

ISSN 0002-3272



В.Г. Николаев

**ПРИРОДА И ВОЗРАСТ
СЕЙСМИЧЕСКИХ ОТРАЖЕНИЙ
В КОНСОЛИДИРОВАННОЙ
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ
ЗЕМНОЙ КОРЕ**



Founded in 1932

Vol. 563

V.G. Nikolaev

**Origin and Age
of Seismic Reflections
in Consolidated
Continental Crust**

Responsible editor

A.O. Mazarovich

Moscow
GEOS
2004

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Основаны в 1932 г.

Вып. 563

В.Г. Николаев

**Природа и возраст
сейсмических отражений
в консолидированной
континентальной земной коре**

Ответственный редактор

А.О. Мазарович

Москва
ГЕОС
2004

УДК 551.24

ББК 26.323

Т 78

Редакционная коллегия:

Ю.Г. Леонов (главный редактор), *М.А. Ахметьев*, *Ю.О. Гаврилов*,
Ю.В. Карякин, *М.А. Семихатов*, *М.Д. Хуторской*

Рецензенты:

Р.Г. Гарецкий, *М.В. Минц*

Труды Геологического института / Геол. ин-т. – М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964.
М.: Наука, 1964. – . – ISSN 0002-3272

Вып. 563: Природа и возраст сейсмических отражений в консолидированной континентальной земной коре / В.Г. Николаев; отв. ред. А.О. Мазарович. – М.: ГЕОС, 2004. – 99 с.; ил. – ISBN 5-89118-367-6 (в обл.)

В книге на основании анализа сейсмических профилей по разным регионам мира и разным тектоническим элементам (рифтам, синеклизам, щитам и складчатым поясам) рассматриваются природа и возраст отражений в консолидированной континентальной земной коре. Проводится сопоставление истории развития разновозрастных однотипных тектонических элементов и строения коры под ними по отражающим площадкам, горизонтам и пакетам отражений. Определена природа основных элементов штрихового поля (наклонных и субгоризонтальных пакетов отражений, прозрачных зон и хаотической записи). Подчеркивается значение температурного режима коры при формировании в ней акустических неоднородностей. Предполагается разновозрастность отражений и смена по разным причинам архитектуры коры по отражающим свойствам.

Для специалистов, интересующихся тектоникой и эволюцией глубоких горизонтов континентальной коры, книга может быть использована как учебное пособие по геологическим и геофизическим специальностям.

Ил. 32. Библ. 110 назв.

Editorial Board:

Yu. G. Leonov (Editor-in-Chief), *M. A. Akhmetiev*, *Yu. O. Gavrilov*,
Yu. V. Kariakin, *M. A. Semikhatov*, *M. D. Khutorskoy*

Reviewers:

R. G. Garetsky, *M. V. Mints*

Transaction of the Geological Institute / Geological Inst. – Moscow: Publisher Academy of Sciences of USSR, 1932–1964. Moscow: Nauka, 1964. – . – ISSN 0002-3272

Vol. 563: Origin and Age of Seismic Reflections in Consolidated Continental Crust / V.G. Nikolaev; ed. by A.O. Mazarovich. – Moscow: GEOS, 2004. – 99 p.; il.

The book addresses the nature and age of reflections in consolidated continental crusting analysis of seismic lines from various regions worldwide and through a variety of tectonic features such as rifts, seneclises, shields and foldbelts. A compared histories of tectonically similar features of different ages and crustal structures bene them is made using, reflectors, and wavetrains. The nature of principal constitute of a patchy (inclined and flatly lying wavetrains, transparent zones, and chaotic record determined. The significance of crustal temperature regime to acoustic inhomogeneity forming in the crust is emphasized. Based on reflectance, it is inferred that the reflectic have different ages, and changes in crustal architecture occur for a variety of reasons.

The book is intended for experts focusing on tectonics and evolution of deep horizons the continental crust, and it can be used as an educational aid in geology and geophysics courses.

Il. 32. References 110 titles.

ББК 26.323

Т 78

ISBN 5-89118-367-6

© В.Г. Николаев, 2004

© ГИН РАН, 2004

© ГЕОС, 2004

Введение

На протяжении последних 20–25 лет была получена обширная информация по строению консолидированной коры континентов. Это стало возможным в связи с развитием исследований литосферы отраженными волнами. Широкое распространение различных модификаций сейсморазведки (МОВ–ОГТ, ГСЗ–ОГТ и т.д.) привело к коррекции существовавших или созданию новых моделей строения и развития консолидированной коры. Постоянно появляются все новые методики проведения сейсмических работ, программы обработки полученного материала и т.д. Очень ярким достижением является использование докритических отражений при плотных системах профильных наблюдений с многократными перекрытиями, заимствованных из метода сейсмической разведки осадочных бассейнов (COCORP и др.). Этот вид работ нашел широкое применение при детальном изучении кристаллической литосферы. Получены принципиально новые большой геологической значимости представления об особенностях ее тектонической архитектуры практически на всю толщину.

Появление новых данных о строении консолидированной земной коры, особенно на больших глубинах, в ближайшем будущем возможно исключительно с помощью отраженных волн. Отсюда очень важным является понимание природы и изменения во времени полученных коровых отражений.

Наиболее изученными отраженными волнами регионами являются Северная Америка (программы COCORP, GLIMPCE и др.), Западная Европа (программа DEKORP, ECORS и др., одни из последних программы ESCIN и MONA LISA), Скандинавия (программы POLAR, BABEL и др.), Австралия. Довольно большой объем материалов был получен в России и странах СНГ. Среди них следует отметить группу профилей на Кольском полуострове (KOLA-SD и др.), профиль Уралсейс, систему профилей через Припятский грабен (Белоруссия), региональные работы в Восточной Сибири (Якутское кимберлитовое поле, Верхнеангарская впадина и др.), отдельные профили в Казахстане и Узбекистане (Прибалхашье, Восточный Устюрт и др.).

Системы профилей покрывают различные крупные тектонические элементы первого порядка с разнообразным характером отраженного поля земной коры под ними. Анализируя эти профили, Н.Я. Кунин и Э.Р. Шейх-Заде [1993] выделили сейсмические модели земной коры, под которыми подразумевается изображение различных свойств коры (скоростей, их градиентов, степени расслоенности, типа границ, коэффициентов рассеивания и поглощения и др.), формирующих зарегистрированное волновое поле. Ими же установлено наличие принципиальных различий волнового поля консолидированной коры

древних кратонов, фанерозойских складчатых сооружений, молодых плит и рифтогенных структур.

Следует отметить, что сравнительный анализ проводился по современному состоянию земной коры и не была учтена эволюция тектонических элементов во времени. Она, прежде всего, влияет на положение поверхности М, которая, скорее всего, со временем смещается по вертикали [Леонов, 1994; и др.], но также изменяет положение и конфигурацию отражающих горизонтов и площадок внутри консолидированной земной коры, возникших при заложении структур.

В целом ряде обобщений [Леонов, 1993; Pinet, 1989; и др.] делается вывод о расслоенности континентальной земной коры и довольно четком ее делении на два слоя: верхний, характеризующийся хрупкими деформациями, и нижний, обладающий свойствами пластического течения. Вместе с тем существует мнение о трехслойной модели земной коры, в которой пластическим деформациям подвержены нижняя и средняя части [Шаров, 1987; Thatcher, 1992; и др.]. Хрупкие и пластические деформации несомненно влияют на распределение акустических жесткостей, т.е. на характер штрихового поля¹. Независимо от деления на два или три слоя предполагается, что под континентами достаточно широко распространена нижняя кора с горизонтально-слоистой структурой. Наиболее часто она прослеживается под осадочными бассейнами (изометричными или линейными) с утоненной корой.

В связи с этим возникает вопрос, а как соотносятся те или иные тектонические структуры на поверхности с глубинным строением, определенным по отражениям? Есть еще одна проблема. Каково время образования отражающих площадок и горизонтов в земной коре? Либо они образуются во время формирования той структуры, которую мы видим на поверхности, и в дальнейшем могут затушевываться новыми деформациями. Либо на сейсмических профилях наблюдаются отражения, возникшие в самое последнее время (современные), и тогда невозможно использовать их для палеопостроений. Конечно, для решения таких вопросов требуется огромная аналитическая работа, включающая в себя не только геологические, но и геофизические исследования, а также чисто физическую экспериментальную базу. В предлагаемой монографии сделана только первая попытка подхода к рассмотрению этих проблем.

При геологической интерпретации материалов, полученных по отраженным волнам, совершенно необходимо учитывать то, что каждая точка на отражении интегрирует неоднородности некоторого объема (рельефа поверхности, внутренней структуры и т.д.). Величина этого объема определяется первой

зоной Френеля. Радиус зоны Френеля $R = \sqrt{\frac{\lambda \cdot h}{2}}$, где длина волны $\lambda = \frac{V}{f}$

(V – скорость, м/с; f – частота, Гц) и h – глубина, м. Простой подсчет для Кольской СГС показывает, что на глубинах 7000 м, где появляются гори-

¹Штриховое поле – термин, широко применяемый при анализе сейсмических профилей и характеризующий расположение на профиле отражающих площадок и горизонтов.

зонтальные отражения, каждая точка осредняет информацию с площади около 7 км² и вертикальной мощности 150–100 м. Это значит, что прямая корреляция объемов, выделенных на штриховом поле, и геологических тел может привести к ошибкам. Однако это не препятствует созданию геологических и тектонических моделей, которые должны проверяться соответствием всех других данных, в том числе развитием структур на поверхности.

Основной упор сделан на сравнительном анализе отдельных тектонических элементов на поверхности, их эволюции и распространении в консолидированной земной коре под ними отражающих площадок и горизонтов. Предполагается, что глубинные механизмы формирования тектонических структур оказывают существенное влияние на структуризацию и реструктуризацию коры по отражающим свойствам. Например, рифтогенез, лабигенез, магматизм приводят, как будет показано ниже, к изменению штрихового поля, а формирование синеклизы оставляет штриховое поле нетронутым и изменяется только его гипсометрическое положение; т.е. базовой посылкой для анализа служит прямая корреляция тектонического развития и структурирования консолидированной коры по отражающим свойствам. В связи с этим построено и описание регионов в главе 1, где сначала дается краткая история развития структуры, а затем анализируется картина штрихового поля. Предполагается, что первичное положение отражений в коре определяется в соответствии с тем или иным типом глубинной модели формирования тектонического элемента. Например, растяжение и сжатие дают разные картины штрихового поля.

При рассмотрении строения коры разнотипных структур как нижняя граница консолидированной коры используется понятие поверхности Мохоровичича. Причем в описательной части поверхность М принимается как данность, определенная разными авторами по многим геофизическим параметрам. Представления о природе, времени формирования и положении границы М изложены в заключительных главах.

Выражаю искреннюю благодарность Ю.Г. Леонову, взявшему на себя труд прочитать работу и сделать критические замечания. Они позволили улучшить содержание и форму предлагаемой книги.

Автор благодарен В.П. Уткиной и Н.К. Мирской за помощь при оформлении рукописи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ – проект № 00-15-98531 и ФЦП “Интеграция”.

Глава 1

Соотношение тектонических структур и сейсмических отражений в консолидированной земной коре под ними

1.1. Рифты

Специфическими по многим параметрам тектоническими структурами являются рифты (или один из типов их палеоаналогов – авлакогены), которые связываются с растяжением в коре. Предполагается, что в структурировании коры по отражающим свойствам важную роль играет рифтообразование. Для анализа выбрано несколько внутриплитных разновозрастных рифтов, лучше всего изученных разными методами. Выбор объектов для сравнения ограничен, так как детальными глубинными сейсмическими исследованиями охвачены очень немногие рифтовые зоны.

Байкальская рифтовая зона протягивается на расстояние более 1500 км и состоит из системы впадин, разделенных между собой перемычками. Наиболее глубокой является Байкальская впадина, где расположено одноименное озеро с глубинами до 1600–1700 м, а мощность кайнозойских осадков определяется в 4,5–5,0 км [Николаев, 1993; Селезнев и др., 1998]. Байкальская впадина представляет собой наиболее древнее звено в рифтовой зоне. Возраст заложения ее южной части определяется в 55–60 млн лет [Николаев, 1998]. Другие впадины (Центрально- и Северо-Байкальская, Тункинская и т.д.) моложе. Но это – возраст заложения эпиконтинентальных мелководных бассейнов, отвечающих ранней стадии рифтогенеза. Собственно рифт Байкала начал формироваться около 5 млн лет тому назад, и именно на это время приходится деструктуризация коры [Николаев, 1993, 2001]. К северо-востоку от оз. Байкал расположена Верхнеангарская впадина, вытянутая немного под углом к простиранию Байкальской впадины (рис. 1, А). Ее протяженность составляет около 200 км при ширине 20–35 км. Мощность кайнозойских осадков во впадине колеблется от 700 до 2000 м. Возраст заложения Верхнеангарской впадины определяется как плиоцен, возможно, верхи миоцена. Впадина ограничена разломами сбросового типа с амплитудой около 1 км. Слои кайнозойских осадков залегают практически горизонтально и прислоняются к бортовым разломам. Здесь нет дислокаций слоев, а разломы в центральных частях мало значимы (их амплитуда оценивается в первые десятки метров). Это отличает Верхнеангарскую впадину от Байкальской, где в кайнозойских отложениях наиболее прогнутых частей прослежены складки и разломы амплитудой до 500 м. Они скорее всего являются следствием сдвиговых движений конца плиоцена. Вместе с тем, Верхнеангарская

впадина, так же, как вся Байкальская зона, является активной территорией в настоящее время, о чем свидетельствует существование современных активных разломов по ее бортам и сейсмичность [Геология и сейсмичность..., 1984]. Вулканическая деятельность в течение кайнозоя на территории Верхнеангарской впадины отсутствует.

Верхнеангарский и Северо-Муйский разломы, заложившиеся в протерозое, имеют сквозное развитие и ограничивают Верхнеангарскую кайнозойскую впадину. Существуют и отдельные зоны разломов северо-западного простирания, одна из которых показана на рис. 1, А. Позднепротерозойские породы смяты в изоклинальные складки и метаморфизованы в амфиболитовой, а местами в гранулитовой фации. Они перекрываются венд-раннепалеозойскими субплатформенными образованиями межгорных впадин, дислоцированными и слабометаморфизованными. Протерозойско-раннепалеозойские комплексы прорваны гранитоидами витимского комплекса пестрого состава, которые датируются как ранний палеозой (позднекаледонский цикл активизации). После формирования гранитоидов территория в течение нескольких сотен миллионов лет сохраняла высокое стояние и происходила эрозия. Это продолжалось до начала заложения кайнозойской Верхнеангарской впадины.

В районе Верхнеангарской впадины в начале 90-х годов был отработан профиль ГСЗ–ОГТ, проведенный по простиранию впадины и позволивший получить данные по глубинному строению, в том числе и системы отражений [Детальные сейсмические исследования..., 1993]. На сводном сейсмическом разрезе (рис. 1, Б) объединены результаты интерпретации всей совокупности отраженных, преломленных и рефрагированных волн. Преломляющая граница Φ с граничными скоростями 5,3–6,0 км/с, отвечает поверхности докайнозойского основания. Нижележащая граница K с $V_r = 6,0–6,1$ км/с, скорее всего отвечает поверхности кристаллического фундамента. Между границами Φ и K располагается слой, коррелируемый с отложениями венда – раннего палеозоя. В верхней части коры хорошо видна сложная картина распределения скоростей, но отсутствуют отражающие площадки.

На глубинах 15–20 км прослежен пакет горизонтальных и слабонаклонных отражений. В этом же интервале установлен сейсмический волновод, где скорости понижены на 0,2–0,3 км/с. Авторы работы [Детальные сейсмические исследования..., 1993] предполагают, что эти сейсмические особенности отвечают зоне тектонической расслоенности, вдоль которых происходят смещения массивов горных пород в горизонтальном направлении. Косвенным подтверждением этому служит расположение эпицентров крупнейших землетрясений: Муйского, 1957 г. (глубина эпицентра ~15 км, $M = 7,6–7,9$) и Северо-Байкальского, 1917 г. (глубина эпицентра ~20 км, $M = 6,6–6,7$). Следующий пакет субгоризонтальных отражений расположен на глубинах 42–47 км, ниже поверхности M с граничными скоростями 7,7–7,8 км/с, причем поверхность M воздымается к осевой части Верхнеангарской впадины. Вероятно, он также отвечает зоне тектонического течения, поскольку температура на поверхности M в Байкальской рифтовой зоне определена в 1150–1200 °С (в соседних горных областях – 400–500 °С), а это создает условия

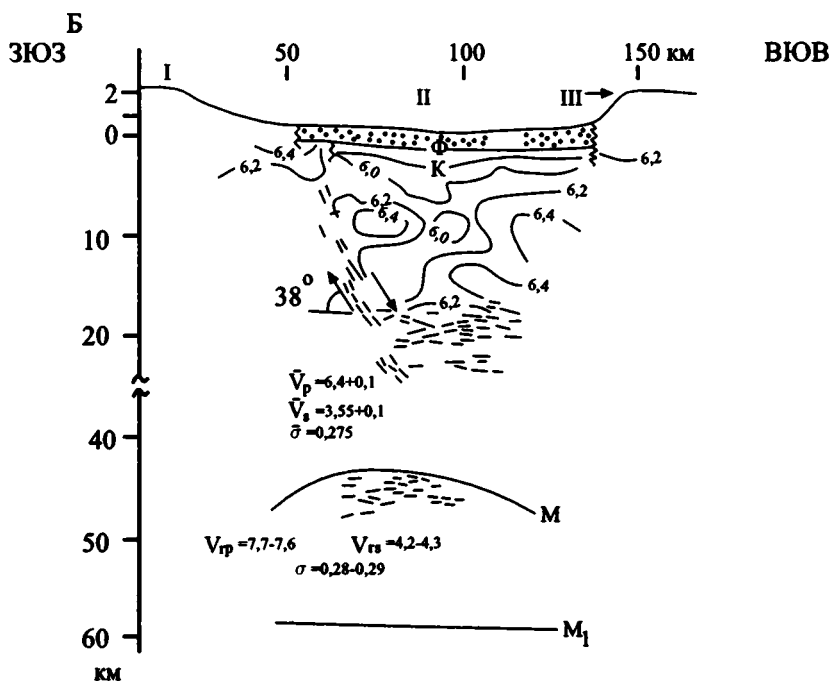
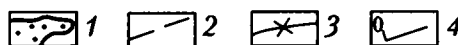
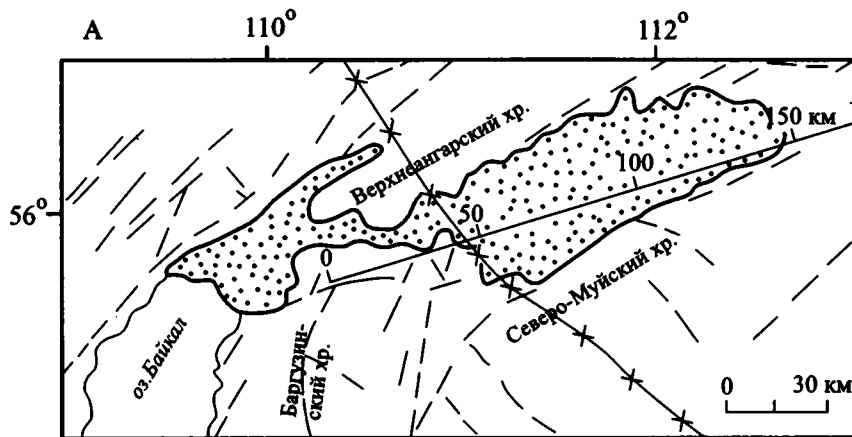


Рис. 1. Сейсмический профиль через Верхнеангарскую впадину (из: [Детальные сейсмические исследования..., 1993])

А – обзорная схема Верхнеангарского района: 1 – контур Верхнеангарской рифтовой впадины; 2 – дизъюнктивные нарушения, выявленные по геологическим данным; 3 – осевая линия сквозной зоны разломов; 4 – сейсмический профиль

Б – сводный сейсмический разрез через Баргузинский хребет (I), Верхнеангарскую впадину (II) и Северо-Музейский хребет (III): 1 – сейсмические границы; 2 – изолинии

для текучести горных пород. Ниже, на глубине ~58 км, выявлена еще одна граница M с $V_p = 8,2-8,3$ км. Вероятно, здесь наблюдаются современная граница M , возникшая во время формирования рифта, и палеограница M , сохранившаяся с позднего протерозоя.

В верхней части коры пакет наклонных отражений падает под углом 38° к востоку–северо-востоку. На глубинах 15–25 км он пересекает горизонтальный пакет отражений, а глубже теряется. При трассировании наклонного пакета к поверхности он выходит на район 50-го пикета, т.е. туда, где проходит поперечная зона разломов, очень слабо выраженная в кайнозойской структуре. Неувязка с главными рифтообразующими разломами и пересечение с современной зоной течения в коре позволяют предположить, что зона наклонных отражений отвечает крупному разлому, возникшему в позднем протерозое и лишь слегка активизировавшемуся на последующих этапах развития.

Верхнерейнский грабен занимает центральное положение в кайнозойской Рейнской рифтовой системе. Глубины залегания докайнозойского основания колеблются в пределах 3,0–3,5 км. Кайнозойские отложения с перерывом и несогласием залегают на различных горизонтах юры–триаса, а местами – на пермских образованиях. Слои кайнозоя залегают практически горизонтально, слабо воздымаясь к бортам до первых градусов. По простиранию грабена наблюдается общий наклон слоев к северу, который также не превышает первых градусов. Только в районах, где развита соляная тектоника, углы наклона слоев увеличиваются до $20-30^\circ$. Такие же, а иногда и более крутые залегания отмечены в зонах разломов.

Разломы, широко развитые в Верхнерейнском грабене, имеют преимущественно северо–северо-восточное простирание и протягиваются почти на всю его длину. По своим характеристикам они относятся к нормальным сбросам с амплитудой от первых сотен метров до 4,0–5,0 км (максимальная в бортовых зонах) и углами наклона поверхностей от 50 до 70° . Поверхности сбросов падают от бортов к осевой зоне грабена, часто разветвляясь. Иногда основные сбросы осложнены компенсационными сбросами с противоположным падением сместителя. По данным бурения и сейсмических исследований, некоторые субвертикальные разломы прослежены до глубины 7,0 км без изменения наклона поверхности сброса [Милановский, 1976].

Кайнозойские вулканические образования преимущественно сосредоточены в области сочленения Нижнерейнского, Верхнерейнского и Гессенского грабенов (рис. 2). Зона их распространения вытянута в субширотном направлении, вкост простирания Верхне-Рейнского грабена. В центре южной части грабена расположен массив Кайзерштуль, а восточнее, за

← Рис. 1 (окончание)

скорости продольных волн, км/с; 3 – дизъюнктивы; 4 – отражающие площадки по данным ГСЗ–ОГТ; 5 – кайнозойские осадочные породы. Буквами обозначены V_p , V_s и σ – средние скорости продольных и поперечных волн и коэффициент Пуассона в земной коре; $V_{пр}$, $V_{н}$ – продольные и поперечные граничные скорости, км/с; M и M_1 – поверхность мантии с аномально низким и нормальным значениями скорости, соответственно, Φ – поверхность фундамента, K – поверхность Конрада

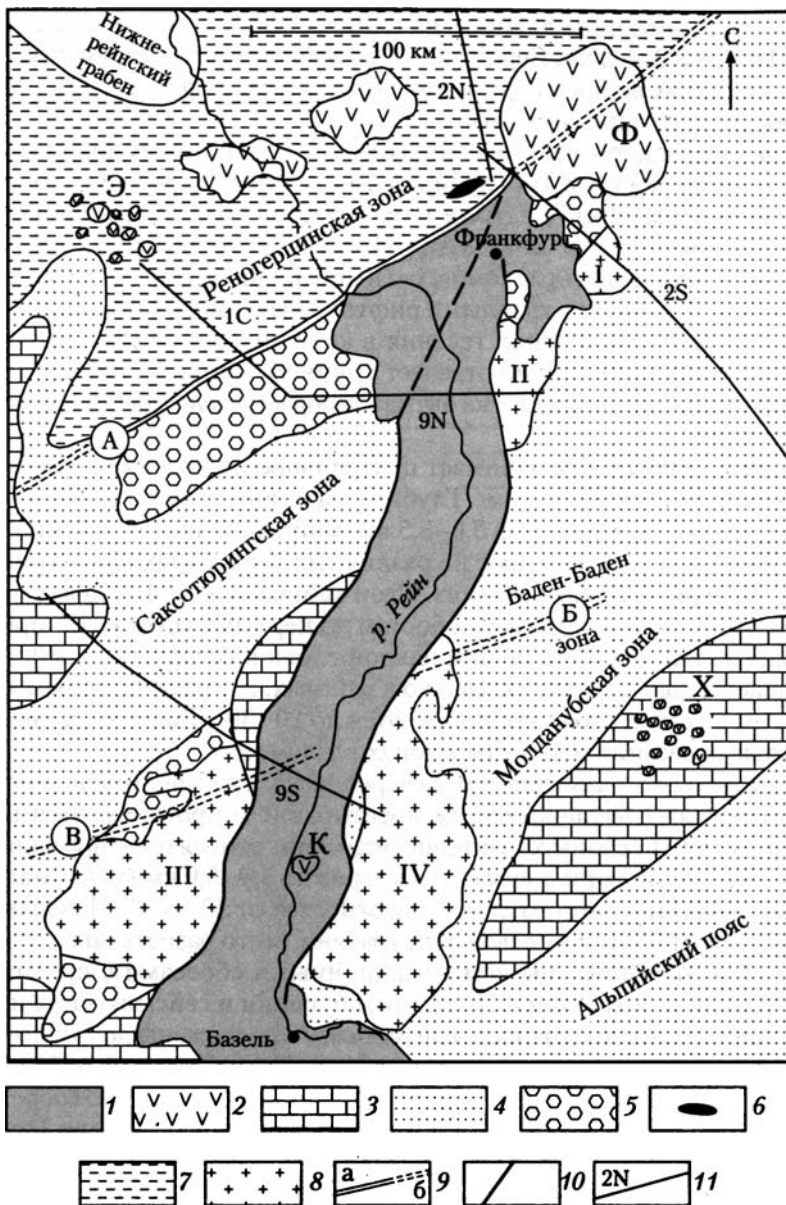


Рис. 2. Геологическая схема района Верхнерейнского грабена (по: [Wenzel, Вгун, 1991])

1, 2 – кайнозойские: 1 – отложения, 2 – вулканиты (массивы и зоны: Э – Эйфельская, Ф – Фогельсберг, К – Кайзерштуль, Х – Хегауская); 3–5 – отложения: 3 – юрские, 4 – триасовые, 5 – пермские; 6 – пермская риолитовая интрузия (Доннерсберг); 7 – девонские метаморфизованные складчатые образования; 8 – кристаллический фундамент (выступы: I – Шпессарт, II – Оденвальд, III – Vogезы, IV – Шварцвальд); 9 – главные палеозойские разрывные зоны (а – на поверхности, б – по геофизическим данным): А – Хунсрюк-Таунусская, Б – Лалайе, В – Баден-Баденская; 10 – главные кайнозойские разломы; 11 – сейсмические профили программы DEKORP и их номера

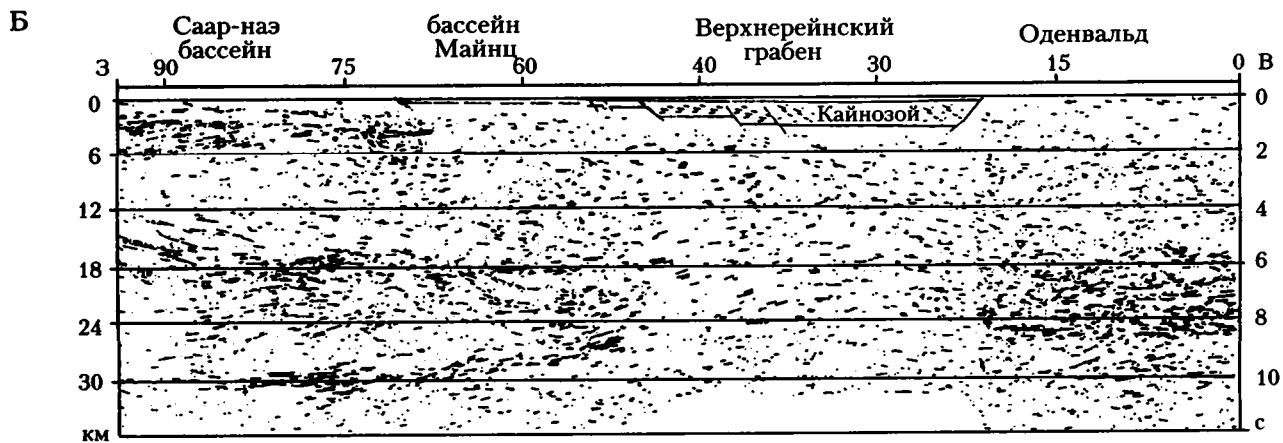
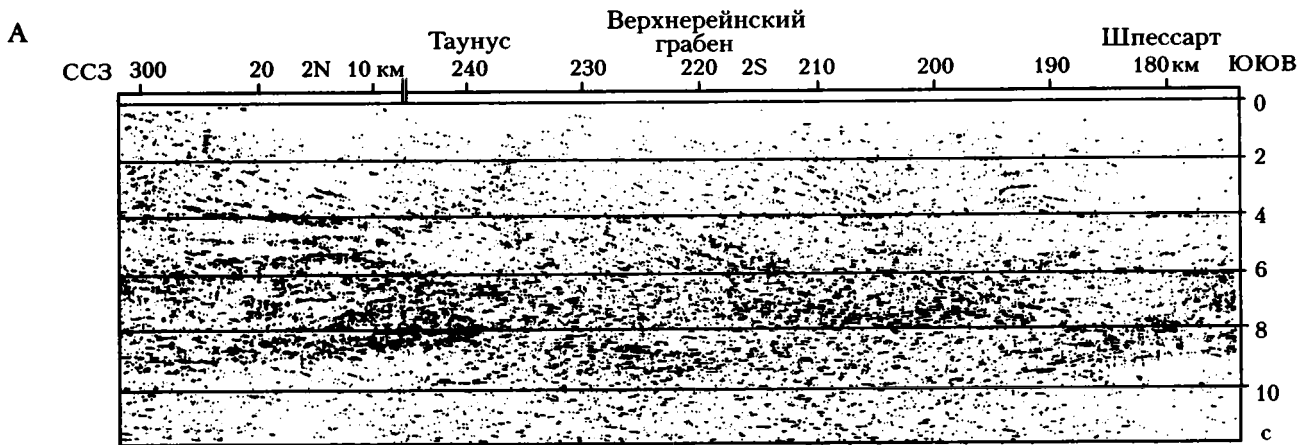
пределами грабена группы вулканов Хегау, туфовые дайки Швабского Альба. Вулканиды представлены базальтами, лимбургитами, оливиновыми нефелинитами, фонолитами, трахитами и в целом по петрохимическим характеристикам относятся к щелочно-субщелочным основным породам. Большинство очагов магмообразования для этих пород расположено или в низах коры или в верхней мантии. При выводе магматических образований на поверхность вся толща коры подвергается в разной степени термальной проработке.

Докайнозойское основание Верхнерейнского грабена представляет собой систему палеозойских складчатых зон северо-восточного простирания (с севера на юг): Реногерцинская, Саксотюрингская и Молданубская, разделенных Хунсрюк-Таунусской и Лалайе, переходящей в Баден-Баденскую, разрывными зонами. Кристаллический фундамент выходит на поверхность по западному (массив Вогезы) и восточному (массивы Шпессарт, Оденвальд и Шварцвальд) бортам Верхнерейнского грабена. Палеозойские структурные зоны сложены породами, смятыми в складки с большим количеством пологих надвигов разной амплитуды. Складчатые толщи в Саксотюрингской и Молданубской зонах перекрыты полого залегающими платформенными отложениями, начиная с карбона в бассейне Саар–Наэ и кончая триасом–юррой по всей площади.

Верхнерейнский грабен пересечен тремя профилями МОВ–ОГТ (см. рис. 2). Профиль 2S расположен на северном окончании грабена в непосредственной близости от вулканического массива Фогельсберг. Профиль 9N протягивается от массива Оденвальд на востоке до бассейна Саар–Наэ. Профиль 9S пересекает грабен между массивами кристаллического фундамента Шварцвальд и Вогезы и продолжается к западу. Все три профиля получены по одной методике и прошли единую систему обработки.

На всех профилях в строении коры выделяются два слоя (рис. 3). Нижний с большим количеством горизонтальных или слабонаклонных отражений, который относится к нижней коре, и верхний, более прозрачный с мелкими хаотическими отражениями и с целой системой пологонаклонных отражений, объединяющихся в несколько зон. Особенно отчетливо такие наклонные зоны видны на профилях 9N (см. рис. 3, В) и 2S (см. рис. 3, А). Они практически однозначно увязываются с пологими надвигами в складчатых зонах [Franke et al., 1990]. Интересно отметить, что такие наклонные зоны прослежены только до подошвы платформенного чехла (до карбона) бассейна Саар–Наэ, как это видно на западе профиля 9N (см. рис. 3, В). Слои чехла, начиная с карбона, залегают горизонтально и не претерпевают сильных деформаций.

Под разными частями Верхнерейнского грабена штриховое поле земной коры (особенно в нижней части) различно, несмотря на единую структуру на поверхности. На севере, где мощность кайнозойских отложений мала, наблюдается сейсмическая расслоенность нижней коры, в то время как в верхней части коры отчетливо видны наклонные субпараллельные отражения. Южнее, непосредственно под грабеном, штриховая картина несколько размыта, что может объясняться существованием ряда магматических очагов. На профилях 9N и 9S (см. рис. 3, Б и 3, В) под грабеном намечается прозрачное “окно” в расслоенной нижней коре при сохранении косонаклонной



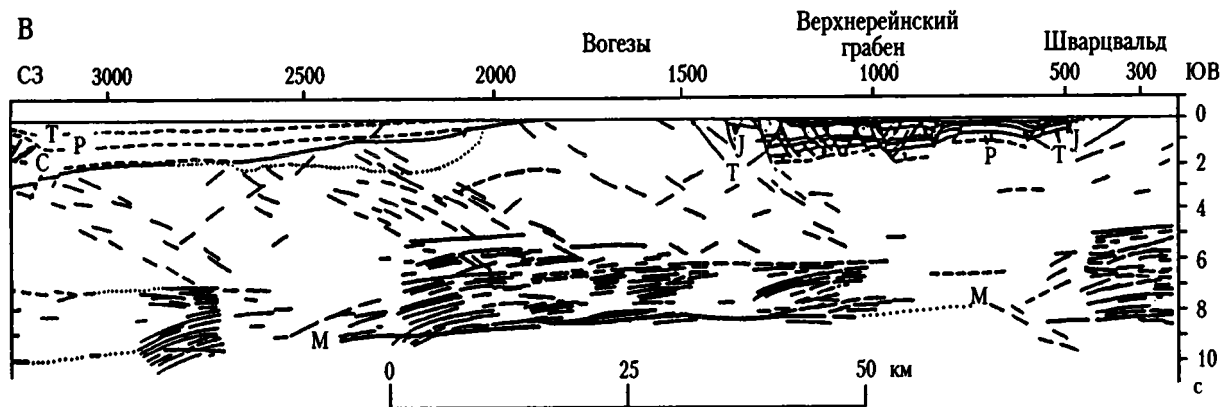


Рис. 3. Сейсмические профили DEKORP через Верхнерейнский грабен (положение профилей см. на рис. 2)
 А – профили 2N и 2S [Franke et al., 1990]; Б – профиль 9N [Wenzel, Brun, 1991]; В – профиль 9S [Brun, Wenzel, 1991]; буквами обозначены отложения: С – каменноугольные, Р – пермские, Т – триасовые, J – юрские. М – поверхность Мохорвичича

штриховой картины в верхней коре. На юге по профилю 9S одна из наклонных зон пересекает всю кору с падением к востоку, начинаясь от Вогезов на поверхности, а далее прослеживаясь ниже поверхности Мохоровичича под Шварцвальдом. Это позволило использовать модель Вернике и провести поверхность разрыва, падающую к востоку [Brun, Wenzel, 1991]. Те же авторы, интерпретируя профиль 9N в 150 км севернее, провели такую же плоскость с падением к западу [Wenzel, Brun, 1991]. Причем в обоих случаях наклонные зоны отражений выводятся на главные бортовые разломы грабена, что, скорее всего, неправомерно, и это особенно хорошо видно в районе пикета 1500 на профиле 9S (см. рис. 3, В).

Таким образом, под Верхнерейнским грабеном по его простиранию штриховая картина структуры земной коры меняется, при существовании ослабленных отражательных свойств в верхней коре и прозрачных областей в нижней коре на всем его протяжении. Можно считать доказанным, что наклонные отражения в верхней коре отвечают поверхностям надвигов или сбросов, сформировавшихся при герцинской складчатости [Franke et al., 1990; и др.].

Мезозойские грабены Северного моря (Викинг, Центральный и др.) представляют собой протяженные структуры, ограниченные разломами с амплитудой 5–6 км. Они заложены на каледонском – на севере и на герцинском – на юге фундаментах, местами перекрытом субплатформенными отложениями верхнего палеозоя (рис. 4). Фундамент представляет собой складчато-метаморфизованные комплексы с широким развитием надвиговых структур, хорошо изученных в Англии и Скандинавии [Тектоника Европы, 1978; и др.]. Грабены выполнены мощными, до 4–5 км, отложениями триаса – нижней юры, представленными терригенными образованиями с мощными слоями соленосных пород. Вулканогенные образования сосредоточены в районе поднятия Ринкгёбинг-Фюн, расположенного между грабенами. Начиная со средней юры, грабены прекратили свое существование, и начала развиваться Североморская синеклиза, охватившая приблизительно всю акваторию моря. Формирование синеклизы продолжается и в настоящее время.

Главный этап рифтообразования в Северном море приходится на триасовое время, причем он был очень кратковременным [Гарецкий и др., 1988]. Именно на этот период приходится деструкция земной коры, которая должна происходить, какую бы модель рифтообразования мы не применяли. В случае наиболее популярной сейчас модели простого сдвига Б.Вернике [Wernike, 1985], которая применяется и для образования Североморской рифтовой системы, в коре должны образовываться расколы листрического типа, по которым происходит вращение блоков коры, т.е. в коре должны формироваться некие наклонные структурные поверхности. В дальнейшем существенных переработок коры в этом регионе не происходило.

Грабены Викинг и Центральный пересечены несколькими профилями ОГТ [Кунин, Шейх-Заде, 1993; Blundel et al., 1991; MONA LISA..., 1997], которые подтвердили полученную ранее другими методами информацию о подъеме поверхности М под грабенами. Вместе с тем, было отмечено ухуд-

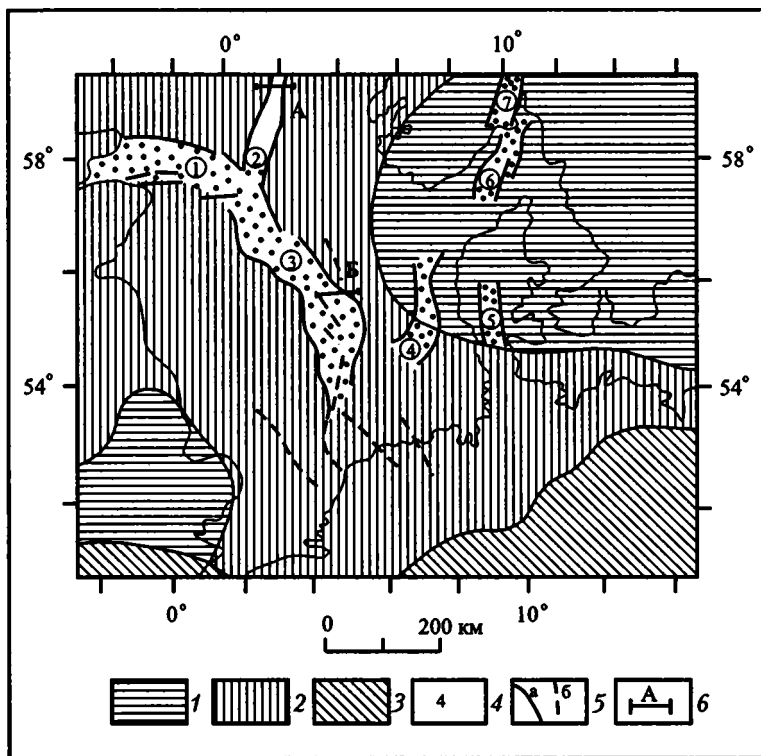


Рис. 4. Схема расположения пермско-мезозойских грабенов Северного моря (по: [MONA LISA..., 1997], с упрощениями)

1–3 – блоки фундамента: 1 – готиды, 2 – каледониды, 3 – герциниды; 4 – пермско-мезозойские грабены (1 – Моррей-Ферт, 2 – Викинг, 3 – Центральный, 4 – Хорн, 5 – Бранде, 6 – Скаггерак, 7 – Осло); 5 – разломы: а – основные, ограничивающие грабены, б – дополнительные; б – сейсмопрофили ОГТ, приведенные на рис. 5 и 6 (А – профиль NSDP 84-2, Б – профиль MONA LISA-4)

шение прослеживания поверхности М в районах с максимальной мощностью осадочного чехла в грабенах. Возможно, такой эффект получен в связи с использованием сравнительно слабых источников. Анализируя все сейсмические профили Северного моря, Н.Я. Кунин и Э.Р. Шейх-Заде [1993] отмечают широкое распространение в коре наклонных отражений разного падения, которые в верхней части ограничены поверхностью фундамента, а в нижней – выполаживаются и заканчиваются в слое субгоризонтально расчлененной нижней коры.

Эта же картина сохраняется непосредственно под грабеном Викинг (рис. 5). Здесь наклонные отражения подходят как к главным бортовым разломам грабенов, так и к пологой поверхности фундамента за пределами или внутри грабенов. При этом не нарушается сплошности поверхности фундамента. Над поверхностью М выделяется слой горизонтальных отражений мощностью 2–3 с. Под центральной частью грабена горизонтальные отражения

штриховой картины в верхней коре. На юге по профилю 9S одна из наклонных зон пересекает всю кору с падением к востоку, начинаясь от Вогезов на поверхности, а далее прослеживаясь ниже поверхности Мохоровичича под Шварцвальдом. Это позволило использовать модель Вернике и провести поверхность разрыва, падающую к востоку [Brun, Wenzel, 1991]. Те же авторы, интерпретируя профиль 9N в 150 км севернее, провели такую же плоскость с падением к западу [Wenzel, Brun, 1991]. Причем в обоих случаях наклонные зоны отражений выводятся на главные бортовые разломы грабена, что, скорее всего, неправоммерно, и это особенно хорошо видно в районе пикета 1500 на профиле 9S (см. рис. 3, В).

Таким образом, под Верхнерейнским грабеном по его простиранию штриховая картина структуры земной коры меняется, при существовании ослабленных отражательных свойств в верхней коре и прозрачных областей в нижней коре на всем его протяжении. Можно считать доказанным, что наклонные отражения в верхней коре отвечают поверхностям надвигов или сбросов, сформировавшихся при герцинской складчатости [Franke et al., 1990; и др.].

Мезозойские грабены Северного моря (Викинг, Центральный и др.) представляют собой протяженные структуры, ограниченные разломами с амплитудой 5–6 км. Они заложены на каледонском – на севере и на герцинском – на юге фундаментах, местами перекрытом субплатформенными отложениями верхнего палеозоя (рис. 4). Фундамент представляет собой складчато-метаморфизованные комплексы с широким развитием надвиговых структур, хорошо изученных в Англии и Скандинавии [Тектоника Европы, 1978; и др.]. Грабены выполнены мощными, до 4–5 км, отложениями триаса – нижней юры, представленными терригенными образованиями с мощными слоями соленосных пород. Вулканогенные образования сосредоточены в районе поднятия Ринкгёбинг-Фюн, расположенного между грабенами. Начиная со средней юры, грабены прекратили свое существование, и начала развиваться Североморская синеклиза, охватившая приблизительно всю акваторию моря. Формирование синеклизы продолжается и в настоящее время.

Главный этап рифтообразования в Северном море приходится на триасовое время, причем он был очень кратковременным [Гарецкий и др., 1988]. Именно на этот период приходится деструкция земной коры, которая должна происходить, какую бы модель рифтообразования мы не применяли. В случае наиболее популярной сейчас модели простого сдвига Б.Вернике [Wernike, 1985], которая применяется и для образования Североморской рифтовой системы, в коре должны образовываться расколы листрического типа, по которым происходит вращение блоков коры, т.е. в коре должны формироваться некие наклонные структурные поверхности. В дальнейшем существенных переработок коры в этом регионе не происходило.

Грабены Викинг и Центральный пересечены несколькими профилями ОГТ [Кунин, Шейх-Заде, 1993; Blundel et al., 1991; MONA LISA..., 1997], которые подтвердили полученную ранее другими методами информацию о подъеме поверхности М под грабенами. Вместе с тем, было отмечено уху-

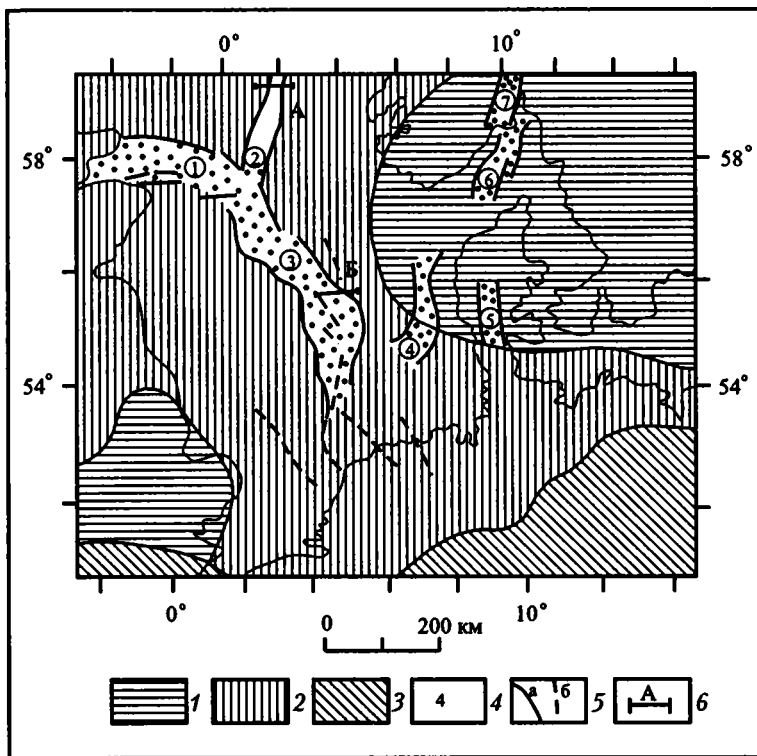


Рис. 4. Схема расположения пермско-мезозойских грабенов Северного моря (по: [MONA LISA..., 1997], с упрощениями)

1–3 – блоки фундамента: 1 – готиды, 2 – каледониды, 3 – герциниды; 4 – пермско-мезозойские грабены (1 – Моррей-Ферт, 2 – Викинг, 3 – Центральный, 4 – Хорн, 5 – Бранде, 6 – Скаггерак, 7 – Осло); 5 – разломы: а – основные, ограничивающие грабены, б – дополнительные; 6 – сейсмопрофили ОГТ, приведенные на рис. 5 и 6 (А – профиль NSDP 84-2, Б – профиль MONA LISA-4)

шение прослеживания поверхности М в районах с максимальной мощностью осадочного чехла в грабенах. Возможно, такой эффект получен в связи с использованием сравнительно слабых источников. Анализируя все сейсмические профили Северного моря, Н.Я. Кунин и Э.Р. Шейх-Заде [1993] отмечают широкое распространение в коре наклонных отражений разного падения, которые в верхней части ограничены поверхностью фундамента, а в нижней – выполаживаются и заканчиваются в слое субгоризонтально расчлененной нижней коры.

Эта же картина сохраняется непосредственно под грабеном Викинг (рис. 5). Здесь наклонные отражения подходят как к главным бортовым разломам грабенов, так и к пологой поверхности фундамента за пределами или внутри грабенов. При этом не нарушается сплошности поверхности фундамента. Над поверхностью М выделяется слой горизонтальных отражений мощностью 2–3 с. Под центральной частью грабена горизонтальные отражения

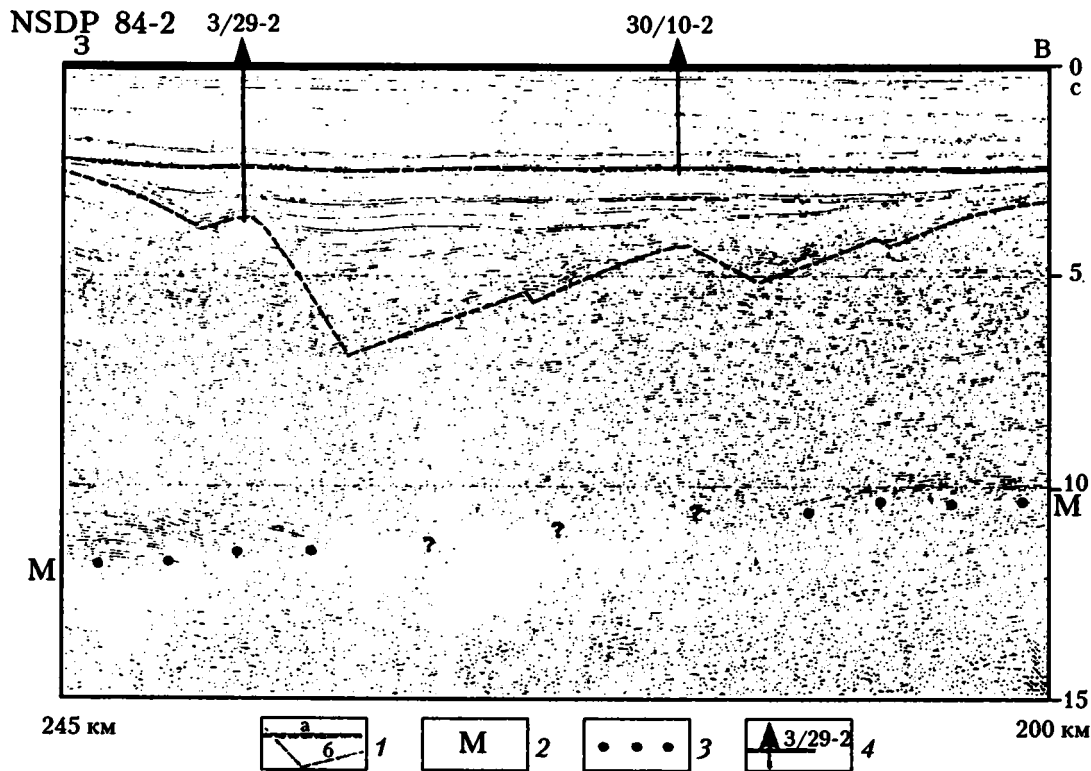


Рис. 5. Сейсмический профиль NSDP 84-2 через грабен Викинг [Holliger, Klempereger, 1989] Североморской рифтовой системы

1 – основание кайнозоя (а) и мезозоя (б); 2 – отражения от границы Мохововичича; 3 – положение границы М по преломленным волнам; 4 – скважины и их номера. Местоположение профиля см. на рис. 4

не прослеживаются и образуются прозрачные окна. Предполагается, что прозрачность нижней коры под грабеном Викинг вызвана внедрением магматических тел во время формирования грабена [Holliger, Klempereger, 1989]. Пакеты наклонных отражений в некоторых случаях пересекают горизонтально расслоенный комплекс нижней коры и продолжаются в верхнюю мантию.

Сейсмопрофили по проекту MONA LISA, расположенные в центральной части Северного моря и выполненные с применением новейших технологий, позволили подробно осветить глубинное строение грабенов Центральный и Хорн [MONA LISA..., 1997]. Один из профилей через Центральный грабен приведен на рис. 6. На нем уверенно выделяются субгоризонтальные горизонты осадочного чехла (кайнозой – верхний мел), осложненные в нижней части инверсионными структурами малой амплитуды. Подошва цехштейна, близкая в этом районе к поверхности фундамента, расположена на отметках 2–4 с по бортам Центрального грабена и погружается до 8 с в его центральной части. Грабен – односторонний, и разлом, ограничивающий его с востока, имеет амплитуду около 6 км. В верхней части коры прослеживаются редкие, слабо наклоненные отражения, которые, возможно, отвечают дислоцированным отложениям палеозоя. В нижней коре, к востоку и западу от грабена, отмечаются пакеты субгоризонтальных отражений в интервале от 8 до 12 с, причем на западе они выражены ярко, а на востоке – слабо. Под самим грабеном располагается прозрачная зона нижней коры, и только на уровне поверхности М, выделенной по преломленным волнам, появляются отдельные отражения. Поверхность М не поднимается под грабеном, что характерно для других рифтов, хотя вполне вероятно это объясняется наличием достаточно разогретой линзы пород коромантийной смеси с пониженной отражательной способностью и, как следствие, отсутствием четких отражений от поверхности М. Следует отметить, что на профиле практически нет пакетов наклонных отражений ни выше, ни ниже поверхности М. Возможно, такие отражения есть на глубинах 14–16 с под пикетом 140 км (см. рис. 6, А). На других профилях (MONA LISA – 1–2) наклонные пакеты отражений наблюдаются в интервале от 12 до 20 с на расстоянии до 150 км. Скорее всего, это связано с тем, что профили расположены вблизи каледонской зоны коллизии, где плита Авалония (каледониды) надвигается на плиту Балтия (готиды).

Таким образом, под грабенами Викинг и Центральный (так же, как и под другими пермско-мезозойскими грабенами Северного моря) расположена двухслойная кора с достаточно четкими верхним (поверхность фундамента) и нижним (поверхность М) ограничениями. Она характеризуется меньшей отражательной способностью по сравнению с окружающими районами. В нижней расслоенной коре наблюдаются прозрачные зоны, расположенные под осевыми частями грабенов, а в верхней – преобладают наклонные отражения. Иногда прослежены пакеты наклонных отражений, пересекающих расслоенную нижнюю кору, и продолжающихся ниже поверхности М до глубин 40–45 км. Такие пакеты прослежены в разных блоках коры,

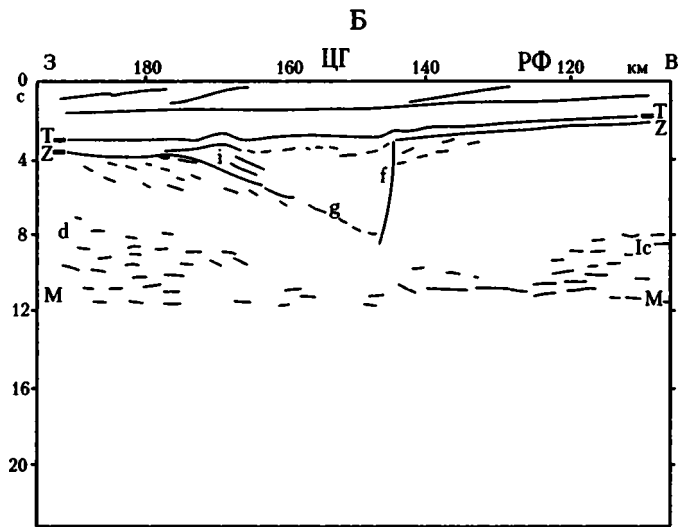
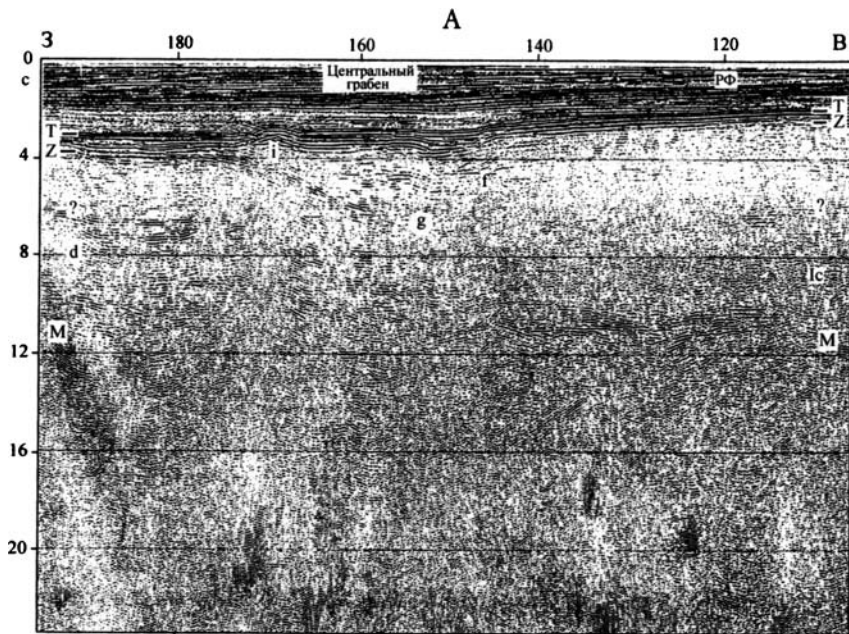


Рис. 6. Сейсмический профиль MONA LISA-4 через Центральный грабен Северного моря (из: [MONA LISA..., 1997])

А – немигрированный разрез; Б – разрез после миграции, с выделением основных отражающих площадок и горизонтов. Буквами обозначены: ЦГ – Центральный грабен; РФ – поднятие Ринкгебинг-Фюн; Т – подошва третичных отложений; g – нижние горизонты мезозоя (триас?); Z – подошва отложений цехштейна; f – бортовой разлом мезозойского Центрального грабена; i – инверсионная структура, возникшая в меловое время; d – сильные отражения в нижней коре (“рефлективити”); lc – слабые нижнекоревые отражения; М – положение границы Мохоровичича с учетом данных ГСЗ. Местоположение профиля см. на рис. 4

независимо от возраста их консолидации: герцинском, каледонском или карельском.

Припятский грабен (Восточно-Европейская платформа) относится к палеозойским рифтовым структурам [Гарецкий, Клушин, 1989; Тектоника Припятского прогиба..., 1979]. Фундамент представлен глубокометаморфизованными образованиями архея – раннего протерозоя, в западной части грабена перекрытыми субплатформенными отложениями рифея–венда. Фундамент в грабене опущен максимально до 5–6 км, причем наибольшие глубины приурочены к бортовым зонам. Грабен выполнен мощной толщей (3,5–4,0 км) девон-пермских осадочных пород (начиная с верхнефранских), включая соленосные горизонты. В разрезе чехла грабена отсутствуют вулканогенные образования, которые известны только в районе Брагинско-Лоевской седловины, отделяющей Припятский грабен от Днепровско-Донецкого. О стабильности коры в предшествующее рифту время свидетельствует распространение по площади рифта, с выходами за его пределы, отложений эйфельско-среднефранского возраста, имеющих везде одинаковую небольшую мощность. Предрифтовый этап относится к стадии синеклизы. Припятский грабен заложился на относительно стабильной земной коре в позднем фране. На это время приходится образование глубоких депрессий, некомпенсированных отложениями, которые формировались в связи с опусканием блоков фундамента по бортовым разломам. Предполагается, что опускание происходило по механизму поворота блоков по листрическим разломам, проникавшим глубоко в земную кору. Далее шло заполнение депрессий осадками. Основная деструкция коры приходится на конец позднефранского – фаменское время. Скорее всего, именно тогда были образованы наклонные поверхности срывов в консолидированной коре. В дальнейшем продолжалось заполнение грабена отложениями (ранний и средний карбон). В позднем карбоне – ранней перми происходил общий подъем территории грабена с локальными проявлениями инверсии и сжатия. Он сменился стабильным состоянием региона. С позднего триаса и юры начала развиваться надрифтовая Припятско-Днепровская синеклиза, существующая до настоящего времени. Следовательно, можно сказать, что, начиная с каменноугольного времени и доныне, существенных преобразований в структуре земной коры под Припятским грабеном не происходило.

Припятский грабен пересечен несколькими профилями ГСЗ–МОГТ, которые выходят на его плечи [Гарецкий, Клушин, 1989]. Достаточно четкие оси синфазности выделены по всему разрезу земной коры (рис. 7). Наиболее интенсивные отражения зарегистрированы на временах 13–16 с, что соответствует глубинам от 35 до 45 км, местами до 55 км. Они образуют систему субгоризонтальных и слабонаклоненных площадок протяженностью в первые километры. По смене штрихового поля хорошо выделяется верхняя граница слоя с субгоризонтальными отражениями. С учетом других сейсмических и геофизических методов она отождествляется с поверхностью Мохоровичича, т.е. горизонтально расслоенная зона относится к верхней мантии и сопоставляется с коромантийной смесью. Ю.Г. Леонов [1991],

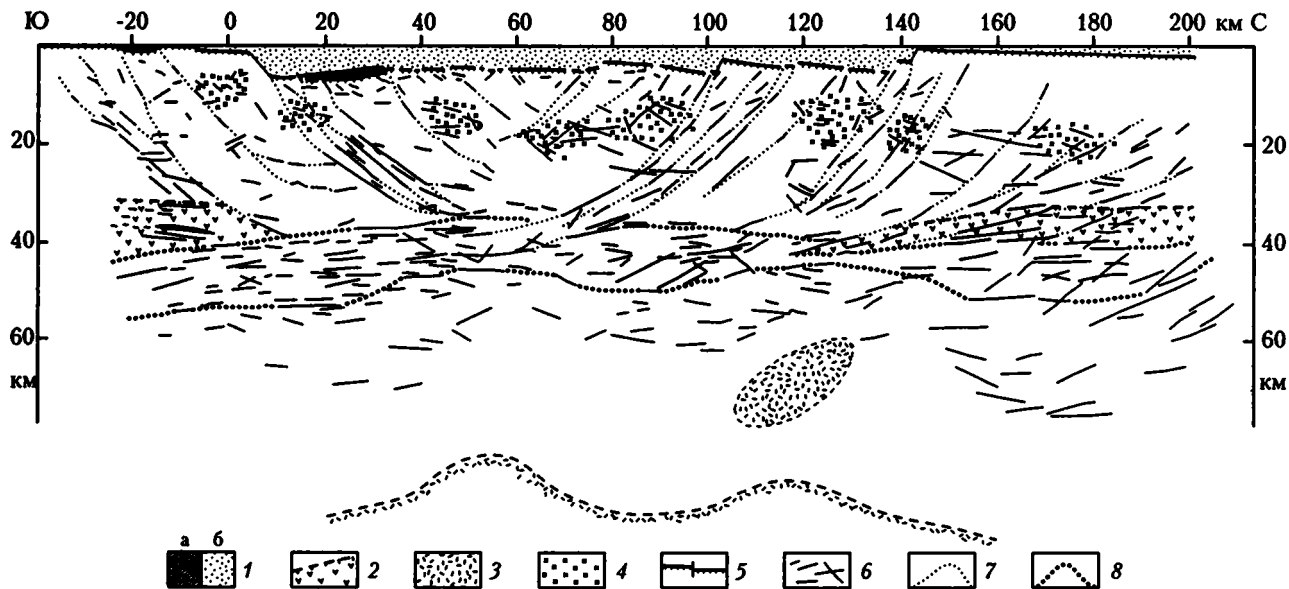


Рис. 7. Сейсмогеологический разрез Припятского палеорифта по профилю VIII–VIII (из: [Гарецкий, Клушин, 1988])
 1 – платформенный чехол: а – нижний рифей, б – верхний рифей – антропоген; 2 – клиноформы в низах земной коры и их контуры; 3 – волноводы; 4 – зоны разуплотнения, предположительно связанные с тектонической трещиноватостью; 5 – поверхность фундамента; 6 – отражающие площадки; 7 – листрические разломы; 8 – кровля (поверхность М) и подошва коромантийной смеси

основываясь на скоростях сейсмических волн, предполагает, что эта зона соответствует нижней части земной коры.

Под северным и южным плечами Припятского грабена выше поверхности М в интерпретации Р.Г. Гарецкого и С.В. Клушина [1989] прослежены два клина (клиноформы) с немногочисленными горизонтальными и слабонаклонными отражениями. В северной клиноформе наблюдаются круто наклоненные отражения (между 180 и 200 км). Возможно, именно эти клиноформы относятся к расслоенной нижней коре, а под самим грабеном, как и во многих других случаях, расположена относительно более прозрачная часть нижней коры.

Выше в земной коре до поверхности фундамента, которая выражена яркими отражениями, прослежены системы наклонных отражений, выполаживающихся с глубиной и имеющих противоположное падение с севера и юга к осевой части грабена, интерпретируемые как листрические разломы. В основном эти отражения не прослеживаются ниже поверхности М, хотя иногда их можно достаточно уверенно протрассировать в нижележащую горизонтально расслоенную зону (например, под 40 и 120 км, см. рис. 7). Часть пакетов наклонных отражений, подходящих к поверхности фундамента, увязывается с крупными субвертикальными разломами Припятского грабена. Это, прежде всего, бортовые разломы и целый ряд региональных разломов внутри грабена. Вместе с тем, наблюдаются зоны наклонных отражений, подходящие к пологой поверхности фундамента за пределами грабена или к субгоризонтальной поверхности отдельных блоков фундамента внутри грабена. Причем какого-то нарушения сплошности поверхности фундамента при этом не отмечается.

Намного реже в верхней части коры присутствуют субгоризонтальные отражения. Они развиты на локальных участках разреза примерно на уровне 18–20 км и интерпретируются как зоны разуплотнения, связанные с тектонической трещиноватостью.

Таким образом, в строении коры под Припятским грабеном наблюдается единый слой с преобладанием наклонных отражений. Горизонтально расслоенная нижняя кора появляется только под бортовыми частями и под его плечами. Это строение определяется при интерпретации разрезов Р.Г. Гарецким и С.В. Клушиным. Если же брать за основу интерпретацию Ю.Г. Леонова, то в строении коры можно выделить два слоя: верхний, с косыми отражениями, отвечающий хрупкой коре, и нижний – горизонтально расслоенный, отвечающий пластичной нижней коре. И при втором варианте наблюдается увеличение прозрачности в горизонтально расслоенной зоне, приуроченное к центральной части грабена (примерно под 50–90 км, см. рис. 7).

Рифт Мидконтинента (Северо-Американская платформа) выделяется по отчетливым гравитационным и магнитным аномалиям и является наиболее изученной протерозойской структурой растяжения [Дикас, 1991; Van Schmus, Hinze, 1985; и др.]. Рифт выполнен осадочно-вулканогенными породами, объединенными в супергруппу Кивино, относимую к среднему рифею (рис. 8). В ней выделяются три комплекса, разделенные угловыми несогласиями. Нижний сложен кварцитами (Бессемер, Баррон), накопление

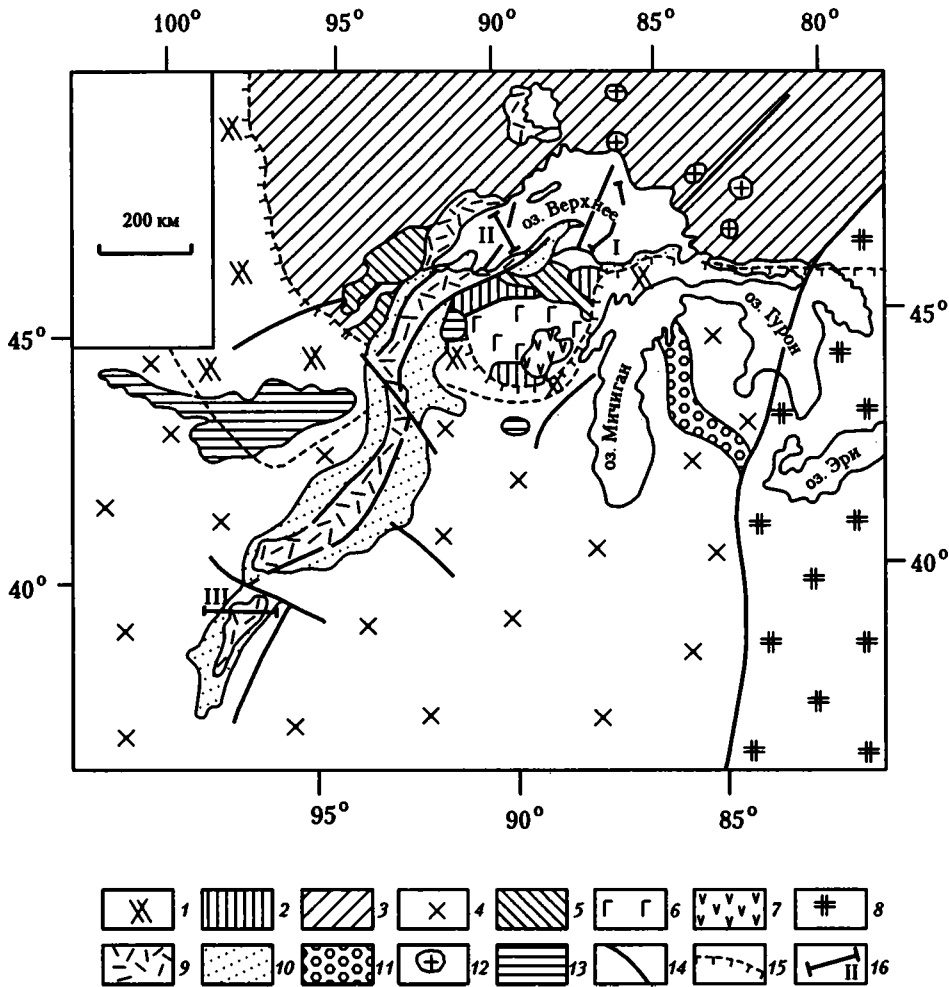


Рис. 8. Схематическая карта главных докембрийских комплексов района рифта Мидконтинента (по: [Van Schmus, Hinze, 1985], с дополнениями)

1 – архей нерасчлененный; 2 – раннеархейские гнейсово-мигматитовые комплексы; 3 – архейские гранитно-зеленокаменные комплексы; 4 – ранний протерозой, нерасчлененный; 5 – раннепротерозойский платформенный чехол; 6 – раннепротерозойские магматические комплексы; 7 – батолит Волчьей реки (□ 1500 млн лет); 8 – Гренвилльская зона; 9–11 – верхнепротерозойская супергруппа Кивино: 9 – магматические комплексы (включая дулутские габбро) и осадочные породы (группа Оронто), 10 – верхние кластические комплексы (группа Бейфилд), 11 – предполагаемые комплексы заполнения восточного рифта; 12 – щелочные интрузии; 13 – среднерифейские кварциты (Сиу и др.); 14 – главные разломы; 15 – граница распространения палеозойского чехла; 16 – линии глубинных сейсмических профилей и их номера

которых предположительно происходило на аллювиальной равнине. Мощность этого комплекса составляет максимум первые сотни метров. Средний комплекс представлен в основном базальтовыми лавами, иногда перемежающимися с маломощными линзами красноцветных обломочных образований. Синхронно с базальтовыми потоками формировалось габбро Дулутского комплекса, известное в районе оз. Верхнее. Было подсчитано, что между извержениями самого древнего потока – базальтов Сименс-Крик и самого молодого – Лейк Шор Тренс прошло всего 15 млн лет (от 1109 до 1094 млн лет) [Дикас, 1991]. Мощность вулканогенного комплекса определяется, по разным данным, от 5–6 км на юге в Канзасе [Mc Swiggen et al., 1987] до 20–25 км на севере в районе оз. Верхнее [Дикас, 1991; Behrendt et al., 1988]. Верхняя часть разреза супергруппы Кивино представлена осадочными образованиями серий Оронто и Бейфилд, разделенных угловым несогласием. В основании осадочной толщи прослежены мощные конгломераты Харбор с возрастом примерно 1094 млн лет. Среди песчаников Фреда (верхняя часть серии Оронто) обнаружены риолиты, датируемые приблизительно 1007 млн лет. По мнению многих исследователей, нижняя часть (серия Оронто) отвечает режиму растяжения, а верхняя (серия Бейфилд) – вертикальным тектоническим движениям. Мощность нижней части оценивается примерно в 5 км, а верхней – около 1 км на всем протяжении рифта [Behrendt et al., 1988; Serra et al., 1984; и др.].

Разрывные нарушения в районе рифта Мидконтинента представлены как нормальными сбросами, так и пологими надвигами. Последние, как правило, приурочены к бортам рифта. Плоскости надвигов наклонены к осевой части, и по ним породы выполнения рифта надвинуты на борта. По сейсмическим данным, разломы прослежены до глубин 15–20 км максимум. Характер разрывных нарушений меняется по простиранию рифта. По преобладанию тех или иных типов разломов выделено несколько сегментов [Mc Swiggen et al., 1987]. Разное простирание оси рифта и дифференцированная структурная асимметрия, а также существование разорванных аномалий в гравитационном и магнитном полях по простиранию подтверждают сегментацию рифта. Предполагается, что различие типов разломов на разных сегментах является функцией ориентации сегментов рифта.

Рифт Мидконтинента вкрест простирания пересечен системой глубинных профилей, некоторые из которых приведены на рис. 9. Поверхность Мохоровичича наиболее глубоко погружена в бассейне оз. Верхнее [Hutchinson et al., 1992; Milkereit et al., 1990; и др.]. Она располагается здесь на глубинах от 37 км на бортах до 55 км – в центральной части. Поверхность М выражена достаточно яркими отражениями, расположенными на глубине, совпадающей с границей М, полученной по ГСЗ. В некоторых случаях наблюдаются две субпараллельные группы осей синфазности, и тогда выделяется зона Мохоровичича [Кунин, Шейх-Заде, 1993]. Отмечено, что отражения от поверхности М существенно несогласны с нижнекоровыми отражениями. По данным Д. Берендта и др. [Behrendt et al., 1988], бассейн оз. Верхнее является наиболее глубоким в мире (с глубиной подошвы около 32 км), выполненным вулканогенно-осадочными образованиями

супергруппы Кивино. На сейсмопрофилях они выражаются яркими протяженными сейсмическими горизонтами, поднимающимися от центра к бортам рифта вплоть до поверхности, где можно провести прямую геологическую корреляцию (см. рис. 9, А, Б).

Под отражениями от вулканогенного комплекса в консолидированной коре наблюдается относительно прозрачный слой, меняющийся в мощности. В нем изредка проявляются слабые наклонные отражения. Ниже до поверхности Мохоровичича следует комплекс нижней коры с параллельно-горизонтальными отражениями. Его мощность определяется примерно в 2–3 с, что при скорости около 7,0 км/с составляет 7–10 км. В этом слое наблюдается разрыв (прозрачность), хорошо видный на рис. 9, Б в области предполагаемых глубинных корней разлома Дуглас на уровне 12–15 с. Сам разлом Дуглас возник после окончания развития рифта Мидконтинента и связывается с проявлением движений с востока на запад, происходивших в районе Гренвильского фронта на уровне 900–1000 млн лет [Milkereit et al., 1990].

На южном окончании рифта Мидконтинента в штате Канзас проведен профиль по программе COCORP [Holliger, Klempereger, 1989; Woelk, Hinze, 1991]. Здесь поверхность Мохоровичича располагается на глубинах 40–45 км, причем погружается под рифтом. Мощность консолидированной коры составляет 25–30 км. Так же, как на севере, под вулканогенно-осадочным заполнением рифта существует зона с наклонными отражениями, сосредоточенными под рифтом (рис. 9, В). В средней части коры выделяются системы разнонаклоненных площадок. Над поверхностью М прослеживается слой нижней коры, характеризующийся распространением непротяженных параллельно-горизонтальных отражений. Прямо под рифтом в нем наблюдается разрыв (прозрачная зона) шириной 10–20 км и мощностью 15–20 км. При комплексном анализе гравитационных, магнитных и сейсмических полей предположительно выделены интрузии основного состава, распространенные под рифтом по всему разрезу коры [Woelk, Hinze, 1991].

Таким образом, несмотря на разницу в мощности коры и вулканогенно-осадочного выполнения рифта по простиранию структуры, наблюдается более или менее однообразное строение коры с прозрачными или полупрозрачными зонами в ее нижней части под рифтом.

Рассмотренные данные по строению коры разновозрастных рифтов показывают сходство и различие рисунков штрихового поля. К сходным

⇐ **Рис. 9.** Глубинные сейсмические разрезы через рифт Мидконтинента (местоположение профилей см. на рис. 8)

А – интерпретация разреза I по профилю CLIMPCE на востоке оз. Верхнее (из: [Behrendt et al., 1988]): 1 – отражения; 2 – разломы; 3 – предполагаемое распространение вулканических пород; 4 – фундамент; 5 – поверхность М. Скорости даны по преломленным волнам

Б – временной разрез II профиля CLIMPCE на западе оз. Верхнее после миграции (из: [Milkereit et al., 1990]): М – отражения от поверхности Мохоровичича; DF-? – предполагаемый разлом Дугласа

В – геологическая интерпретация профиля III COCORP по линии I – Канзас (из: [Woelk, Hinze, 1991]). МОНО – поверхность Мохоровичича

характеристикам может быть отнесено, прежде всего, наличие более или менее прозрачной зоны под рифтами в нижнем горизонтально расслоенном комплексе земной коры (или, как минимум, зоны резкого уменьшения отражательной способности, как в Припятском грабене). Причем эта зона может располагаться как под центральной частью рифта, так и под бортовыми разломами. По горизонтали ее ширина составляет 15–30 км, а по вертикали размеры меняются с уменьшением прозрачности от поверхности М вверх по разрезу. Причиной такой прозрачности могут служить несколько явлений.

Прежде всего, она может быть следствием отсутствия информации: осадочное или осадочно-вулканогенное заполнение рифта с максимальными мощностями является экраном и не пропускает отраженные волны. Такой вариант может иметь место в рифте Мидконтинента, где на севере мощность заполнения достигает 32 км. Однако в этом случае прозрачная зона должна находиться строго под участками с максимальными мощностями заполнения, чего в действительности не наблюдается.

Другая причина может заключаться в возникновении анизотропии нижней коры под влиянием стресса любого направления. Практически во всех рифтах существовали кратковременные этапы сжатия или инверсии, приуроченные к концу развития рифта и несомненно связанные с процессами, которые охватывали всю кору (будь то термическое остывание, боковое сжатие или др.). Следовательно, прозрачная зона могла возникнуть как следствие этих процессов, однако трудно предположить, что анизотропия может сохраняться в течение миллиарда лет, например, под рифтом Мидконтинента, при многочисленных последующих событиях в развитии территории.

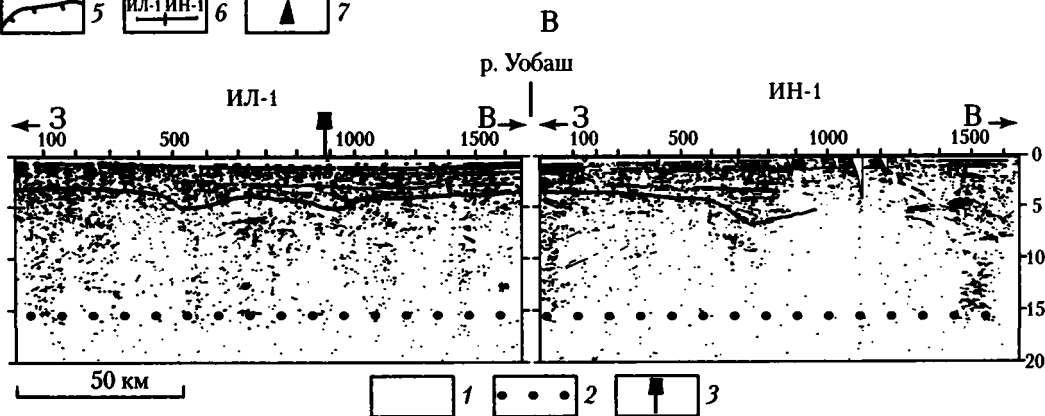
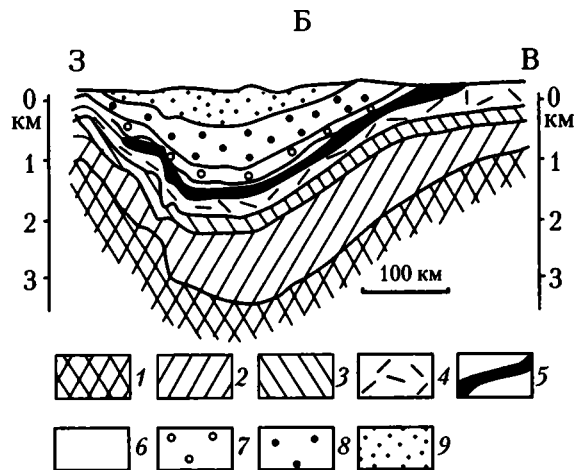
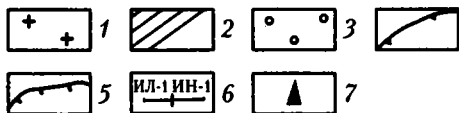
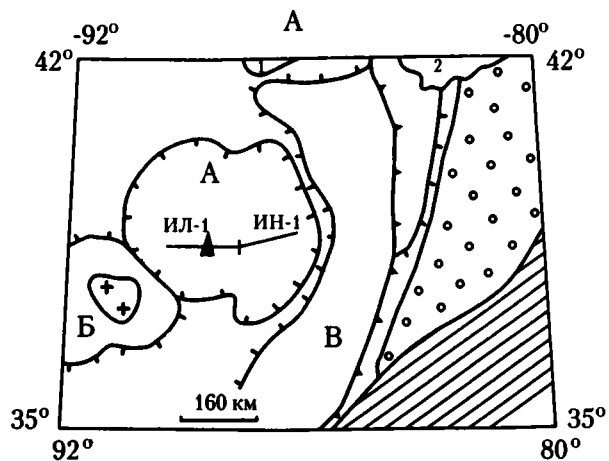
Представляется, что наиболее вероятной причиной появления прозрачных зон под рифтами является термальная аномалия, сопровождающая формирование рифта. Известно, что в настоящее время рифтовые зоны независимо от их возраста, характеризуются повышенными тепловым потоком на поверхности и температурой на границе Мохоровичича [Лысак, 1988; Николаев, 1993; и др.]. Повышение температуры в низах коры приводит к частичному расплавлению вещества и, соответственно, к потере отражающих свойств. Вместе с тем, температура не достигает таких величин, при которых начинается пластическое течение вещества (т.е. изменение структуры коры), приводящее к формированию новых структур на поверхности. При более высоких температурах в разрезе коры активных рифтовых зон, в том числе и в их нижней коре, образуются магматические очаги, как, например, в рифтовой зоне Провинции Бассейнов и Хребтов [Gish et al., 1981; Nauge et al., 1987]. Магматические тела все чаще обнаруживаются под внутриплитными рифтовыми зонами, причем их образование связывается с этапами активного структурообразования.

Среди различий следует отметить гораздо меньшее присутствие под древними протерозойскими рифтами крупных пакетов наклонных отражений, при широком их распространении под фанерозойскими рифтами. Это, вероятно, связано с общими отличиями отражающих свойств архейско-протерозойской и фанерозойской коры [Кунин, Шейх-Заде, 1993; Poupinet, Voogd, 1981], что вызвано повышенной плотностью древней коры.

Как видно из рассмотренного материала, прежде всего по Рейнскому грабену, отсутствует прямая корреляция между пакетами наклонных отражений в коре и разломами в структуре рифта. Более или менее они увязываются в Припятском грабене, однако и здесь существует несоответствие. Скорее всего, основные ансамбли наклонных отражений в фанерозойской коре образованы в дорифтовое время на этапах сжатия и фиксируют поверхности надвигов. Они могут быть активизированы во время рифтообразования, и тогда наблюдается картина листрических сбросов, которые могут не играть решающей роли для образования рифта. Отсюда возникают сомнения в универсальности моделей растяжения, где листрические разломы играют большую роль. Конечно, нельзя полностью отрицать модели чистого или простого сдвига, где листрика очень важна, однако надо иметь в виду возможность существования других моделей, например, фазовых переходов, где преобладают вертикальные разломы. Во всяком случае, необходимо очень осторожно использовать наклонные отражения как доказательство растяжения коры, поскольку их формирование часто не синхронно с рифтообразованием. Таким образом, структурирование континентальной коры по отражающим свойствам не является следствием только одного процесса, в данном случае внутриплитного рифтообразования. Причем само рифтообразование не очень сильно изменяет структуру коры, прежде всего, в ее верхнем слое.

1.2. Синеклизы

Синеклизы, представляющие собой обширные пологие отрицательные структуры, широко распространены на разновозрастных платформах [Шатский, 1964; и др.]. Они отличаются крайне медленным формированием, в связи с чем в них накапливается не более 4,0–4,5 км отложений. Преобладающим процессом при образовании синеклиз является прогибание, а горизонтальные движения, если и проявляются, то в малых объемах и лишь слабо осложняют строение чехла. Мощность консолидированной земной коры под синеклизами от 38 до 45 км и практически не изменяется. По результатам глубинных сейсмических исследований МОГТ, земная кора под синеклизами обладает определенной внутренней структурой. В данном случае речь идет только о структуре и неоднородностях, полученных по отражающим свойствам. Именно они часто используются при построении моделей формирования тектонических элементов. Возникает вопрос: влияет ли формирование синеклизы на создание или преобразование структуры коры? Решить эту проблему можно только путем сравнительного анализа разных синеклиз, в пределах которых проведены достаточно детальные сейсмические исследования. При этом анализируются этапы развития фундамента и синеклизы, которые влияют или могут повлиять на структуру коры. Для анализа выбраны три разновозрастные синеклизы: Иллинойская на Северо-Американской платформе (палеозойская), Эроманга на Австралийской платформе (мезозойская) и Парижский бассейн на Западно-Европейской платформе (мезозойско-кайнозойская). Поскольку формирование



структуры фундамента, по современным представлениям, происходит более или менее одинаково, независимо от времени, то положение синеклиз в пределах разновозрастных платформ (докембрийской или палеозойской) имеет принципиальное значение для решения поставленной задачи.

Иллинойский бассейн (синеклиза), расположенный в пределах Северо-Американской докембрийской платформы, представляет собой структуру изометричной формы диаметром 400–500 км (рис. 10, А). С запада он ограничен поднятием Озарк, в центре которого на поверхность выходят породы кристаллического докембрийского фундамента, а на востоке – субмеридионально вытянутым Цинциннатским сводом. Бассейн выполнен отложениями с возрастом от кембрия до карбона максимальной мощностью около 4000 м.

Фундамент Иллинойского бассейна представляет собой систему складчато-глыбовых сооружений, сложенных докембрийскими породами разной степени метаморфизма. Эта система была сформирована в протерозойское время в несколько этапов. Консолидация почти всей северной части континента, приведшая к образованию древней Северо-Американской платформы [Хаин, 1971], произошла на рубеже раннего–среднего протерозоя (1800 млн лет назад, гудзонская эпоха). Складчатость, метаморфизм и гранитизация этого периода создали первичную структуру коры, которая, вероятно, представляла собой систему разнонаправленных наклонных поверхностей; по ним были совмещены различные блоки и пластины. В течение среднего протерозоя (1450–1350 млн лет) кора подверглась гранитизации (в частности, граниты известны на поднятии Озарк), т.е. структура коры могла быть изменена, либо произошла реструктуризация в зонах, где формировались гранитные интрузии. Следующий этап, изменивший структуру коры, произошел в гренвильскую эпоху (1000 млн лет назад). Активизированная зона проходила на территории юго-восточной части бассейна. Скорее всего, в этой зоне и частично в прилегающих районах полностью изменена первичная инфраструктура консолидированной коры. В конце протерозоя образовался протяженный Гренвильский фронт, проходящий примерно в 200 км восточнее Иллинойского бассейна, по которому восточные блоки Аппалачской

⇐ **Рис. 10.** Геологический и сейсмический разрезы через Иллинойский бассейн

А – схема расположения профиля СОСОРР в Иллинойском бассейне: 1 – выход докембрийского фундамента на поверхность; 2 – складчатое сооружение Аппалачей; 3 – Предаппалачский прогиб; 4 – Гренвильский фронт; 5 – границы структур (буквами обозначены: А – Иллинойский бассейн, Б – выступ Озарк, В – Цинциннатский свод); 6 – сейсмопрофили и их номера; 7 – скважина Cisne Community-1. Цифрами на рис. 10, А обозначены озера: 1 – Мичиган, 2 – Эри

Б – геологический разрез через Иллинойский бассейн (по: [Bally, 1989]): 1 – кристаллический докембрий; 2 – кембрий; 3 – кембро-ордовик (группа Нокс); 4 – ордовик; 5 – силур; 6 – нижний девон; 7 – средний–верхний девон; 8,9 – карбон; 8 – миссисипий, 9 – пенсильваний

В – временной сейсмический разрез по профилям СОСОРР Иллинойс-1 (ИЛ-1) и Индиана-1 (ИН-1) (из: [Pratt et al., 1989]): 1 – предполагаемая подошва протерозойских слоистых пород; 2 – поверхность Мохоровичича с учетом данных ГСЗ; 3 – положение скважины Cisne Community-1

системы надвинуты на консолидированные блоки древней платформы. В результате в структуре коры появились плоскости надвигов, полого погружающиеся к востоку.

Иллинойский бассейн заложен в конце венда – начале кембрия (см. рис. 10, Б) и развивался как область прогибания в течение палеозоя [Bally, 1989; и др.]. Возможно, заложение бассейна произошло в позднем рифее или раннем венде. Об этом может свидетельствовать распространение под поздневендско-кембрийскими формациями горизонтально-слоистой толщи (рис. 11), относимой к позднепротерозойскому эдиагарскому этажу [Bally, 1989]. По мнению геофизиков [Pratt et al., 1989], слоистые породы фундамента имеют мощность до 11 км, однако их нельзя относить к осадочному или осадочно-вулканогенному комплексам Иллинойского бассейна, поскольку скважина Cisne Community-1 вскрыла метаморфизованные с крутыми наклонами толщи, которые резко отличны от горизонтально лежащих неметаморфизованных отложений бассейна.

В течение развития Иллинойского бассейна накопилось 3,5–4,0 км мощности осадков, представленных песчаниками, известняками, доломитами, глинами. В верхней части (пенсильваний) прослежены прослои углей. Бассейн представляет собой структуру с пологими бортами, где слои залегают практически горизонтально. С северо-запада на юго-восток протягивается вал (антиклиналь) Ла-Салл, осложненный группой локальных куполовидных структур. Углы слоев на их крыльях не превышают 3–4°. Кроме того, существует еще ряд более мелких валоподобных поднятий: Кархинвилл-Сентрейлия, Ричленд-Уэйн и Уобаш. Все они сформированы в результате дифференцированного прогибания. На юге бассейна расположена разрывная зона Раф-Крик, имеющая субширотное простирание. Она состоит из системы сбросов разной длины, параллельных и кулисообразно подставляющих друг друга. По ним опущено северное крыло. Амплитуда сбросов колеблется от первых десятков до тысячи метров. Сбросы формировались конседиментационно в течение палеозоя. На остальной части бассейна более или менее крупные разрывные нарушения отсутствуют. Таким образом, серьезных деформаций осадочный чехол Иллинойского бассейна не претерпел, и на всем протяжении его формирования преобладали вертикальные движения.

Через Иллинойский бассейн с запада на восток по программе COCORP было приведено два профиля: Иллинойс-1 и Индиана-1 [Pratt et al., 1989; и др.]. Они прошли соответствующую обработку, и была получена картина глубинного строения до глубин 15–16 с, что при средней скорости 6,0 км/с составляет 40–45 км (см. рис. 10, В). Наиболее четкие отражающие горизонты и площадки получены в верхней части разреза. Они отвечают осадочным и, вероятно, осадочно-вулканогенным комплексам бассейна и его основания. Подошва слоистых протерозойских пород деформирована и на отдельных участках погружается до 7,0–7,5 с (т.е. 15–18 км). Ниже располагается полупрозрачная зона с непротяженными площадками. Под центральной частью бассейна площадки расположены хаотически, и только иногда можно выделить пакеты наклонных отражений с углами от 10 до 30°. Их можно трактовать как выражение тектонических поверхностей, созданных

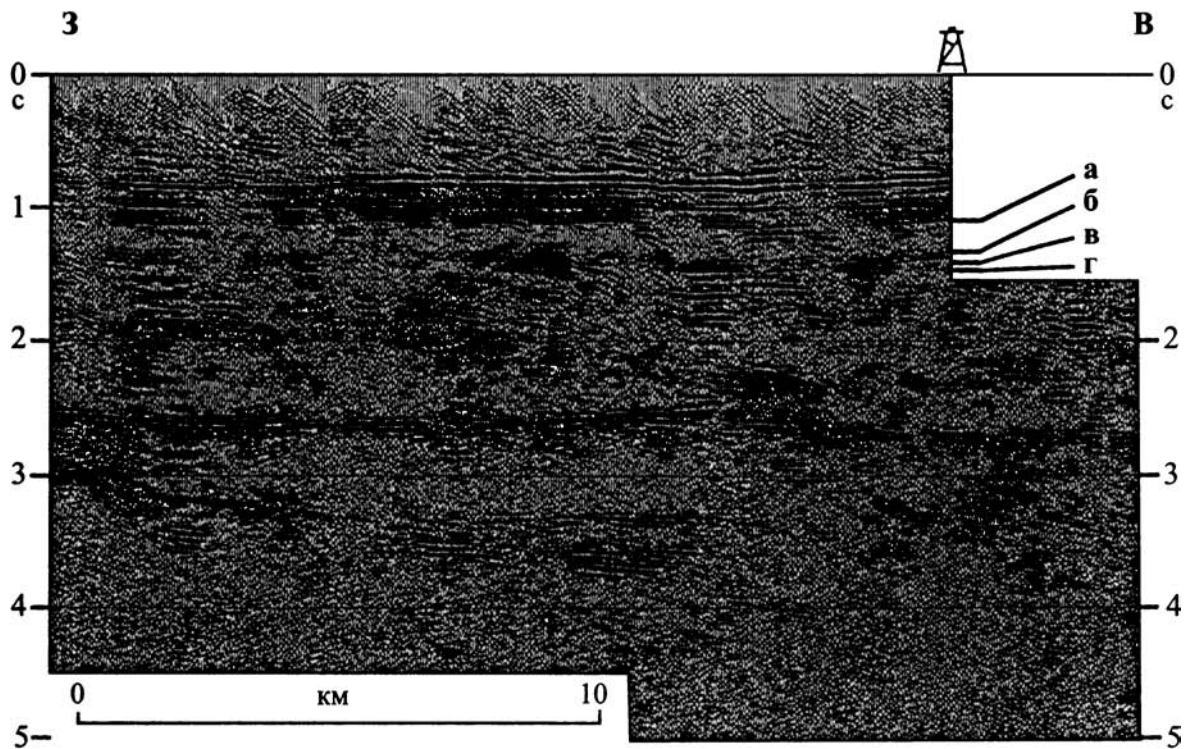


Рис. 11. Фрагмент профиля Иллинойс-1 без миграции (из: [Pratt et al., 1989])
 В разрезе скважины Cisne Community-1 буквами обозначены поверхности: а – группы Нокс (кембро-ордовик); б, в – кембрийских формаций: б – Eau Claire, в – Mt Simon; г – докембрийского фундамента

в допротерозойский этап, поскольку нигде они не нарушают подошвы протерозоя. Следует отметить, что в разрезе коры под бассейном отсутствуют горизонтальные отражения. Более четкое штриховое поле наблюдается на востоке, где в основании бассейна расположена активизированная Гренвильская зона. Здесь в интервале 5–10 с появляются наклонные пакеты отражений, падающие к востоку и пересекаемые слабо наклоненными площадками, имеющими западное падение. Первые, скорее всего, являются надвигами, отходящими от недалеко расположенного Гренвильского фронта, а вторые возникли в результате процессов расслоения коры в более позднее время. Здесь же в низах коры появляется горизонтально расслоенный комплекс. Поверхность Мохоровичича по отраженным волнам никак не выражена, а по данным ГСЗ она располагается практически горизонтально. Можно предполагать, что штриховое поле, отражающее структуру консолидированной коры, создано до образования Иллинойского бассейна и в течение его формирования не претерпело существенных изменений.

Синеклиза Эроманга-Сурат (Австралийская платформа) мезозойского возраста представляет собой изометричную структуру с диаметром около 1500 км (рис. 12). На западе она ограничена выходами на поверхность высокометаморфических пород архея–протерозоя (блок Арунта и др.), частично перекрытых верхнепротерозойско-нижнепалеозойским чехлом, иногда достаточно мощным (бассейны Амадеус, Нгали и др.) и в отдельных зонах деформированным [Plumb, 1979]. Эта область относится к древней Австралийской платформе, восточная граница которой точно не определена и проходит под синеклизой Эроманга-Сурат примерно по меридиану 142–143° в.д. С севера, востока и юга синеклиза ограничена выходами на поверхность метаморфизованных деформированных палеозойских пород, образующих систему складчатых поясов: Энаки, Томсон, Новой Англии и Лейчлейн, имеющих, в целом, разное простириание. Деформации в этих поясах закончились в разное время, однако все они представляют собой покровно-складчатые сооружения с широким развитием надвиговых структур.

Под мезозойско-кайнозойским чехлом синеклизы в ее центральной части достаточно уверенно прослежен складчатый пояс Томсон, вытянутый с северо-востока на юго-запад. Последние крупные деформации произошли в нем, вероятно, в среднем ордовике. В силурийско-девонское время внедрялись граниты, приведшие к полной консолидации этого участка земной коры. В дальнейшем в позднем девоне – карбоне в отдельных регионах происходило прогибание с накоплением осадочного чехла молассового типа мощностью 2,0–2,5 км (бассейн Эдвейл и др.). Осадконакопление сопровождалось магматической активностью с образованием кислых вулканитов и гранитоидов. В перми–триасе прогибание расширилось и сформировалась группа бассейнов (Педирка, Купер, Галилея и др.), выполненных гляциальными, морскими и континентальными отложениями, максимальной мощностью около 2 км. Образования девона–триаса в целом залегают субгоризонтально, только в бортовых частях девонских прогибов углы наклона слоев достигают 35–40°.

На востоке под синеклизой прослежен складчатый пояс Новой Англии, имеющий субмеридиональное простириание. В его пределах консолидация коры

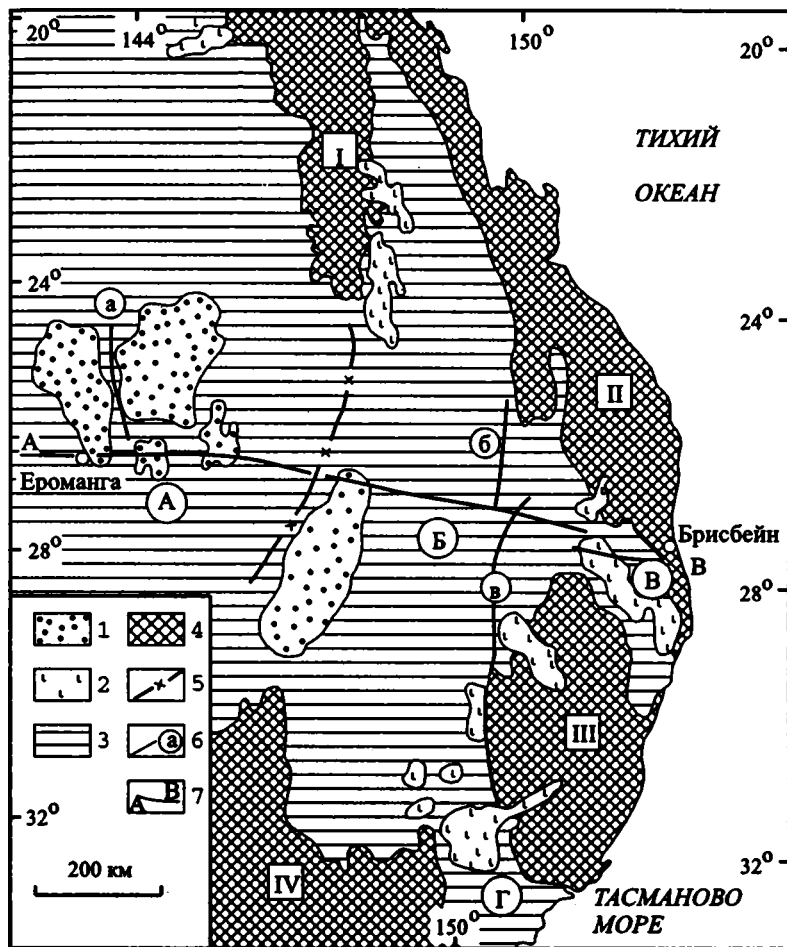


Рис. 12. Геологическая схема восточной части синеклизы Эроманга-Сурат, Австралия (по: [Leven et al., 1990], с изменениями и дополнениями)

1, 2 – кайнозойские: 1 – осадочные бассейны, 2 – вулканиты; 3 – мезозойская синеклиза Эроманга-Сурат (буквами обозначены отдельные бассейны: А – Эроманга, Б – Сурат, В – Кларенс-Моретон, Г – Сидней); 4 – выходы складчатого палеозойского основания на поверхность (цифрами обозначены: I – поднятие Энаки, II–IV – складчатые пояса: II – Томсон, III – Новой Англии, IV – Лейчлейн); 5 – ось погребенного палеозойского хребта Нибайн; 6 – основные разломы (буквами обозначены: а – Кеневей, б – Бурунга, в – Муни); 7 – сейсмический профиль

завершилась к концу перми, когда закончились складчатые деформации и проявления магматизма. В триасе образовалось несколько грабенов (Uck, Uncbur), которым придается рифтовое происхождение [Finlayson et al., 1988].

Собственно синеклиза Эроманга-Сурат состоит из нескольких бассейнов (Эроманга, Сурат, Кларенс-Моретон, Сидней), разделенных небольшими пологими поднятиями. Бассейны выполнены юрско-меловыми отложениями

мелководного эпиконтинентального моря и почти на всей площади имеют мощность от 1,5 до 2,0 км. Слои отложений залегают практически горизонтально по всей площади синеклизы, и только в зонах разломов углы падения составляют 10–20°. Синеклиза рассечена несколькими протяженными разломами субмеридионального простирания. Они представляют собой нормальные сбросы, и амплитуда смещения по ним составляет первые сотни (не более 500) метров.

В течение позднего мела – раннего миоцена вся территория была поднята и происходил слабый размыв. В палеогене – раннем миоцене проявилась магматическая активность, выразившаяся в формировании щелочных базальтов и трахитов [Plumb, 1979]. Она захватила восточные борты синеклизы в основном на границах с выходами на поверхность складчатого основания и лишь частично расположена в пределах бассейнов Кларенс-Моретон и Сидней. В дальнейшем слабое прогибание происходило в центральных областях бассейнов Эроманга и Сурад, где накапливались мало мощные аллювиально-пролювиальные толщи верхнего миоцена – голоцена.

Таким образом, мощные тектонические движения, приводившие к изменениям структуры земной коры, закончились на рассматриваемой территории к концу девона. В дальнейшем территория сохраняла относительную стабильность.

Центральную и восточную части синеклизы Эроманга-Сурад пересекает глубинный сейсмический профиль (см. рис. 12), отработанный с 1980 по 1986 г. Австралийским бюро минеральных ресурсов [Finlayson et al., 1988; Leven et al., 1990; и др.]. По профилю были проведены исследования как по отраженным, так и по преломленным волнам. Он протягивается на 1150 км и освещает структуру земной коры примерно до глубины 20 с, что при средней скорости коры 6,0 см/с составляет около 60 км (рис. 13). Поверхность Мохоровичича залегает на глубине 38–40 км, только под хребтом Нибайн погружаясь до 42 км. Граничная скорость на М составляет 8,1–8,2 км/с и лишь в двух местах она уменьшается до 7,7–7,8 км/с: а) чуть западнее области развития третичных вулканитов и б) под западным окончанием хребта Нибайн. Мощность консолидированной коры изменяется от максимальной 40 км под хребтом Нибайн до минимальной 30 км под осадочными трогами Тарум и Вестгейт.

Штриховое поле отражений на профиле очень разнообразно. Хорошо выделяются субгоризонтальные протяженные горизонты в осадочном чехле юрско-меловой синеклизы. Подошва юрско-мелового чехла является очень устойчивой горизонтальной границей, и ее нигде не пересекают какие-либо наклонные отражающие площадки или горизонты. Субпараллельные отражения разной протяженности и интенсивности характеризуют пермо-триасовые осадочные толщи. В консолидированной коре штриховое поле представляет собой систему, в общем, хаотических разнонаправленных отражений. Практически под всем бассейном Эроманга отмечается прозрачная верхняя кора, изменяющаяся по мощности. Отражения в верхней коре появляются под восточной частью бассейна Эроманга, далее прослеживаются под бассейнами Сурад и Кларенс-Моретон, хотя поле имеет пятнистый (прозрачный – непрозрачный) характер. В некоторых случаях прозрач-

Вулканиты
Р - N

Возраст структур											Возраст структур																
J-K	Б а с с е й н		Э р о м а н г а				Б а с с е й н		С у р а т		Б а с с е й н Кларенс - Моретон		J-K														
P-T	Б а с с е й н		Трог Веррабин		Трог Купер		Трог Гилли		Трог Гулледи		Трог Вестгейт		Б а с с е й н Боуэн		Трог Тарум		Разлом Буринга		Разлом Муни		Трог Сесил-Плейс		Грабен Иск		Грабен Илсвуг		P-T
E-C	С к л а д ч а т ы й		Разлом Кеневай		п о я с				Хребет		Нибайн		Т о м с о н		Складчатый пояс Новой Англии										E-C		

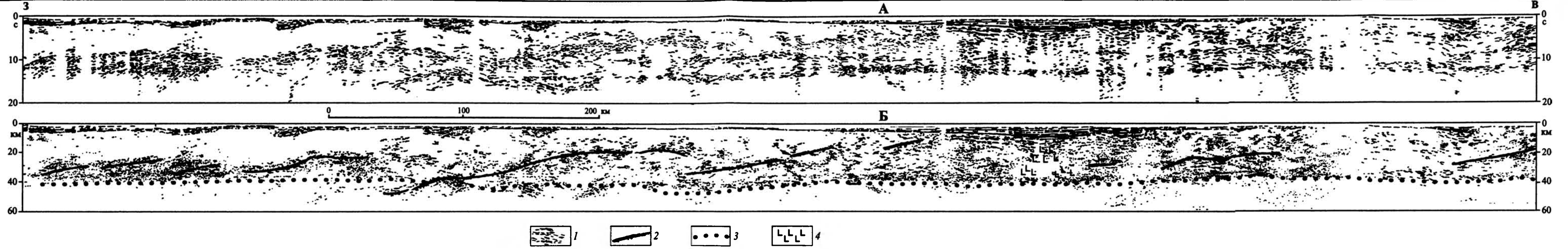


Рис. 13. Временной (А) и глубинный (Б) разрезы по профилю А-В через синеклизу Эроманга-Сураат (по: [Leven et al., 1990])
 1 - отражающие площадки и горизонты; 2 - интерпретированные поверхности срыва в земной коре; 3 - поверхность Мохоровичича с учетом скоростных данных; 4 - предполагаемое развитие в коре тел мафических интрузий. Местоположение профиля см. на рис. 12

ные зоны интерпретируются как следствие наличия в коре основных вулканитов, например, под трогом Тарум [Leven et al., 1990].

В нижней коре выделяются суженные пакеты коротких отражений в общем субпараллельных, которые интерпретируются как поверхности срыва. Эти поверхности имеют углы наклона от субгоризонтальных до 20°. Они иногда располагаются внутри коры, а иногда пересекают поверхность Мохоровичича и прослеживаются в верхней мантии. Как правило, к таким поверхностям приурочены перепады скоростей, достигающие 0,5 км/с.

Вблизи поверхности Мохоровичича в самых низах земной коры наблюдаются сгущения коротких отражающих площадок разной мощности. В западной части профиля до хребта Нибайн они следятся спорадически. Восточнее хребта Нибайн такая зона сгущений мощностью около 2–3 км прослеживается достаточно устойчиво. Вместе с тем, сами отражающие площадки над поверхностью Мохоровичича не всегда параллельны ей, а имеют наклоны в разные стороны, причем в некоторых случаях, так же, как поверхности срыва, прослеживаются выше и ниже границы М.

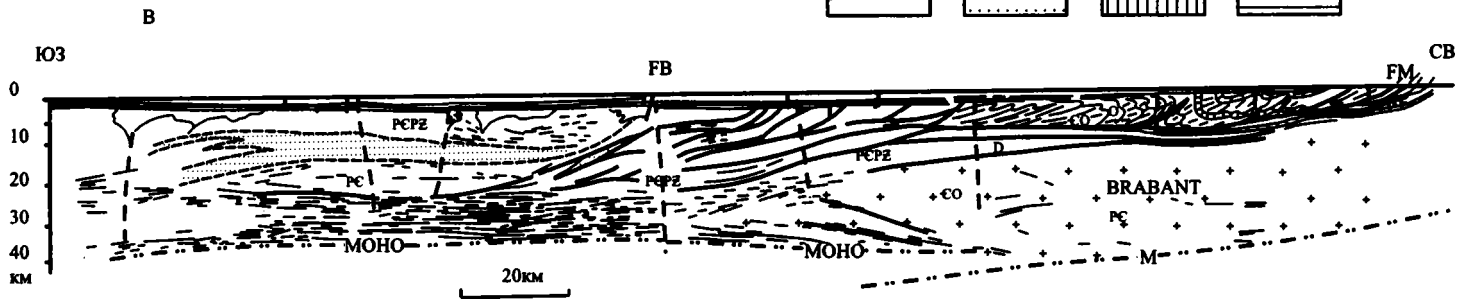
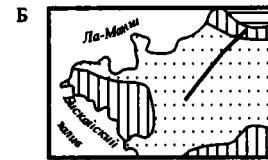
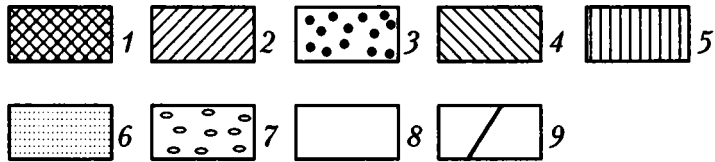
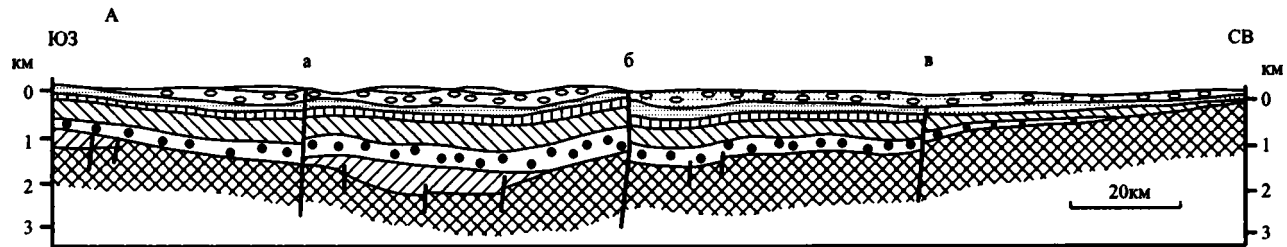
Практически полностью прозрачный участок коры расположен под районом развития третичных вулканитов. Здесь не прослежена ни одна существенная граница в земной коре, включая границу М и подошву юрско-меловых отложений. Это однозначно свидетельствует о сильнейшей термальной переработке коры с полной потерей в ней отражающих свойств.

Кроме наклонных поверхностей срыва, наблюдаются и субвертикальные разрывы, наиболее крупными из которых являются разломы Бурунга и Муни, расположенные в области сочленения складчатых поясов Томсон и Новой Англии. Предполагается, что здесь расположена геосутура Бурунга-Мооки, падение которой однозначно не определено [Finlaynson et al., 1988].

Все отражения в консолидированной земной коре являются результатом образования тектонических структур складчато-орогенного этапа [Finlaynson et al., 1988; Leven et al., 1990]. Отсутствует корреляция между структурами синеклизного этапа и отражающими поверхностями в земной коре. Это подчеркивается тем, что при единой синеклизе, мы имеем разное строение коры под различными ее участками. Исключение составляет район третичных вулканитов, когда на постсинеклизном этапе произошла переработка коры.

Парижский бассейн (синеклиза) расположен в пределах Западно-Европейской платформы, имеет изометричную форму диаметром около 400 км. Он ограничен выходами на поверхность складчатых палеозойских сооружений: Арденны, Вогезы, Центрально-Французский и Армориканский массивы. Парижский бассейн относится по возрасту к мезозойско-кайнозойским структурам.

В фундаменте Парижского бассейна распространены образования с возрастом от верхнего протерозоя до перми. Докаменноугольные кристаллические породы слагают складчато-покровные сооружения, хорошо изученные на окружающих обнаженных частях. В целом структуры кристаллического фундамента имеют северо-восточное простираие. Наиболее мощные покровы Брэ и Динант установлены в северной части бассейна (рис. 14, В).



Амплитуды перемещения по ним составляют около 100 км, а корни покровов прослежены до глубин 20–25 км [Vois, 1991]. Пластины сложены докембрийскими–девонскими образованиями, наиболее сильно дислоцированными в северной части. В центральной части бассейна в фундаменте преобладают складчатые сооружения. В глубокой скважине Сансерр-Ку, расположенной в юго-восточной части бассейна и прошедшей по породам фундамента более 2500 м, отмечено переслаивание кембро-ордовикских амфиболитов, биотитовых и базитовых гнейсов, претерпевших высокоградиентный метаморфизм [Megnien et al., 1989], причем метаморфизм (600–800 °С, 12–18 кбар) происходил в девонское время. Падение слоев 45–60°, а в нижней части разреза – субвертикальное. По всему разрезу наблюдаются более поздние срывы небольшой амплитуды с падением от 20 до 30°.

Позднепалеозойские отложения (карбон–пермь) представлены неморфизованными отложениями с многочисленными пластами каменных углей (лимническая угленосная формация), сопровождаемыми интрузиями порфиоров (ранняя пермь) и липаритами (поздний карбон) [Гарецкий, 1972]. Их мощность достигает 4000–5000 м. Отложения выполняют отдельные обширные мульды. Залегание слоев субгоризонтальное с более крутыми наклонами в области разломов и гранитных интрузий. На севере отложения карбона образуют резко асимметричные, опрокинутые к юго-востоку (местами переходящие в надвиговые) складки (Саарская и Лотарингская антиклинали). Отложения поздней перми залегают с несогласием на более древних толщах и, как правило, недислоцированы. Все геолого-геофизические данные подтверждают, что в Парижском бассейне не было обширного позднекаменноугольно-пермского рифтогенеза, предшествовавшего накоплению мезозойского осадочного чехла [Pinet, 1989].

Платформенный чехол Парижского бассейна начинается с различных горизонтов триаса [Гарецкий, 1972], занимавших восточную и центральную части бассейна. Парижский бассейн как структура, близкая к современной, сформировался в юрское время (см. рис. 14, А). Накопление чехла продолжалось до миоцена. В антропогене прогибание практически прекратилось. Максимальная мощность 2000–3000 м наблюдается в центральной части бассейна, а на севере она сокращается до 1000–1500 м [Гарецкий, 1972; Pinet,

← **Рис. 14.** Геолого-геофизический профиль ECORS через Парижский бассейн в северной части Франции

А – разрез осадочного чехла (по: [Pinet, 1989]). Соотношение горизонтального и вертикального масштабов 1:10: 1 – фундамент; 2–8 – осадочные отложения: 2 – палеозой, 3 – нижней юры, 4 – средней юры, 5 – верхней юры, 6 – нижнего мела, 7 – верхнего мела, 8 – кайнозой; 9 – разломы (а – Сена, б – Брз, в – Сомма).

Б – схема местоположения профиля ECORS (1); 2 – Парижский бассейн; 3 – герциниды на поверхности; 4 – каледониды на поверхности.

В – глубинный разрез (по: [Vois, 1991]). Соотношение вертикального и горизонтального масштабов примерно 1:1. На разрезе четко видна поверхность срыва (фронт варисцид), которая в мезозойское время не была активной и не контролировала развитие Парижского бассейна. Буквами обозначены: FB – разлом Брз; FM – разлом Южный; отложения: D – девонские, PZ – палеозойские, EO – кембро-ордовикские, PE – докембрийские; MOHO – поверхность Мохоровичича; BRABANT – Брабантский массив

1989]. Слои чехла залегают практически горизонтально, испытывая деформации только в зонах разломов, где углы наклона достигают 20–30°. В структуре осадочного чехла прослежены нормальные сбросы, наиболее крупные из которых – Сена, Брэ и Соммы – имеют амплитуду смещения в первые сотни метров (см. рис. 14, А). Плоскости смещения этих разломов субвертикальны и прослежены до глубин около 3 км.

Таким образом, в истории формирования структуры коры Парижского бассейна можно выделить несколько этапов. Главной складчатостью герцинид фундамента была судетская (раннекаменноугольное время). Именно в этот период происходило формирование основных структурных элементов в консолидированной коре. Учитывая покровный характер приходим к выводу, что в коре должны были преобладать наклонные границы, которые на глубине могли выполаживаться. Небольшая активизация в перми не могла привести к существенной перестройке в структуре коры. В течение формирования синеклизы происходили только вертикальные движения разной амплитуды и в этом случае структура коры, во всяком случае в ее верхней хрупкой части, скорее всего сохранилась.

Северную часть Парижского бассейна пересекает глубинный сейсмический профиль ГСЗ–ОГТ программы ECORS (см. рис. 14, Б). На профиле по структуре коры выделяются две части. Северо-восточная часть, расположенная под бортовым склоном Парижского бассейна, характеризуется наличием наклонных отражений в верхней части коры до глубин 4 с, причем они выполаживаются по мере погружения. Глубже 4 с нижняя кора практически прозрачна и не получены отражения от поверхности Мохоровичича, которая на рис. 14, В проведена в северо-восточной части профиля по данным ГСЗ. Предположительно прозрачность нижней коры объясняется наличием здесь мощного блока кристаллических пород типа Брабантского массива.

Юго-западнее до разлома Брэ находится блок коры с отражениями, в верхней части имеющими наклон на юг, а в нижней – на север. Причем на глубинах около 40 км появляются пакеты отражений, интерпретируемые как граница М. Наклонные площадки верхней коры считаются отражениями от поверхностей крупных коровых надвигов [Vois, 1991]. Противоположное падение отражающих площадок нижней коры объясняется поддвижением материала под Брабантский массив. Вместе с тем, существует точка зрения, изложенная Н.Я. Куниным и Э.Р. Шейх-Заде [1993], которая основана на детальном анализе записей по этому блоку. В ней предполагается развитие здесь субвертикального контакта между двумя блоками.

Южная часть профиля имеет другое волновое поле (рис. 15). Под осадочным чехлом в фундаменте прослежены горизонтальные отражения небольшой мощности. Их природа в настоящее время не выяснена. Через уже упоминавшуюся скважину Сансерр-Ку, не привязанную к этому профилю, был проведен профиль, на котором также получены горизонтальные отражения в фундаменте, тогда как по результатам бурения породы имеют крутые наклоны. В результате специальной геофизической обработки горизонтальные отражения исчезают и появляются площадки, близкие по наклонам

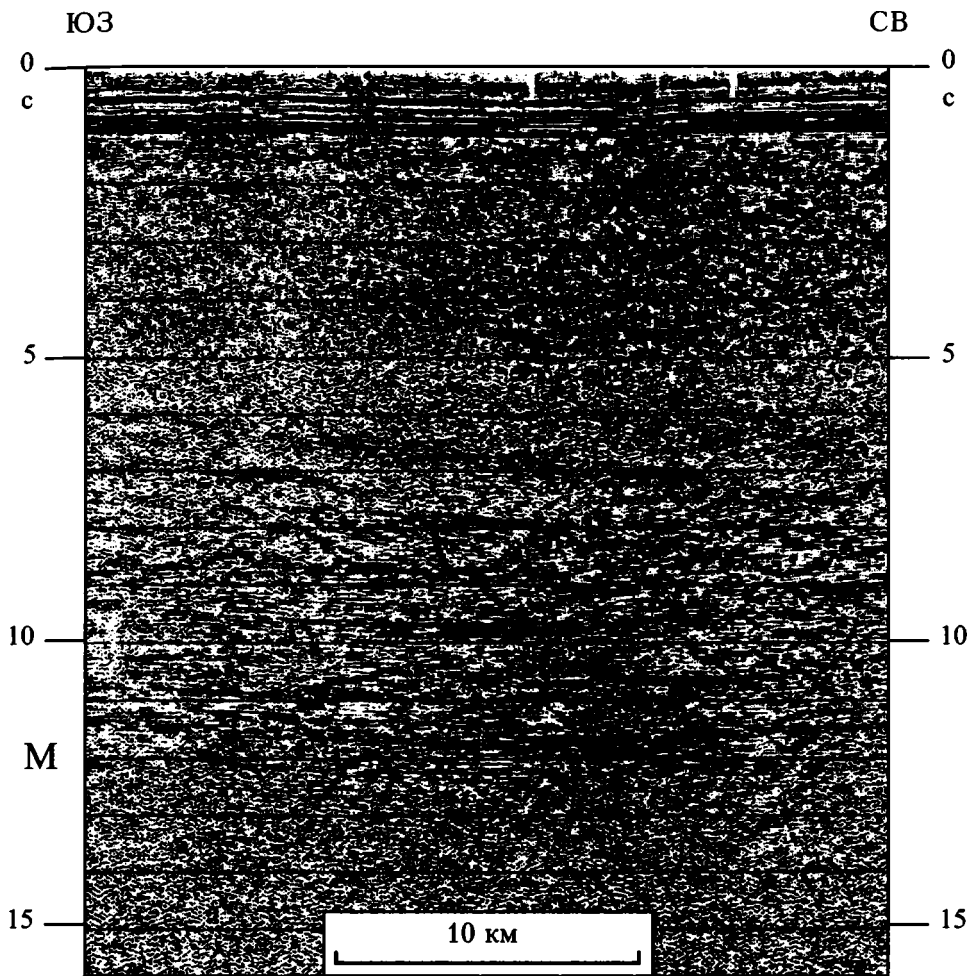


Рис. 15. Фрагмент временного разреза по профилю ECORS через Парижский бассейн (по: [Vois, 1991])

Осадочный чехол (0–1,0 с) перекрывает верхнюю прозрачную кору (1,0–7,0 с). Нижняя кора (7,0–12,0 с) представлена высокоамплитудными субгоризонтальными отражениями. В их основании располагается поверхность Мохоровичича (М)

к падению пород в скважине [Megnién, 1991]. Возможно, горизонтальная слоистость в фундаменте связана с насыщенностью пород высокоминеральной водой (интервал в скважине 3200–3500 м). Вполне вероятно, что и на профиле ECORS горизонты в фундаменте имеют близкую природу.

Ниже, в интервале 1,5–7,0 с, кора практически прозрачна. Только в середине наблюдаются очень короткие высокоамплитудные отражения разной ориентировки, которые могут характеризовать более плотное тело. Наконец,

к нижней коре приурочена пачка выдержанных субгоризонтальных отражений протяженностью до 10 км. Самый нижний пакет наиболее высокоамплитудных отражений в интервале 11,0–12,0 с, совпадающий с положением поверхности М по данным ГСЗ, позволяет рассматривать эту группу как границу между земной корой и мантией.

Таким образом, основные структурные элементы в земной коре под Парижским бассейном были сформированы в течение добассейнового этапа развития. Все наклонные отражения есть результат покровообразования каменноугольного времени. Вероятно, к добассейновому этапу относится и формирование горизонтально-слоистой структуры нижней коры, поскольку трудно себе представить связь нижней коры и приповерхностного бассейна, которая никак не отразилась бы в структурировании мощного (до 25 км) слоя верхней коры и не давала бы каких-либо деформаций в структуре чехла. Вертикальные блоковые движения, проявившиеся в течение формирования бассейна (разломы Сена, Брэ и др.), конечно затрагивали всю кору, но не приводили к ее реструктуризации, а только изменяли положение более древних элементов.

Сравнение структуры земной коры под рассмотренными разновозрастными синеклизами показывает, что по отражающим свойствам она достаточно близка. Аналогичную картину штрихового поля коры имеют и другие синеклизы: Виллистонская на Северо-Американской платформе [Pratt et al., 1989]; по предварительным данным, синеклизы Русской плиты [Кашубин и др., 1995; и др.] и т.д. Большую часть коры занимают зоны с хаотически расположенными площадками, среди которых выделяются пакеты полого наклоненных отражений, как правило, отвечающих надвиговым структурам, сформированным во время становления фундамента. Горизонтально расслоенный комплекс нижней коры, характерный для многих тектонических элементов [Кунин, Шейх-Заде, 1993; Леонов, 1993; и др.], под синеклизами прослеживается спорадически. Такие комплексы видны под северной частью Парижского бассейна и на очень коротких расстояниях под бассейном Эроманга-Сурат. И в том, и в другом случае появление пакетов горизонтальных отражений в низах коры связывается с формированием надвигов в средней части коры, вернее, наоборот, т.е. эти отражения имеют тектоническую природу. Но образовались они до начала развития синеклиз.

Геологическое строение синеклиз показывает, что после окончания их развития никаких существенных перестроек или осложнений типа бокового давления не происходило. Отсюда можно предполагать, что и какой-либо реструктуризации структуры коры тоже не было. Исключение составляет проявление на востоке Эроманга-Сурат третичного вулканизма. Именно в этом районе наблюдается прозрачное окно, захватывающее всю мощность земной коры, т.е. подтверждается мнение [Субботин, 1960; и др.], что любые процессы, происходящие на поверхности, имеют отражение в структуре коры, и наоборот.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что при синеклизном этапе развития территории никаких крупных изменений во внутреннем

строении консолидированной земной коры на всю ее глубину не происходит.

Общепризнано, что синеклизы возникают в результате волновых глубинных (эпейрогенических) процессов [Муратов, 1975; Хаин, 1973; и др.]. Как правило, мантийные процессы в том или ином виде с изменением строения земной коры передаются на поверхность Земли, где формируются разного типа структуры [Артюшков, 1993; Wernicke, 1985; и др.]. Как было показано выше, при образовании синеклиз внутреннее строение консолидированной земной коры (во всяком случае, по отражающим свойствам) так же, как ее мощность, не изменяется, а происходит только дифференцированная смена гипсометрического положения структурных элементов.

Это не относится к некоторым осадочным бассейнам с мощным осадочным чехлом и утоненной корой, отнесенных к классу лабигенных структур [Николаев, 1986]. Последние иногда называются синеклизами (например, Прикаспийская впадина, прошедшая в палеозое лабигенный этап), но имеют другой механизм образования с деструкцией коры. Следовательно, при теоретических и модельных построениях необходимо учитывать существование таких условий и периодов эволюции земной коры, когда мантийные процессы не приводят к реструктуризации коры, хотя они достаточно мощны и длительны.

1.3. Щиты и складчатые пояса

Разновозрастные щиты и складчатые пояса представляют собой структуры, не перекрытые осадочным чехлом. Здесь возможно прямое сопоставление геологической и геофизической информации о земной коре. Выходы на поверхность пород фундамента позволяют достаточно точно датировать этапы формирования структуры, а отражающие горизонты и площадки уверенно привязывать к более мелким тектоническим (или каким-либо другим) элементам структуры. В мире с помощью отраженных волн достаточно хорошо изучены некоторые объекты, относимые к щитам или складчатым поясам. К таким структурам относятся Балтийский щит [Минц и др., 1996; Строение литосферы..., 1993; и др.], каледониды Северной Британии [Barton, 1992], герцинские складчатые пояса Пиренеев, Кантабрии, Рейнского массива [Franke et al., 1990; Gallastequi et al., 1997; и др.], герциниды Урала [Костюченко и др., 1998; Diaconescu et al., 1998; и др.], палеозоиды Австралии [Wright et al., 1993; Goleby et al., 1996; и др.], каледониды Центрального Казахстана [Климов, Зазубин и др., 1992], альпийские складчатые зоны Альп и Южной Америки [Cook, 1985; Deep structure..., 1990; и др.]. По уже употреблявшейся системе для анализа выбрано несколько разновозрастных объектов, наиболее хорошо обеспеченных геофизическими и геологическими материалами.

Печенгская структура расположена на северо-востоке Балтийского щита и входит в единый Печенга-Имандра-Варзугский пояс [Минц и др., 1996]. Печенгская структура образована ассоциациями пород, датированных

раннепротерозойским возрастом (от 2,5 до 1,7 млрд лет). В эволюции структуры за этот период предполагается следующая последовательность событий [Минц и др., 1996].

1. Континентальный рифтогенез (2,5–2,4 млрд лет) с внедрением мафит-ультрамафитов и расслоенных габбро-анортозитов, гранулитовый метаморфизм.

2. Раскрытие линейного океанического бассейна (Печенга-Варзугского микроокеана) с излияниями базальтов типа T-MORB.

3. Субдукция океанической литосферы (2,42–232 млрд лет) в южном направлении с формированием окраинно-континентальных и/или островодужных серий.

4. Рифтогенез в задуговой области (2,2–2,17 млрд лет) с щелочным вулканизмом, ранним гранитоидным магматизмом окраинно-континентального типа и гранулитовым метаморфизмом.

5. Формирование океанической коры задуговых бассейнов (2,11–1,96 млрд лет) с ростом вулканических построек океанических островов.

6. Окраинно-континентальный магматизм (2,02–1,87 млрд лет), связанный с субдукцией литосферы задуговых бассейнов предшествующего этапа, и высокотемпературный метаморфизм пород нижней коры.

7. Коллизия континентальных микроплит (1,84–1,70 млрд лет): формирование чешуйчатого-надвиговой Печенга-Имандра-Варзугской сутурной зоны, формирование тыловодужного надвигового пояса с выведением на поверхность гранулитов нижней коры, формирование гранит-мигматитовых и гранито-гнейсовых куполов.

В результате всех этих процессов было определено строение Печенгской структуры (рис. 16). Она представляет собой систему надвигов и покровов различной амплитуды с падением плоскостей к юго-востоку. Углы падения плоскостей в верхней части коры (0–5 км) составляют 30–45°, а на глубинах 10–15 км выполаживаются до субгоризонтальных. Чешуйчато-надвиговая система прорвана гранитоидами и осложнена малоамплитудными сбросами.

В дальнейшем на протяжении более 1,5 млрд лет территория Печенгской структуры не подвергалась существенным преобразованиям, которые привели бы к изменению внутреннего строения коры. Процессы девонского магматизма (Хибинский плутон и др.) не затронули рассматриваемую территорию. Блок коры испытывал только восходящие тектонические движения, следствием которых являлся эрозионный поверхностный размыв. Определить его величину в настоящее время не представляется возможным, однако предполагается, что размыву подверглись первые километры разреза раннепротерозойских образований.

Через территорию Печенгской структуры проведен профиль KOLA–SD, выполненный методом общей глубинной точки (МОВ–ОГТ). Он пересекает структуру с северо-востока на юго-запад и освещает строение коры до глубин 15 км. При анализе первичных материалов использовалась новая технология обработки сейсмической информации, позволяющая с высокой точностью и достоверностью определять структуру сложно построенной среды [Минц др., 1996]. Геолого-геофизическая интерпретация облегчается

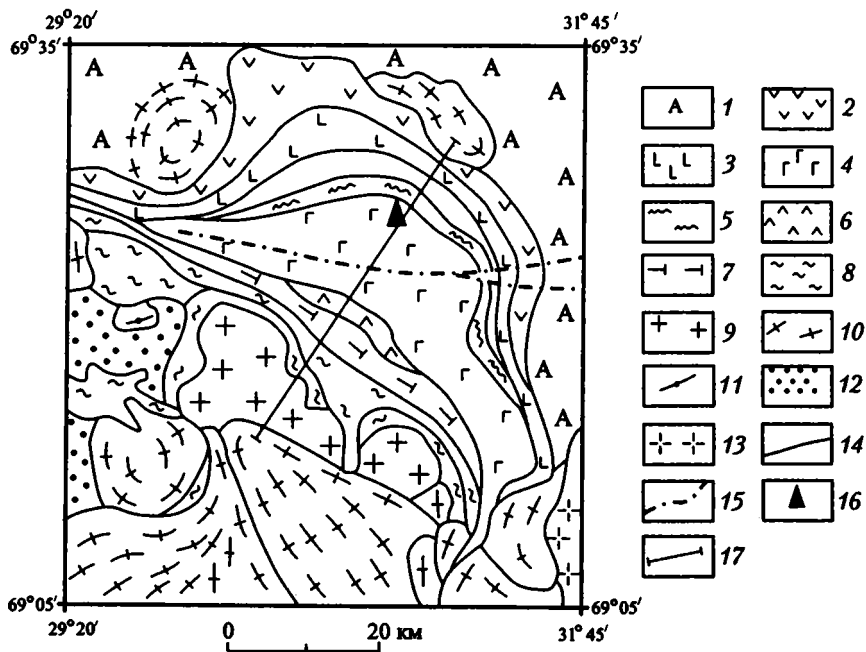


Рис. 16. Геологическая схема Печенгской структуры (по: [Минц и др., 1996])

1 – высокометаморфизованные комплексы, преимущественно позднеархейские; 2–13 – ранний протерозой: 2–8 – осадочно-вулканогенный Печенгский комплекс (2 – андезито-базальты маярвинской свиты, 3 – щелочные базальты пирттиярвинской свиты, 4 – толеитовые пиллоулавы заполярнинской свиты и свиты матерт, 5 – чешуйчато-надвиговый комплекс ждановской свиты, 6 – субвулканические тела андезито-дацитов горы Порыташ, 7 – андезито-базальты брагинской свиты, 8 – пикрито-базальты, базальты, риолиты каплинской и менельской толщ, гнейсы тальинской толщи); 9 – гранитоиды; 10 – мигматит-граниты и гранито-гнейсы; 11, 12 – породы Лапландского пояса: 11 – гранулиты, 12 – гнейсы-бластомилониты, амфиболиты (поднадвиговый меланж); 13 – Лицко-Арагубские гранитоиды; 14 – надвиги; 15 – сбросы (Луотнинский разлом); 16 – Кольская СГС; 17 – линия профиля KOLA-SD

привязкой сейсмических границ к разрезу Кольской СГС, расположенной на линии профиля и пробуренной на глубину более 11 км.

На профиле KOLA-SD (рис. 17) хорошо выделяются пакеты ярко выраженных отражений, имеющих наклоны от 45° (район Кольской СГС) до 60° (район Порыташского разлома, ПК 15–20) в верхней части коры до глубин 5–7 км. В интервале глубин 5–15 км пакеты выполаживаются вплоть до субгоризонтального положения. Резко увеличена акустическая жесткость в зоне чешуйчато-надвигового комплекса ждановской свиты, что вызвано присутствием плотных пород ультраосновного состава, вероятно, включающих сульфидно-медно-никелевое оруденение. Сопоставление с результатами геологического картирования и сверхглубокого бурения показывает, что наклонные пакеты отражений идеально совпадают с плоскостями установленных шарьяжей. На глубине наклонные с выполаживанием пакеты

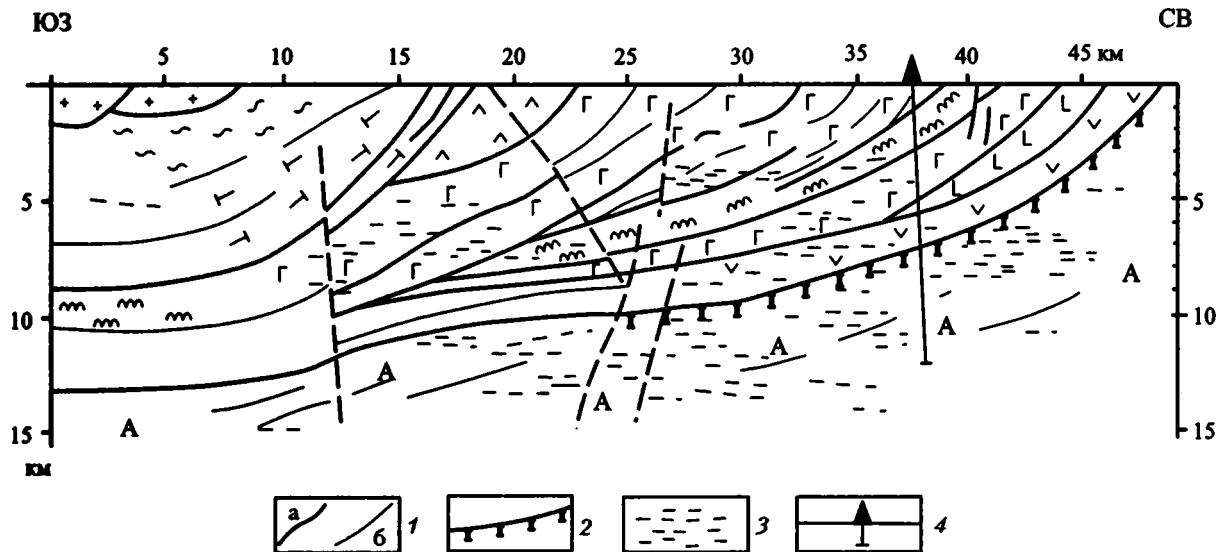


Рис. 17. Геолого-геофизический разрез по профилю KOLA-SD (из: [Минц и др., 1996])

1 – тектонические поверхности надвиго-подвигового типа, отдешифрованные по сейсмическим данным: а – главные, образующие границы породных ассоциаций, б – второстепенные, как правило, внутрiformационные; 2 – подошва печенгского комплекса; 3 – горизонтальные и субгоризонтальные отражающие площадки по данным МОБ; 4 – Кольская СГС. Условные обозначения структурно-вещественных комплексов см. на рис. 16

отражений отвечают поверхностям различных чешуй. Это подтверждается положением тектонических элементов на гравитационно-плотностной и петроплотностной моделях, где разрывы находятся на тех же глубинах, что и пакеты отражений [Минц и др., 1996].

Кроме пакетов отражений, отвечающих геологической структуре, на профиле отмечены системы горизонтальных и субгоризонтальных отражающих площадок (см. рис. 17). Они прослежены почти по всей длине профиля в интервале глубин от 5 до 13–14 км и имеют коэффициент отражений, близкий к этому параметру наклонных более протяженных отражающих границ. Сгущения горизонтальных площадок намечаются в интервале 7–9 км и в центральной части профиля в интервале 12–14 км. Следует отметить, что горизонтальные системы площадок секут как раннепротерозойскую, так и архейскую тектонические структуры. Отсюда вытекает однозначный вывод о более молодом возрасте (каком – будет рассмотрено в общих разделах) акустических неоднородностей, формирующих горизонтальные отражения.

Природа появления горизонтальных отражений в районе Печенгской структуры пока точно не установлена, однако преобладает версия, что они не тектонического происхождения. В одном случае по результатам анализа керна Кольской СГС предполагается, что эти отражения приурочены к зоне, где происходит смена напряженного состояния и механических свойств пород коры [Павленкова, 1989]. Другая позиция поддерживается А.А. Кременецким [1988], который считает, что подобные отражения являются не столько следствием особенностей вещественного состава пород, сколько изменением их физического состояния. Он предлагает два способа формирования такого рода неоднородностей: 1) путем гидрогенно-геохимического разуплотнения при дегидратации в закрытых условиях или 2) путем захоронения горизонтов экзогенной трещиноватости, поддерживаемой процессами нисходящей фильтрации и гидратации вулканогенных пород. Для Печенгской структуры А.А. Кременецкий [1988] применяет первый вариант.

Ближние характеристики волнового поля с наклонными пакетами отражений, отвечающими тектонической структуре, и наличием систем горизонтальных отражений в коре, вплоть до поверхности М, часто секущими эту структуру, отмечаются и в других районах Балтийского щита [Строение литосферы..., 1993; и др.]. Аналогичная картина наблюдается в архейско-раннепротерозойских складчато-надвиговых сооружениях провинции Сьюпириор, Северная Америка [Кунин, Шейх-Заде, 1993; и др.] или в протерозойском блоке Арунта, Австралия [Goleby et al., 1990].

Палеозойды Казахстана представляют собой сложное взаимоотношение разновозрастных складчатых систем и зон. В Балхашском сегменте отработан профиль МОВ, совмещенный с ГСЗ, от оз. Балхаш на юге до р. Иртыш на севере. Он пересекает несколько складчатых систем, отделенных друг от друга крупными надвиговыми зонами (рис. 18). На юге расположена Джунгаро-Балхашская система со среднегерцинским возрастом консолидации. В систему входят крупные Северо-Балхашский и Предчингизский синклиналии, разделенные Музбельской зоной смятия. Последняя ограничена на юге Алакольско-Джунгарским разломом, а на севере – Музбельским

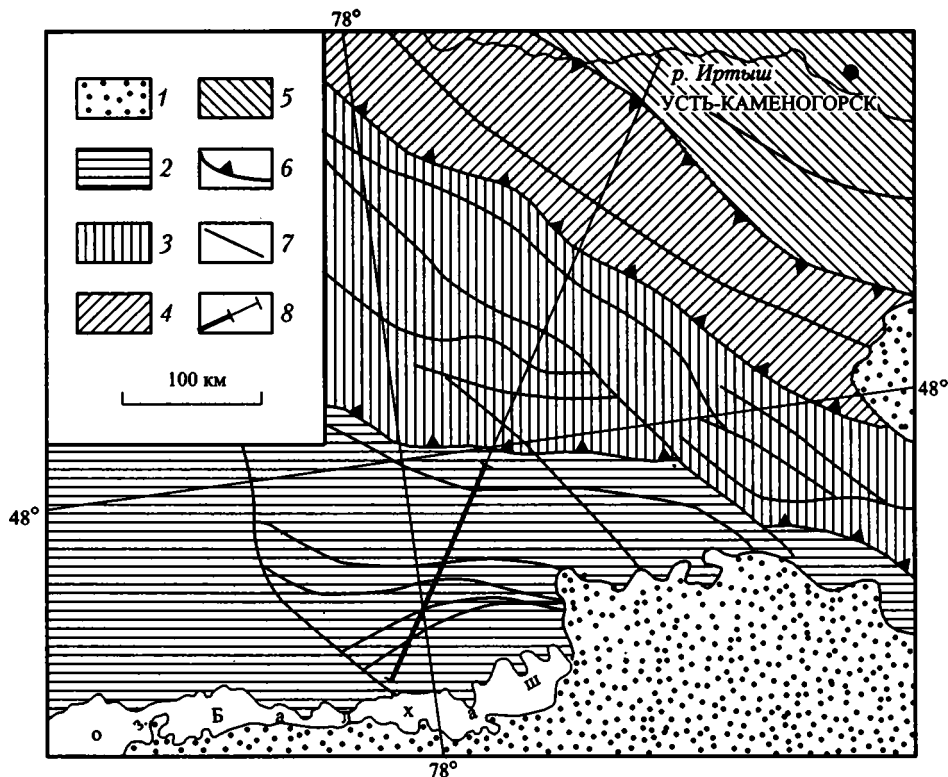


Рис. 18. Схема тектонического районирования Центрального Казахстана (по: [Геологическая карта..., 1984], упрощенно)

1 – мезозойско-кайнозойские отложения; 2–5 – складчатые системы и возраст их консолидации: 2 – Джунгаро-Балхашская (среднегерцинский), 3 – Чингиз-Тарбагатайская (позднекаледонский), 4 – Жарма-Саурская (раннегерцинский), 5 – Зайсанская (среднегерцинская); 6 – надвиги, разделяющие складчатые системы; 7 – разломы разного генезиса, разделяющие главные структуры внутри складчатых систем; 8 – линия профиля МОВ Балхаш-Алтай, утолщенной линией показан участок, приведенный на рис. 19

надвигом, причем плоскость первого падает на юг под углом около 60° , а плоскость второго – на север под углом примерно 45° . Алакольско-Джунгарский разлом сформировался во время каледонских деформаций, а Музбельский надвиг сформировался позднее, когда Предчингизский синклиниорий (или Калмакэмельский блок) двигался к югу на Северо-Балхашский синклиниорий. Консолидацию системы фиксирует среднегерцинский орогенный вулканизм.

Балхаш-Чингизский надвиг с северным падением разделяет Джунгаро-Балхашскую и Чингиз-Тарбагатайскую систему. Последняя также состоит из группы структур, между которыми прослежены разрывные нарушения, в том числе надвиги с разными углами и направлением падения плоскостей. Наиболее сильное надвигообразование отмечается в Акбастауской

палеорифтовой зоне, где на поверхности обнажены каледонские офиолитовые (спилит-диабазовые) комплексы. Надвигание происходило с севера на юг и составило первые десятки километров. Наклоны плоскостей надвигов на глубинах 0–5 км меняются от 50° до 30°, на глубинах 13–15 км некоторые плоскости становятся субгоризонтальными.

Жарма-Саурская складчатая система, с раннегерцинским возрастом консолидации, имеет северо-западное простирание. Ее южная граница состоит из системы надвигов (Ащисуйский, Калба-Чингизский, Западно-Ащисуйский и еще ряд более мелких) с падением их плоскостей к северо-востоку. Сама система представляет собой несколько положительных и отрицательных структур, в пределах которых широко развиты надвиги с разнонаправленным падением плоскостей, что свидетельствует о разновозрастности их образования, но не позднее девона. Каледонский этаж состоит из пластин и блоков северо-восточного падения, а герцинский этаж характеризуется противоположным падением надвиговых структур [Акишев и др., 1989]. Амплитуда надвигов составляет от первых километров до 15–20 км.

Севернее располагается Зайсанская складчатая система со среднегерцинским возрастом консолидации. Она отделена от Жарма-Саурской системы Чарским надвигом с юго-западным падением плоскости. Это наиболее долгоживущая разломная структура, сложенная ультрамафитами, габброидами, эклогитоподобными породами кремнисто-спилит-диабазовой формации и другими образованиями, показывающими сложную историю формирования этого элемента до конца девона. Ранняя структура перекрыта слабодислоцированными отложениями ниже-среднекаменноугольной молассы, фиксирующими прекращение процессов, приводящих к структуризации земной коры.

Таким образом, по геологическим данным, по всей площади рассматриваемой территории прослежены крупные наклонные надвиго-шарьяжные элементы, делящие земную кору на различные блоки и пластины. Формирование структурной делимости коры закончилось к концу девона, а позднее происходили дифференцированные вертикальные тектонические движения, не изменявшие внутреннюю структуру коры. В течение позднего палеозоя происходила активизация отдельных разрывных элементов, но она приводила только к изменению гипсометрического положения кровли или подошвы пластины или блока, но не деструктуризации ранее созданного каркаса. В мезозое–кайнозое территория находилась в стабильном состоянии, и образовывался знаменитый казахстанский пенеплен. Современные сдвиговые движения отмечаются только по Главному Чингизскому разлому с вертикальной плоскостью смещения, причем предполагается существенная (первые десятки километров) сдвиговая амплитуда. Однако даже такие крупные процессы не влияют на внутреннюю структуру коры.

На сейсмическом разрезе МОВ выделено несколько групп сейсмоотражающих элементов [Акишев и др., 1989]. Субгоризонтальные и наклонные границы приурочены к верхней части коры на глубинах 0–5 км. Они обусловлены литолого-петрографическими неоднородностями вулканогенно-осадочных толщ. Наклонные пакеты отражений, представленные группой

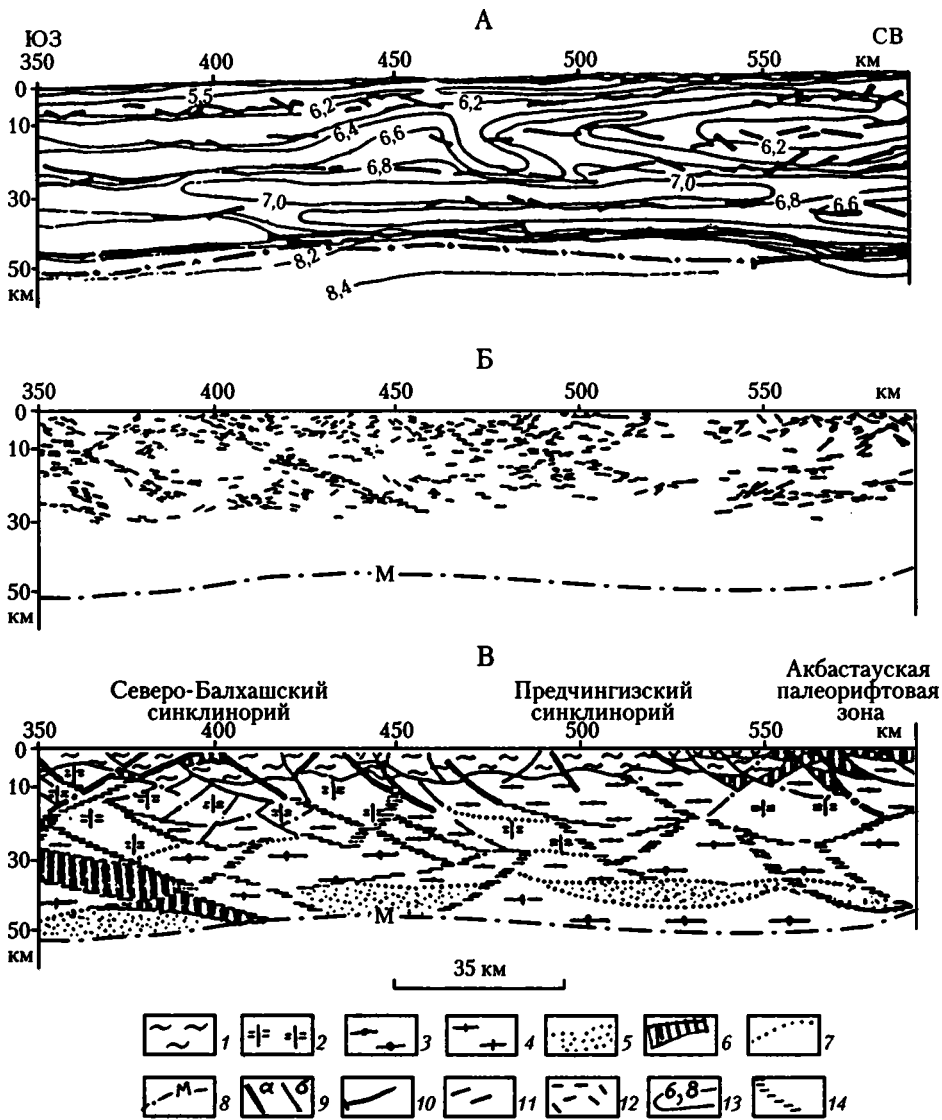


Рис. 19. Геолого-геофизическая модель земной коры по профилю Балхаш-Алтай (по: [Климов, Шацлов и др., 1992])

А – сейсмический разрез по данным ГСЗ–МОВЗ; Б – сейсмический разрез по данным МОВ; В – геологический разрез. 1 – рифей-палеозойский структурный надкомплекс, в том числе вулканы островодужного типа и прочие геологические формации, включая плутонические; 2 – гранито-грейсовый слой; 3 – амфиболито-гнейсовые субстраты метакристаллического слоя; 4 – метабазитовый слой; 5 – области тектонического разуплотнения (волноводы) в низах коры; 6 – офиолиты (реликты палеокоры океанического типа); 7 – предполагаемые границы слоев в коре; 8 – граница Мохоровичича по данным ГСЗ; 9 – разломы: *a* – региональные, *b* – прочие; 11 – отражающие границы, границы обмена (на А); 12 – штриховое поле отражающих площадок по данным МОВ; 13 – изолинии истинной скорости продольных волн, км/с; 14 – тектонические потоки, обоснованные данными МОВ

субпараллельных коротких, хорошо динамически выраженных площадок, имеют мощность 1–3 км и прослеживаются до глубин 30 км, причем с увеличением глубины они выполаживаются. На протяжении всего профиля вблизи поверхности эти пакеты отвечают наиболее крупным разрывным нарушениям, разделяющим складчатые системы или структурные элементы внутри них. Единичные наклонные площадки в интервале глубин 0–5 км соответствуют или более мелким разрывам, или контактам интрузивных массивов и литолого-петрографическим неоднородностям дислоцированных метаморфических толщ. На глубинах 25–30 км прослежен пакет субгоризонтальных отражающих площадок, отвечающих границе Конрада [Акишев и др., 1989].

Более детальная картина распределения отражающих площадок и их интерпретации выясняется при сопоставлении с другими методами (ГСЗ–МОВЗ) на южной части профиля (рис. 19). Скорости продольных волн колеблются от 6,0 до 7,0 км/с до глубин около 30 км. Ниже значения скоростей повышаются до 8,2 км в районе поверхности М. По изогипсе 7,0 км очерчивается высокоскоростной слой мощностью около 5 км, протягивающийся горизонтально от 400 до 550 пикета на глубине от 28 до 32 км. Ниже этого слоя отражения не прослеживаются. Скорее всего, сам слой, по комплексу геофизических данных представляющий собой метабазиты, служит экраном, не дающим возможности проследить отражения ниже него. В верхней коре распределение пакетов отражений не совпадает с картиной по изогипсам скоростей. Последние в целом дают субгоризонтально расположенные линзы и только в одном месте (пикеты 425–475) – субвертикальное низкоскоростное тело.

По мнению А.А. Климова и др. [Климов, Зазубин и др., 1992; Климов, Щапилов и др., 1992], то, что структура линий равных значений скорости не вполне адекватно описывает геологические неоднородности коры, зависит от того, что она (структура) интегрирует в себе влияние на распределение скоростных параметров не только геологических (структурно-вещественных) свойств среды, но и ее реологических неоднородностей, выраженных через анизотропию скоростей, а также регионального глубинного градиента акустических свойств коры, обусловленного современной ее термодинамической зональностью, которая осложнена неоднородностями зон и областей напряженного состояния недр, т.е. аппроксимирует массу факторов. Тогда как отражения отвечают преимущественно структурным неоднородностям, хотя и на них влияет современное напряженное состояние недр.

Таким образом, при сравнении геологической структуры Центрального Казахстана (рассматриваемый район) и картины штрихового поля по профилю выясняется, что наклонные пакеты отражений соответствуют крупным разрывным тектоническим нарушениям, сформированным в конце девона, и никаких существенных изменений в структуре отражений позже не происходило, т.е. архитектура коры сохраняется длительное время. Штриховое поле осложнено мелкими группами отражений, часть из которых имеют тектоническую природу, но большинство является следствием современного напряженного состояния коры.

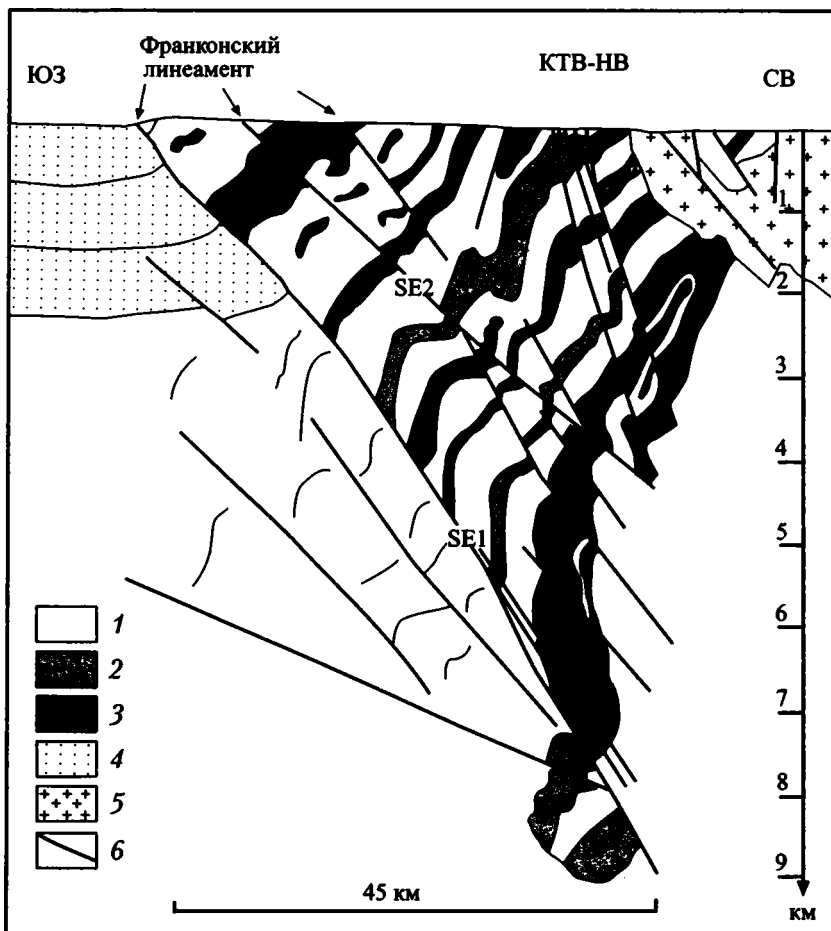


Рис. 20. Схематический геологический профиль через зону Ербендорф-Вохенштраус (из: [Emmerman, Lauterjung, 1997])

1–3 – молданубский комплекс: 1 – парагнейсы, 2 – пестрая серия гнейсов и амфиболитов, 3 – метабазиты; 4 – каменноугольно-верхнемеловые осадки; 5 – Фалькенбергские граниты; 6 – главные разломы. SE1 и SE2 – рефлекторы на профиле КТВ 8502. КТВ-НВ – сверхглубокая скважина

Богемский (Чешский) массив входит в Молданубскую зону и для него характерно преобладающее развитие на поверхности докембрийского фундамента. Эта структура привлекается потому, что в пределах ее юго-западной части пробурена Германская сверхглубокая скважина, в дальнейшем для краткости именуемая КТВ (Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland). Она пробурена на глубину 9101 м, прошла практически весь молданубский комплекс и чуть-чуть не вскрыла подстилающие его образования.

Скважина КТВ находится в зоне Ербендорф–Вохенштраус, с востока ограниченной Фалькенбергскими гранитами. С запада границей зоны служит Франконский линеамент, отделяющий зону (и массив в целом) от Франконского бассейна, выполненного субгоризонтальными отложениями верхнего карбона – мела. Зона выполнена наиболее древним протерозойским молданубским комплексом, представленным переслаиванием высокометаморфизованных (вплоть до гранулитовой фации) пород: парагнейсов, пестрой серии гнейсов и амфиболитов, метабазитов с включением серпентинитов. Метаморфизм имеет полифазную историю. Метаморфизм высоких давлений (от 8 до 14 кбар, $T > 700$ °С) проходил на уровне 475 млн лет, а метаморфизм типа Барроу – в интервале 405–375 млн лет. Последний слабый метаморфизм прошел во время внедрения в соседних районах Фалькенбергских гранитов с возрастом 311 ± 8 млн лет. Гранитные дайки вскрыты скважиной КТВ на глубинах около 8 км среди высокометаморфизованных пород.

Слои молданубского комплекса наклонены к юго-западу под углом от 40 до 60° в верхней части разреза, а в нижней части падения становятся субвертикальными (рис. 20). Предполагается, что структура зоны окончательно сформировалась на уровне 375 млн лет [Emmermann, Lauterjung, 1997]. Франконский линеамент выражен несколькими плоскостями с падением к северо-востоку под углом от 50 до 80°. Его ширина на поверхности составляет 10–15 км. Заложился линеамент в протерозое и существовал до середины девона. В дальнейшем по плоскостям линеамента происходила активизация, проявлявшаяся на разных этапах: поздневарисийская (~300 млн лет), меловая (130–65 млн лет), неогеновая (<22 млн лет), включая обратные движения по плоскостям разлома. Последние надвиговые движения фиксируются на меловом этапе, поскольку молданубский комплекс надвинут на меловые отложения. В неогене разлом определяется как малоамплитудный нормальный сброс.

Сверхглубокую скважину КТВ пересекает в разных направлениях система профилей МОВ–ОГТ, выполненных и обработанных самыми современными методами [Harjes et al., 1997]. Наиболее информативным является сейсмопрофиль КТВ 8502 (рис. 21), пересекающий зону Ербендорф–Вохенштраус вкрест простирания. На профиле выделяются две системы наиболее ярких отражений. Первая характеризуется наклонными к северо-востоку (углы до 50°) протяженными рефлекторами, в интервале 0–8 км секущими менее яркие отражения. Вместе с тем, есть группа слабых отражений субпараллельная рефлекторам SE1 и SE2. В районе пикета 280 рефлектор SE1 прослежен почти до поверхности и идеально совпадает с главной плоскостью Франконского линеамента. В скважине КТВ в интервале 6850–7260 м, куда, по данным ВСП, приходится рефлектор SE1, амфиболиты сильно катаклазированы, что свидетельствует о тектонической природе возникших ярких отражений. Рефлектор SE2 отвечает более мелким разломам того же линеамента. Рефлектор SE4, скорее всего, является отражением от бокового малоамплитудного сброса разломной зоны Фихтельнааб.

Система субгоризонтальных отражений (ярких и слабых) на глубинах от 8 до 12 км отвечает границам и внутренним неоднородностям так называемого

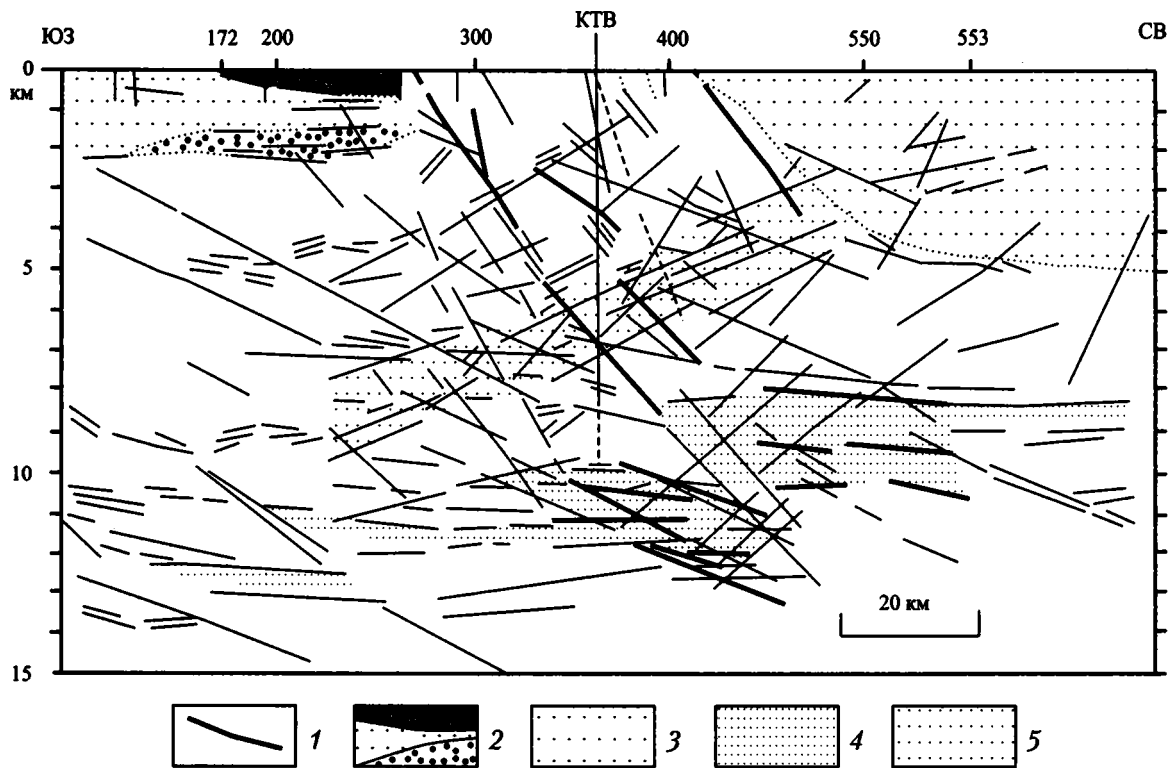


Рис. 21. Интерпретация сейсмического профиля КТВ 8502 (из: [Emmerman, Lauterjung, 1997])

1 – главные рефлекторы, которые делятся на две группы: наклонные (SE1–SE4) и субгоризонтальные (B, G и R); 2 – осадочные породы позднего карбона – мела; 3 – Фалькенбергские граниты; 4 – “тело Ебendorф”; 5 – предположительно зона гранитизации. КТВ – сверхглубокая скважина

Ербendorфского тела [Emmermann, Lauterjung, 1997]. Судя по комплексу геофизических данных, оно представляет собой слой пород основного состава, характеризующийся высокими скоростями ($V_p > 7$ км/с). Это тело по системе профилей прослеживается практически под всей зоной Ербendorф–Вохенштраус и даже выходит за ее пределы [Harjes et al., 1997]. Довольно часто границы тела фиксируются слабыми субгоризонтальными отражениями.

Интересна система слабых наклонных отражений, протягивающаяся примерно на 100 км от глубин 10 км на юго-западе до 3–4 км – на северо-востоке. Как система она заканчивается около подошвы Фалькенбергских гранитов, хотя некоторые площадки того же направления прослежены внутри гранитного тела. Предполагается, что выделенная система отвечает зоне гранитизации, поскольку в скважине КТВ, которая пересекла систему, на этот интервал приходится пики понижения скорости, а породы представлены переслаиванием гнейсов и амфиболитов.

Суммируя все вышеизложенное, приходим к выводу, что в районе скважины КТВ отражения имеют разную природу. Яркие рефлекторы и часть слабых отражений, расположенные наклонно, отвечают крупным разрывным нарушениям. Субгоризонтальные яркие рефлекторы и слабые отражения фиксируют границы высокоскоростного слоя, сложенного основными или ультраосновными породами, т.е. являются литологическими границами. То же относится и к слабым наклонным отражениям, позволяющим прослеживать зону гранитизации. Природа мелких разнонаправленных площадок не установлена, и они могут либо отражать мелкие неоднородности, либо появляться в результате бокового сноса или других эффектов, т.е. не несут определенной геологической информации.

Рейнский массив (или Рейнские Сланцевые горы) входит в Среднеевропейскую герцинскую складчатую систему, в самую северную из структурно-формационных зон – Реногерцинскую [Руттен, 1972; Хаин, 1977]. В пределах массива выделяется каледонский фундамент, сложенный сильно дислоцированными и метаморфизованными додевонскими породами, обнажающимися на юге в зоне Хунсрюк-Таунус и в центральной части массива в антиклиналях Ремшельд и Эббе. В последних возраст пород предположительно оценивается как докембрийский [Franke et al., 1990]. Каледонский фундамент сложен сланцами, филлитами, иногда гнейсами (амфиболитовая фация метаморфизма) с проявлениями вулканогенных пород. Его окончательное формирование как консолидированного слоя в результате тектонометаморфических процессов произошло в силуре. Внутренняя структура фундамента изучена очень слабо, поскольку он обнажается только на небольших участках в Арденнах.

Мощные палеозойские толщи (девон – нижний карбон) слагают герцинский структурный этаж. Они представлены преимущественно осадочными породами (кластические осадки шельфовой фации). Суммарная мощность герцинского комплекса в отдельных случаях достигает 10 000 м. Среди осадочных комплексов широко распространены вулканические образования от трахитов и риолитов нижнего девона до базальтов с возрастом от конца

среднего девона до визе. Породы герцинского комплекса слабо метаморфизованы при температурах не более 350 °С [Franke et al., 1990], причем степень метаморфизма убывает в северном направлении. Деформированные породы комплекса на северо-западе перекрываются полого лежащими угленосными слоями верхнего карбона – перми Рурского бассейна. Палеотемпературы в это время были меньше 200 °С. Осадочный чехол, формировавшийся в условиях дифференцированного опускания, свидетельствует, что к позднекаменноугольному времени процессы горизонтального сжатия закончились и в дальнейшем происходили только вертикальные движения. Вертикальные движения и термальный режим позднего палеозоя не привели к изменению структурного каркаса коры, созданного ранее.

В структурном плане Рейнский массив представляет собой систему антиклиналей и синклиналей, имеющих северо-восточное простирание (рис. 22). На площади массива достаточно широко распространены надвиги, однако амплитуда перемещений по ним невелика и они нигде не переходят в шарьяжи [Хаин, 1977; и др.]. Крупнейшие разрывные нарушения расположены на юге Рейнского массива в пределах зоны Хунсрюк-Таунус (взброс Ветцлар и др.). Плоскости разрывов падают к югу под углами от 20° до 80°. Далее к северу следуют синклиналь Лан, антиклиналь Хёрре и синклиналь Дилл, внутри которых наблюдается несколько малоамплитудных надвигов. С севера синклиналь Дилл ограничивает крупный взброс Закпфайф с амплитудой надвигания до 4 км. Еще севернее расположена односторонняя антиклиналь Зиген, оборванная одноименным взбросом. За ним находится крупная антиклиналь Мюзен шириной до 15 км, сопряженная с синклиналью Люденшайд (Аттендорн), южный борт которой характеризуется углами 15–20°, а северный – 5–10°. Начиная с северного борта антиклинали Мюзен и далее к северу, крупных разрывных нарушений не наблюдается. За пологой антиклиналью Ремшайд (Эббе) расположен уже Рурский бассейн, выполненный пологозалегающими каменноугольно-меловыми отложениями платформенного типа, с отдельными платформенными же складками (антиклинали Биллербек, Гельзенкирхен и др.).

⇒

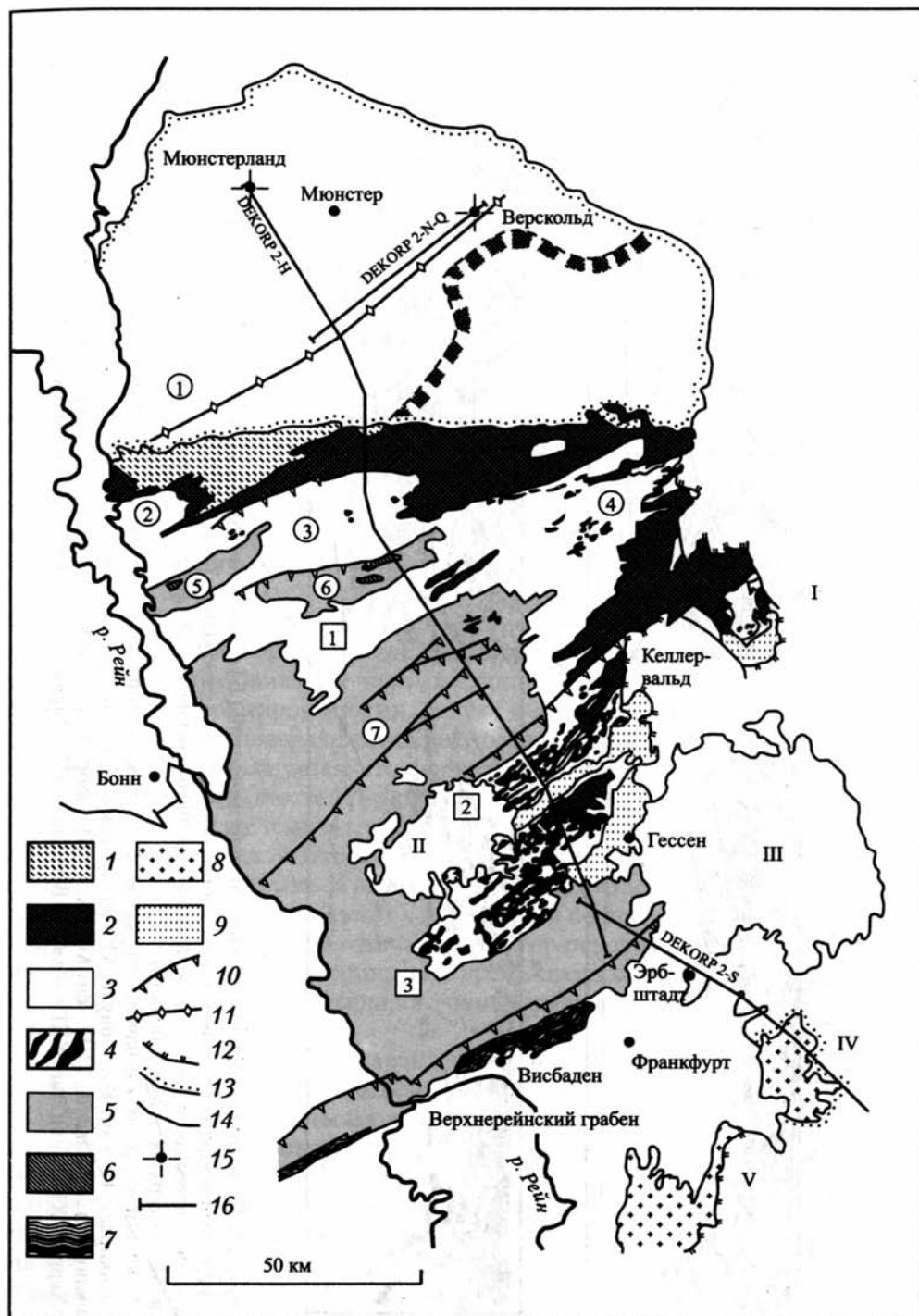
Рис. 22. Схематическая геологическая карта Рейнского массива (по: [Franke et al., 1990])

1 – угольные формации (намюр–вестфаль); 2 – пелиты и флиши (поздний карбон – намюр); 3 – отложения среднего и верхнего девона; 4 – подводные вулканы (поздний девон – поздний карбон); 5, 6 – образования: 5 – нижнего девона, 6 – ордовика и силура; 7 – зеленые сланцы и обломочные породы (девон); 8 – кристаллические породы (Среднегерманское кристаллическое поднятие); 9 – покровные породы (девон – поздний карбон); 10 – надвиги; 11 – шарьяжи; 12–14 – границы распространения чехольных отложений: 12 – перми, 13 – мела, 14 – кайнозоя; 15 – скважины; 16 – сейсмические профили DEKORP

Цифры в кружках – антиклинали: 1 – Гельзенкирхен, 2 – Вельберт, 3 – Альтена, 4 – Восточный Зауэрланд, 5 – Ремшельд, 6 – Эббе; 7 – Зиген

Цифры в квадратах – синклинали: 1 – Аттендорн, 2 – Дилл; 3 – Лан

Римские цифры – провинции: I – бассейн Хесса, II – Вестервальд, III – Фогельсберг, IV – Шпессарт, V – Оденвальд



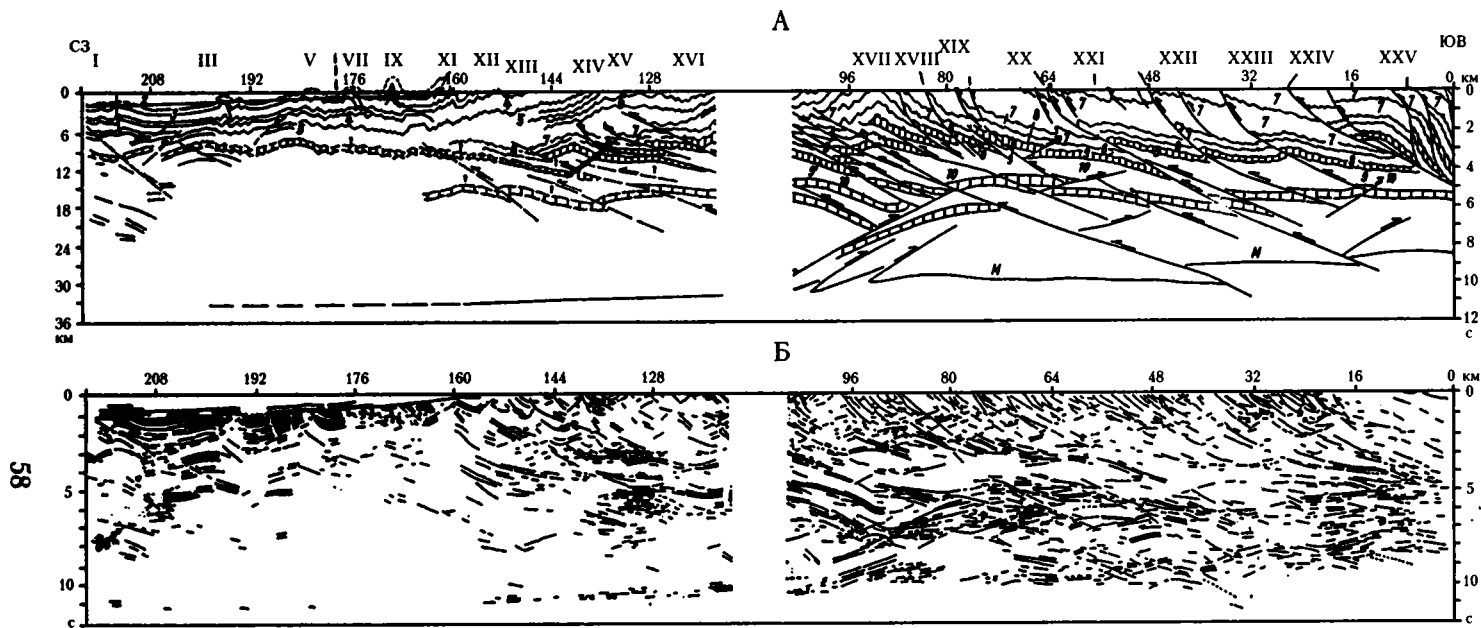


Рис. 23. Геологический (А) и временной сейсмический (Б) разрезы по профилю DEKORP 2-N (по: [Franke et al., 1990])
 Арабскими цифрами обозначены: 2 – меловые породы; 3, 4 – отложения: 3 – вестфальского яруса, 4 – намюрского яруса; 5 – верхнедевонские известняки; 6–9 – образования: 6 – среднедевонские, 7 – нижнедевонские, 8 – ордовика, 9 – кембрия; 10 – породы докембрия. М – поверхность Мохоровичича

Римскими цифрами обозначены структуры: I – ант (антиклиналь) Биллербек; III – ант Сенден; V – ант Блюменталь; VII – ант Гельзенкирхен; IX – ант Ваттеншуле; XI – ант Штоккум; XII – ант Эсборн; XIII – Рур; XIV – Изерлон; XV – ант Ремшайд; XVI – син (синклиналь) Люденшайд; XVII – ант Мюзен; XVIII – взброс Зиген; XIX – ант Зиген; XX – взброс Закпфайф; XXI – син Дилл; XXII – ант Херре; XXIII – син Лан; XXIV – взброс Ветцлар; XXV – Таунус. Стрелками показано направление надвигов

Сейсмический профиль DEKORP 2-N пересекает Рейнский массив от Таунуса на юге до скважины Мюнстерланд-1, расположенной в Рурском бассейне. Скважина имеет глубину около 6 км и вскрыла меловые и палеозойские (до начала среднего девона) отложения [Franke et al., 1990]. Профиль пересекает все структуры вкрест их простирания. Временной разрез и его геологическая интерпретация приведены на рис. 23. На временном разрезе прослежены короткие (от 1 до 10 км) отражающие площадки, наклонные и горизонтальные, выстраивающиеся в протяженные пакеты. Довольно резко различаются штриховые поля в южной и северной половинах профиля. В южной части, где расположены складчатые структуры на глубинах 0–1 с, что отвечает 0–3 км при скоростях 6 км/с, наблюдаются наклонные отражения с падением к югу от 20 до 40°. Они прослежены до поверхности и идеально коррелируются с надвигами, известными по геологическим данным. Некоторые наклонные пакеты трассируются до глубин 1–2 км и отвечают наиболее крупным взбросам, таким как Зиген, Закпфайф и др. Причем некоторые взбросы (например, Закпфайф) прослежены до глубин более 20 км с наклоном около 20°, а на глубине примерно 27 км под 16 пикетом профиля пересекают поверхность Мохоровичича, правда, ниже М отражения прослеживаются слабо.

Ниже верхней коры, где отражения достаточно уверенно коррелируются с поверхностной геологической структурой, от 100 до 20 км на глубинах 4–5 с прослежена прозрачная зона. Предположительно, она отвечает горизонту девонско-ордовикских черных сланцев с графитовыми пленками, очень сильно деформированными, откуда и возникает анизотропия. Под прозрачной зоной наблюдаются яркие субгоризонтальные отражения длиной до 10 км. Предполагается, что они возникли в результате наличия реологических неоднородностей [Franke et al., 1990]. На глубинах около 15 км (5–6 с) породы имеют температуру 525–600 °С, достаточную для плавления большинства минералов. Это создает условия для пластического течения и формирования зон срыва. К этому же глубинному интервалу приурочена высокоскоростная зона (до 7 км/с), выявленная по преломленным волнам. Скорее всего, описанная зона отвечает кровле протерозойского (кадомского) фундамента, по которой в герцинское время происходили крупные горизонтальные перемещения, нивелировавшие первичный рельеф поверхности фундамента.

Отражения в нижней коре характеризуются падениями как к югу, так и к северу, и появлением субгоризонтальных ярких отражений в самых низах коры. Наклонные пакеты с южным падением являются продолжением крупных разрывов на поверхности, т.е. они образовались в позднепалеозойское время. Возможно, отражающие площадки северного падения объясняются наличием остатков тектонического каркаса кадомского фундамента. Следует отметить прозрачную зону в районе 80 км на глубинах 7,5–9,0 с, длиной ~ 15 км, расположенную практически над поверхностью М. Предполагается, что эта область соответствует мафическому плутону [Franke et al., 1990]. В геомагнитном поле крупное интрузивное тело не отражено, поэтому авторы считают, что оно расположено на глубинах, где температура

выше точки Кюри ($>600^\circ$) и породы находятся в полурасплавленном состоянии. Такая интерпретация подтверждается наличием ксенолитов габброидного и кварц-диоритового состава в третичных базальтах, расположенных вокруг Рейнского массива.

Субгоризонтальные пакеты отражений на глубинах около 10 с (25–30 км) ассоциируются с поверхностью Мохоровичича. Они представлены короткими (до 3 км) прерывистыми многофазовыми отражениями различной амплитуды. Поверхность Мохоровичича поднимается от 30–32 км на севере до 24–25 км на юге, в сторону утоненной коры кайнозойского Рейнского грабена.

Северная часть профиля, начиная примерно со 140 км, характеризуется пологими отражениями до глубин 12–15 км. Ниже отражения практически отсутствуют. Это вызвано экранирующим эффектом, который создают пологолежащие карбонаты девона, вскрытые скважиной Мюнстерланд-1. Отражения, выделенные на глубинах 5–5,5 с между 196 и 208 км, скорее всего, представляют собой кровлю догерцинского фундамента.

Таким образом, в пределах Рейнского массива подавляющее большинство наклонных пакетов отражений отвечает крупным разрывным нарушениям позднепалеозойского этапа развития. Субгоризонтальные пакеты отражений коррелируются с поверхностями срыва или кровлей докембрийского фундамента и поверхностью Мохоровичича. Природа хаотически расположенных между крупными пакетами отражений практически неопределима. Это могут быть и тектонические, и литологические границы, создающие акустические неоднородности. Но ясно, что их первичное положение нарушено последующими тектоническими процессами.

Рассмотрение других складчато-покровных сооружений, не перекрытых осадочным чехлом, показывает полную корреляцию наклонных пакетов отражений с плоскостями крупных разрывных нарушений в консолидированной коре: надвигов, шарьяжей, поверхностей срыва и т.д. Подобными соотношениями характеризуется надвиговая зона Редбанк в Центральной Австралии [Wright et al., 1993]. Сформированный в протерозое надвиг реактивизировался на уровне 300–400 млн лет, и именно последние движения создали структуру штрихового поля. Аналогичная картина наблюдается в складчатой Кантабрийской зоне [Gallastequi et al., 1997]. Здесь профиль ESC1N-1 пересекает зону от Западно-Астурийского блока, который надвинут на Кантабрийскую зону, до крупнейшего покровного комплекса Понга. Становление структуры закончилось к концу каменноугольного времени. Впоследствии никаких крупных горизонтальных движений в этом районе не отмечается. Все пакеты наклонных отражений совпадают с поверхностями крупных шарьяжных нарушений, разделяющих основные пластины. Кроме того, группа субгоризонтальных отражений отвечает поверхности глубинного срыва (detachment), разделяющего палеозойские комплексы Кантабрийской зоны и докембрийский фундамент, расположенного на глубинах от 15 км на западе до 10 км на востоке. Можно приводить еще много примеров разновозрастных покровно-складчатых областей, где наблюдается корреляция отражений с разрывными нарушениями.

Глава 2

Природа отражений в континентальной земной коре

2.1. Основные элементы штрихового поля

Приведенные сейсмические разрезы и сотни километров просмотренных профилей показывают, что в штриховом поле консолидированной земной коры можно выделить несколько основных элементов, определяющих его архитектуру. Ранее уже выделялись системы отражений, названные “сейсмическими образами” [Кунин, Шейх-Заде, 1993]. Указанные авторы создали обобщенные модели земной коры разных крупных структур коры, где показано распространение того или иного “образа”. Описанные ниже элементы в целом совпадают с ними. Вместе с тем, изложенные выше материалы показывают, что распространение и геологическое истолкование этих элементов достаточно сильно отличаются от предложенных ранее. По нашему представлению, выделяются четыре главных элемента штрихового поля: 1) наклонные пакеты отражений; 2) горизонтальные и субгоризонтальные пакеты; 3) прозрачные зоны; 4) зоны и области хаотической записи.

Наклонные пакеты отражений состоят из систем (ансамблей) отражающих площадок разной протяженности (от 2–3 до 10–20 км), имеющих одинаковые углы наклона. Протяженность пакетов меняется от десятков до сотен километров. Такие пакеты распространены по всей консолидированной земной коре, и их густота, в принципе, везде одинакова. Различия в густоте определяются в первую очередь техническими возможностями используемого сейсмического метода и его разрешающей способностью. Максимальное развитие наклонных пакетов наблюдается в складчатых областях, где они хорошо коррелируются с поверхностной геологией. Как правило, наклонные отражения отсутствуют в нижней расслоенной коре. В некоторых случаях они выполаживаются и сливаются с субгоризонтальными отражениями, в других – просто затушеваны горизонтальными отражениями, поскольку довольно часто наклонные отражения наблюдаются ниже поверхности Мохоровичича, где следятся на 20–30 км глубже нее.

В верхней и средней части консолидированной коры распространены сочленяющиеся наклонные пакеты с разным падением. Для таких соотношений предложен термин “крокодил” [Meissner, 1989]. “Крокодилы” характерны для зон древнего и современного сжатия. Они послужили основанием для специального термина “крокодиловая тектоника”, напоминающего по своему содержанию концепцию чешуйчатой тектоники или тектоники клиньев.

Горизонтальные пакеты отражений распространены по всей толще коры и состоят из серии коротких площадок, выстроенных параллельно друг

другу. В западной литературе для такой ситуации применяется термин ламели (пластинки). Горизонтальные и субгоризонтальные пакеты делятся на две неравнозначные группы. Первая наблюдается в средней и верхней коре. Она выражена достаточно короткими (первые десятки километров) и маломощными (2–5 км) пакетами. Какой-либо привязки к поверхностным структурам не наблюдается. Некоторое увеличение количества таких элементов приходится на области более молодой земной коры, что, скорее всего, объясняется ее низкой вязкостью. Вторая группа, вернее не группа, а единый слой, приурочен к нижней коре и прослеживается практически повсеместно. Ее мощность колеблется от первых километров до 20–25 км. Этот слой получил название зона “рефлективити” и часто по данным ГСЗ к его подошве приурочена граница Мохоровичича [Павленкова, 1996]. Есть некоторая закономерность в распределении мощности зоны “рефлективити”: мощность увеличивается в областях древней коры и уменьшается в областях молодой коры. Под наиболее молодыми структурами (рифты, зоны вулканической активности) расслоенный комплекс нижней коры прерывается прозрачными зонами.

Прозрачные зоны прослеживаются на всех уровнях коры. Они могут характеризоваться как повышенными, так и пониженными скоростями [Кунин, Шейх-Заде, 1993]. Существует три их вида: изометричные, линейные горизонтальные и вертикальные. Изометричные зоны, как правило, расположены в верхней коре. Они имеют размеры в диаметре от первых до десятков километров. Чаще всего такие зоны приурочены к активным молодым областям с высоким тепловым потоком. Вместе с тем, отдельные прозрачные зоны изометричной формы прослежены и в областях палеозойской и более древней консолидации, причем в этих случаях их размеры увеличиваются. Линейные горизонтальные прозрачные зоны расположены в средней части коры. Они протягиваются на многие десятки и сотни километров, при мощности до 5–10 км. Чаще всего такие зоны приурочены к платформенным областям со спокойным тектоническим режимом. Наконец, вертикальные прозрачные зоны рассекают всю кору от поверхности Мохоровичича до фундамента. Их ширина составляет 50–60 км, но достигает и 100 км. Они, как правило, расположены под активными молодыми областями (рифты, области магматической активности).

Хаотическая запись характеризуется наличием коротких разнонаправленных отражающих площадок. Она заполняет пространство между вышеперечисленными элементами на всех участках коры независимо от структуры и возраста. Но иногда хаотическая запись приобретает структурную направленность (см. ниже, Мирнинское алмазоносное поле) и отражает те или иные тектонические процессы, чаще всего термическую переработку коры.

Следует отметить, что в континентальной консолидированной коре “не установлены опорные отражающие горизонты, имеющие региональную и межрегиональную протяженность” [Кунин, Шейх-Заде, 1993, с. 168].

Распределение основных типов штрихового поля под крупными тектоническими элементами показано на рис. 24. Горизонтально расслоенные комплексы широко развиты в нижней коре и только на отдельных участках –

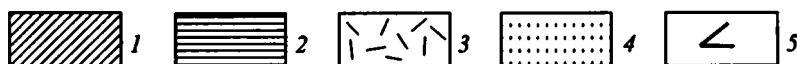
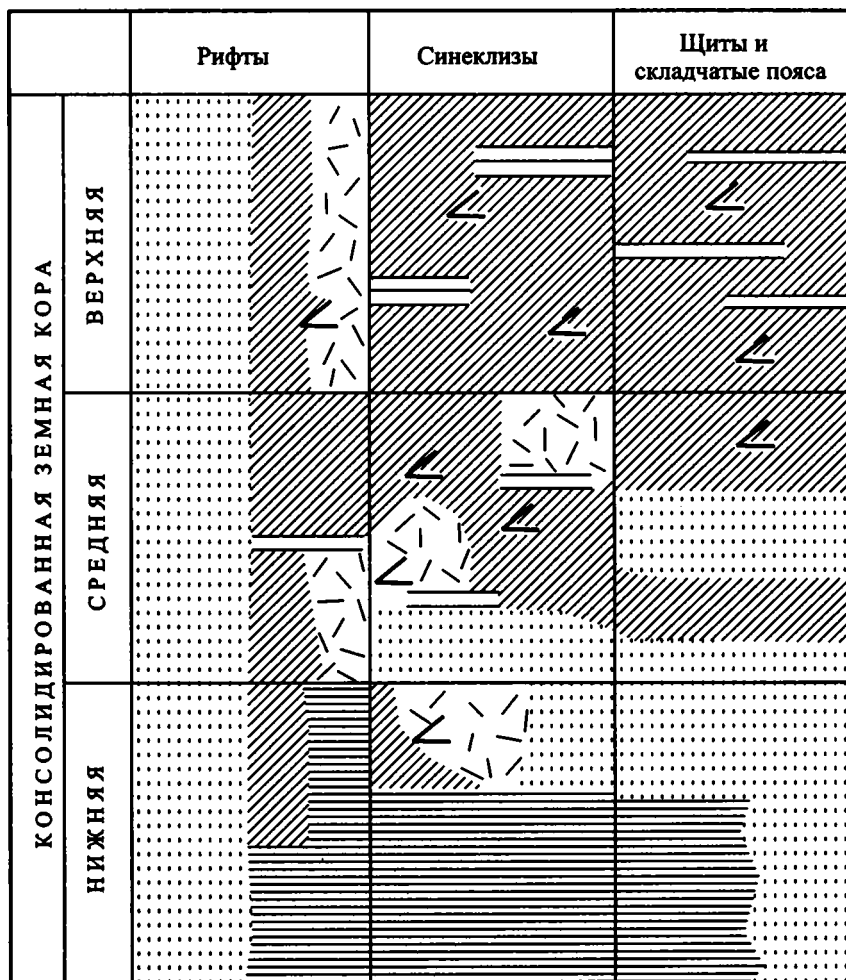


Рис. 24. Распределение основных типов штрихового поля под крупными тектоническими элементами

1 – пакеты наклонных отражений; 2 – горизонтальные и субгоризонтальные пакеты отражений; 3 – области с хаотической записью; 4 – прозрачные зоны; 5 – сочетание отражений типа “крокодил”

в средней и верхней коре, независимо от типа структур. Наклонные пакеты отражений преобладают в средней и верхней коре. Там же часто присутствуют “крокодилы”. Прозрачные зоны прослежены в нижней и средней коре под синеклизами, щитами и складчатыми поясами, причем имеют разные

размеры как по вертикали, так и по латерали. В районе рифтов (особенно молодых) прозрачные зоны пронизывают всю консолидированную кору. То же происходит в областях молодого магматизма, независимо в пределах какого структурного элемента они находятся. Наконец, хаотическая запись присутствует в основном в средней и верхней коре под любыми элементами, разбросана по отдельным небольшим участкам. Из-под нее часто прослеживается более древняя акустическая архитектура.

2.2. Природа отражений

Поскольку отражения в земной коре играют существенную роль при расшифровке внутренней структуры коры, очень важным является определение природы этих отражений.

При рассмотрении природы отражений необходимо постоянно иметь в виду разницу условий (РТ, водонасыщенность и др.) в верхней, средней и нижней коре. Вместе с тем, физические основания появления отражателей остаются неизменными, независимо от глубины. Могут изменяться коэффициенты отражений, но природа остается той же. Например, тектонический срыв в верхах или в низах коры даст систему субгоризонтальных пакетов, более или менее ярко выраженных. Поэтому при дальнейшем рассмотрении этого вопроса не проводится четкого деления отражений в верхней, средней или нижней коре. Но сделана попытка определения преобладания разных типов отражений в разных частях коры.

Реальная привязка отражений к природным объектам осуществлена, насколько это возможно при современных методах исследований, только в небольшом количестве сверхглубоких (Кольская, Германская и др.) и специально пробуренных для этого скважинах (хребет Блю-Ридж в Аппалачах). Такая привязка охватывает только 6–12 км верхней коры. Большинство предположений о природе отражений основывается на анализе моделей геологического развития региона, т.е. решается как бы обратная задача, или исходя из теоретических представлений (часто подтвержденных экспериментальными данными) о поведении вещества при разных РТ-условиях.

Реальность получения отражений от границ в земной коре доказана прямыми их наблюдениями по методике ВСП в Кольской и других сверхглубоких скважинах. Вместе с тем, следует отметить, что системы наблюдений ОГТ имеют избирательную направленность регистрации отражений от круто наклоненных отражателей. Трассирование субвертикальных разломных зон возможно только в верхней части коры и чаще всего производится по зонам потери корреляции отражений. Для более глубоких частей коры система наблюдений будет подчеркивать все в большей степени субгоризонтальные отражающие площадки. Этот эффект необходимо учитывать при корреляции отражений и геологической интерпретации временных разрезов сверхглубокого ОГТ, в частности при трактовке “листрических” разломов и зон “рефлективити” в низах земной коры [Кондратьев, Берзин, 1997].

В настоящее время имеется несколько крупных обобщающих работ, посвященных природе коровых отражений, причем чаще всего в них рассмат-

риваются субгоризонтальные отражения в нижней части коры вблизи границы Мохоровичича, так называемая зона “рефлективити”, которая хорошо прослеживается практически на всех глубинных профилях ОГТ в самых разных районах Земли [Леонов, 1993; Павленкова, 1996; Meissner, Brown, 1991; Warner, 1990; и др.].

Ю.Г. Леонов [1993] рассмотрел многочисленную литературу, посвященную природе отражений, выделил несколько вариантов геологической интерпретации отражений в нижней коре: 1 – тектоническое течение (наслоение тектонических пластин, милонитовые зоны скола и т.д.); 2 – пластовые мафитовые интрузии (в том числе магматическое подслаивание); 3 – метаморфизм; 4 – флюиды; 5 – единично первичная стратификация. Главнейшим процессом, определяющим акустическую расслоенность консолидированной коры, по его мнению, является тектоническое течение [Леонов, 1991, 1993].

Автор убедительно показывает именно такую роль тектонического течения, и с этим следует согласиться. Поэтому основные доказательства возникновения отражений (прежде всего, субгоризонтальных) в дальнейшем рассматриваться не будут. Вместе с тем, как будет показано ниже, существуют, в частности, субгоризонтальные пакеты отражений, не связанные с тектонической расслоенностью коры, т.е. имеющие несколько иную природу.

Наименьшее распространение в консолидированной коре имеют отражения, возникшие в результате первичной стратификации, поскольку они вряд ли сохранились, если учесть сложную историю развития коры и смену геодинамических условий на разных этапах.

Несколько по-иному делит отражения в коре Н.И. Павленкова [1989]. Она выделяет: 1) тектонические, 2) литологические и 3) физические отражения. Если тектонические и литологические отражения Н.И. Павленковой в целом отвечают пунктам трактовки Ю.Г. Леонова – 1–3 и 5, соответственно, – то физические отражения не являются прямым следствием тектонических процессов (хотя несомненно связаны с ними) и, как было показано [Николаев, 1999а], часто являются переменными во времени и их природа действительно является физической, хотя в каждом конкретном случае может иметь определенное геологическое выражение.

При исследованиях в Кольской сверхглубокой скважине установлено, что субгоризонтальные пакеты отражений на глубинах 7–9 км являются следствием появления мощной зоны трещиноватости [Павленкова, 1989; и др.]. По керну скважины видно, что разрушение породы происходит в виде относительно равномерной сети мелких трещин. К этой зоне приурочено появление воды в свободном состоянии. Кроме этого главного горизонта, на глубинах от 3,5 до 9,5 км отмечаются резкие инверсии скорости (коровые волноводы), сопровождаемые появлением субгоризонтальных отражений. Они прослежены в толщах, сложенных близкими по минеральному и химическому составу породами, и обусловлены наличием горизонтов и зон с аномально высокими пористостью (в 2–3 раза превышающей вышестоящие породы) и трещиноватостью (в 10–20 раз) [Кременецкий, 1988]. Во всех этих зонах отмечается проявление высокоминерализованной воды. То же самое наблюдается по данным того же автора в Саатлинской

сверхглубокой скважине [Кременецкий, 1988]. Аналогичные данные получены для нижней коры в районе Провинции Бассейнов и Хребтов, где субгоризонтальные отражения объясняются высокой пористостью пород и их насыщенностью водой, богатой солями [Hyndman et al., 1991].

В пределах Русской плиты есть несколько скважин, прошедших по кристаллическому фундаменту несколько километров. Одна из них параметрическая Миннибаевская-20000 (рис. 25, А). Скважина расположена в пределах Южно-Татарского свода Волго-Уральского поднятия. Под отложениями палеозойского чехла на глубине 1884 м она вскрыла высокометаморфизованные породы, часто катаклазированные, относимые по возрасту к миннибаевской и кичуйской свитам архея (черемшанская серия), и прошла по ним 3215 м [Трофимов, 1994]. Архейские комплексы представлены в основном гиперстенowymi плагиогнейсами, их мигматитами и возникшими по ним гранито-гнейсами. В разрезе присутствуют относительно тонкие прослойки гнейсов, метабазитов и ультрабазитов. В верхней (интервал 2780–2850 м) и нижней (интервал 4930–4972 м) частях разреза выделены дайки кварцевых диабазов, предположительно рифейского возраста, с падением 60–70°. Полосчатость пород расположена под углом около 45°. На нее наложена вторичная сланцеватость, которая часто сечет первичную. Наклоны вторичной сланцеватости изменяются в широких пределах от субвертикальных до субгоризонтальных.

Падение отдельных разностей пород меняется по всему разрезу. В верхней части наклоны достигают 70–80°, в центральной части они выполаживаются до 50–60°, в нижней части опять увеличиваются до 70–75°. Можно предположить, что скважина пересекла один или несколько пологих разломов, однако из-за общей катаклазированнойности пород установить их плоскости не удастся. Чешуйчато-надвиговое строение кристаллического фундамента предполагали, как указывает В.А. Трофимов [1994], многие авторы.

Профиль 80, проходящий через скважину Миннибаевская-20000 (рис. 25, Б), характеризует волновое поле фундамента этого региона. Наиболее четко выделяются субгоризонтальные отражения, часто нарушенные потерей корреляции. Наклонные границы менее интенсивны и осложнены дифрагированными волнами. По мнению В.А. Трофимова [1994], очень трудно интерпретируем участок профиля между 4 км и 7,5 км на глубине

⇐ Рис. 25 (окончание)

сланцы, амфиболиты, пироксениты и т.п.; 9 – гиперстенсодержащие плагиогнейсы и кристаллические сланцы, включая гранатосодержащие; 10 – чарнокитоиды; 11 – гранито-гнейсы; 12 – феррогиперстен-гранатные и биотит-гранатные плагиогнейсы и магнетит-пироксеновые железистые породы, гранитизированные; 13 – дайки диабазов; 14 – мигматиты различных гнейсов (соответственно, обозначенных знаками 2, 3 и 9); 15 – бластокатаклазиты и бластомилониты; 16 – катаклаз и милонитизация; 17 – глиноподобные образования (“тектонические глины”); 18 – интенсивная трещиноватость; 19 – диафориты; 20 – повышенные содержания магнетита; 21 – границы выделенных пачек

Буквами на профиле обозначены отражения, связанные с: В – среднекаменноугольными отложениями; У – нижнекаменноугольными отложениями; Д – отложениями девона; А – поверхностью фундамента

1,4–1,8 с (3–5 км), где наблюдаются пересечение субгоризонтальных и наклонных отражений, вогнутые псевдоструктуры и т.д.

Обращает на себя внимание пакет горизонтальных высокоинтенсивных отраженных волн в районе скважины Миннибаевская-20000 на глубинах от 4,7 до 5,2 км. По данным скважинных исследований ВСП, этим отражениям соответствуют участки разреза, сложенные наклонными трещиноватыми породами (см. рис. 25, А). Из этого интервала получены максимальные притоки пластового флюида, а породы, кроме интенсивного катаклаза, изменены гидротермальными процессами. Таким образом, наиболее интенсивные субгоризонтальные отражения приурочены к зонам распространения пластовой воды (естественно, в зонах повышенной трещиноватости и пористости).

В верхних горизонтах Миннибаевской скважины, как уже говорилось, тоже отмечаются зоны трещиноватости, однако при отсутствии в них флюида, отражения не являются столь ярко выраженными.

Аналогичная картина наблюдается и в других регионах. Например, в пределах южной части Парижского бассейна скважина Сансерр-Ку вскрыла герцинский фундамент на глубину около 2 км. На отметках около 3 км, где расположены сильно наклоненные слои пород, выделен горизонт, насыщенный высокоминерализованной водой [Megnier, 1991]. Именно к этому горизонту приурочены ярко выраженные высокоинтенсивные субгоризонтальные отражения на профиле, проходящем через скважину. В описанной ранее Кольской СГС субгоризонтальные отражения также связаны с зонами трещиноватости, в которых отмечаются высокоминерализованные воды.

Исходя из теоретических предпосылок ясно, что достаточно мощная, в первые километры, зона (речь идет именно о мощных зонах, так как зона толщиной в десятки – первые сотни метров, сама по себе может служить хорошим отражателем) трещиноватости должна выражаться в штриховом поле либо прозрачной зоной, либо хаотической записью, поскольку отражатели в целом расположены неупорядоченно. Это хорошо видно на профилях при проведении ОГТ на небольших глубинах для разведки рудных месторождений и подтверждается там же площадным бурением. Однако во всех рассмотренных случаях к зонам трещиноватости приурочены хорошо выраженные субгоризонтальные отражающие горизонты.

Установлено, что вода и водные растворы солей – наиболее распространенные жидкие среды в верхних горизонтах земной коры до глубин примерно 10 км [Малышев и др., 1996]. Зона существования воды в нижней части коры ограничена областью надкритического флюида при температурах 400–500 °С. Поскольку вода в верхах коры находится в свободном состоянии, она заполняет зоны высокой трещиноватости и пористости. Рассматривая геологические примеры, приведенные выше, как некоторую закономерность, можно предполагать, что большинство субгоризонтальных отражений в верхней консолидированной части коры связано именно с водонасыщенностью независимо от возраста вмещающих пород, будь то деформированные и метаморфизированные образования палеозоя или архея. Это не исключает возможности наличия в верхах коры субгоризонтальных тектонических срывов или структур тектонического течения, которые тоже дают субгоризонтальные

отражения, однако их роль представляется намного меньшей, чем предполагалось ранее. В средней и нижней коре совершенно другая обстановка напряжений и здесь преобладают субгоризонтальные отражения, вызываемые чисто тектоническими процессами (срывами, сколами и т.д.).

Существенную роль в штриховом поле земной коры играют отражения, возникшие в результате термических аномалий или, если быть точнее, на границе тепловых фронтов. На такую природу отражений обращалось гораздо меньше внимания, чем на тектонические причины. Хотя некоторые подходы к этому вопросу были обозначены в работах ряда исследователей [Кунин, Шейх-Заде, 1993; Meissner, 1989; и др.]. В основном, все факты и обсуждения касались нижней, хорошо расслоенной земной коры и выражения границы Мохоровичича пакетом субгоризонтальных отражений. Был даже предложен специальный термин ламмели (*lamellae* (лат.) – пластинка), который был впервые употреблен для плотно упакованных отражающих горизонтов в верхней части границы Мохоровичича [Meissner, 1989].

Н.Я. Кунин и Э.А. Шейх-Заде [1993], используя данные зарубежных исследователей, приводят график зависимости между толщиной нижней “расслоенной” части коры и значениями плотности теплового потока (рис. 26, А). Материалы по Германии показывают, что мощность “расслоенного” этажа снижается в зонах с более высоким тепловым потоком. Авторы объясняют это подъемом поверхности *M*, опережающим скорость снижения вязкости в коре. Отсюда прозрачная зона под *M* (т.е. существенно расплавленная зона) съедает снизу расслоенный комплекс нижней коры (комплекс, находящийся в вязкопластичном состоянии).

Анализ положения и мощности пакетов субгоризонтальных отражений в земной коре, описанных в главе 1, показывает их разную природу. Об отражениях в верхней коре говорилось выше. Другое дело субгоризонтальные пакеты отражений, широко развитые в нижней части консолидированной коры [Кунин, Шейх-Заде, 1993; Леонов, 1993; Павленкова, 1996; и др.]. Какой-либо твердой корреляции между горизонтально расслоенной нижней корой и структурами разного типа на поверхности (рифтами, синеклидами и т.д.) не устанавливается.

Если же говорить о разновозрастных рифтовых структурах, то наблюдается увеличение мощности горизонтально расслоенного комплекса нижней коры или под рифтами или по мере приближения к ним, особенно заметное по мере омоложения рифтов. Это, в связи с повышенным тепловым потоком в более молодых структурах, указывает на прямую зависимость между появлением горизонтальных отражателей и температурой. Об этом же свидетельствует и отсутствие комплекса горизонтальных отражений в тех случаях, когда тепловой поток под молодыми рифтами максимален (например, 107–112 мВт/м² в кайнозойском Рейнском грабене, в отличие от 65–70 мВт/м² в палеозойском Припятском прогибе), и образуется вертикальная прозрачная зона шириной, примерно равной ширине рифта, в которой уничтожены не только субгоризонтальные границы вплоть до поверхности *M*, но и наклонные отражения.

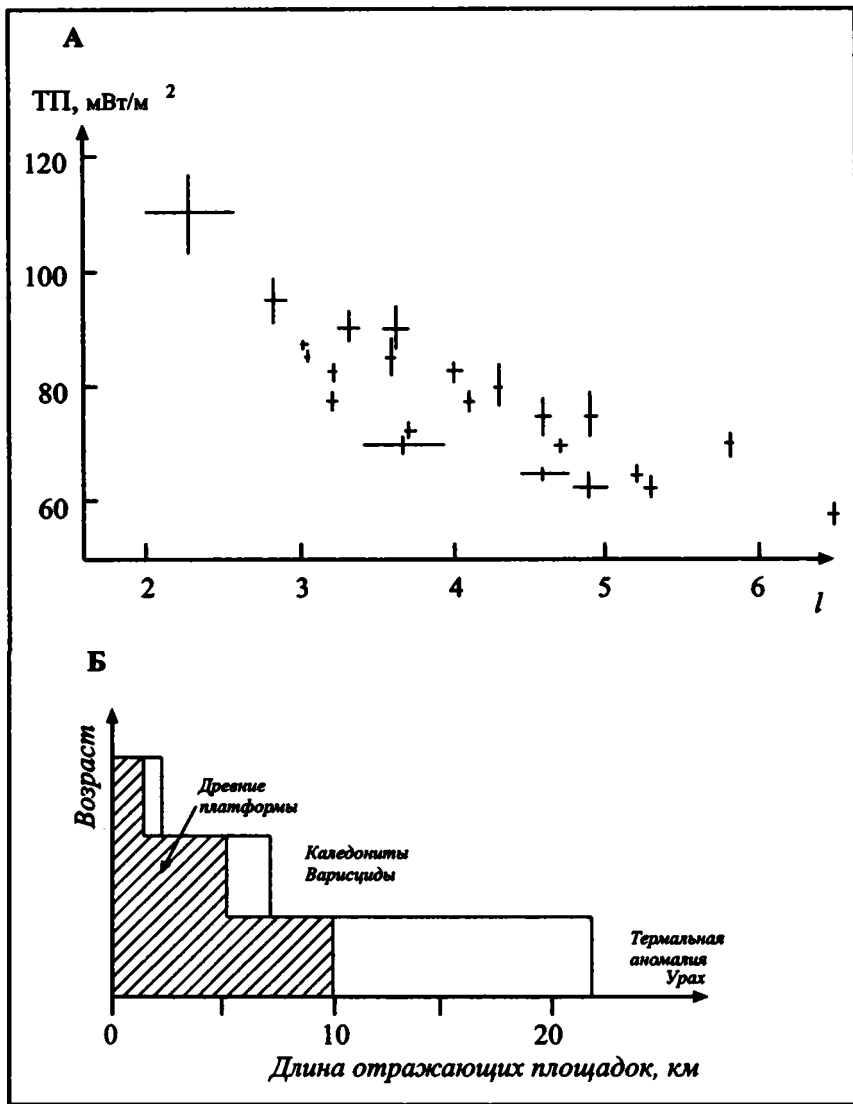


Рис. 26. Зависимости между толщиной (*l*) нижней “расслоенной” части земной коры и значениями плотности теплового потока (ТП) в Германии (А) и между длиной отражающих площадок и возрастом консолидации земной коры (Б) (по: [Кунин, Шейх-Заде, 1993])

Реологическое состояние вещества коры зависит от многих переменных. Вместе с тем, существуют некоторые основные параметры, в частности $T^* \cong 0,5T^*$ пл (где T^* – температурная характеристика объема пород, T^* пл – температура плавления минералов) – точка, хорошо известная в механике керамики, стекла и сплава металлов, характеризующая мгновенное разжиже-

ние вещества [Соколова, Миронова, 1992]. В силу реологической расслоенности коры при повышении температуры процесс разжижения будет проявляться по-разному на различных глубинах. Однако при учете суммирования отражающих свойств, появления экранизирующих эффектов и т.д. под определенными изотермами в коре должны будут появляться прозрачные зоны, что и наблюдается под многими молодыми рифтами. Учитывая, что температуры на поверхности Земли и на границе Мохоровичича в молодых рифтах больше, чем в древних, можно напрямую связывать температурное состояние коры и ее отражающие свойства. Отсюда вывод, что в случае более позднего прогрева может быть стерта или затушевана первичная структура отражений.

Одним из примеров может служить Малоботуобинское алмазоносное поле (рис. 27). Оно расположено в северной части Непско-Ботуобинской антеклизы. Фундамент перекрыт отложениями кембрия–мезозоя общей мощностью 1,7–2,0 км. Породы фундамента представлены высокометаморфизованными образованиями протерозойского возраста с гранитоидами позднего протерозоя. В разрезе осадочного чехла отмечены магматические образования девонско-нижнекаменноугольного и нижнетриасового–нижнеюрского возраста [Харьков и др., 1998]. Существенно, что последние проявления магматической активности (силлы и дайки долеритов, трубки диабазовых туфов, тела и жилы кимберлитовых пород) датируются поздним триасом – ранней юрой. В соседних районах магматические тела перекрыты кластическими отложениями нижней юры. Магматические породы имеют глубинное мантийное происхождение, т.е. при их внедрении переработке подверглась консолидированная кора на всю ее мощность.

По материалам аэромагнитных съемок, выделены и протрассированы субмеридиональные глубинные разломы большой протяженности, к которым приурочены кимберлитовые трубки и дайки.

Сейсмический профиль ОГТ через Мирнинское поле, входящее в Малоботуобинский алмазоносный район, дает характеристику штрихового поля земной коры (см. рис. 27). В нижней части на глубинах от 32 до 40–42 км расположена зона субгоризонтальных коротких площадок. Выше наблюдается хаотическая запись с отдельными, хорошо выраженными, наклонными пакетами отражений. Обращает на себя внимание сгущение отражений под кимберлитовым полем шириной около 30 км. Этот столб отражений прослеживается вплоть до подошвы осадочного чехла (глубины 1,5–2,0 км). Внутри столба выделены отражения от субгоризонтальных до наклонных, имеющих разное падение. Представляется, что такая картина отражений возникла в результате магматической термальной переработки коры, происходившей в поздне триасовое–раннеюрское время. Она включает в себя и остатки древних отражений и новые. Древние отражения сохранились в силу того, что температура не превышала критических значений, в результате которых отражения полностью уничтожаются.

Еще одним следствием температурного фронта от глубинных термических аномалий может быть появление субгоризонтальных отражений на разных глубинах (в зависимости от величины T), поскольку скоростные характеристики слоев коры меняются в зависимости от температуры (V_g и V_p

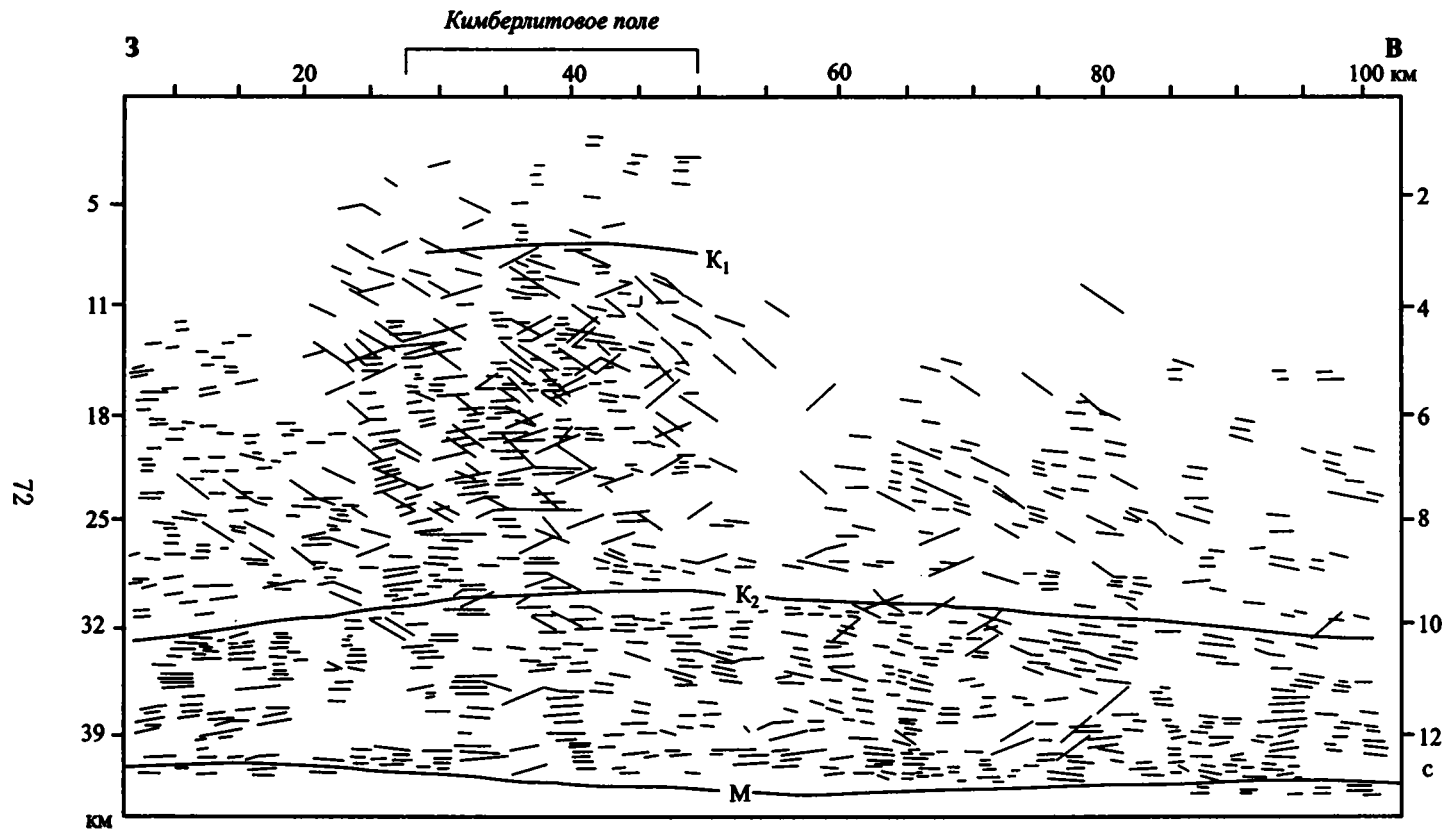


Рис. 27. Глубинный разрез по субширотному профилю через Мирненское кимберлитовое поле (из: [Детальные сейсмические исследования..., 1993])

Профиль иллюстрирует хаотическую запись после магматической проработки коры под кимберлитовым полем. К₁, К₂ и М – опорные сейсмические границы по данным профильно-площадных наблюдений на больших удалениях от источников колебаний

уменьшаются на 5–6 % при повышении на каждые 100 °С) [Шерифф, Гелдарт, 1987], а, как известно, штриховое поле отражений зависит от скоростных параметров слоев.

На влияние температуры на отражающие свойства коры указывают и экспериментальные петрологические данные и их сопоставление с результатами детальных сейсморазведочных работ [Детальные сейсмические исследования..., 1993].

Установлено, что в изоморфном ряду форстерит–фаялит (группа оливинов) замещение магния железом ведет к увеличению плотности с 3,22 до 4,34 г/см³, однако скорости продольных и поперечных волн не увеличиваются, а уменьшаются. V_p изменяется от 8,4 до 6,65 км/с, а V_s понижается с 5,0 до 3,4 км/с. Оливины являются основными минералами в нижнекоровых и мантийных образованиях и, скорее всего, именно они определяют скоростные параметры среды. Падение значений скоростей в слоях, сложенных существенно оливинсодержащими породами, служит предпосылкой для возникновения перепадов акустической жесткости и, следовательно, для появления отражающих площадок. Петрологические исследования показывают, что увеличение железистости в оливинах происходит на стадии остывания расплавов (в канале или в камере) на разных глубинных уровнях мантии и коры и контролируется значениями температуры.

Исходя из вышеизложенного, можно сделать вывод о том, что формирование акустических неоднородностей (отражающих площадок) на мантийных и нижнекоровых глубинах непосредственно зависит от температуры, а давление играет не столь существенную роль.

В коре наблюдается очень много наклонных пакетов параллельных отражений. Они прослеживаются от верхов коры до поверхности М, а иногда и глубже нее. Часто такие пакеты выполаживаются с глубиной и либо исчезают в прозрачных зонах, либо сливаются с субгоризонтальными пакетами отражений нижней коры. Толщина таких пакетов составляет, как правило, первые километры. Природа наклонных пакетов отражений давно связывается с тектоническими нарушениями, формирующимися как в условиях растяжения, так и в условиях сжатия. Следует напомнить, что термин “листрический (т.е. ковшеобразный) разлом” впервые употреблен при описании надвиговых поверхностей сжатия в Альпах, и только позже, в 60–70-х годах, широкое распространение получило понятие “листрические сбросы” (растяжение). Сопоставление геологических и геофизических данных показывает, что подавляющее большинство пакетов наклонных отражений отвечает тектоническим разрывным нарушениям, независимо от их генетической сущности (сброс или надвиг). Это подтверждается прямыми наблюдениями в глубоких и сверхглубоких скважинах, вскрывающих достаточно мощные разрезы консолидированной земной коры.

Одной из причин появления отражений несомненно является метаморфическая зональность, которая относится к классу тектонического течения [Леонов, 1993]. Детальное исследование сейсмической характеристики пород было проведено в специально пробуренной для этой цели скважине [Christensen, 1989]. Скважина расположена в Аппалачской зоне на границе

антиклинория Голубых гор и Внутреннего Пидмонта. Было поднято 305 м сплошного керна. Архейские высокометаморфизованные образования обладают скоростями 6–8 км/с, что позволяет делать вывод об их принадлежности к образованиям нижней коры. Синтетические сейсмограммы, построенные по данным измерений скоростей и плотностей (100 образцов) показывают, что отражения обусловлены метаморфической полосчатостью, возникшей в результате пластического течения.

Отражения, возникающие от метаморфической зональности, как правило, выражены короткими площадками и не выстраиваются в мощные пакеты. Они имеют разную направленность в зависимости от объемов и положения блоков метаморфизованных пород. В целом, в штриховом поле консолидированной коры они образуют хаотический фон. Исключение составляют метаморфиты, развитые в зонах крупных разломов. Скорее всего, именно милониты в разломах дают отражения, выстраивающиеся в наклонные пакеты субпараллельных площадок, которые протягиваются на большие расстояния. Геологически это можно наблюдать в крупных разрывах на поверхности, например, в зоне Большого Саянского сдвига, где метаморфическая зональность милонитов вытянута по простиранию разлома на расстояние первых десятков километров по всей ширине (2–3 км) зоны разлома.

Нельзя не сказать о поверхности Мохоровичича. Как правило, в поле отраженных волн континентальной коры поверхность М не выражена яркой и протяженной границей. Она часто совпадает с подошвой расслоенного комплекса (зоны рефлексивити) в низах коры. Именно к этому интервалу приурочены скачок скоростей и хорошая преломленная граница. Это особенно хорошо видно при сравнении профилей ГСЗ и ОГТ (рис. 28), которые проведены по одной и той же линии, проходящей через Альпы [Павленкова, 1996]. Здесь видно, что разрезы дополняют друг друга. Только с привлечением данных ГСЗ (падение границы от 32 до 60 км, перепад скоростей от 6,2–6,5 до 8,2 км/с) можно определить, положение границы М на профиле ОГТ, на котором отсутствуют протяженные отражения в необходимом интервале.

Аналогичную картину можно наблюдать в Центральном Казахстане (см. рис. 19 и главу 1). Здесь на уровне границы М полностью отсутствуют какие-либо отражения и даже не прослежена нижняя расслоенная кора. Можно привести и другие примеры.

Но иногда поверхность М прослеживается как пачка ярких субгоризонтальных отражений мощностью до 0,5 с и протяженностью до 200 км. Такие данные получены для района Провинции Бассейнов и Хребтов [Кунин, Шейх-Заде, 1993; Леонов, Перфильев, 1999].

Природе поверхности Мохоровичича посвящено множество работ [Леонов, Перфильев, 1999; Пейве, 1981; и др.]. Сейчас господствует представление о том, что поверхность Мохоровичича является зоной тектонического срыва на всем своем протяжении. Сравнительный анализ отражений от границы М и общетеоретических моделей строения литосферы позволяет сделать предположение, что эта граница гетерогенна. Во многих случаях она действительно может трактоваться как поверхность срыва, чаще всего в регионах коллизии и чистого растяжения. Имеются данные, что она является

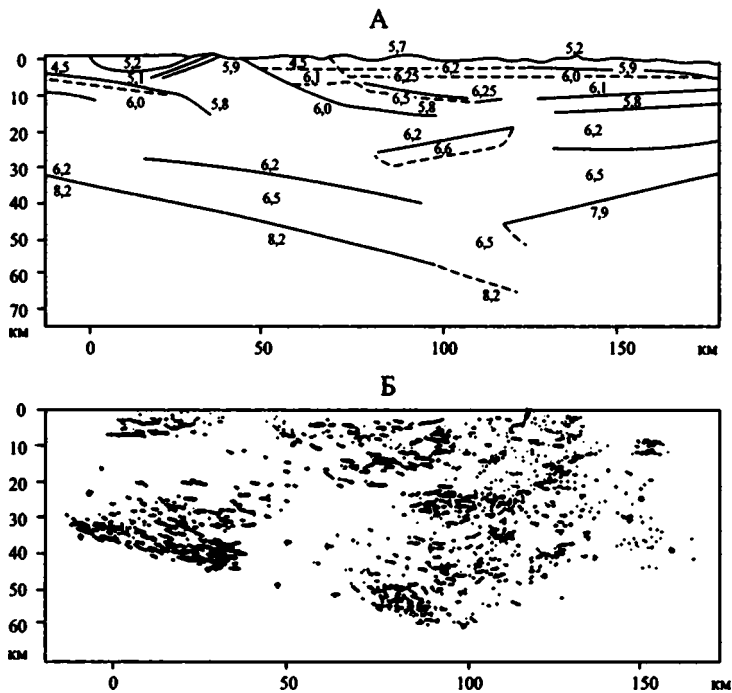


Рис. 28. Сопоставление разрезов ГСЗ (А) и ОГТ (Б) по одному и тому же профилю, пересекающему Альпы (из: [Павленкова, 1996])

петрологической границей. Такой вариант предположительно установлен под Юго-Восточной Австралией [Finlayson et al., 1993]. Исследования, основанные на минеральных ассоциациях в ксенолитах нижней коры и верхней мантии, в области озер Баллен Мерри и Гнотук показали, что глубина около 32 км, на которой происходят петролого-геохимические изменения при переходе от нижнекоровых гранулитов к верхнемантийным шпинелевым лерцолитам, близка к глубине 31 км, определенной по данным сейсмического профилирования как глубина поверхности М.

Важную роль в природе поверхности М играет термический режим. При высоких температурах она представляет собой температурную границу. Об этом упоминают многие авторы [Леонов, Перфильев, 1999; и др.]. Свидетельством такой природы границы М в активных тектонических областях является практически полное отсутствие отражений ниже расчлененной нижней коры. Такое возможно только при анизотропии структуры пород, вызванной частичным или полным расплавлением горных пород. Об этом же свидетельствуют и пониженные скорости (7,7–7,8 км/с) ниже поверхности М. Парадоксальным в этом плане является район Провинции Бассейнов и Хребтов (ПБХ), один из самых высокотермальных участков Земли, где, в то же время, прослежены хорошие отражения от поверхности

М. Скорее всего, это объясняется тем, что ПБХ – структура живая и растяжение происходит сейчас. Отсюда: поверхность срыва на границе М не успела поглотиться определенной изотермой и на ней существует перепад акустических жесткостей.

Следует отметить, что во многих районах ниже поверхности М прослежены отражения. В одних случаях это пакеты субгоризонтальных отражающих площадок мощностью до 5 км (например, Байкальская зона, см. рис. 1). В других – пакеты наклонных отражений, протягивающихся на 3–5 км, или еще глубже, ниже М. Примерами могут служить районы Шварцвальда на борту Рейнского грабена (см. рис. 3), Центрально-Североморский грабен, где пакеты отмечены на глубинах 14–16 с, т.е. на 10–12 км ниже М (см. рис. 6) и др. Причем иногда пакеты отражений отделены от границы М абсолютно прозрачной зоной мощностью в первые километры. Вероятнее всего эти элементы штрихового поля являются остатками более древней инфраструктуры коры, переработанной более поздними процессами.

Все высказанные предположения являются сугубо предварительными и требуют более существенного анализа, включающего весь комплекс исследований: сейсмоку, томографию, петрологию и т.д., и охватывающего на одном уровне многие тектонические структуры.

Как уже говорилось, природа прозрачных зон в районе поверхности М определяется термическим режимом. Термальной переработкой коры выше поверхности М объясняются прозрачные зоны в областях мезозойско-кайнозойского магматизма, как, например, в Австралии, на Сибирской платформе, на севере Рейнского грабена и в других районах. Прозрачные зоны также прослеживаются в виде вертикальных столбов разной ширины. Существуют еще прозрачные субгоризонтальные зоны большой протяженности и толщины, которые, скорее всего, объясняются тектоническим пластическим течением пород.

Механизм структурно-вещественных преобразований, приводящих к выравниванию (гомогенизации) петроструктурных и реологических параметров консолидированной земной коры, а как следствие – к уничтожению перепадов акустической жесткости, показан М.Г. Леоновым [1999] для верхов коры, а наиболее подробно – для пограничной области фундамент–чехол. Однако можно предположить, что на больших глубинах с увеличением температуры и давления этот процесс еще более усиливается и приводит к появлению протяженных прозрачных зон в средней коре. Здесь породы еще не достигли той стадии, когда начинается мощное пластическое течение, вызывающее формирование субгоризонтальных отражений.

Таким образом, появление отражающих поверхностей в консолидированной континентальной земной коре вызывается различными причинами. Главнейшими из них являются процессы тектонического течения (в понимании Ю.Г. Леонова [1993]) и термический режим коры. Первые проявляются по всей мощности коры и ответственны за субгоризонтальные и наклонные пакеты отражений. Термический режим максимально влияет на формирование отражений в отдельных областях (термальные аномалии в широком смысле) и создает вертикальные прозрачные зоны и субгоризонтальные

пакеты отражений. Проявления термического режима могут приводить к полному изменению структуры штрихового поля, т.е. уничтожить следы тектонических элементов в строении коры. По логике вещей и тектоническое течение может влиять на структуры, созданные термическим режимом (и наверняка это происходило в геологическом прошлом), однако при анализе современного поля отражений этот процесс практически невосстановим, хотя, возможно, при более детальной обработке первичного сейсмического материала можно получить остаточные фрагменты предыдущей инфраструктуры.

Другие причины (метаморфизм, флюиды и др.) либо усиливают главные, либо создают общий фон штрихового поля. Такие отражения мало пригодны для восстановления тектонической инфраструктуры коры, а иногда затушевывают основные структурные элементы.

Глава 3

К вопросу о возрасте отражений

При анализе фактического материала возникает вопрос о возрасте образования отражений в земной коре. Правильнее было бы говорить о возрасте акустических неоднородностей, вызывающих эти отражения, но для краткости в дальнейшем будет употребляться понятие возраст отражений. Поскольку не существует методов прямого определения возраста отражений, то попытаться выяснить время их формирования можно с помощью сравнительного анализа истории развития разновозрастных однотипных тектонических элементов и структуры штрихового поля коры под ними [Николаев, 1999б]. Наиболее удобны для этого осадочные бассейны, поскольку в осадочном чехле фиксируются все деформации блока коры как во время структурообразования, так и после него.

Данные по строению коры под разновозрастными рифтами показывают сходство и различие картины штрихового поля. Один из характерных разрезов приведен на рис. 3. Практически под всеми палеозойско-кайнозойскими рифтами присутствует прозрачная зона в нижнем горизонтально расчлененном комплексе земной коры (или, как минимум, зоны резкого уменьшения отражательной способности, как в Припятском грабене). Вертикальная мощность прозрачной зоны изменяется в зависимости от возраста рифта. В более молодых рифтах она увеличена. Учитывая, что температуры на поверхности Земли и границе Мохоровичича в молодых рифтах больше, чем в древних, можно напрямую связывать температурное состояние коры и ее отражающие свойства, т.е. в случае более позднего прогресса может быть стерта или затуплена первичная структура отражений, что и наблюдается под многими рифтовыми структурами. Положение единичных горизонтальных отражающих площадок в коре под рифтами никак не коррелируется с поведением поверхности фундамента, т.е. появление таких отражений не синхронно образованию структур на поверхности.

Под всеми рифтами в большей или меньшей степени наблюдаются пересечения косо наклоненных и субгоризонтальных отражений. Если наклонные отражения связаны со структурами, возникшими до формирования рифта (например, надвиги в фундаменте Рейнского грабена – см. рис. 3), или после окончания развития рифта (косой разлом Дугласа, живший через 200–250 млн лет после отмирания рифта Мидконтинента – см. рис. 9), то горизонтальные отражения независимо от их положения в верхней или нижней части коры, как правило, секут внутреннюю геологическую структуру коры. В пострифтовой эволюции территории фанерозойских рифтов не намечается каких-либо крупных перестроек, связанных со структуриро-

ванием коры. Таким образом, горизонтальные отражения могут иметь разную природу, но возникли они после образования рифтовых структур.

Аналогичная картина наблюдается и под крупными синеклизами. Большую часть коры занимают зоны с хаотически расположенными площадками, среди которых выделяются пакеты полого наклоненных отражений, как правило, отвечающих надвиговым структурам, сформированным до стадии образования синеклизы. Горизонтально расслоенный комплекс нижней коры под рассматриваемыми синеклизами прослеживается спорадически. Такие комплексы видны под северной частью Парижского бассейна и на очень коротких расстояниях под бассейном Эроманга. Геологическое строение показывает, что после окончания развития синеклиз существенных перестроек, а, следовательно, и реструктуризации коры, не происходило. Исключение составляет проявление на востоке бассейна Эроманга третичного (послесинеклизного) вулканизма (см. рис. 13). Именно в этом районе наблюдается прозрачное окно, захватывающее всю мощность земной коры; т.е. окончательная архитектура штрихового поля создана в палеогеновое время.

Вместе с тем, под синеклизами иногда появляются горизонтальные отражения небольшой протяженности и мощности. Природа их, как было показано выше, зависит от изменения напряженности в коре, и естественно штриховое поле фиксирует последнее такое изменение. Учитывая общие закономерности колебаний напряжения, можно предполагать, что, как минимум, часть таких горизонтальных отражений возникает на современном этапе или в течение неотектонической активизации.

В областях распространения осадочного чехла довольно часто наблюдается утыкание наклонных пакетов отражений в его подошву. Например, Саксотюрингская зона перекрыта горизонтально лежащими отложениями чехла каменноугольно-мезозойского возраста. К его подошве подходят наклонные отражения с падением к юго-востоку (см. рис. 3), которые интерпретируются как зоны разломов. В осадочном чехле разрывы не продолжают. В Припятском грабене наблюдаются аналогичные соотношения (см. рис. 7). Здесь часть наклонных отражений в коре упирается в субвертикальные разломы чехла, а часть заканчивается вблизи поверхности фундамента или в подошве девонских отложений, заполняющих низы грабена. Такие соотношения дают возможность определять верхнюю возрастную границу возникновения отражений в коре. В случае Саксотюрингской зоны они возникли не позднее раннекаменноугольного времени, а в Припятском грабене – не позднее раннего девона. Это соответствует данным о проявлении разломообразования в этих районах, полученным при изучении поверхностной геологии.

На многих временных разрезах наблюдается пересечение как отдельных отражающих площадок, так и пакетов субпараллельных отражений. На фрагменте профиля Балхаш–Алтай (рис. 29) пересечения видны в верхней части коры от 0 до 5–7 км на всем протяжении профиля и в интервале 22–25 км. Из геологической истории этого района известно, что неоднократно менялось направление движений тектонических пластин. Поскольку наклонные отражения отвечают разломам, то в данном конкретном случае можно говорить о пересечении древних и более молодых разломов. Скорее всего, хорошо

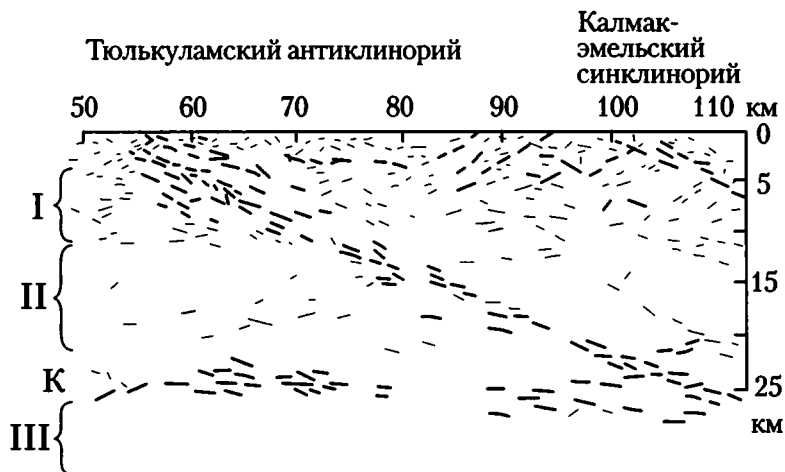


Рис. 29. Сейсмический разрез южной части профиля Балхаш–Алтай (из [Акишев и др., 1989])

I – стратифицированный допалеозойский фундамент; II – “диоритовый” слой; III – “базальтовый” слой. К – граница Конрада. Хорошо динамически выраженные отражающие площадки выделены толстыми линиями

динамически выраженные отражения отвечают самым поздним разрывным нарушениям (позднепалеозойским), окончательно сформировавшим архитектуру коры. Что касается пересечения наклонного и субгоризонтального пакетов отражений на уровне ≈ 25 км, то, скорее всего, эти пакеты одновозрастны и наклонный разлом возник как следствие субгоризонтального срыва в коре. Пересекающиеся площадки здесь, вероятно, возникли в результате появления дифрагированных волн в сложно построенном тектоническом объеме.

Такие же соотношения разновозрастных разломов и, соответственно, сейсмических отражений наблюдаются и в других складчатых областях, например, на палеозойском Рейнском массиве (см. рис. 23) или протерозойском блоке района Германской сверхглубокой скважины (см. рис. 21).

Пересечения прослежены и на границе Мохоровичича. Одно из них видно под Верхнерейнским грабеном (см. рис. 3, В). Наклонный пакет отражений пересекает поверхность М в интервале 8 с, причем наклонный пакет входит в систему параллельных ему пакетов, рассекающих всю кору. Они отвечают разрывным нарушениям герцинского этапа, сформированным в девонское время. Соответственно и возраст отражений должен определяться как девонский. Поверхность М под Верхнерейнским грабеном приподнята. Несомненно, что время ее формирования надо определять по началу формирования грабена, т.е. палеогеном. Следовательно, и единичные отражения над поверхностью М, и прозрачная зона должны датироваться этим же временем. Продолжение наклонного разлома под палеогеновой поверхностью М указывает на то, что более древняя поверхность М или не прослежена по техническим причинам или уничтожена при поздней переработке коры.

Иная картина штрихового поля наблюдается под линией Торнквиста, имеющей длительную историю развития и разделяющей архейско-протерозойский Балтийский щит и палеозоида Европы. Детальные сейсмические исследования в проливе Скагеррак показывают структуру консолидированной коры до поверхности Мохоровичича и глубже [Lie, Andersson, 1998]. Поверхность М (имеется в виду совместно с группой субпараллельных отражений расслоенного комплекса нижней коры) от Балтийского щита погружается к юго-востоку до глубин 40–42 км (рис. 30). Предположительно ее возраст – позднепротерозойский, поскольку никаких крупных тектонических событий после этого времени на территории Балтийского щита не происходило, за исключением вертикальных колебаний коры, вызванных изостатической разгрузкой или чем-либо другим. Поверхность М, расположенная под палеозоидами Европы, погружается (от 40 до 42 км) с юго-востока на северо-запад. Ее возраст определяется как позднепалеозойский. В центральной части разреза под бассейном Фарзунд происходит разрыв примерно в 30 км между разновозрастными поверхностями. Эта зона отвечает линии Торнквиста. В просвете прослежены наклонные пакеты коротких отражений, падающие к северо-западу под углом 30° (протяженные наклонные разломы на глубинах от 30 до 50 км прорисованы по таким пакетам). Разломы возникли в результате механического растяжения коры, и, как следствие, на поверхности начал развиваться осадочный бассейн Фарзунд, на востоке сочлененный с аналогичным бассейном Фьеритслев (Fjerritslev).

Начало растяжения датируется позднекаменноугольно-раннепермским временем, соответственно к этому периоду относится и возраст наклонных пакетов отражений. Поперечное растяжение мезозойского этапа привело к формированию вертикальных или близких к вертикальным сбросов, которые затронули в основном осадочный чехол и верхнюю часть коры и никак не повлияли на структуру низов коры и поверхность М. Таким образом, в рассмотренном случае, имеется пересечение более древних поверхностей М молодыми разломами, в отличие от примера Верхнерейнского грабена, где все происходит наоборот.

Примеры пересечений наклонных пакетов отражений с зоной “рефлективити” прослеживаются и в других регионах (Альпы, Северное море и т.д.). Изложенные факты и соображения позволяют говорить о разновозрастности поверхности Мохоровичича под различными тектоническими структурами. Возраст поверхности М определяется по последнему крупному тектоническому процессу, сопровождающемуся перестройкой архитектуры коры. Такими процессами могут быть складчатые деформации, рифтогенез, коллизия или магматизм.

На разновозрастность отражений указывают и размеры отражающих площадок, как это было установлено для территории Германии [Кунин, Шейх-Заде, 1993]. Здесь проявилась тесная связь между возрастом консолидации коры и длиной площадок (см. рис. 26, Б). Для древних щитов длина составляет примерно 1–2 км, для каледонид и герцинид – 5–7 км, а для современной термальной аномалии Урах и зон третичного вулканизма – 10–20 км. Структуры земной коры с возрастом от докембрия до мезозоя–

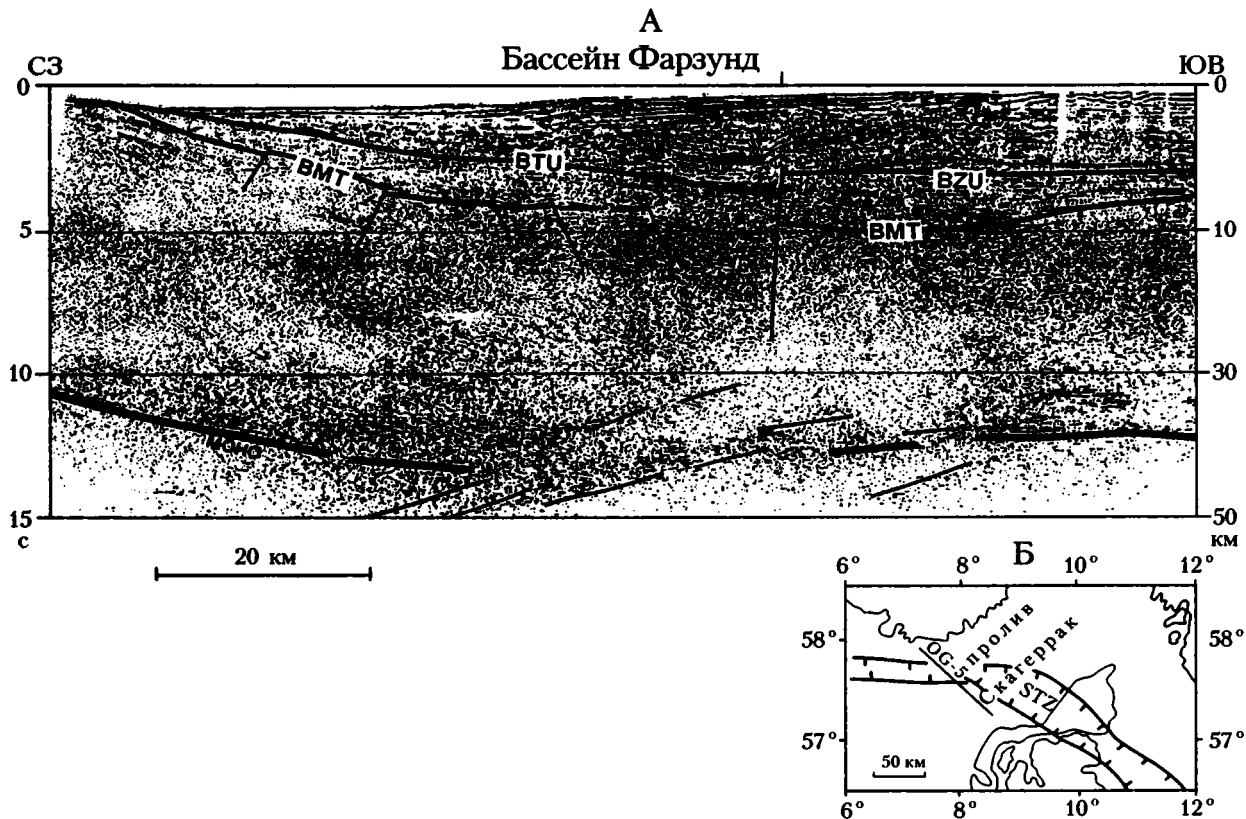


Рис. 30. Мигрированный разрез по глубинному сейсмическому профилю OG-5 (А) и его местоположение (Б) (из: [Lie, Andersson, 1998])

Буквами обозначены: BTU – несогласие в основании триаса; BZU – несогласие в основании цехштейна; BMT – поверхность кристаллического фундамента; МОНО – поверхность Мохоровичича; STZ – зона Зоргенфрей-Торнквист (линия Торнквиста). Тонкие линии – разрывные нарушения, проведенные по пакетам отражений или по зонам дифракции

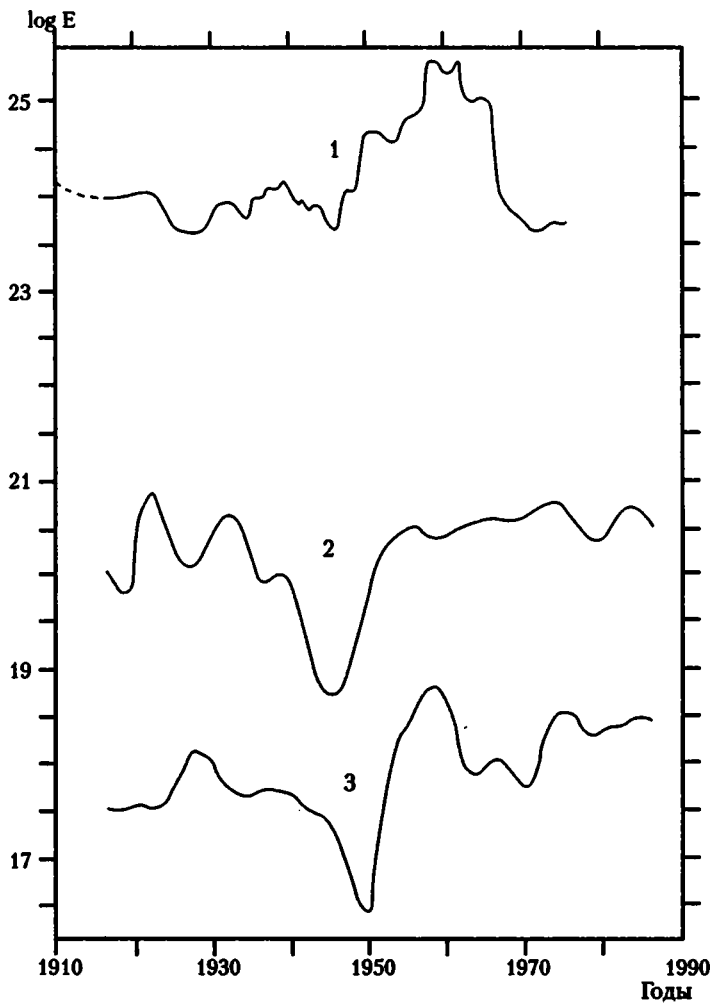


Рис. 31. Изменения суммарной энергии землетрясений E (эрг), освобождающейся за год (из: [Кропоткин, Ефремов, 1993]). Шкала логарифмическая, величина E показана как среднее значение за 5 лет (т.е. сумма E за указанный год, два предыдущих и два последующих разделена на 5)

1 – глобальная энергия, подсчитанная путем суммирования энергии сильных землетрясений; 2, 3 – энергия землетрясений, происходивших в 1917–1918 гг.: 2 – в зоне Срединно-Атлантического хребта между 40° и 80° с.ш., 3 – в Фенноскандии

кайнозоя (в частности рифты) в принципе построены одинаково [Николаев, 1999б, 2001; и др.] и соответственно по своим акустическим неоднородностям должны быть близки. Что касается крупных пакетов отражений это действительно так. Вышеуказанная особенность по длине отражающих

площадок говорит о том, что с течением времени происходит изменение параметров акустических неоднородностей. Пока не выработаны точные количественные характеристики разновозрастных отражений (длина, коэффициенты отражения и т.д.), однако уже в первом приближении можно выделять длину площадок как критерий их возраста.

Известно, что колебательные процессы во всем своем многообразии присутствуют во всех геологических явлениях. Они достаточно изучены для современного этапа развития Земли [Ружич и др., 1998; и др.].

Временные колебания тектонических напряжений хорошо наблюдаются при анализе энергии землетрясений [Кропоткин, Ефремов, 1993]. Для рассматриваемых вопросов не имеет значения ориентировка напряжений, а важно, что они изменяют картину расположения акустических неоднородностей. Сопоставляя вариации в количестве сейсмической энергии, авторы показали (рис. 31), что энергия, а соответственно и тектонические напряжения, изменяется на временных интервалах от 5 до 30–40 лет. Причем, это происходит независимо от геодинамической обстановки в районе, будь то Срединно-Атлантический хребет или поднятие Фенноскандии.

Ш.А. Губерман [1981] подсчитал, что сильнейшие землетрясения распространяются по земному шару медленными волнами со скоростью $0,15^\circ/\text{год}$, т.е. совершают полный оборот вокруг Земли за 2400 лет. Другой вопрос, каковы напряжения, возникающие при прохождении этих волн, и способны ли они изменять картину расположения акустических неоднородностей? Для этого необходимы специальные исследования.

Мониторинг, проведенный методом сейсмолокации на Алькеевской площади Ромашкинского месторождения [Чиркин и др., 1997], показал, что увеличение или уменьшение трещиноватости связано с процессами нагнетания жидкости в пласт, повышением и релаксацией пластового давления. Было также установлено, что увеличение пластового давления приводит к снижению субвертикальной трещиноватости, а его уменьшение – к их росту. Ясно, что величины давления на глубинах – первые километры – неизмеримо меньше, чем в интервалах 10–20 км консолидированной коры, но и они приводят к изменениям положения зон акустического импеданса. Следует учитывать и дилатансию – процесс генерирования и подавления трещинной пустотности в геоматериалах, в том числе и в глубинах земной коры [Николаевский, 1982]. Этот процесс также переменен во времени и оказывает влияние на возникновение и уничтожение отражений. Следовательно, можно предположить, что и волны от землетрясений могут изменять штриховое поле на определенных, наиболее для этого пригодных участках земной коры на всю ее глубину.

Вместе с тем, в зонах разломов положение акустических поверхностей, скорее всего остается неизменным, несмотря на изменение напряжений в зоне разлома. Об этом, в частности, свидетельствует мониторинг Ангарского разлома на Байкальском геодинамическом полигоне [Ружич и др., 1999]. Здесь с использованием новейшей аппаратуры установлены разнознаковые микросмещения в течение 1995–1998 гг. (рис. 32). В первый период наблюдается ундуляции кривой в обстановке сжатия, во второй – ундуляции

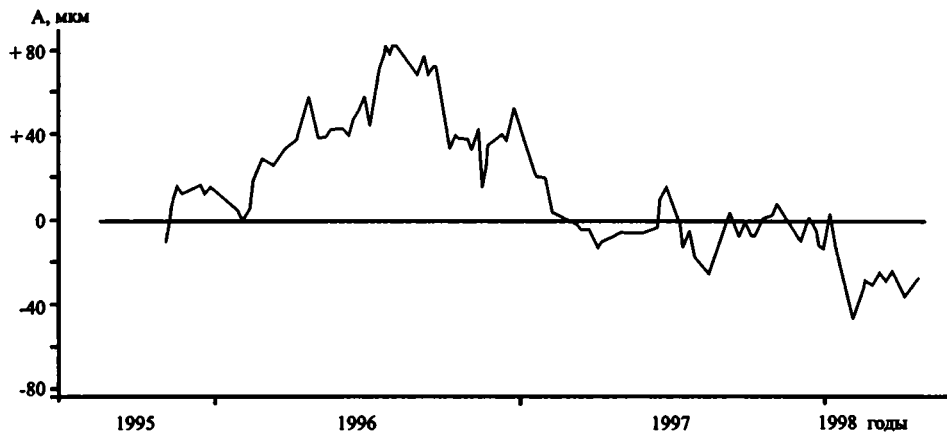


Рис. 32. Обобщенный график микросмещений по Ангарскому разлому (из: [Ружич и др., 1999])

Приведены данные по датчику, фиксирующему сжатие (+) и растяжение (-) в зоне разрыва

происходят в обстановке растяжения. Общий цикл смены обстановок примерно 2 года. Крылья разрывов находятся в режиме постоянной вибрации, при котором микросмещения фиксируются фактически каждые 10 с. При этом все микросмещения происходят по одним и тем же трещинам. Таким образом, можно сделать вывод, что изменения положения отражающих поверхностей или зон трещиноватости не происходит. Следовательно, падение и простираение собственно зоны разлома, несмотря на постоянную смену движений по нему, остаются неизменными.

Итак, можно считать колебательные процессы, влияющие на формирование акустических неоднородностей в коре, установленными на современном этапе. Также можно предполагать, что такие процессы происходили на всем протяжении развития Земли. Конечно, не все колебательные процессы приводили к изменению архитектуры коры, это зависит от их мощности. Ясно, что горообразование, складкообразование, коллизии разного рода изменяли структуру штрихового поля. Возраст крупных геологических деформаций коры устанавливается по данным поверхностной геологии. Отсюда следует вывод о возрасте отражений, наблюдаемых на сейсмопрофилях. Отражения могут датироваться возрастом последних крупных тектонических процессов. При этом надо учитывать возможность сохранения части более древних отражений и возникновения более молодых, которые появились в результате внутрикоровых деформаций, не приводивших к изменению поверхностной структуры.

Анализируя сейсмические данные по Кольской сверхглубокой скважине Н.И. Павленкова [1989] выделила литологические, тектонические и физические отражения. Последние чаще всего выражаются в субгоризонтальных пакетах, и их природа рассмотрена в главе 2. Учитывая переменность

напряжений в коре, был сделан вывод о том, что такие отражения могут появляться и исчезать во времени. Для них было предложено наименование “фантомные” [Минц и др., 1987; Николаев, 1999a], и они не отражают тектоническую структуру коры.

Таким образом, наклонные и часть горизонтальных отражений являются следствием тектонической эволюции, имеют определенный возраст и могут быть использованы для построения различных тектонических моделей. Другую часть горизонтальных отражений (фантомных) необходимо исключать из этих построений. Различать те или иные отражения довольно трудно, однако при знании геологических особенностей того или иного региона вполне возможно.

Подводя итоги, можно сделать некоторые предварительные выводы. Прежде всего, отражения в континентальной консолидированной земной коре являются разновозрастными. Об этом свидетельствует, в частности, довольно частое их пересечение, соотношение штрихового поля со структурами на поверхности и другие факты. Природа происхождения отражений не может служить критерием определения возраста, поскольку процессы формирования неоднородностей распространены во времени незакономерно, хотя некоторые эпохи тектонической активности Земли в целом могут быть выделены. Такой вывод подтверждается при рассмотрении горизонтальных пакетов отражений.

Как было показано, горизонтально-слоистая нижняя кора распространена достаточно широко [Леонов, 1993; Klempereger, 1987; Pinet, 1989; и др.], причем какой-либо строгой связи с разновозрастными структурами на поверхности не устанавливается. Если говорить о разновозрастных рифтовых структурах, то наблюдается увеличение мощности горизонтально расслоенного комплекса нижней коры по мере омоложения рифтов, что, в связи с повышенным тепловым режимом в более молодых структурах, указывает на прямую зависимость между горизонтальными отражениями и температурой.

Что касается горизонтальных ансамблей отражений в верхней коре, то они, скорее всего, являются следствием тектонического течения, как было показано Ю.Г. Леоновым [1993]. Приведенные факты позволяют предположить, что горизонтальная сейсмическая расслоенность нижней части коры отражает современное ее состояние и напрямую зависит от температуры в верхней мантии, а не является структурной особенностью коры, связанной с более ранними этапами ее развития. Хотя, несомненно, что среди горизонтальных отражений могут присутствовать в малом количестве и более древние, однако, их опознавание представляет собой необычайно трудную задачу.

Наклонные пакеты отражений практически везде отвечают разрывным нарушениям и могут быть датированы при сопоставлении с поверхностными структурами коры. Они сохраняются на протяжении длительного времени. Таким образом, все отражения (наклонные и горизонтальные) в верхней коре есть результат всей ее тектонической эволюции и должны быть использованы для создания моделей формирования структур и восстановления истории развития земной коры.

Заключение

Изложенные в книге соображения и выводы продолжают разработку проблемы геологической интерпретации отражений в консолидированной земной коре, начатую ранее многими исследователями [Кунин, Шейх-Заде, 1993; Леонов, 1991, 1993; Meissner, 1984; и др.]. Анализ сотен километров сейсмических профилей МОВ, ОГТ и других модификаций показывает, что отражения в коре гетерогенны и разновозрастны. Природа и возраст отражений с достаточной долей условности могут определяться при сравнении истории развития тектонических структур на поверхности с картиной штрихового поля на глубине при использовании моделей глубинного механизма формирования таких структур. При этом как постулат принимается, что механизмы формирования структур остаются неизменными на всем протяжении геологического времени.

Можно считать установленным, что все пакеты наклонных отражающих площадок в консолидированной коре отвечают крупным разрывным нарушениям и сохраняются в архитектуре акустических неоднородностей, начиная как минимум с раннего протерозоя. Горизонтальные отражения и их пакеты разноприродны и разновозрастны. Это касается как субгоризонтальной структуры в верхней и средней коре, так и расслоенного комплекса в нижней части коры. Поскольку последний тесно связан с поверхностью Мохоровичича (именно в подошве расслоенного комплекса и проводится граница), то и сама поверхность на разных участках имеет разную природу и возраст.

Переработка коры, в результате которой изменяется ее акустическая структура и, соответственно, картина штрихового поля, происходит в зависимости от тектонических процессов и термальной активности, несомненно связанных друг с другом. Существенное влияние на структуру оказывает разломообразование, охватывающее всю кору. Дальнейшая активизация движений по разломам практически оставляет без изменения старую структуру и приводит к появлению новой сетки разломов. Как следствие возникают пересечения разновозрастных наклонных пакетов отражений. Термальная активность в той или иной форме (магматическая и т.д.) способна целиком разрушить акустические неоднородности, создавая прозрачные вертикальные зоны, пронизывающие всю кору. Полностью акустически анизотропное вещество коры в этих зонах в результате последующих тектонических процессов вновь структурируется, при этом, как правило, частично восстанавливается более древняя структура (это относится, в первую очередь, к крупным разрывным нарушениям).

Каждая крупная тектоническая структура на поверхности (рифты, синеклизы, щиты и складчатые области) характеризуется своим определенным типом штрихового поля коры независимо от времени формирования. Конечно, наблюдаются случаи, когда тот или иной тип штрихового поля накладывается один на другой. Примерами могут служить рифты или зоны вулканической активности, которые закладываются и развиваются на более ранних синеклизах. В таких зонах задача определения структуры коры на тот или иной период сильно усложняется, отсюда – трудности с классификацией отражений. Естественно, преобладающими в этих условиях являются наиболее поздние отражения, возраст которых соответствует наиболее молодым структурам.

Еще раз надо подчеркнуть, что речь идет о крупных структурах, так как незначительная активизация движений по ранее заложившимся разломам не приводит к изменению акустической структуры коры. Точно также не изменяется штриховое поле при крупных вертикальных (эпейрогенических) движениях коры. Оно только изменяет гипсометрическое положение тех или иных элементов штрихового поля или в редких случаях незначительно меняет углы их наклона.

Все выводы, сделанные в работе о природе и возрасте отражений, как следует из названия, относятся к континентальной консолидированной земной коре. В океанической коре они могут быть несколько иными. Исследований на эту тему крайне мало, хотя объем сейсмопрофилирования методом ОГТ, в том числе широкоформатного (ШГСП), несравненно больше, чем на континентах. Некоторые проблемы возникновения отражающих горизонтов и площадок в океанической коре рассмотрены в работах А.И. Пилипенко [1994], Ю.Н. Разницына [Пушаровский и др., 1995] и др.

При изучении отражающих поверхностей в океанической коре возникают некоторые трудности, отсутствующие на континентах. Во-первых, это чисто технологические проблемы, вызываемые влиянием поверхности вододно, которая сильно влияет на появление интенсивных кратных волн и других помех. Во-вторых, это повышенный тепловой поток, особенно сильный в районе срединно-океанических хребтов. Как было показано, он играет существенную роль при формировании акустических неоднородностей для континентальной коры, а в силу единства физических законов, то же происходит и для океанической коры. Несомненно, однако, что пакеты наклонных отражений, широко развитые в структуре океанической коры, соответствуют крупным разрывным нарушениям. Что касается горизонтальных отражений, то они, скорее всего, отвечают поверхностям базальтовых потоков в коре и процессам магматического подслаивания (*underplating*). Последние достаточно хорошо обоснованы для континентальной коры [Леонов, 1993], но, вероятно, работают и в условиях формирования океанической коры.

Для выяснения общих закономерностей отражений земной коры в целом, необходимо провести сравнительный анализ акустической структуры континентальной и океанической коры и при этом использовать модельные построения с учетом изменения температурного режима.

Привычным стало употребление в геологической литературе понятия “двух-” или “трехслойная” кора. Анализ множества сейсмических профилей, освещающих разные участки земной коры, показывает некую условность такого понятия. Особенно хорошо это видно при рассмотрении серии субпараллельных профилей, проведенных на небольшом расстоянии друг от друга. На них часто наблюдаются несопоставимые рисунки штрихового поля, хотя профили пересекают одну и ту же структуру на поверхности. Конечно, здесь имеют значение чисто технологические причины (дифракция, боковой снос и т.д.). Но нельзя исключать и резкое изменение структуры коры, не отраженное в поверхностных тектонических элементах. Предположительно, это может вызываться широким развитием в коре трехмерных объемов разной формы и размеров, что подтверждается, кроме эмпирических выводов, результатами обработки профилей ГСЗ, на которых внутри коры выделяется множество блоков, характеризующихся разными скоростными параметрами. Такие данные получены по районам Русской плиты и другим регионам [Егоркин и др., 1989; Костюченко, 1995; и др.].

Крупные блоки коры известны, в частности, в Альпах, где выделяется система выклинивающихся тектонических пластин, надвинутых друг на друга [Handy, Zingg, 1991; и др.]. Сходная структура определена на северо-востоке России, где расположена зона коллизии и сама кора состоит из ансамбля террейнов [Парфенов и др., 1993; и др.]. Таким образом, кора состоит не из одного, двух или трех слоев с резкими изменениями глубин верхних и нижних границ, а из множества сложно перемежающихся тел чаще всего линзообразной формы и напоминает строение дельты, сложенной несколькими лопастями. Верхние и нижние границы таких тел в подавляющем большинстве определяются плоскостями тектонических смещений. Структура коры создается в результате процессов сжатия (как один из типов – коллизия), а ее сложность и многомерность определяются постоянной сменой направлений сжатия во времени. Итак, консолированная земная кора представляет собой единый слой со строго определенной верхней границей – поверхностью фундамента – и, как было показано выше, переменной во времени нижней границей – поверхностью Мохоровичича. Приведенные соображения прямо не следуют из работы, однако некоторые детали анализа позволяют ставить такой вопрос. Конечно, для его решения требуется провести более глубокие исследования структуры коры, в частности методом томографии, успешно применяемым для изучения мантии.

Литература

- Акишев Т.А., Климов А.А., Шевчук Г.Г.* Геолого-геофизическая модель глубинного строения земной коры Центрального Казахстана // Глубинные исследования недр СССР. Л.: Недра, 1989. С. 135–145.
- Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
- Гарецкий Р.Г.* Тектоника молодых платформ Евразии. М.: Наука, 1972. 300 с. (Тр. ГИН; Вып. 226).
- Гарецкий Р.Г., Клушин С.В.* Листрические разломы в Припятском палеорифте // Геотектоника. 1989. № 1. С. 48–60.
- Гарецкий Р.Г., Коженев В.Я., Николаев В.Г.* Сравнительный анализ истории тектонического развития Припятского, Центральнорусского и Байкальского грабенов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63, вып. 1. С. 5–12.
- Геологическая карта Казахстана и Средней Азии. М-6 1:1 500 000 / Под ред. Н.А. Афоничева, Н.Г. Власова. М.: Мингео СССР, 1984.
- Геология и сейсмичность зоны БАМ: Неотектоника / Под ред. Н.А. Логачева. Новосибирск: Наука, 1984. 207 с.
- Губерман Ш.А.* Д-волны и максимальная амплитуда землетрясений // ДАН СССР. 1981. Т. 257, № 6. С. 1381–1386.
- Детальные сейсмические исследования литосферы на Р- и S-волнах / Под ред. Н.Н. Пузырева. Новосибирск: Наука, 1993. 199 с.
- Дикас А.Б.* Срединно-континентальная рифтовая система центральной части США – модель докембрийской структуры растяжения // Сов. геология. 1991. № 9. С. 42–55.
- Егоркин А.В., Зюганов С.К., Михальцев А.В., Чернышев Н.М.* Комплексные сейсмические исследования на геотраверсах // Глубинные исследования недр СССР. Л.: Недра, 1989. С. 226–238.
- Кашубин С.Н., Соколов В.Б., Рыбалка В.М.* Глубинное строение авлакогенов Восточно-Европейской платформы по результатам комплексных геолого-геофизических исследований на геотраверсе “Гранит” // Тектоника осадочных бассейнов Северной Евразии: Тез. докл. М.: ГИН РАН, 1995. С. 54–55.
- Климов А.А., Зазубин Е.А., Эренбург М.С., Беляшова Н.Н.* Построение моделей земной коры складчатых областей // Сов. геол. 1992. № 7. С. 59–66.
- Климов А.А., Шацков В.И., Фрейд А.Г. и др.* Тектоническая расслоенность земной коры палеозой Казахстана по комплексу данных сейсмометрии ГСЗ–МОВЗ, МОВ // Шарьирование и геологические процессы: Сб. докл. Науч. сес. Уфа, 12–14 дек. 1989. Уфа, 1992. С. 136–142.
- Кондратьев О.К., Берзин Р.Г.* Внутрикоровые отраженные волны. Международная геофизическая конференция и выставка: Тез. докл. М., 1997. С. Е2.4.
- Костюченко С.Л.* Структура и тектоническая модель земной коры Мезенской синеклизы по результатам комплексного геолого-геофизического изучения // Разведка и охрана недр. 1995. № 5. С. 2–7.

- Костюченко С.Л., Егоркин А.В., Солодилов Л.Н.* Особенности строения литосферы Урала по результатам многоволнового глубинного сейсмического зондирования // Геотектоника. 1998. № 4. С. 3–18.
- Кременецкий А.А.* Геологическая природа сейсмических границ континентальной коры // Сверхглубокое континентальное бурение и глубинные геофизические исследования: Тез. докл. Междунар. семинара Ярославль, 1988. С. 144–147.
- Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н.* Тектонические напряжения на платформах и глобальные вариации сейсмичности // Геотектоника. 1993. № 5. С. 34–36.
- Кунин Н.Я., Шейх-Заде Э.Р.* Исследование литосферы докритическими отраженными волнами. М.: Наука, 1993. 224 с.
- Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной земной коры // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 227–252. (Тр. ГИН РАН; Вып. 511).
- Леонов Ю.Г.* Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расслоенности земной коры // Геотектоника. 1991. № 6. С. 3–20.
- Леонов Ю.Г.* Тектонические критерии интерпретации сейсмических отражающих горизонтов в нижней коре континентов // Геотектоника. 1993. № 5. С. 4–15.
- Леонов Ю.Г.* Строение литосферы в отраженных волнах // Геотектоника. 1994. № 4. С. 85–88.
- Леонов Ю.Г., Перфильев А.С.* Тектоническая природа границы Мохоровичича // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 10–26. (Тр. ГИН; Вып. 511).
- Лысак С.В.* Тепловой поток континентальных рифтовых зон. Новосибирск: Наука, 1988. 198 с.
- Мальшев Ю.Н., Сагалович О.И., Лисуренко А.В.* Техногенная геодинамика. Кн. 1. М.: Недра, 1996. 430 с.
- Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 279 с.
- Милиц М.В., Глазнев В.Н., Конилев А.Н. и др.* Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: Палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 287 с. (Тр. ГИН; Вып. 503).
- Милиц М.В., Колтаков Н.И., Ланев В.С., Русанов М.С.* О природе субгоризонтальных сейсмических границ в верхней части земной коры (по данным Кольской сверхглубокой скважины) // Геотектоника. 1987. № 5. С. 62–72.
- Муратов М.В.* Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975. 176 с.
- Николаев В.Г.* Паннонский бассейн (строение осадочного чехла и развитие). М.: Наука, 1986. 102 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 406).
- Николаев В.Г.* Кайнозойские континентальные рифтогенные и лабигенные структуры (строение осадочного чехла и развитие). Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М.: ГИН РАН, 1993. 47 с.
- Николаев В.Г.* О времени заложения Байкальской впадины // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1998. Т. 73, вып. 4. С. 13–16.
- Николаев В.Г.* О времени формирования сейсмических отражений в консолидированной континентальной земной коре // ДАН. 1999а. Т. 364, № 3. С. 378–381.
- Николаев В.Г.* Структура земной коры и рифты // Геофизика. 1999б. № 1. С. 61–68.
- Николаев В.Г.* Стадийность развития внутриконтинентальных рифтов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76, вып. 1. С. 12–17.
- Николаевский В.Н.* Обзор: земная кора, дилатансия и землетрясения // Дж. Райс. Механика очага землетрясения. М.: Мир, 1982. С. 133–215.

- Павленкова Н.И.* Кольская скважина и ее значение для глубинных сейсмических зондирований // Сов. геология. 1989. № 6. С. 16–23.
- Павленкова Н.И.* Развитие представлений о сейсмических моделях земной коры // Геофизика. 1996. № 4. С. 11–19.
- Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В.* Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
- Пейве А.В.* Геология раздела Мохоровичича // Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981. С. 7–13.
- Пилипенко А.И.* Тектоническая расслоенность океанической коры глубоководных котловин (по сейсмическим материалам) // Геотектоника. 1994. № 1. С. 49–61.
- Пушаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницын Ю.Н., Базилевская Е.С.* Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ГЕОС, 1995. 164 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 495).
- Ружич В.В., Трусков В.А., Черных Е.Н., Позднов А.А.* О значении колебательно-волновых процессов в сейсмотектонике // Методы изучения, строение и мониторинг литосферы. Мат. к междунар. конф. Новосибирск: СО РАН – НИЦ ОИГГМ, 1998. С. 91–93.
- Ружич В.В., Трусков В.А., Черных Е.Н., Смекалин О.П.* Современные движения в зонах разломов Прибайкалья и механизмы их инициирования // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 3. С. 360–372.
- Руттен М.Г.* Геология Западной Европы. М.: Мир, 1972. 446 с.
- Селезнев В.С., Соловьев В.М., Еманов А.Ф. и др.* Глубинное строение неотектонических впадин (оз. Байкал и оз. Телецкое) // Методы изучения, строение и мониторинг литосферы. Мат. к междунар. конф. Новосибирск: СО РАН – НИЦ ОИГГМ, 1998. С. 266–271.
- Соколова Ю.Ф., Миронова Н.А.* Реологическая модель континентальной земной коры по данным сравнительного исследования метаморфических комплексов и коровых ксенолитов // Геотектоника. 1992. № 3. С. 17–26.
- Строение литосферы Балтийского щита: Результаты исследований по международным геофизическим проектам / Под ред. Н.В. Шарова. М.: ГК РАН, 1993. 166 с.
- Субботин С.И.* О причинах и механизме образования платформенных и геосинклинальных прогибов земной коры // Структура земной коры и деформации горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 39–49 (21-я сес. МГК. Докл. сов. геологов).
- Тектоника Европы и смежных областей: Варисциды, эпипалеозойские платформы, альпиды / Под ред. А.В. Пейве, В.Е. Хаина, М.В. Муратова. М.: Наука, 1978. 588 с.
- Тектоника Припятского прогиба / Под ред. Р.Г. Гарецкого. Минск: Наука и техника, 1979. 176 с.
- Трофимов В.А.* Сейсморазведка МОГТ при изучении строения докембрийского фундамента востока Русской плиты. М.: Недра, 1994. 90 с.
- Хаин В.Е.* Региональная тектоника: Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М.: Недра, 1971. 548 с.
- Хаин В.Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 512 с.
- Хаин В.Е.* Региональная геотектоника: Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 359 с.
- Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И.* Коренные месторождения алмазов Мира. М.: Недра, 1998. 555 с.

- Чиркин И.А., Файзуллин И.С., Кузнецов О.Л. и др.* Мониторинг методом сейсмологии бокового обзора на нефтяном месторождении – первый опыт // Междунар. геофизическая конференция и выставка. Тез. докл. М., 1997. С. 4–8.
- Шаров В.И.* О новой трехслойной сейсмической модели континентальной коры // Геотектоника. 1987. № 4. С. 19–30.
- Шатский Н.С.* О синеклизах А.П. Павлова // Избр. тр. Т. 2. М.: Наука, 1964. С. 271–277.
- Шерифф Р., Гелдарт Л.* Сейсморазведка. Т. 2: Обработка и интерпретация данных. М.: Мир, 1987. 400 с.
- Bally A.W.* Phanerozoic basins of North America // The Geology of North America: An overview. The GNA. V. A. Geol. Soc. Amer., 1989. P. 397–446.
- Barton P.J.* LISPБ revisited: a new look under the Caledonides of northern Britain // Geophys. J. Int. 1992. V. 110, № 2. P. 371–391.
- Behrendt J.C., Green A.G., Cannon W.F. et al.* Crustal structure of the Midcontinent rift system: Results from GLIMPCE deep seismic reflection profiles // Geology. 1988. V. 16, № 1. P. 81–85.
- Blundel D.J., Hobbs R., Klemperer S.L. et al.* Crustal structure of the Central and Southern North Sea from BIRPS deep seismic reflection profiling // J. Geol. Soc. London. 1991. V. 148. P. 445–457.
- Bois C.H.* Profils de sismique reflexion profonde en Europe // Geochronique. 1991. № 39. P. 13–16.
- Brun J.P., Wenzel F.* Crustal-scale structure of the southern Rhinegraben from ECORS-DECORP seismic reflection data // Geology. 1991. V. 19, № 7. P. 758–762.
- Christensen N.I.* Reflectivity and seismic properties of the deep continental crust // J. Geophys. Res. B. 1989. V. 94, № 12. P. 17793–17804.
- Cook F.A.* Deep basement seismic reflection profiling of the Purcell anticlinorium using a land air gun source // J. Geophys. Res. 1985. V. 53, № B90. P. 651–662.
- Deep structure of the Alps / Eds. F. Roure et al. // Mem. Soc. Geol. France. 1990. Mem. 156. 350 p.
- Diaconescu C.C., Knapp J.H., Brawn L.D. et al.* Precambrian Moho offset and tectonic stability of the East European platform from the URSEIS deep seismic profile // Geologie. 1998. V. 26, № 3. P. 211–214.
- Emmerman R., Lauterjung B.* The German Continental Deep Drilling Program KTB: Overview and major results // J. Geophys. Res. 1997. V. 102, № B8. P. 18179–18201.
- Finlayson D.M., Leven J.H., Etheridge M.A.* Structural Styles and Basin Evolution in Eromanga Region, Eastern Australia // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1988. V. 72, № 1. P. 33–48.
- Finlayson D.M., Owen A., Johnstone D., Wake-Dyster K.D.* Moho and petrologic crust-mantle boundary coincide under southeastern Australia // Geology. 1993. V. 21, № 8. P. 707–710.
- Franke W., Bortfeld R.K., Brix M. et al.* Crustal structure of the Rheinisch massif: results of deep seismic reflection lines DEKORP 2-North and 2-North-Q // Geol. Rund. 1990. Bd. 79, ht. 3. S. 523–566.
- Gallastequi J., Pulgar J.A., Alvarez-Marron J.* 2-D seismic modelling of the Variscan foreland thrust and fold belt crust in NM Spain from ESCIN-1 deep seismic reflection data // Tectonophysics. 1997. V. 269, № 1/2. P. 21–32.
- Gish D.M., Keller G.R., Sbar M.L.* A refraction study of deep crustal structure in the basin and range: Colorado Plateau of eastern Arizona // J. Geophys. Res. 1981. V. 86, № 7. P. 6029–6038.

- Gohl K., Nitsche F., Miller H.* Seismic and gravity data reveal Tertiary interplate subduction in the Bellingshausen Sea, Southeast Pacific // *Geology*. 1997. V. 25, № 4. P. 371–374.
- Goleby B., Drummond B., MacCready T.* The Mount Isa geodynamic transect. The deep seismic reflection profile south Mount Isa and Cloncarry // *AGSO Res. News Lett.* 1996. № 24. P. 6–8.
- Goleby B.R., Kennet B.L.N., Wright C. et al.* Seismic reflection profiling in the Proterozoic Arunta Block, central Australia: Processing for testing models of tectonic evolution // *Tectonophysics*. 1990. V. 173, № 1/4. P. 257–268.
- Handy M.R., Zingg H.* The tectonic and rheological evolution of an attenuated cross section of the continental crust: Ivrea crustal section, southern Alps, northwestern Italy and southern Switzerland // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1991. V. 103, № 2. P. 236–253.
- Harjes H.-P., Bram K., Durbaum H.-J. et al.* Origin and nature of crustal reflections: Results from integrated seismic measurements at the KTB superdeep drilling site // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102, № B8. P. 18267–18288.
- Hauge T.A., Allmendinger R.W., Caruso C. et al.* Crustal structure of western Nevada from COCORP deep seismic-reflection data // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1987. V. 98, № 3. P. 320–329.
- Holliger K., Klemperer S.L.* A comparison of the Moho interpreted from gravity data and from deep seismic reflection data in the northern North Sea // *Geophys. J.* 1989. V. 97, № 2. P. 247–258.
- Hutchinson D.R., Lee M.W., Behrendt J. et al.* Variations in the reflectivity of the Moho transition zone beneath the Midcontinent rift system of North America: Results from true amplitude analysis of GLIMPCE data // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97B, № 4. P. 4721–4737.
- Hyndman R.D., Lewis T.J., Marquis G.* Comment on “Origin of deep crustal reflections: Implications of coincident seismic refraction and reflection data in Nevada” // *Geology*. 1991. V. 19, № 12. P. 1243.
- Klemperer S.L.* Reflectivity of the crystalline crust: hypotheses and tests // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1987. V. 89, № 1. P. 217–222.
- Leven J.H., Fynlayson D.M., Wake-Dyster K.* Mid-crustal detachments controlling basin deformation: Ramp synforms in southwestern Queensland // *Tectonophysics*. 1990. V. 173, № 1/4. P. 231–246.
- Lie J.E., Andersson M.* The deep-seismic image of the crustal structure of the Tornquist Zone beneath the Skagerrak Sea, northwestern Europe // *Tectonophysics*. 1998. V. 287, № 1/4. P. 139–155.
- Mc Swiggen P.L., Morey G.B., Chandler V.W.* New model of the Midcontinent rift in eastern Minnesota and western Wisconsin // *Tectonics*. 1987. V. 6, № 6. P. 677–685.
- Megnién C.* Les forages scientifiques continentaux. Revue des programmes nationaux existants // *Geochronique*. 1991. № 39. P. 17–26.
- Megnién C., Weber C., Castaing C. et al.* Deep Geology of France program: Metamorphic formation crossed by Sancerre-Couy borehole // New piece of variscan orogen. 28th International Geological Congress. 1989. Abstr. 2.2. P. 409–410.
- Meissner R.* About the nature of reflectors in the continental crust // Тезисы. М.: Наука, 1984. С. 321–322 (27-й МФК. Секция 06, 07. Т. 3).
- Meissner R.* Rupture, creep, lamellae and crocodiles: happenings in the continental crust // *Terra nova*. 1989. V. 1, № 1. S. 17–28.

- Meissner R., Brown Z.* Seismic reflections from Earth's crust: comparative studies of tectonic patterns // *Geophys. J. Int.* 1991. V. 105. P. 1–2.
- Milkereit B., Green A.G., Lee M.W. et al.* Pre- and poststack migration of GLIMPCE reflection data // *Tectonophysics.* 1990. V. 173, № 1/4. P. 1–13.
- MONA LISA Working Group MONA LISA – Deep seismic investigation of the lithosphere in the southeastern North Sea // *Tectonophysics.* 1997. V. 269, № 1/2. P. 1–19.
- Pinet B.* Deep seismic profiling and sedimentary basin // *Bull. Soc. Geol. France.* 1989. Serie 8. T. 5, № 4. P. 749–766.
- Plumb K.A.* The Tectonic Evolution of Australia // *Earth Sci. Rev.* 1979. T. 14. Amsterdam. P. 205–249.
- Poupinet G., Voogd B.De.* Some consequences of the differences in seismic properties in old and young continental plates for isostatic compensation // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1981. V. 56. P. 278–286.
- Pratt T., Cullota R., Hauser E. et al.* Major Proterozoic basement features of the eastern midcontinent of North America revealed by recent COCORP profiling // *Geology.* 1989. V. 17, № 6. P. 505–509.
- Serpa L., Setrer D.T., Farmer H. et al.* Structure of the Southern Keeweenawan rift from COCORP surveys across the midcontinent geophysical anomaly in north-eastern Kansas // *Tectonics.* 1984. V. 3, № 3. P. 367–384.
- Thatcher W.* Does the mid-crust flow? // *Nature (Gr. Brit.).* 1992. V. 358, № 6386. P. 454–455.
- Van Schmus W.R., Hinze W.J.* The Midcontinent Rift system // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1985. V. 13. P. 345–383.
- Warner M.* Basalts, water or shear zones in the lower continental crust? // *Tectonophysics.* 1990. V. 173, № 1/4. P. 163–174.
- Wenzel F., Brun J.-P.* A deep reflection seismic line across the Northern Rhine Graben // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 104, № 2/4. P. 140–150.
- Wernicke B.* Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // *Can. J. Earth.* 1985. V. 22, № 1. P. 108–125.
- Woelk T.S., Hinze W.J.* Model of the midcontinent rift system in northeastern Kansas // *Geology.* 1991. V. 19, № 3. P. 277–280.
- Wright C., Goleby B.R., Shaw R.D. et al.* Seismic structure and continuity of the Red-bank Thrust Zone, central Australia // *DMR J. Austral. Geol. and Geophys.* 1993. V. 13, № 4. P. 359–368.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	5
Глава 1. Соотношение тектонических структур и сейсмических отражений в консолидированной земной коре под ними	8
1.1. Рифты	8
1.2. Синеклизы	29
1.3. Щиты и складчатые пояса	43
Глава 2. Природа отражений в континентальной земной коре	61
2.1. Основные элементы штрихового поля	61
2.2. Природа отражений	64
Глава 3. К вопросу о возрасте отражений	78
Заключение	87
Литература	90

CONTENTS

Introduction	5
Chapter 1. Correlation of tectonic structure and seismic reflections in the Earth consolidated crust under them	8
1.1. Rifts	8
1.2. Synclises	29
1.3. Shields and fold belts	43
Chapter 2. Origin of reflection in the Earth consolidated crust	61
2.1. Principal elements of the seismic pattern	61
2.2. Origin of reflections	64
Chapter 3. The problem of the Age of seismic reflections	78
Conclusion	87
References	90

Научное издание

Вадим Георгиевич Николаев

**Природа и возраст
сейсмических отражений
в консолидированной
континентальной земной коре**

(Труды ГИН РАН, вып. 563)

*Утверждено к печати
Редколлегией Геологического института РАН*

*Редактор И.М. Ерофеева
Компьютерная верстка А.Н. Кураленко*

Подписано к печати 30.10.04
Формат 70x100 1/16. Бумага офсетная № 1, 80 г/м²
Гарнитура QuantAntiquaС. Печать офсетная.
Усл.-печ. 8,4 л. Уч.-изд. 8,0 л.
Тираж 300 экз.
Тип ВТИИ. Москва. Зак. № 438С.

Издательство ПК ГЕОС
Изд. лицензия ИД № 01613 от 19.04.2000.
125315, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел.: (095) 230-80-92.
Факс: (095) 231-04-43.

