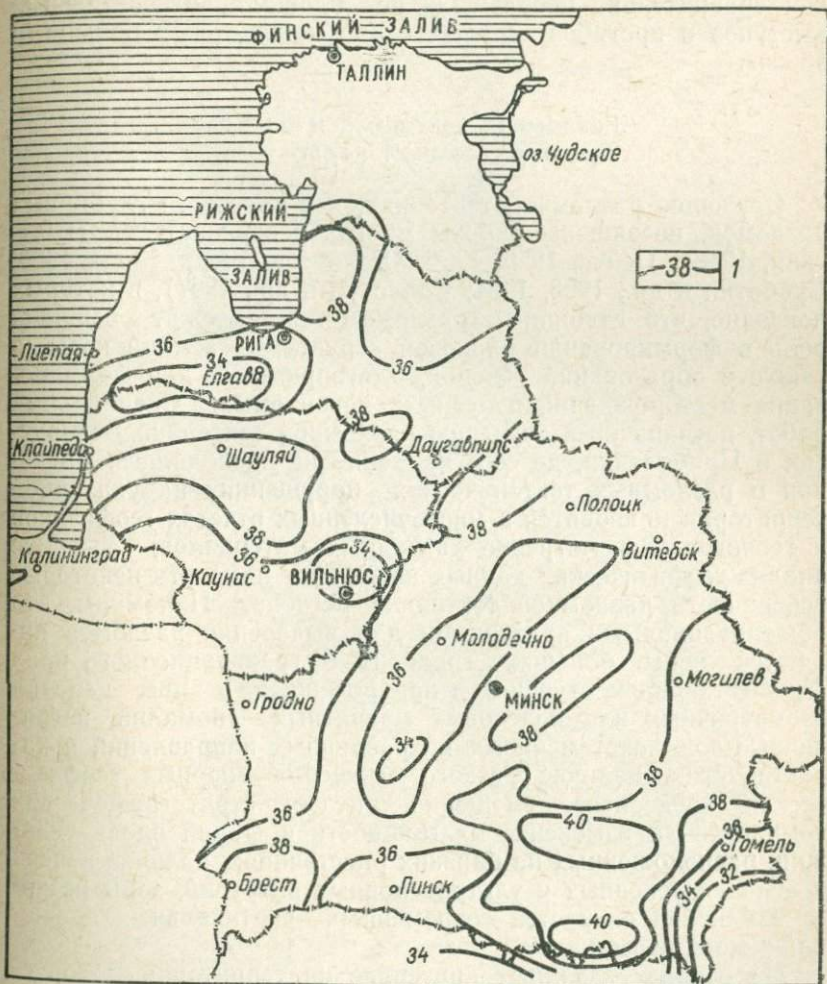


Рис. 21. Схема рельефа поверхности Мохоровичича территории Белоруссии и Прибалтики (составил Ж. П. Хотько): 1 — изогипсы поверхности Мохоровичича, км

Приведенные данные свидетельствуют о более сложных формах рельефа поверхности Мохоровичича по сравнению с показанными А. А. Борисовым (1967) на схематической карте рельефа поверхности Мохоровичича территории СССР, на которой территории Белоруссии и Прибалтики расположены в зоне глубин 40—45 км. Имея в виду схематичность изображения, А. А. Борисов пишет: «Соответственно предполагается, что глубины до поверхности *M* здесь не выходят за пределы 35—45 км. Это, однако, не исключает вероятности наличия сравнительно небольших по площади относительных выступов и прогибов с глубинами меньше 35 и большими 45 км».

Разломная тектоника и блоковая структура земной коры

Изучению разломной тектоники, и в частности глубинных разломов, посвящены работы многих исследователей (Шатский, 1948; Пейве, 1956, 1960; Белоусов, 1966; Хаин, 1963; Субботин и др., 1963, 1964; Соллогуб и др., 1967), в которых показано, что глубинным разломам принадлежит ведущая роль в формировании блоковой структуры земной коры, а также в образовании условий, благоприятных для формирования месторождений полезных ископаемых. Специальных работ, посвященных изучению разломной тектоники Белоруссии и Прибалтики, до сего времени не проводилось. Сведения о разломных тектонических нарушениях на указанной территории приводятся в многочисленных отчетах геофизиков и геологов. Рассмотрение указанных материалов, а также анализ геофизических данных позволяют наметить некоторые особенности разломной тектоники региона. Напомним, что общепризнанными критериями для выделения разломов являются зоны больших градиентов гравитационного поля (гравитационные ступени) и приуроченные к ним цепочки изометричных или полосовых магнитных аномалий, пограничные зоны систем аномалий различных направлений и характеристик, наличие резкого смещения опорных геофизических горизонтов, смещение литолого-стратиграфических комплексов и изменение их мощности и фаций вдоль скважин, расположенных на близких расстояниях, наличие поясов и цепочек основных и ультраосновных интрузий, зоны резкого изменения скоростей современных вертикальных движений земной коры и др.

На основе указанных критериев на территории Белоруссии и Прибалтики выделяются разломы различных простираний, протяженности, возраста, глубины заложения и др. (рис. 22). В соответствии с классификацией, предложенной

Н. С. Шатским, А. В. Пейве, В. Е. Хаиным, здесь могут быть выделены глубинные сбросы и скрытые глубинные разломы, коровые и поверхностные разломы.

Глубинные сбросы характеризуются сравнительно прямолинейными очертаниями, значительной протяженностью, дли-

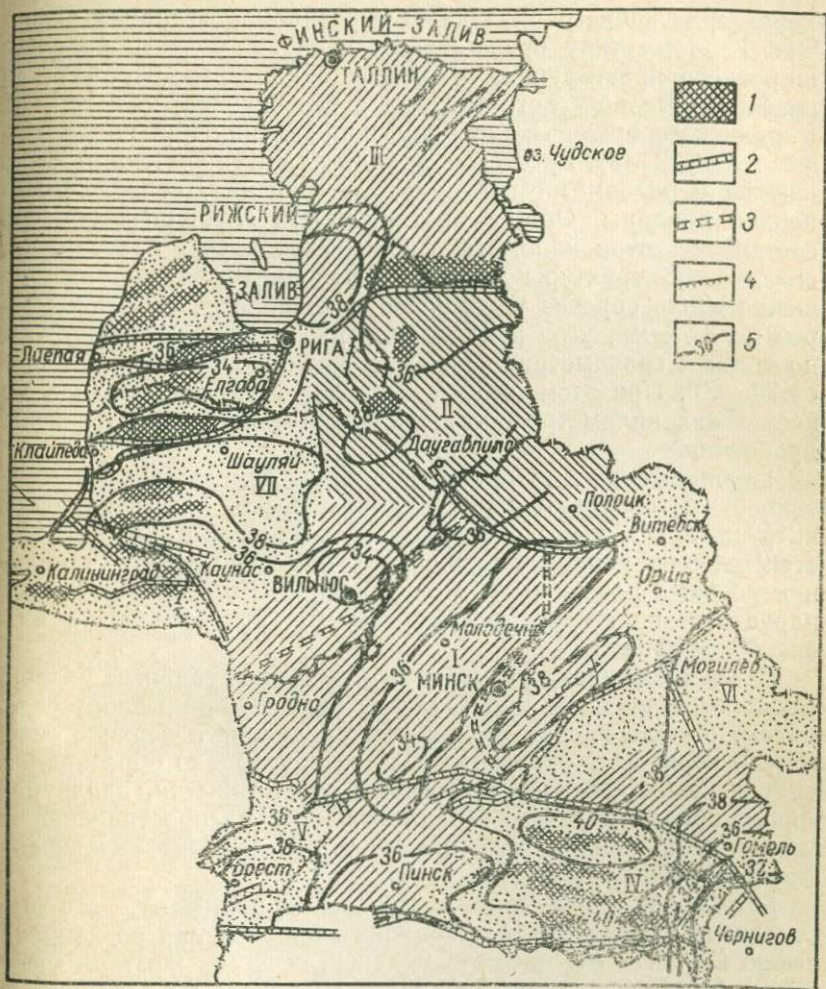


Рис. 22. Схема глубинной структуры земной коры территории Белоруссии и Прибалтики (составил Ж. П. Хотько): I — Белорусский массив; II — Латвийская седловина; III — южный склон Балтийского щита; впадины: IV — Припятская, V — Брестская, VI — Оршанская, VII — Балтийская; 1 — выступы кристаллического фундамента внутри структур первого порядка; 2 — глубинные сбросы; 3 — скрытые глубинные разломы; 4 — коровые разломы; 5 — изогипсы поверхности Мохоровичича, км

тельностью и многофазностью развития, большой глубиной заложения, достигающей мантии, значительным смещением вдоль блоков земной коры, вертикальным или близким к нему наклоном, иногда «парностью» с обособлением шовных зон в виде горстов или грабенов. Глубинные сбросы зачастую разграничивают крупные глубинные структуры земной коры, характеризующиеся различным строением и историей развития. К этому типу прежде всего следует отнести разломы широтного простираия, отделяющие на севере Припятский грабен от Белорусского массива и его склонов, на юге — от Украинского щита. В западном направлении они продолжают в пределах Брестской впадины, в юго-восточном смыкаются с разломами центрального грабена Днепровско-Донецкой впадины. Общая протяженность глубинных сбросов составляет сотни километров. Они секут вкрест простираия складчатые структуры докембрия различных возрастов. Смещение вдоль сбросов переменное и колеблется от сотен метров до 3—4 км, угол наклона по ориентировочным расчетам по данным гравиметрии близок к вертикальному и составляет 70—80°. При этом наблюдается ряд ступеней шириной до нескольких километров, что придает разлому характер зоны дробления.

Глубинные сбросы проникают через земную кору в мантию, о чем свидетельствует наличие вдоль них проявлений интрузивного и эффузивного магматизма, гидротерм, высокой степени современной подвижности крыльев, резкие изменения рельефа поверхности Мохоровичича. Возраст заложения нарушений по геологическим данным протерозойский или еще более ранний.

В северной части республики намечен глубинный разлом также субширотного простираия, отделяющий Белорусский массив от Латвийской седловины. Внедрение в верхние слои земной коры масс основного состава обусловило образование Глубокско-Лепельского максимума силы тяжести, вдоль которого проходит уступ, ограничивающий распространение в южном направлении силурийских и ордовикских отложений Латвийской седловины.

К этому же типу следует также, по-видимому, отнести глубинный разлом северо-восточного простираия по направлению Слуцк — Могилев — Смоленск, секущий жесткий блок готид. Амплитуда смещений здесь сравнительно невелика и имеет переменный характер — от 1 км в районе Червенского грабена до сотен метров за его пределами. Вдоль указанного разлома располагаются интрузии основных и ультраосновных пород, в частности в районе Могилева.

Аналогичное северо-восточное простираие имеет также глубинный разлом, отделяющий Припятский грабен от Дне-

провско-Донецкой впадины в районе Гомель — Чернигов. Амплитуда смещения пород в пределах грабена относительно приподнятых блоков фундамента в районе Лоева, Брагина, Чернигова составляет около 1 км. Вдоль разлома в верхнедевонское время произошли интенсивные излияния магматических масс, образовавшие в районе Чернигова мощные эффузивные толщи.

Особую группу составляет система глубинных разломов субширотного северо-западного и северо-восточного направлений на территории Прибалтики. В ее состав прежде всего входит Латвийская зона глубинных разломов, протягивающаяся от Локновского поднятия через Ригу, Курземский полуостров к Балтийскому морю. Этот разлом отделяет Латвийскую седловину от южного склона Балтийского щита, а также рассекает Балтийскую впадину в поперечном направлении. Вдоль разлома наблюдаются высокоградиентные зоны современных вертикальных движений земной коры, интрузии основного состава, метасоматические железистые кварциты, в западной Латвии полосы меланократовой минерализации (Озолинь, 1968; Лунц, Озолинь, 1969). Амплитуда разлома изменяется вдоль его простирания от 100 до 400 м. В западной части Латвии Латвийский разлом, разветвляясь, образует систему субпараллельных разломов, ограничивающих и дробящих крупный Лиепая-Елгавский блок на серию сравнительно мелких блоков. К разломным зонам приурочены флексуры и разрывы в осадочном чехле.

В пределах южного крыла советской части Балтийской впадины М. С. Закашанским и А. Ш. Файтельсоном выделена активная тектоническая зона, названная Неманской (на широте Калининград — Каунас). Здесь преобладают разломы северо-западного простирания. Гравитационное поле характеризуется наличием высокоградиентных зон, к которым иногда приурочены также слабо интенсивные положительные и отрицательные магнитные аномалии. Неманская зона глубинных разломов ограничивает с севера Прегольскую впадину (Калининградская область), представляющую собой опущенный блок внутри Балтийской впадины. Амплитуда смещений фундамента в Неманской зоне небольшая и составляет 100—150 м. На ряде участков разломы не отражаются смещением кристаллического фундамента. Такие участки, по-видимому, оказались залеченными интенсивными внедрениями магмы, фиксируемыми магнитными аномалиями.

Общими наиболее важными особенностями системы разломов территории Прибалтики являются сравнительно небольшие амплитуды смещения пород по поверхности кристаллического фундамента и более глубоким горизонтам земной

коры; зоны разломов внутри Балтийской впадины характеризуются преимущественно субширотным или северо-западным простиранием, т. е. поперечным по отношению к субмеридиональному простиранию оси впадины; по степени дислоцированности кристаллический фундамент впадины резко отличается от более спокойной дизъюнктивной тектоники фундамента сопредельных территорий Латвийской седловины, южного склона Балтийского щита и Белорусского массива. Последнее относится ко всем выделенным отрицательным структурам фундамента (Припятский грабен, Оршанская и Брестская впадины).

Скрытые глубинные разломы в отличие от глубинных сбросов не находят прямого геоморфологического отражения в осадочной толще и поверхности кристаллического фундамента, а также не проявляются четко в геофизических полях. К этому типу следует отнести глубинный разлом северо-восточного направления, фиксируемый западнее Минска зоной резкого изменения скорости современных вертикальных движений земной коры. Вдоль этой зоны происходит также изменение знака современных движений блоков земной коры. В геологическом отношении глубинный разлом совпадает с восточной границей распространения складчатых сооружений свеко-фенно-карелид на Белорусском массиве и является структурно-тектоническим контактом между более молодой складчатой системой и более древним досвеко-фенно-карельским жестким массивом восточной части Белоруссии. Можно также ожидать, что аналогичный глубинный разлом существует восточнее Вильнюса; в северо-западной части Белорусского массива, где наряду с намечаемой зоной резкого изменения скорости современных движений установлены также минерализованные воды (Друскининкай, Биштонас и др.), проникновение которых в верхние слои земной коры, возможно, связано с «раскрытием» разлома в этих местах.

Коровые разломы проникают до подошвы земной коры или затухают в гранитном или базальтовом слое. Они связаны с действием физико-химического механизма в мантии, обуславливающего образование глубинных разломов, которые в свою очередь контролируют образование коровых разломов. Коровые разломы могут иметь различную глубину и время заложения, различную протяженность и амплитуды смещения крыльев, различное направление. Однако ведущие простирания связаны с простиранием глубинных разломов, отражающих направление действия главных тектонических напряжений. Разломы корового типа широко развиты в пределах Припятского grabena, Брестской впадины и Белорусского массива.

Внутри Припятского грабена по данным бурения и геофизики выделяется система разломов преимущественно субширотного простирания. Их образование, по-видимому, следует отнести к началу герцинского цикла орогенеза, когда происходит наиболее интенсивное опускание кристаллического фундамента грабена вдоль ограничивающих его глубинных сбросов. Это опускание сопровождалось деформацией кристаллического фундамента. О том, что некоторые из разломов достигают мантии, свидетельствуют излияния основных и ультраосновных магматических масс, образовавших массивы основных интрузивных пород, например, в пределах Червонослободского, Наровлянского, Злодинского поднятий. Вдоль зон коровых разломов как бы нанизаны цепочки локальных структур в осадочном покрове.

Внутри Брестской впадины по данным геофизики предположительно намечаются коровые разломы преимущественно северо-восточного простирания в соответствии с простиранием складчатых структур фундамента. Они ограничивают структурные элементы впадины второго порядка. Прямыми указаниями наличия разломов северо-восточного простирания являются выявленные по данным бурения и магниторазведки эффузивные толщи линейного расположения и того же простирания (Бондаренко, Хотько, 1961).

На Белорусском массиве складчатый кристаллический фундамент расчленен разрывными дислокациями на блоки, дифференциальные движения которых обусловили различное гипсометрическое положение современной поверхности докембрия. Главное направление разрывных дислокаций северо-восточное, совпадающее с основным простиранием докембрийской складчатости. С ним связано образование интрузий основных пород, картируемых методом магниторазведки. Одновременно здесь намечается система поперечных разломов, ориентированная в субширотном направлении и не контролируемая складчатостью.

Поверхностные разрывные нарушения осложняют преимущественно строение геологических структур осадочной толщи (складок, куполовидных структур, моноклинально падающих пластов и др.). Их образование связано с вертикальными перемещениями блоков кристаллического фундамента, вызывающими пликативные и дизъюнктивные деформации осадочного чехла. Разрывные нарушения этого типа развиты в осадочных образованиях Припятского грабена. Они контролируются разрывными нарушениями других типов, образуя иногда сложную сеть разрывов различных амплитуд, направлений, протяженности и др. Аналогичные нарушения осадочной толщи установлены по данным геофизики, глубокого бурения и геолого-съёмочных работ в пределах Брестской, Бал-

тийской впадин, Белорусского массива и других геоструктурных элементов.

Роль рассмотренных типов разломов в формировании общего структурного плана и месторождений полезных ископаемых территории Белоруссии и Прибалтики различна. Система глубинных разломов подразделяет земную кору на крупные блоки, характеризующиеся различными простираниями, строением и тектоническим режимом. В плане блоки, ограниченные глубинными разломами, имеют преимущественно форму прямоугольников. Для территории Белоруссии характерны блоки широтного и северо-восточного простираний размерами в сотни километров. В южной части Белоруссии наиболее опущенные блоки совпадают с контурами Припятского грабена и Брестской впадины. Для Припятского блока на протяжении длительного геологического времени, начиная с девона, характерны преимущественно опускания, проявившиеся особенно интенсивно в верхнедевонское время, когда происходило накопление мощных толщ соленосных отложений. Интересно отметить, что современный режим колебательных движений характеризуется общим интенсивным поднятием блока, составляющим в среднем $+ 4$ мм/год.

Время наиболее интенсивного погружения Брестского блока совпадает с байкальским орогенезом, что также наложило свой отпечаток на особенности осадконакопления этого региона.

Наиболее приподнятый блок соответствует Белорусскому массиву. Ему свойственны на протяжении всего палеозоя и в современную эпоху преимущественно восходящие движения, обуславливающие выпадение из разреза ряда литологических комплексов.

В восточной части республики (район Могилева — Гомеля) расположен древний консолидированный блок беломорид, характеризующийся большим развитием интрузивного магнетизма, высокой степенью метаморфизма горных пород. Для него в отличие от рассмотренных выше блоков характерны современные слабые нисходящие вертикальные движения.

На территории Прибалтики преобладают блоковые структуры субширотного и субмеридионального простираний. Наиболее крупные блоки совпадают с основными геоструктурными элементами земной коры. Выше указывалось, что Балтийская впадина представляет собой опущенный прямоугольный блок, имеющий субмеридиональное простирание. Его строение усложнено системой глубинных разломов, разобщающих земную кору впадины на ряд блоков субширотного простирания. Дифференциальные движения последних определили современный структурный план и характер осадконакопления в различных частях впадины.

Латвийская седловина, ограниченная с севера и юга глубинными разломами, также представляет собой самостоятельный крупный блок широтного простирания.

Коровые и поверхностные разломы определяют особенности структурных планов фундамента и осадочной толщи более высоких порядков. Так, в Припятской впадине коровые разломы расчленяют кристаллический фундамент на мелкие блоки, объединяемые в структурные элементы второго порядка — горсты и грабены, вытянутые в субширотном направлении в соответствии с простиранием Припятского грабена. Дифференциальные движения отдельных элементов блоковой структуры определяют структурно-тектонические условия осадочного покрова.

Таким образом, разломной тектонике принадлежит важная роль в формировании структур земной коры различных порядков. С другой стороны, глубинные разломы обуславливают пути движения и размещения в земной коре магматических масс, несущих редкие и рассеянные элементы и другие полезные ископаемые; являются путями проникновения из верхней мантии в земную кору гидротермальных и других растворов и газов. Они же, по представлениям А. В. Пейве, определяют образование магматических очагов вследствие нарушения в зонах разломов термодинамических условий существования вещества в глубоких слоях Земли. В этой связи изучение глубинных разломов имеет важное значение для обоснования закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых.

Наибольший интерес в этом отношении представляют глубинные разломы сбросового типа, с которыми может быть связано формирование месторождений платины, алмазов, титаномагнетитов, магнетитов, медно-никелевых сульфидов и др. Скрытые разломы могут способствовать формированию месторождений свинца, цинка, серебра, меди, висмута, сурьмы, мышьяка, ртути, не имеющих видимой пространственной связи с определенными магматическими породами, скрытыми на глубине (Пейве, 1956). На Белорусском массиве, в пределах Микашевичского выступа, а также в скважинах юго-восточной части Литвы обнаружены следы гидротермальной медно-никелевой минерализации, наличие магнетитовых руд и др., что увеличивает перспективы на металлические полезные ископаемые.

Изучение коровых и поверхностных разломов имеет большое значение для направления поисков месторождений горючих ископаемых, поскольку они определяют структурные условия накопления и сохранения нефти и газов, коллекторские свойства пород и др. Выше указывалось, что в Припятской и Балтийской впадинах расположение структур осадочного по-

кровя подчинено сети коровых разломов. Локальные структуры, перспективные на нефть и газ, вытянуты цепочками в широтном направлении вдоль разрывных нарушений. Кроме того, по мнению ряда исследователей (Кудрявцев, 1964 и др.), роль глубинных разломов заключается не только в том, что они создают предпосылки к накоплению мощных толщ осадочных пород, создают ловушки для нефти и газа, но обеспечивают условия для проникновения углеводородов в осадочную оболочку Земли из глубинных ее недр (теория неорганического происхождения нефти). Этот аспект важно учитывать при изучении вопросов нефтеносности территории Белоруссии и Прибалтики.

Таким образом, комплексному геолого-геохимико-геофизическому изучению разломной тектоники БССР должно быть уделено большое внимание как в геоструктурном, так и в практическом аспекте в направлении поисков новых видов минерального сырья. С другой стороны, изучение современных движений блоков земной коры вдоль глубинных разломов может пролить свет на характер происходящих на глубине физико-химических процессов, а также иметь и другое практическое значение, связанное, например, с мелиорацией Полесской низменности и др.

О соотношениях глубинных и приповерхностных геологических структур

Составление схематических карт и профилей рельефа поверхностей Мохоровичича, Конрада и структур кристаллического фундамента свидетельствует об отражении глубинного строения земной коры в структурном плане ее верхних зон. Взаимосвязь глубинных и приповерхностных структур находит свое отражение в рельефе докембрийского кристаллического фундамента, простирании его основных геоструктурных элементов, в характере разломной тектоники, в развитии интрузивного и эффузивного вулканизма, степени мобильности и специфике строения отдельных крупных блоков земной коры. Из рис. 22 видно, что область наибольшего погружения поверхности Мохоровичича и Конрада в юго-восточной части Белоруссии совпадает с Припятским грабеном, где кристаллический фундамент погружен до глубины 5 км. В соответствии со структурным планом поверхностей Мохоровичича и Конрада здесь могут быть выделены три крупные зоны: северная (Шатилковская) и южная (Ельская) — погруженные, и разделяющая их приподнятая центральная зона.

Черниговский блок земной коры занимает особое положение в структурном плане рассматриваемой территории. В его пределах устанавливается общее поднятие глубинных поверх-

ностей, в частности базальтового слоя. Здесь, вероятно, происходит общая базальтификация земной коры, связанная с дроблением и насыщением гранитного слоя магматическими породами основного состава.

Аналогичные Припятскому грабену соотношения имеют место в пределах Брестской впадины, соответствующей относительному погружению подкорового субстрата до 38 км.

Белорусский массив по положению и простирацию совпадает с наиболее приподнятой областью поверхности Мохоровичича (34—36 км), протягивающейся в пределы Латвийской седловины и южного склона Балтийского щита.

Несколько иное положение занимает Балтийская впадина. Осевая линия погружения поверхности кристаллического фундамента впадины имеет северо-восточное направление. Структуры же поверхностей Мохоровичича и Конрада характеризуются широтным простираем. Они отражаются в структурах кристаллического фундамента второго порядка, в частности, в виде Рижского, Лиепайско-Елгавского, Куршского блоков, а также субширотных зон глубинных разломов, проникающих в мантию. Указанные соотношения свидетельствуют о том, что в процессе тектонического развития северо-западной части Русской платформы происходила неоднократная перестройка структурного плана кристаллического фундамента, а также структурных комплексов осадочных отложений под воздействием глубинных процессов в мантии. Существенную роль при этом играли движения блоков земной коры вдоль зон глубинных разломов.

Таким образом, на рассматриваемой территории в региональном плане преобладают преимущественно прямые соотношения между глубинными и поверхностными геоструктурными элементами: положительные или отрицательные структуры докембрийского фундамента совпадают соответственно с приподнятыми или опущенными формами рельефа поверхностей Мохоровичича и Конрада. Это можно видеть также на рис. 23. Следует при этом отметить, что наиболее контрастно структурные формы выражены по поверхности докембрийского кристаллического фундамента и поверхности подкорового субстрата. В поверхности Конрада они отражаются в сглаженном виде.

Интересной региональной закономерностью является наблюдаемое общее поднятие поверхности Мохоровичича с юга на север. Так, по данным А. А. Борисова (1967), В. Б. Соллогуба и др. (1966, 1967), максимальные глубины (50—54 км) поверхности Мохоровичича выявлены на Украинском и Воронежском массивах на участках, сопредельных с Днепровско-Донецким грабеном. Здесь вырисовывается обширный овалый прогиб с пологими внешними крыльями, разделен-

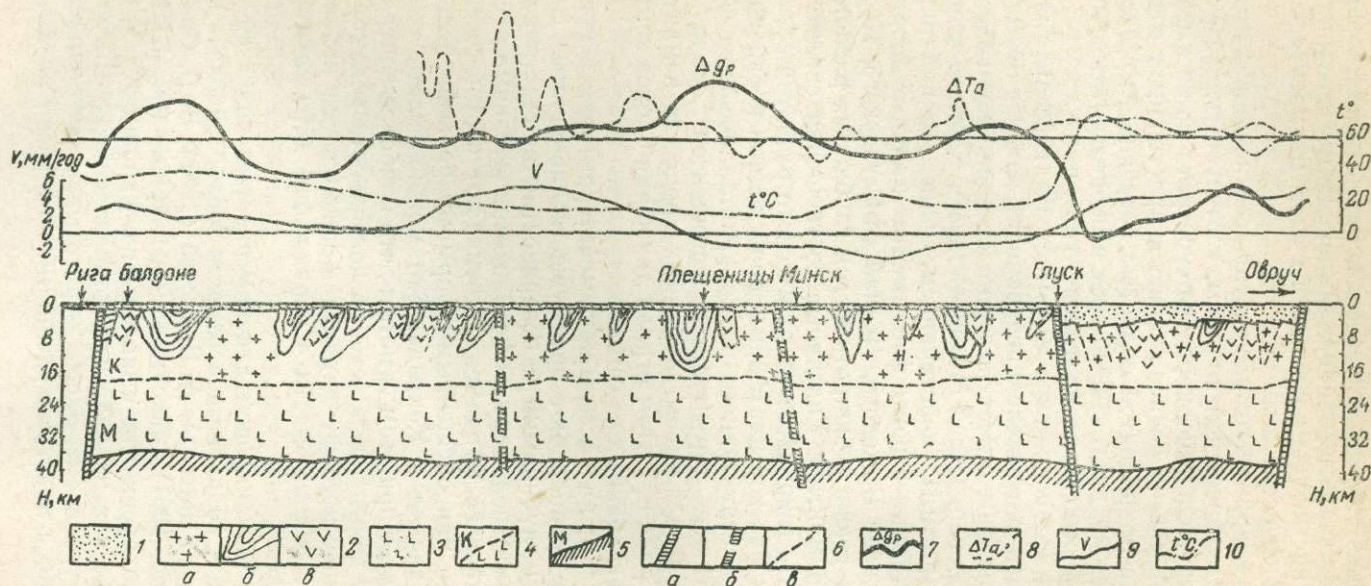


Рис. 23. Схематический геолого-геофизический разрез земной коры по профилю Рига — Плещеницы — Минск — Овруч (составил Ж. П. Хотько): 1 — осадочный слой; 2 — «гранитный» слой: а — гранитоиды, б — гнейсы, в — породы средних и основных интрузий; 3 — «базальтовый» слой; 4 — поверхность Конрада (К); 5 — поверхность Мохоровичича (М); 6 — разломы: а — глубинные сбросы, б — скрытые, в — коровые; 7 — кривая региональных аномалий силы тяжести Δg_P ; 8 — кривая магнитных аномалий ΔT_a ; 9 — кривая скоростей современных вертикальных движений V мм/год; 10 — кривая температур $t^\circ C$ на фундаменте

ный узким крутым выступом поверхности Мохоровичича в области Днепровско-Донецкого грабена. В пределах же Белорусского массива и Балтийского щита подкорковый слой поднимается до глубин 36—38 км. В этом же направлении уменьшается контрастность структур по поверхности кристаллического фундамента, в частности уменьшается глубина залегания докембрийского фундамента от 8—10 км в Днепровско-Донецком грабене до 4—5 км в Припятском грабене и до 2,5—3 км в Балтийской и Брестской впадинах. Отсюда следует, что Белорусский массив и Балтийский щит по типу соотношений глубинных и поверхностных структур отличаются от Украинского и Воронежского массивов, для которых характерны высокое положение поверхности докембрия и глубокое погружение поверхности Мохоровичича, т. е. обратные соотношения. Приведенные данные о соотношениях глубинных и приповерхностных структур являются лишь первым шагом, направленным на выяснение существующих сложных зависимостей. Новые данные должны быть получены на основе существенного расширения исследований в этой области.

Сопоставление геоэлектрических и сейсмических границ раздела в земной коре и верхней мантии

Выполненные и описанные выше результаты сейсмических исследований и глубинных магнитотеллурических зондирований позволяют осуществить сравнительный анализ данных обоих методов. Решение такой задачи должно способствовать получению дополнительной информации о природе и характере глубоких границ раздела земных недр, а также о физических параметрах вещества земной коры и верхней мантии Земли. Ниже приведено сопоставление данных, полученных для физико-геологических условий Белорусского массива и Балтийской впадины. При этом использованы как существующие теоретические представления о физических свойствах вещества в земной коре и мантии, так и экспериментальные данные, полученные отделом физики Земли Института геохимии и геофизики АН БССР в последние годы. Исследования выполнялись Ю. Н. Кузнецовым при участии автора.

Из лабораторных и экспериментальных данных известно, что сопротивление пород гранитного и базальтового слоев составляет 10^3 — 10^5 ом·м. В верхней мантии изменение проводимости имеет сложный характер, обусловленный как составом вещества мантии, так и термодинамическими условиями. Один из наиболее вероятных теоретических вариантов распределения проводимости в верхней части мантии до глубины 120 км приведен в работе С. П. Кларка и А. Е. Рингвуда

(Clark, Ringwood, 1969). Авторами исследовалась зависимость электропроводности от температуры и давления в предположении о перидотитовом составе мантии. Получено представление о двухслойном геоэлектрическом разрезе, характеризующемся сопротивлением 500—800 *ом·м* (верхний слой) и 60—100 *ом·м* (нижний слой). При этом глубина залегания верхнего слоя приблизительно определяется в 40—50 *км*, а его мощность составляет 40—80 *км*.

Сведения об электропроводности более глубоких зон верхней мантии приводятся в работе Е. А. Любимовой (Lubimova, 1970). Исходя из представлений о термодинамических условиях мантии, автором теоретически выведен обобщенный ход изменения электропроводности до глубины 1000 *км* для докембрийских щитов и древних платформ. В соответствии с этими данными, на глубинах 400—450 *км* резко изменяется сопротивление вещества мантии — от сотен омметров в верхней части до единиц омметров ниже указанной границы. Эта граница разделяет относительно слабопроводящий слой верхней мантии и так называемый проводящий слой. Сопротивление проводящего слоя монотонно убывает в интервале глубин 400—1000 *км* от единиц до сотых долей омметра.

Таким образом, из теоретического анализа распределения электропроводности геологического разреза земной коры и верхней мантии следует, что границы раздела геоэлектрических горизонтов располагаются на следующих глубинах: 0,5—5,0 *км* (кровля кристаллического фундамента); 40—50 *км* (кровля слабопроводящего слоя верхней мантии); 100—120 *км* (кровля второго относительно проводящего слоя мантии); 400—450 *км* (кровля проводящего слоя мантии).

С учетом приведенных выше представлений о геоэлектрическом разрезе земной коры и верхней мантии (до глубин 1000 *км*) был построен с помощью ЭВМ ряд теоретических кривых глубинного магнитотеллурического зондирования для различных вариантов разреза — трехслойного, пятислойного, шестислойного и семислойного. При этом в некоторых вариантах разреза предполагалась гипотетическая граница раздела 200 или 300 *км*, т. е. мощность второго относительно проводящего слоя верхней мантии составляла 100 или 200 *км*. В этих случаях сопротивление нижележащей толщи до глубины 400—450 *км* принималось равным сопротивлению верхнего непроводящего слоя мантии (500—1000 *ом·м*).

Экспериментальные кривые глубинных магнитотеллурических зондирований, полученные отделом физики Земли и отделом электромагнитного поля ИФЗ АН СССР (Липская и др., 1972), сопоставлялись с расчетными. В Балтийской впадине (Биржай, Леленис) наилучшее совпадение экспериментальных и теоретических кривых обеспечивал шестислойный

разрез с параметрами: $h_1=0,5-1,0$ км, $\rho_1=15-40$ ом·м; $h_2=40$ км, $\rho_2=2000$ ом·м; $h_3=70$ км, $\rho_3=500$ ом·м; $h_4=100-200$ км, $\rho_4=30-1000$ ом·м; $h_5=100-200$ км, $\rho_5=500$ ом·м; $h_6=\infty$, $\rho_6=1-5$ ом·м (рис. 24, а). На Белорусском массиве подобное совпадение наблюдается, если в геоэлектрический разрез кристаллического фундамента включается промежуточный относительно проводящий слой ($\rho=100-200$ ом·м) на глубине 20 км. Возможность существования указанного слоя подтверждается результатами зондиро-

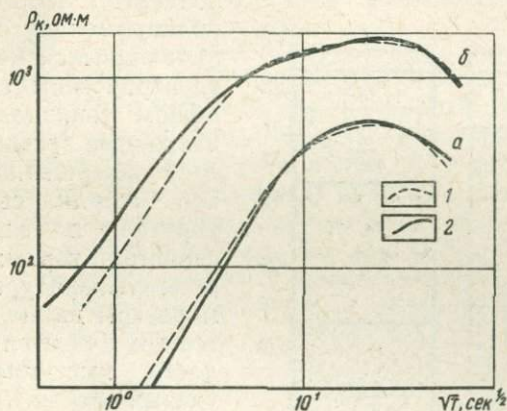


Рис. 24. Теоретические (1) и экспериментальные (2) кривые ГМТЗ в Балтийской впадине (а — Леленнс) и на Белорусском массиве (б — Липово)

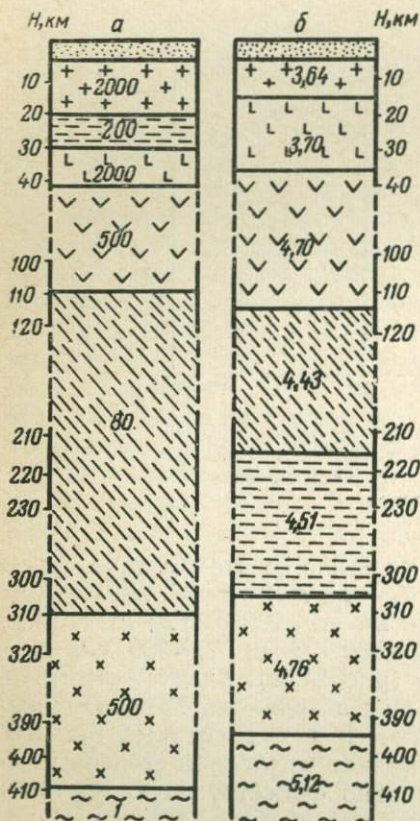
ваний в Смольнице, описанными выше. В этом случае будем иметь семислойный разрез: $h_1=0,5$ км, $\rho_1=25$ ом·м; $h_2=20$ км, $\rho_2=2000$ ом·м; $h_3=10$ км, $\rho_3=200$ ом·м; $h_4=10$ км, $\rho_4=2000$ ом·м; $h_5=70$ км, $\rho_5=500$ ом·м; $h_6=300$ км, $\rho_6=80$ ом·м; $h_7=\infty$, $\rho_7=1$ ом·м (рис. 24, б). Следует отметить, что приведенные параметры разреза являются приближенными, так как совпадение теоретических и экспериментальных кривых не было полным. Однако с определенной степенью достоверности они отражают реально существующую картину.

По результатам выполненных исследований наиболее уверенно в разрезе могут быть выделены границы раздела геоэлектрических неоднородных сред на глубинах (км): 0,5—1,0; 40—50; 100—120; 400—450. При этом наиболее точно определяются первая (поверхность кристаллического фундамента) и четвертая (поверхность проводящего слоя верхней мантии) границы.

Данные о сейсмических границах раздела в коре и мантии показаны на скоростном разрезе по профилю Плещеницы

Балдоне (см. рис. 11). В соответствии с этими данными в разрезе имеются следующие границы (км): 0,5—5,0 (поверхность кристаллического фундамента); 15—20 (поверхность Конрада); 36 (поверхность Мохоровичича); 115 (поверхность «волновода»); 200 (промежуточная граница в «волноводе»); 300 (подошва «волновода»); 400 (поверхность зоны фазовых переходов).

Сопоставление этих границ с границами, полученными по данным ГМТЗ (рис. 25), дает определенные основания предполагать, что переходные



области между слоями, различающимися по упругим и электрическим свойствам, в общем совпадают. Хотя в настоящее время не существует завершённой физической теории, связывающей упругие и электрические свойства горных пород во всем температурном и динамическом диапазоне, характерном для исследуемой области, имеющиеся данные указывают на существование такой связи.

Таким образом, результаты сопоставления границ, установленных по данным

Рис. 25. Схематические разрезы земной коры и верхней мантии по данным: а — глубинных магнитотеллурических зондирований (цифры — электрическое сопротивление среды, ом·м); б — сейсмологии (цифры — скорости поперечных сейсмических волн, км/сек)

сейсмологии и глубинных магнитотеллурических зондирований в земной коре и верхней мантии, позволяют сделать следующие выводы:

1. Поверхность кристаллического фундамента и граница фазовых переходов (граница Гутенберга) определяются наиболее достоверно по данным сейсмологии и магнитотеллури-

ческих исследований, и глубины их залегания имеют один порядок.

2. Поверхность (граница) Конрада по данным глубинных магнитотеллурических зондирований в общем случае, по-видимому, не может быть выделена из-за слабой дифференциации пород фундамента по проводимости. В отдельных случаях, когда на глубинах 10—50 км выделяется проводящая зона, как это наблюдается на некоторых участках Белорусского массива, кристаллический фундамент можно рассчитать методом ГМТЗ на отдельные геоэлектрические горизонты.

3. Поверхность (граница) Мохоровичича имеет, по всей вероятности, аналогию в геоэлектрическом разрезе, хотя из-за относительно слабого перепада сопротивлений на этой границе верхний слой мантии как отдельный геоэлектрический горизонт на кривых ГМТЗ практически не проявляется, а влияет лишь на распределение суммарной продольной проводимости в разрезе. Это же относится к верхней и нижней границам «волновода» в верхней мантии. Все эти границы могут быть определены, очевидно, методом расчета эквивалентного геоэлектрического разреза, наилучшим образом отвечающего экспериментальным данным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненных исследований заложены научные и методические основы нового этапа изучения глубинных недр территории Белоруссии и Прибалтики, основным содержанием которого является исследование строения и физических параметров глубоких горизонтов земной коры и верхней мантии, а также взаимосвязи глубинных и приповерхностных геологических структур. С этой целью создана и развивается научно-экспериментальная база, соответствующая современному и перспективному уровню развития геофизических исследований. Применены новые для Белоруссии и Прибалтики методы и методики изучения глубинных недр, в частности комплекс методов сейсмологии и гравиметрии, магнитотеллурические методы, изучение современных вертикальных движений земной коры, комплексный анализ геофизических и геологических данных и др. Это позволило получить ряд данных о строении глубинных зон земной коры северо-западного региона СССР, в частности охарактеризовать геоструктурные элементы докембрийского фундамента, построить схемы рельефа поверхностей Мохоравичича и Конрада, а также разрывных нарушений и блоковой структуры земной коры, привести сведения о скоростном разрезе и электропроводности земной коры и верхней мантии до глубин 400 км и др. Существенным при этом является установление прямых соотношений структур кристаллического фундамента и глубинных структур земной коры; выявление разломов различной ориентировки и глубины заложения (глубинные сбросы, скрытые глубинные разломы, коровые и поверхностные разломы) и высокой современной мобильности геологических структур; установление изменения электропроводности земной коры и мантии в зависимости от геологического строения и истории развития регионов и др. Все это способствует углубленному познанию строения и физических параметров земных недр региона, определяет направление дальнейших исследований.

Научной перспективой исследований глубинных недр региона должно явиться продолжение теоретического и экспериментального изучения строения и физических параметров глубоких слоев земной коры, неоднородностей мантии, глубинных физико-химических процессов и их влияния на развитие геологических структур докембрийского кристаллического основания и осадочной толщи, на формирование и закономерности размещения месторождений полезных ископаемых. Разработка указанного направления требует дальнейшего развития применяемых геофизических методов и методик, постановки новых, еще не получивших развития методов исследований, в частности глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ), вековых вариаций силы тяжести. Необходимо также пробурить в пределах Белорусского массива сверхглубокую скважину, с одной стороны, для выявления перспектив глубинных недр на металлические полезные ископаемые и, с другой, для корреляции глубинного разреза между сверхглубокими скважинами, проектируемыми на Балтийском и Украинском щитах.

В связи с поисками новых видов минерального сырья (металлических полезных ископаемых) в пределах Белорусского массива необходима постановка специальных геофизических исследований в зонах глубинных разломов, которые могут быть перспективными на обнаружение редких и рассеянных элементов, сульфидных месторождений, алмазов. В направлении развития исследований на нефть и газ в Припятской и Балтийской впадинах, помимо традиционных геолого-геофизических методик, необходимы специальные исследования влияния напряженных зон земной коры, сейсмических процессов и современных движений земной коры на формирование структур осадочного покрова и месторождений нефти и газа. В частности, необходимо продолжить опытно-методические исследования эталонных соотношений между современными вертикальными движениями блоков земной коры, геофизическими полями, современной микросейсмичностью разломов земной коры и нефтяными месторождениями. Исследования современной мобильности блоков земной коры важны также для прогноза водного режима, обоснования перспектив эксплуатации ирригационных систем гидротехнических сооружений в связи с мелиорацией Полесской низменности. Здесь необходимо создать комплексные геолого-геофизико-геодезические полигоны. Все это будет способствовать дальнейшему выявлению и освоению природных ресурсов, а также изучению геоструктурных элементов Белоруссии и Прибалтики как составной части Восточно-Европейской платформы.

ЛИТЕРАТУРА

Айзберг Р. Е., Махнач А. С., Окушко В. Б. О генезисе Припятской впадины. ДАН БССР, т. XVI, № 2, 1972.

Андреев Б. А. Гравитационные аномалии и мощность земной коры континентальных областей. ДАН СССР, т. 119, № 2, 1958.

Архангельский А. Д. Геология и гравиметрия. Тр. Научно-исслед. ин-та геологии и минералогии, вып. 1. М., 1933.

Архангельский А. Д. Геологическое значение аномалий силы тяжести в СССР. Избр. тр., т. II. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Балавадзе Б. К. Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии. Тбилиси, Изд-во АН ГрузССР, 1957.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1964.

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.

Берч Ф. Физика земной коры. В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.

Богданов А. А. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы. Вестник Московского ун-та, серия IV, Геология, № 1, 1967.

Богомоллов Г. В., Цыбуля Л. А. Температурные условия поверхности кристаллического фундамента на территории Белоруссии. ДАН БССР, т. 11, № 1, 1967.

Богомоллов Г. В., Цыбуля Л. А. Роль соляных толщ и подземных вод в тепловом режиме Припятского грабена. ДАН БССР, т. 11, № 3, 1967а.

Богомоллов Г. В., Цыбуля Л. А. Причины аномального распределения подземного тепла в южной части БССР. ДАН БССР, т. 11, № 4, 1967б.

Богомоллов Г. В., Цыбуля Л. А., Атрощенко П. П. Геотермическая зональность территории БССР. Минск, «Наука и техника», 1972.

Бондаренко Б. В., Хотько Ж. П. Основные черты тектоники Брестской впадины. Тр. Ин-та геол. наук АН БССР, вып. 3. Минск, 1961.

Бондаренко Б. В. Тектоническое расчленение складчатых комплексов глубокого докембрия Центральных районов Русской плиты. Сов. геол., № 9, 1968.

Бондаренко Б. В. Принципы системного анализа геофизических

полей. В кн.: Строение и физика глубинных недр западного региона СССР. Минск, «Наука и техника», 1969.

Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра», 1967.

Валлпер Л. К. Оседание земной поверхности вследствие подземного водозабора на территории города Таллина. В кн.: Современные движения земной коры, № 2. Тарту, Изд-во АН ЭССР, 1965.

Верёда В. С., Сидоров В. А., Юрченко Б. К., Суворцев В. Ч. Изучение современных тектонических движений на Донбасском полигоне. В кн.: Проблемы современных движений земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1969.

Винц Б. Д., Почтарев В. И. Построение нормального геомагнитного поля расчетным путем. В кн.: Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. М., «Наука», 1965.

Владимиров Н. П. Результаты магнитотеллурических исследований в пределах Белорусского массива. В кн.: Строение и физика глубинных недр западного региона СССР. Минск, «Наука и техника», 1969.

Гайский В. Н. Определение мощности земной коры в районе наблюдающей станции по сейсмограммам далеких землетрясений. Т. Геофизического ин-та, № 12(132). М., 1950.

Гамбурцев Г. А., Вейцман П. С. Сопоставление данных глубинного сейсмического зондирования о строении земной коры в районе Северного Тянь-Шаня с данными сейсмологии и гравиметрии. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 9, 1956.

Гзовский М. В. Геофизическая интерпретация данных о новейших и современных глубинных тектонических движениях. В кн.: Современные движения земной коры, № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Горелик З. А., Айзберг Р. Е., Синичка А. М., Анцупов П. В., Макаревич В. Н. Современная структура и история тектонического развития Припятской впадины. Минск, «Наука и техника», 1968.

Гуарий Г. З., Соловьева И. А. Строение земной коры по геофизическим данным. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Деменецкая Р. М. Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным. М., Гостехиздат, 1961.

Донабедов А. Т., Сидоров В. А. О соотношениях между современными вертикальными движениями земной коры, геофизическими полями и геоструктурными элементами территорий европейской части СССР. В кн.: Современные движения земной коры. М., Изд-во АН СССР, № 1, 1963.

Донабедов А. Т., Сидоров В. А. Соотношения между современными вертикальными движениями земной коры, геофизическими полями и геоструктурными элементами на юго-западе Русской платформы. В кн.: Современные движения земной коры, № 3. М., Изд-во АН СССР, 1968.

Донабедов А. Т., Сидоров В. А. Особенности соотношений между современными вертикальными движениями, геофизическими полями и глубинным строением земной коры. В кн.: Строение и физика глубинных недр западного региона СССР. Минск, «Наука и техника», 1969.

Желнин Г. А. О постоянстве высот пунктов нивелирной сети города

Таллина. Публикация Тартуской астрономической обсерватории, т. XXXIII, № 3. Тарту, 1958.

Желнин Г. А. Применение метода повторных нивелировок для изучения вертикальных движений земной коры на территории Эстонской ССР. В кн.: Современные движения земной коры, № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Желнин Г. А., Ковалевский М. И., Лесис И. П. Развитие работ по изучению современных движений Прибалтики. В кн.: Проблемы современных движений земной коры. М., 1969.

Коньков Г. А. О связи новейших и современных тектонических движений с метаноносными и выбросовыми зонами в условиях Донбасса. В кн.: Современные движения земной коры, № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Корякин Е. Д. Зависимость между гравитационными аномалиями Буге и мощностью земной коры в области Атлантического океана. ДАН СССР, т. 129, № 6, 1959.

Красовский С. А. О тепловом поле щитов. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 3, 1961.

Кропоткин П. Н., Люстих Е. Н., Повало-Шнейковская Н. Н. Аномалии силы тяжести на материках и их значение для геотектоники. М., Изд-во МГУ, 1958.

Кудрявцев Н. А. Глубинные разломы и нефтеносность. В кн.: Глубинные разломы. М., «Недра», 1964.

Лапина Е. Г., Файтельсон А. Ш. Тектоника Балтийской синеклизы по данным морских геофизических исследований. В кн.: Материалы VI Всесоюзной научно-технической геофизической конференции в Ленинграде. М., «Недра», 1970.

Лесис И. П. Современные вертикальные движения земной коры на территории юго-восточной Прибалтики по данным высокочастотных нивелировок. В кн.: Современные движения земной коры, № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Лесис И. П. Обзор нивелировок I класса на территории Литвы. В кн.: Современные движения земной коры, № 2. Тарту. Изд-во АН ЭССР, 1965.

Липская Н. В., Бабушников М. С., Владимиров Н. П., Денискин Н. А., Кравцова М. К., Кузнецов Ю. Н., Никифорова Н. Н., Хотько Ж. П. Вариации естественного электромагнитного поля и их связь с электропроводностью земных недр. Минск, «Наука и техника», 1972.

Лунц А. Я., Озолинъ Н. К. Геологическое строение и вещественный состав кристаллического фундамента территории Латвийской ССР. В кн.: Строение и физика глубинных недр западного региона СССР. Минск, «Наука и техника», 1969.

Лутсар Р. В. Об оседании реперов нивелирной сети города Таллина. В кн.: Современные и новейшие движения земной коры в Прибалтике. Вильнюс, Изд-во АН ЛитССР, 1964.

Лутсар Р. В. Смещение реперов нивелирной сети города Таллина. В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, Изд-во АН ЭССР, 1965.

Люстих Е. Н., Магницкий В. А. Вертикальные движения земной коры, изменения гравитационного поля во времени и перемещения подкорových масс. В кн.: Современные движения земной коры, № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Маазик В. Я. Зависимость между современными движениями и геофизическими полями на территории Эстонской ССР. В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, Изд-во АН ЭССР, 1965.

Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Наука», 1965.

Маркушевич В. И. Программа, вычисляющая фазовый и амплитудный спектр. В кн.: Вычислительная сейсмология, 3. М., АН СССР, 1967.

Матцкова В. А. Уточненная карта скорости современных вертикальных движений земной коры на западе европейской части СССР и некоторые соображения о природе этих движений земной коры, № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Махнач А. С., Стефаненко А. Я., Цапенко М. Н., Козлов М. Ф. Краткий очерк геологии Белоруссии. Минск, Изд-во АН БССР, 1957.

Махнач А. С. Литология и геохимия девонских отложений Припятского прогиба в связи с их нефтеносностью. Минск, «Наука и техника», 1966.

Мещеряков Ю. А. Задачи и методы геолого-геоморфологических исследований при изучении современных тектонических движений. В кн.: Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Мещеряков Ю. А., Синягина М. И. Состояние знаний о современных движениях земной коры. В кн.: Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Мещеряков Ю. А. Вековые движения земной коры. Некоторые итоги и задачи исследований. В кн.: Современные движения земной коры, № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Мещеряков Ю. А. Международный проект исследований современных движений земной коры и задачи советских ученых. В кн.: Современные движения земной коры, № 2. Тарту, Изд-во АН ЭССР, 1965.

Мовляков Г. А., Корешков Н. А., Уломов В. И. и др. Современные движения земной коры в районе Ташкентского землетрясения. В кн.: Проблемы современных движений земной коры. М., 1969.

Озол Л. П., Крупен Р. В. Изучение вертикальных движений земной коры в 1963—1964 гг. в районе Плявиняской ГЭС. В кн.: Современные движения земной коры. № 2. Тарту, Изд-во АН ЭССР, 1965.

Озолинъ Н. К. Структура докембрийского фундамента территории Латвийской ССР (по данным геофизики). Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. Рига, 1968.

Панасенко Г. Д. Наблюдение на станции Апатиты наклона земной поверхности под действием веса возводимого сооружения. В кн.: Современные движения земной коры, № 2. Тарту, Изд-во АН ЭССР, 1965.

Пап А. Н. Магматические и метаморфические комплексы докембрия

БССР. Минск, Изд-во АН БССР, 1962.

Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Изв. АН СССР, серия геологич., № 1, 1956.

Пейве А. В. Разломы и их роль в развитии земной коры. XXI сессия МГК. Доклады сов. геол. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1960.

Побул Э. А. Геофизические исследования на территории Эстонской ССР. В кн.: Строение и физика глубинных недр западного региона СССР. Минск, «Наука и техника», 1969.

Полканов А. А. Структурно-геологический метод стратиграфического расчленения древнейших формаций и нижняя граница палеозойской эры. Тр. лаборатории геологии докембрия АН СССР, вып. 12. М., 1961.

Почтарев В. И. Магнитное поле Земли в связи с другими геофизическими явлениями и геологическим строением земной коры. Тр. НИЗМИР, вып. 14, 1959.

Ражинская А. К. Геофизические исследования на территории Литовской ССР. В кн.: Строение и физика глубинных недр западного региона СССР. Минск, «Наука и техника», 1969.

Рихтер В. Г. Современные вертикальные движения земной коры по унаследованным разломам. В кн.: Современные движения земной коры, № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Саваренский Е. Ф. Строение Земли по поверхностным сейсмическим волнам. М., «Мир», 1965.

Симоненко Т. Н. О привлечении данных магнитометрии для целей выяснения глубинного строения земной коры. Сов. геол., № 8, 1962.

Симоненко Т. Н., Толстихина М. М. Некоторые закономерности глубинного строения территории СССР. Сов. геол., № 4, 1965.

Соллогуб В. Б., Павленкова Н. И., Чекунов А. В., Хиллинский Л. А. Глубинное строение земной коры вдоль меридионального пересечения Черное море—Воронежский массив. Геофиз. сб. АН УССР, вып. 15. Киев, 1966.

Соллогуб В. Б. Результаты сейсмических глубинных зондирований на Украине. В кн.: Геофизические исследования земной коры юго-восточной Европы. Верхняя мантия, № 5. М., «Наука», 1967.

Соллогуб В. В., Павленкова Н. И., Чекунов А. В. Критерий выделения разлома земной коры по данным ГСЗ. В кн.: Геофизические исследования строения земной коры юго-восточной Европы. Верхняя мантия, № 5. М., «Наука», 1967.

Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Строение земной коры основных геоструктурных элементов территории Украины. ДАН СССР, т. 153, № 2, 1963.

Субботин С. И., Гуревич В. Л., Кужелов Г. К., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Чирвинская М. В. Глубинное строение территории Украинской ССР по данным геофизических исследований. XXII сессия МГК. Докл. сов. геол. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1964.

Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш. Процессы

в верхней мантии Земли и связь с ними строения земной коры. Киев, Изд-во «Наукова думка», 1964.

Тихонов А. Н. Об определении электрических характеристик глубинных слоев земной коры. ДАН СССР, т. 73, № 2, 1950.

Федынский В. В. Геофизические данные о некоторых чертах строения и развития земной коры. В кн.: Геологические результаты прикладной геохимии и геофизики. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. М., Гостоптехиздат, 1958.

Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геофизических исследований. Геология и геофизика, № 10, 1963.

Хайн В. Е. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 3, 1963.

Харкевич А. А. Спектры и анализ. Гостехиздат. М., 1962.

Хотько Ж. П., Бондаренко Б. В. Основные тектонические структурные элементы Белорусской ССР по геофизическим данным. ДАН СССР, т. 106, № 4, 1956.

Хотько Ж. П. Локальные гравитационные аномалии и их значение для изучения структур осадочного покрова в Припятской впадине. Тр. института геологических наук, № 2. Минск, Изд-во АН БССР, 1960.

Хотько Ж. П. Геолого-геофизические предпосылки и направление изучения докембрия БССР методами разведочной геофизики. В кн.: Геология и перспективы металлоносности докембрия Белоруссии и смежных регионов. Минск, Изд-во АН БССР, 1965.

Хотько Ж. П. Глубинная структура земной коры территории БССР по геофизическим данным. ДАН БССР, т. X, № 3, 1966.

Хотько Ж. П. Геофизическая станция Плещеницы (Минск) и направление ее исследований. В кн.: Изучение электромагнитного поля Земли на геофизической станции Плещеницы (Минск). Минск, Изд-во АН БССР, 1966.

Хотько Ж. П. Геофизические исследования глубинных зон земной коры и верхней мантии в Белоруссии. В кн.: Строение и физика глубинных недр западного региона СССР. Минск, «Наука и техника», 1969.

Хотько Ж. П. Сейсмологические исследования. В кн.: Вопросы физики околоземного пространства и земных недр территории Белоруссии. Минск, «Наука и техника», 1972.

Хотько Ж. П. Геофизическая обсерватория в Плещеницах — новое научное учреждение Белоруссии. В кн.: Вопросы физики околоземного пространства и земных недр территории Белоруссии. Минск, «Наука и техника», 1972.

Цыганков А. В., Алешин В. П., Черкасов Г. И. Комплексное изучение новейших и современных движений земной коры в Нижнем Поволжье. В кн.: Современные движения земной коры, № 2. Тарту, Изд-во АН ЭССР, 1965.

Чекунов А. В. Поверхность Мохоровичича и некоторые основные черты глубинного строения земной коры Украины и сопредельных регионов. Геологический журнал, т. 27, вып. 2, 1967.

Шатский Н. С. О глубинных дислокациях, охватывающих платформы и складчатые области Поволжья и Кавказа. Сравнительная тектоника древних платформ. Изв. АН СССР, серия геологич., № 5, 1948.

Юркевич О. И. Современные вертикальные движения земной коры и прогноз землетрясений. В кн.: Современные движения земной коры, № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Юркевич О. И. О возможности оценки времени подготовки землетрясений по медленным движениям поверхности Земли. В кн.: Проблемы современных движений земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1969.

Brune G., Dorman G. Seismic waves and Earth structure in the Canadian shield. Bull. Seism. Soc. Am., No. 1, 1963.

Cagniard L. Basis theory of the magnetotelluric method of geophysical Prospecting. Geophys., 18, 1953.

Clark S. P., Ringwood A. E. Density distribution and constitution of the mantle. G. Geophys. Res., 3, 1969.

Gutenberg B., Richter C. On seismic waves. Gert. Beitr. Geophys., Heft 1/2, 43, 1934.

Haskell N. A. The dispersion of surface waves in multilayered media. Bull. Seism. Soc. Am., 43, No 1, 1953.

Hess H. H. Geological hypotheses and Earth's crust under the ocean. Proc. Roy. Soc., ser. A, 222, No 1150, 1954.

Kukkamaaki T. I. Report on the work of the Fenno-skandian subcommittee. Problems of Recent Crustal Movements. Moscow, 1969.

Lubimova E. A., Feldman J. S. Heat flow, temperature and electrical conductivity of the crust and mantle in the USSR. Tectonophysics, No 10, 1970.

Martanus G. H. and Pashkova I. N. Study of the crustal structure of the Russian platform by the dispersion of surface waves velocities. Observatoire Royal de Belgique, No 101. XII Assemblée Générale de la Commission Seismologique Européenne. Luxembourg, 21—29 Septembre, 1970, 1971.

Oliver G. Summary of observed seismic surface waves dispersion. Bull. Seism. Soc. Am., 52, No 1, 1962.

Woollard G. P. Crustal structure from gravity and seismic Measurements, J. Geophys. Res., 64, No 10, 1959

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
I. Геофизическое изучение строения глубинных недр территории Белоруссии и Прибалтики	5
II. Методика геофизического изучения глубинных недр и исходные геофизические данные	13
Сейсмологические исследования	13
Гравиметрические исследования	26
Геомагнитные исследования	36
Магнитотеллурические исследования	40
Исследования современных вертикальных движений земной коры	42
Комплексный анализ геофизических данных	49
III. Строение и физические параметры глубинных недр территории Белоруссии и Прибалтики	53
Геоструктурные элементы докембрийского кристаллического фундамента	53
Геоструктурные элементы глубинных зон земной коры	64
Разломная тектоника и блоковая структура земной коры	68
О соотношениях глубинных и приповерхностных геологических структур	76
Сопоставление геоэлектрических и сейсмических границ раздела в земной коре и верхней мантии	79
Заключение	84
Литература	86

- X 85 Глубинное строение территории Белоруссии и Прибалтики по данным геофизики. Под ред. акад. Г. В. Богомолова. Мн., «Наука и техника», 1974. 96 с. с ил. [Ин-т геохимии и геофизики].

В работе приведены результаты исследований глубинного строения земной коры территории Белоруссии и Прибалтики методами сейсмологии, гравиметрии, глубинных магнитотеллурических зондирований и др. Охарактеризованы геоструктурные элементы докембрийского кристаллического фундамента, гипсометрия главнейших границ раздела земной коры, зоны глубинных разломов, современная мобильность блоков земной коры. Рассмотрены соотношения глубинных и приповерхностных геологических структур. Даны некоторые рекомендации по направлению дальнейших геофизических исследований в связи с общим изучением глубинного строения региона.— Список лит.: с. 86—91 (107 назв.).

X $\frac{0295-099}{M316-74}$ 111—74

ЖОЗЕФ ПАВЛОВИЧ ХОТЬКО

**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ
БЕЛОРУССИИ И ПРИБАЛТИКИ
ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИКИ**

Редактор О. М. Маршак. Художник И. Т. Терехов. Художественный редактор Ю. С. Сергачев. Технический редактор Т. В. Летъен. Корректор И. А. Альперович.

Печатается по постановлению РИСО АН БССР.

АТ 03272. Сдано в набор 16.VII 1974 г. Подписано в печать 17.IX 1974 г. Формат 60×90^{1/16}. Бумага тип. № 2. Печ. листов 6.0. Уч.-изд. л. 5.6. Изд. заказ 40. Тип. заказ 831. Тираж 1000 экз. Цена 56 коп. Издательство «Наука и техника». Минск, Ленинский проспект, 68. Типография им. Франциска (Георгия) Скорины издательства «Наука и техника» АН БССР и Госкомитета СМ БССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. Минск, Ленинский проспект, 68.

В издательстве
«НАУКА И ТЕХНИКА»

вышла в свет книга

А. П. ЕМЕЛЬЯНОВА, Ю. Н. КУЗНЕЦОВА

**АНАЛИЗ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОЙ
ИНФОРМАЦИИ НА ЭВМ**

На русском языке. 6 л. Цена 49 к.

В книге рассматриваются основные аспекты обработки экспериментальных магнитотеллурических данных с помощью ЭВМ. Анализируются различные методы оценки спектрального состава магнитотеллурического поля и выделения отдельных гармоник из суммарной реализации процесса. Предлагается автоматизированная система обработки магнитотеллурической информации на базе ЭВМ «Минск-22».

Книга рассчитана на геофизиков и математиков, занимающихся вопросами обработки геофизической информации с помощью ЭВМ.

Заказы следует направлять по адресу: 220688, Минск, площадь Свободы, 19, магазину «Книга — почтой».

56 к.

1589

